

TRABAJO DE GRADO DE MAESTRÍA

INTERPRETACIÓN SISMO-TECTÓNICA Y CONSTRUCCIÓN DE UN MODELO TRIDIMENSIONAL INTEGRADO EN EL NORTE DEL ESTADO MONAGAS VENEZUELA

Trabajo de Grado de Maestría
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al Título de Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas
por la Ing. María Gabriela Castillo Vincentelli.

Caracas, Mayo 2004

TRABAJO DE GRADO DE MAESTRÍA

INTERPRETACIÓN SISMO-TECTÓNICA Y CONSTRUCCIÓN DE UN MODELO TRIDIMENSIONAL INTEGRADO EN EL NORTE DEL ESTADO MONAGAS VENEZUELA

Tutor Académico: Prof. Ph.D. Daniel Loureiro

Trabajo de Grado de Maestría
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al Título de Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas
por la Ing. María Gabriela Castillo Vincentelli.

Caracas, Mayo 2004

DEDICATORIA.

A la memoria del Profesor Omar Rojas,
Quien tuvo la responsabilidad y habilidad para guiar este proyecto,
Y a quien la vida no le permitió verlo concluido.

AGRADECIMENTOS.

.- A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, institución que además de permitirme continuar con mis estudios superiores, me abrió sus puertas para iniciar una nueva etapa profesional, al ofrecerme la oportunidad de ejercer la docencia en tan prestigioso recinto.

.- Al profesor Daniel Loureiro, tutor de este trabajo, quien asumió la orientación de este estudio, apuntando de manera eficiente el camino a ser seguido, y ayudándome a finalizar el mismo a través de su amplia experiencia.

.- Al Departamento de Geología, específicamente a la comisión de postgrado, quienes garantizaron en todo momento la continuidad y culminación del proyecto, a pesar de los imprevistos que surgieron.

.- A la colaboración y apoyo prestado por la Sra. Morella en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, tanto en el transcurso del trabajo como para la finalización del mismo.

.- A PDVSA E y P, quienes suministraron tanto los datos como las herramientas de “hardware” y “software” que hicieron posible el desenvolvimiento del proyecto.

.- A Paradigm Geophysics Venezuela, empresa que a través de Bernardo Briones y Camilo Dongo, prestó los programas Geosec 2D y 3D, sin los cuales hubiese sido imposible concluir este estudio.

.- A las profesoras Inírida Rodríguez y Mónica Martiz, quienes además de amigas, me han apoyado incondicionalmente tanto en la culminación de este estudio, así como en el inicio y ejecución de tantos otros proyectos en mi vida profesional y personal.

.- Al Ingeniero Miguel Morales por haberme enseñado a estudiar la Serranía del Interior Venezolana y me dio las herramientas profesionales para hacerlo.

.- A mi familia por su apoyo y comprensión a lo largo de la vida,

.- A todos los amigos que han compartido conmigo no solo la elaboración de este proyecto, sino que han estado allí a lo largo de muchos otros y seguirán estando allí. Aunque me gustaría mencionarlos a todos, la lista llevaría más espacio que el que dispongo, y como no es cuestión de colocarlos en una lista, todos saben que en realidad forman parte importante de mi vida y la de mi familia.

Muchísimas Gracias a todos.

Castillo Vincentelli María Gabriela.

***INTERPRETACIÓN SISMO-TECTÓNICA Y CONSTRUCCIÓN DE
UN MODELO TRIDIMENSIONAL INTEGRADO EN EL NORTE
DEL ESTADO MONAGAS VENEZUELA***

Tutor Académico: Prof. Ph.D. Daniel Loureiro,. Tesis. Caracas. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. 2004, n° pag. 155

Palabras claves: Serranía, retrodeformación, estructural, Geosec, VRMS.

Resumen.

A lo largo de los últimos 10 años, ha existido gran controversia en relación a la exploración de hidrocarburos en la Serranía del Interior Venezolana; aún cuando los estudios fueron iniciados en los años 70, a la misma no se le había atribuido el potencial petrolífero que ganó luego de haberse realizado estudios estructurales específicos, que lograron identificar oportunidades exploratorias de grandes dimensiones en el norte del Estado Monagas y en el Estado Anzoátegui. En este sentido, el presente estudio surge de la necesidad de conocer en detalle la mecánica de la deformación asociada a la Serranía; el aporte tectónico de la Falla de Urica, y la relación entre la deformación y el desarrollo de reservorios. El proyecto incluye la reconstrucción de la historia de deformación de la Serranía que abarca todo el período compresivo, extendiéndose de oeste a este desde el área del corredor de falla de Urica hasta el área Norte de Monagas, e intenta generar nuevas oportunidades exploratorias al conocer y sincronizar la ocurrencia de eventos geológicos en el área.

La reconstrucción tectónica fue realizada con el programa Geosec 2D, a través de la retrodeformación de dos transectos regionales, y tres transectos locales que representan a cada una de las áreas y el movimiento en conjunto de los 3 bloques definidos en este trabajo. Adicionalmente, se evaluó la sincronización de la

generación del hidrocarburo y la creación de la trampa, usando para ello el programa Thruspack.

Como resultado se obtuvo, que las estructuras observadas, en su mayoría son pliegues con dos o más imbricaciones, incrementándose el número de repeticiones en el sentido oeste a este del área, con ángulos iniciales de rampa de 16 grados los cuales presentan un despegue común en la base de la Formación Barranquin; y los eventos compresivos no corresponden en su totalidad a la misma dirección de aporte tectónico, lo que indica que a pesar que la deformación de la Serranía del Interior Venezolana está asociada a la interacción de las placas Caribe y Suramericana, la misma contribuyó en la formación de las diferentes oportunidades a diferentes intervalos de tiempo geológico, existiendo áreas como el corredor de falla de Urica donde la deformación responde a un solo período compresivo de duración aproximada 8 Ma; y el extremo este (Norte de Monagas), donde se identifican al menos tres eventos compresivos que forman estructuras de diferente rumbo, dando origen a dos niveles diferentes e independientes de prospección, y cuyo periodo de deformación alcanza un lapso de hasta 25 Ma. Por otra parte, queda demostrado que la mayor generación de hidrocarburo ocurrió a la edad del Mioceno Medio y la formación de la trampa coincide con la edad de la generación, presentando alto riesgo de entrapamiento del crudo.

Esta última apreciación, del extremo este del área estudiada, fue posible después de la observación en tres dimensiones de los cubos de velocidades RMS (VRMS) generados para los dos bloques geológicos, extremos, considerados en el estudio.

INDICE GENERAL.

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	v
INDICE GENERAL	vii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABLAS	xvi
CAPITULO I	
1.- INTRODUCCION	
1.1.- Objetivos y Alcance del Trabajo	1
1.1.1.- Objetivo General	1
1.1.2.- Objetivos Específicos	1
1.2.- Zona de Estudio	2
1.3.- Justificación Técnica	2
CAPITULO II	
2.- MARCO TEORICO	
2.1.- GEOLOGÍA	10
2.1.1.- Geología Regional	10
2.1.2.- Estratigrafía Regional	13
2.1.3.- Evolución Tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela	17
2.1.4.- Modelos Geológicos – Estructurales Previos	20
2.2.- Consideraciones Teóricas	30
2.2.1- Geometrías de Deformación	30
2.2.1.1.- Secciones Balanceadas	30
2.2.1.2.- Técnicas de Balanceo	31
2.2.1.2.1.- Método de Kink	32

2.2.1.2.2.- Métodos propuestos por Suppe (1983)	34
2.2.1.3.- Modelos compresivos de repetición de la secuencia sedimentaria	36
2.2.1.4.- Modelos de inversión tectónica	39
2.2.1.5.- Modelos de Pliegues Concéntricos	40
2.2.1.6.- Restauración y Cálculo de acortamiento de una Sección	43
2.2.1.7.- Cinemática de la deformación	45
2.2.1.8.- Zonas Triangulares	46
2.2.2.- Cubo de Velocidades RMS	49

CAPITULO III

3.- METODOLOGÍA

3.1.- Datos a Utilizar	50
3.2.- Programas de computación (Software) utilizados	50
3.2.1.- Programa de Base de datos e interpretación (Openworks y Seisworks)	50
3.2.2.- Programas de balanceo de secciones “Geosec- 2D y 3D”	51
3.2.3.- Programa de Evolución Cinemática ó “Forward Modeling” (Thruspack)	53
3.2.4.- Programas para la construcción del modelo de velocidades RMS (GridStat)	56
3.3.- Procedimiento para la Ejecución del estudio	57
3.3.1.- Calibración sísmica	58
3.3.2.- Interpretación sísmica en tiempo	58
3.3.3.- Conversión del modelo de tiempo a profundidad con velocidades interválicas, utilizando el Geosec 2D	59
3.3.4.- Balanceo de secciones estructurales	61
3.3.5.- Reconstrucción de la historia geológica de la región	62
3.3.6.- Construcción del modelo sólido del subsuelo (SolidModel)	

	63
3.3.7.- Retrodeformación en tres dimensiones	63
3.3.8.- Identificación de oportunidades	64
CAPITULO IV	
4.- TRANSECTOS REGIONALES	
4.1.- Calibración de datos sísmicos	65
4.2.- Interpretación de transectos regionales	68
4.3.- Retrodeformación de los transectos 1 y 2	77
4.3.1.- Transecto 1	77
4.3.2.- Transecto 2	81
4.4.- Análisis de resultados obtenidos a partir de la retrodeformación de los transectos regionales.	83
4.5.- Integración de resultados y análisis	84
CAPITULO V	
5.- INTERPRETACIÓN DE DATOS SISMICOS Y ANALISIS	
5.1.- Área del corredor de falla de Urica	87
5.1.1.- Interpretación del área del corredor de Urica	87
5.1.2.- Validación del modelo estructural planteado en el corredor de falla de Urica	100
5.1.2.1.- Validación con métodos potenciales	100
5.1.2.2.- Validación con Geosec 2D	100
5.1.2.3.- Validación con Geosec 3D	102
5.1.2.4.- Validación con Thruspack	105
5.1.3.- Construcción del modelo tridimensional del subsuelo a partir de sísmica 2D	109
5.1.4.- Cubo de velocidades RMS	112
5.2.- Área de Cerro Corazón	117
5.2.1.- Interpretación de datos sísmicos del área de Cerro Corazón	117

5.2.2.- Reconstrucción estructural del área de Cerro Corazón	121
5.3.- Área Norte de Monagas	126
5.3.1.- Interpretación del área Norte de Monagas	128
5.3.2.- Reconstrucción de la estructura “Duplex” identificada en el Norte de Monagas, con Geosec 2D	132
5.3.3.- Cubo de velocidades RMS	133
5.4.- Análisis e integración de resultados	137
CAPITULO VI	
6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
6.1.- CONCLUSIONES	144
6.2.- RECOMENDACIONES	146
CAPITULO VII	
7.- BIBLIOGRAFIA	147
ANEXOS	155

LISTA DE FIGURAS

FIGURA		pp.
1	Ubicación del Área de Estudio	3
2	Situación tectónica de Venezuela para el Oligoceno	4
3	Línea sísmica sobre la zona asociada a la Falla de Urica	5
4	Ubicación del pozo Sur 1 con respecto al área de interés	9
5	Rasgos tectónicos principales de la Serranía del Interior	11
6	Resumen de la estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela	14
7	Mapa Paleogeográfico. (Edad Mioceno Inferior a Medio, 20-15 M.a)	16
8	Evolución tectónica del Caribe durante el Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Mioceno y el Presente.	18
9	Estructura tipo “fault bend fold” en la Serranía del Interior Venezolana	21
10	Modelo de las Montañas “Rocky” Canadá con estructura tipo “Duplex”	22
11	Interpretación estructural de la Serranía para el año 1972	23
12	Interpretación estructural de la Serranía para el año 1984	24
13	Interpretación estructural de la Serranía para el año 1995	24
14	Interpretación gravimétrica -estructural de la Serranía para el año 1995	25
15	Modelo propuesto para el corredor de falla de Urica	28
16	Interpretación regional de la Serranía para el año 2001	28
17	Modelo Integrado De La Peña (1999) – Roeder (2001)	29
18	Dominios de Paneles de Buzamiento A y B	33
19	Dominios de Paneles de Buzamiento A, B, C y D	33
20	Evolución de un “Fault Bend Fold”	35
21	Evolución de un “Fault Propagation Fold”	37
22	Generación de pliegues sobre fallamiento inverso	38

FIGURA		pp.
23	Estilo estructural de Inversión propuesto por Hayward y Graham	40
24	Modelo de formación de cuñas aisladas de Hayward y Graham	41
25	Geometría de los pliegues concéntricos	42
26	Modelo de pliegues concéntricos propuesto por Elliot's	42
27	Modelo de pliegues concéntricos propuesto por Jones (1985)	42
28	Modelo de pliegues concéntricos integrado por Jones (1985)	43
29	Restauración teórica de una sección deformada	44
30	Zona triangular Tipo I, propuesto por McClay	47
31	Zona triangular Tipo II	48
32	Zona triangular con duplex de techo activo	48
33	Elementos requeridos por el programa Thruspack	55
34	Metodología de ejecución del proyecto	57
35	Distribución de líneas sísmicas en la zona	59
36	Localización de pozos utilizados en el estudio	60
37	Elementos necesarios en la retrodeformación con Geosec 2D	62
38	Registro sísmico del pozo Noreste	66
39	Sismograma sintético del pozo Noreste	67
40	Sismograma sintético del pozo Noreste, sobre la línea sísmica	68
41	Interpretación en tiempo del transecto 1	70
42	Interpretación en tiempo del transecto 2	73
43	Interpretación en tiempo del transecto 3	75
44	Interpretación en tiempo del transecto 4	76
45	Retrodeformación del transecto 1, desde la configuración actual hasta su configuración para el Cretácico Superior.	79
46	Retrodeformación del transecto 2, desde la configuración actual hasta su configuración para el Oligoceno	82
47	Mapa estructural del área de estudio con las oportunidades identificadas	85

FIGURA		pp.
48	Localización de las oportunidades identificadas sobre los transectos interpretados	86
49	Mapa base de líneas sísmicas en el corredor de falla de Urica	88
50	Interpretación de la Línea B1_3	89
51	Interpretación de la Línea B1_5	89
52	Interpretación de la Línea B1_7	90
53	Interpretación de la Línea B1_0	90
54	Modelaje de tres disparos sintéticos	91
55	Resultado del modelado sísmico elástico 2-D por diferencias finitas	92
56-A	Sección sísmica simulada sin migración	92
56-B	Sección sísmica grabada con migración	93
57	Mapa en tiempo al tope del Oligoceno en el área del corredor de falla de Urica	94
58	Mapa en tiempo al tope del Cretácico en el área del corredor de falla de Urica	95
59	Mapa en tiempo del plano de falla(despegue y rampa a nivel Intra-Cretácico base de la Formación Barranquin)	96
60	Mapa de líneas sísmicas con datos recientes en el área del corredor de falla de Urica	97
61	Línea C_02 interpretada en tiempo.	98
62	Línea C_04 interpretada en tiempo, en la dirección del rumbo de la estructura	98
63	Línea B1_7 interpretada en tiempo con el modelo geológico definitivo. Área del corredor de falla de Urica	99
64	Línea C_01 interpretada en tiempo con el modelo geológico definitivo.	99
65	Modelado gravimétrico de la línea B1-7	101
66	Reconstrucción de la línea B1-7 con Geosec 2D	102

FIGURA		pp.
67-A	Modelo de la estructura profunda hace 10 Ma., oportunidad A	103
67-B	Modelo de la estructura profunda hace 13 Ma., oportunidad A	104
67-C	Modelo de la estructura profunda hace 15.5 Ma., oportunidad A	105
68 (A,B,C)	Evolución Cinemática realizada con Thruspack	107
68 (D y E)	Evolución Cinemática realizada con Thruspack	108
69	Modelo Tridimensional Sólido del área de la oportunidad A	110
70	Modelo Tridimensional en el área de la oportunidad A	111
71	Vista desde arriba de los bloques tectónicos identificados en el corredor de falla de Urica	112
72	Cubo de velocidades RMS, para el área del corredor de falla de Urica	114
73-A	Corte en la dirección del rumbo de la estructura	114
73-B	Corte perpendicular al rumbo de la estructura	114
74	Comparación del modelo de velocidades RMS creado en 2D con el modelo de velocidades RMS creado en 3D	115
75	Mapa de distribución de líneas sísmicas en el área Mundo Nuevo – Cerro Corazón	118
76	Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_2	118
77	Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_3	119
78	Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_1	120
79	Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_4	121
80	Modelos estructurales en profundidad para el área de Cerro Corazón	123
81-A	Mapa de rasgos estructurales	125
81-B	Comportamiento de la falla de Urica y Cerro Corazón	125
82	Etapas de deformación en el área de Cerro Corazón	127
83	Mapa de Geología de Superficie con la distribución de las líneas sísmicas interpretadas, en el área de Norte de Monagas	128
84	Interpretación en tiempo de la línea sísmica NM-01	130

FIGURA		pp.
85	Interpretación en tiempo de la línea sísmica NM-02	130
86	Secciones interpretadas en profundidad, para el área Norte de Monagas	131
87	Reconstrucción tectónica realizada con Geosec 2D, sobre la línea NM-02	133
88	Cubo de velocidades RMS en profundidad (m), área Norte de Monagas	134
89	Corte norte –sur, sobre el cubo de velocidades en profundidad (m)	135
90 (A-B)	Corte en profundidad, sobre el cubo de velocidades en profundidad (m)	136
91	Corte en profundidad (m), Mioceno Medio - discordancia	137
92	Mapa de oportunidades y dirección de esfuerzos compresivos	138
93	Mapa de paleo-esfuerzos para el norte de Venezuela entre el Mioceno Tardío y el Reciente, con las oportunidades A –B y C profundo.	139
94	Mapa de paleo-esfuerzos para el norte de Venezuela entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno, con la oportunidad “C oeste”	140
95	Mapa de paleo-esfuerzos para el norte de Venezuela para el Eoceno, con la oportunidad “C este”	140

LISTA DE TABLAS

TABLA		pp.
1	Cronología de Eventos Tectónicos	20
2	Resumen de la hipótesis para la Serranía del Interior y su “foreland”	27
3	Velocidades Interválicas consideradas para la zona	60
4	Tabla de Tiempo-Profundidad del pozo Noreste	65

CAPITULO I

1.- INTRODUCCIÓN.

1.1. – Objetivos y Alcance del Trabajo.

1.1.1. - Objetivo General:

Realizar una interpretación sismo-tectónica en 1276 Km de sísmica 2D, con el fin de generar un modelo geológico tridimensional, de detalle, en el bloque Bergantín de la Serranía del Interior Oriental, lo que permitirá evaluar posibles oportunidades exploratorias a lo largo de la Falla de Urica.

Adicionalmente, el presente trabajo tiene la finalidad de cumplir con el requisito exigido por la asignatura “Trabajo de Grado”, para optar al título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas que otorga la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería, de la Universidad Central de Venezuela.

1.1.2. - Objetivos Específicos:

.- Creación y Validación de la base de datos necesaria para la ejecución del proyecto (Información de distribución de pozo, registros de pozo y calibración sísmica – estratigráfica).

.- Interpretación de 1276 Km. de líneas sísmicas 2D, en tiempo, distribuidas en tres transectos regionales e integradas con geología de superficie (450 Km.), además de interpretarse 826 Km. lineales de información sísmica en tres bloques estructurales (Corredor de Fallas de Urica, Cerro Corazón y Norte de Monagas), con los cuales se realizara los modelos tridimensionales de detalle de dos de estos bloques identificados en la Serranía del Interior Venezolana.

- .- Retrodeformación en dos dimensiones de dos transectos regionales en la dirección preferencial del aporte tectónico.
- .- Generación de modelos geológicos locales en tres dimensiones, (uno en el extremo norte de la falla de Urica, y otro en el extremo sur de la falla de Urica).
- .- Elaboración de un modelo geológico regional integrado con métodos geofísicos potenciales (sección y mapa de rasgos estructurales).
- .- Construcción de un modelo teórico de velocidades RMS con el fin de controlar la estructuración del subsuelo basado en la respuesta sísmica, y de esta manera, obtener un modelo de velocidades que permita mejorar la imagen sísmica en procesamientos de datos tridimensionales a realizarse en adquisiciones futuras en la zona.
- .- Generación de la evolución geológica de las estructuras principales y su sincronización con el resto del sistema petrolífero.

1.2. Zona de Estudio:

El área de estudio se ubica entre los estados Monagas y Anzoátegui, en el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela. Geológicamente, el área se encuentra limitada, al sur por el Corrimiento de Pirital; al norte por el Corrimiento de Nuevo Mundo; al oeste por la falla de Urica; y al este por la falla de San Francisco; alcanzando una extensión de aproximadamente 1000 Km². (Figura 1)

1.3.- Justificación Técnica:

Dadas las características de la evolución tectónica del Oriente de Venezuela, se espera encontrar posibles oportunidades exploratorias en el Bloque Bergantín de la Serranía del Interior, asociadas al sistema fallas de Urica. La evolución de dicha

cuenca depende de la interacción entre las placas de Sur América, Norte América y Caribe; que aportan características compresivas al sistema, lo que posteriormente permitiría la formación de estructuras con repetición de la secuencia, probablemente terciaria y/o Cretácica; considerando que desde el Cretácico hasta el Oligoceno la cuenca era parte de un margen continental pasivo y a partir de ese momento la cuenca es deformada debido a efectos compresivos, básicamente por el choque de la Placa Caribe con respecto a la Placa de Sur América. Generando áreas con relieve estructural positivo al norte con aporte de sedimentos hacia el sur a partir del Oligoceno (Figura 2).

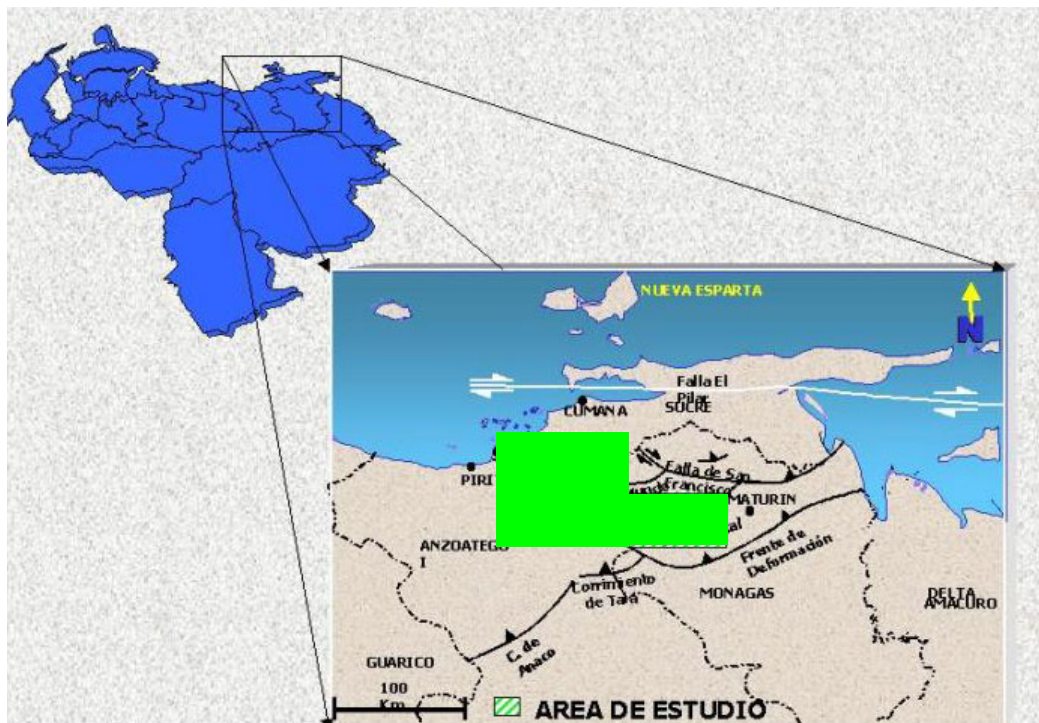


Figura 1. Ubicación del Área de Estudio. Modificado de “Análisis tectono estructural del área del piedemonte del corrimiento mayor de Tala” por De La Peña, B., 1999.

Según González de Juana et al. (1980) el límite sur de la Serranía del Interior no coincide con el piedemonte que sería su frontera geomorfológica natural, sino que se extiende por debajo de la cubierta sedimentaria joven hasta un sistema de fallas inversas conocido como Corrimiento Frontal cuya expresión occidental es la falla de

Urica; en situación similar pero en su extremo más oriental se encuentra la falla de San Francisco que en profundidad, hacia el norte, llega a confundirse con el Corrimiento de Pirital. Rosales (1972) define la falla de Urica, como se describe a continuación: “el plano de falla es esencialmente vertical, que persiste prácticamente hasta el Campo de Quiriquire donde se inclina, buza hacia el norte y se confunde con los corrimientos de Pirital”.

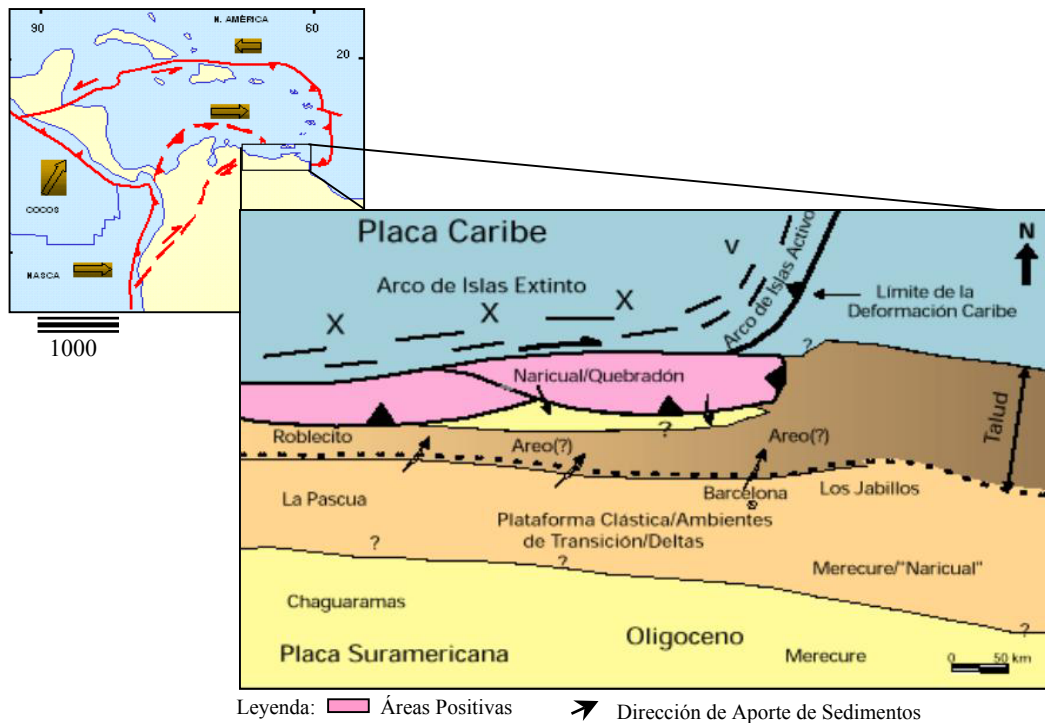


Figura 2. Situación tectónica de Venezuela para el Oligoceno. Modificado de “Conferencia Evaluación de Pozos” por Schlumberger, 1997 y “The Caribbean Region: Plate” por Mascle, A y Letouzey, 1980.

Stephan (2000) observando kilómetros de líneas sísmicas grabadas con tecnología actual, afirma que las mismas muestran que la respuesta sísmica de la traza de la falla de Urica es una zona extremadamente perturbada (Figura 3), coincidiendo con los conceptos y características manejados en los años sesenta sobre dicha falla, época en la que se afirmó que el plano de falla es menos convexo hacia el área de Barcelona que hacia el pueblo de Urica; además de proponerse por primera vez que las estructuras del subsuelo, al sureste del pueblo de Urica, no presentan continuidad

lateral en sentido oeste a este, y es por esta razón que proponen la presencia de una falla transversal, NO-SE, como única explicación de la desaparición del corrimiento de Pirital; siendo éste motivo el que conduce a Rod (1958) a considerar que la falla es transpresional hacia Barcelona y a medida que se proyecta hacia el sur, quizá se convierta en el corrimiento de Pirital, ó en otros corrimientos que le dan el carácter de importancia a este trabajo.

Dallmus (1963) utiliza la Falla de Urica ó Arco de Urica como elemento de separación de la Cuenca Oriental, obteniendo la subcuenca de Maturin al este y la Subcuenca de Guárico al oeste.

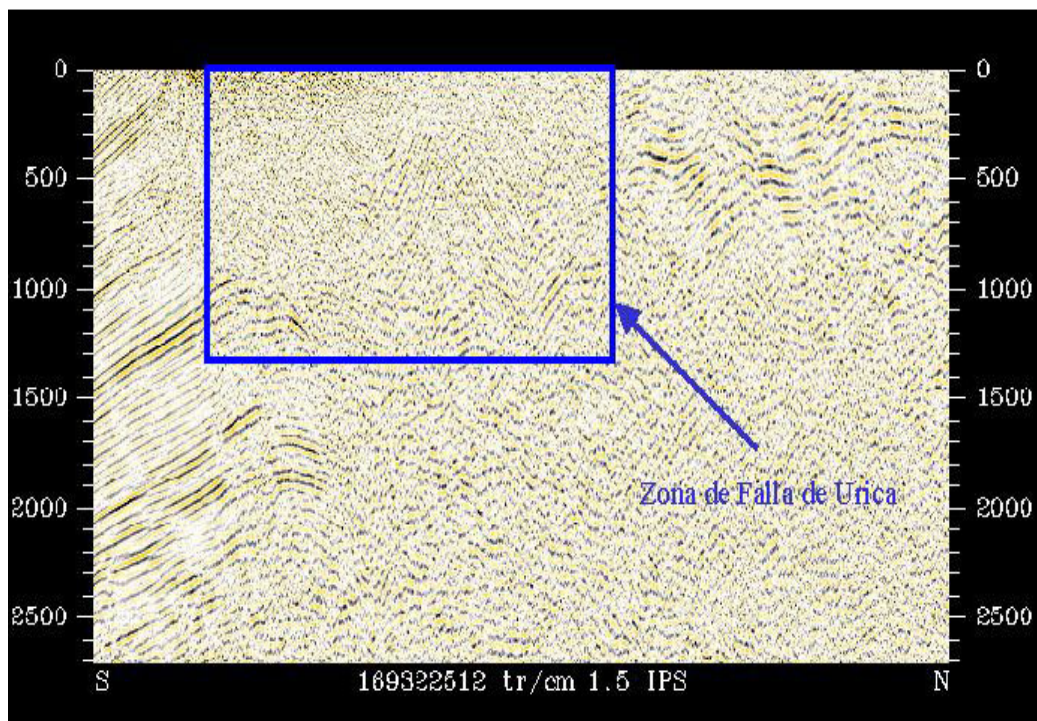


Figura 3. Línea sísmica sobre la zona asociada a la Falla de Urica.

Murani (1972) afirma que la Falla de Urica y San Francisco son fallas de rasgadura que permitieron desplazar unos bloques geológicos con respecto a otros; en el mismo orden de ideas habla de una “compresión primaria” en dirección paralela a

la Falla de El Pilar (EW) y una “compresión secundaria” de dirección predominante NNO – SSE, esta última dirección de deformación es la que se cree pudo haber generado oportunidades exploratorias al norte y sur de la falla de Urica.

La cantidad de desplazamiento de la falla de Urica fue calculada por Rod (1958) y determinó un acortamiento de aproximadamente 40 Km., siendo éste, uno de los valores mínimos registrados (Rossi et al., 1987); en trabajos recientes la falla de Urica es discutida en base al trabajo original de Rod (op. cit.), e infieren que el sistema de fallas no entra en el basamento, interpretación que es totalmente opuesta al planteamiento de Mann y Smith (1984) en cuya interpretación, la falla de Urica parece compartimentalizar un bloque geológico con respecto a los bloques vecinos, a través del uso de un tipo de estructura en flor, en el área cercana a la población de Tucupita.

Stephan (2000) utilizando información sísmica y de pozos, ha comprobado que el corrimiento de Pirital se prolonga al oeste de la terminación de la falla de Urica en el subsuelo y lo correlaciona con el corrimiento de “Tala” que presenta la misma geometría y el mismo contraste geológico (Cretácico sobre Mioceno); según los mapas de subsuelo, que obtuvo, la conexión entre el corrimiento de Pirital y Tala no es una línea recta, por lo que propone una interpretación de detalle para definir la geometría del sistema, siendo este último uno de los objetivos de este trabajo; finalmente asegura que “la Falla de Urica no es la prolongación principal, como rampa lateral u oblicua, del corrimiento de Pirital debido a que dicha rampa tendría que absorber los 15 ó 20 kilómetros de desplazamiento horizontal hacia el SSE atribuidos al corrimiento de Pirital”, y es bajo esta hipótesis que “la falla de Urica estaría separando dos dominios diferentes, uno alóctono al este y otro autóctono ó parautóctono al oeste”.

Otra caracterización de interés que se le puede dar a la Falla de Urica es que está ubicada en una zona de posible acomodo o de transición, caso en el que debería

atribuírsele una historia más antigua. No obstante, la configuración de una historia más antigua está restringida al escaso conocimiento que se tiene sobre el basamento, como consecuencia que el mismo puede estar asociado a un basamento Pre-Cámbrico (basamento cristalino), basamento Paleozoico ó basamento Jurásico que en este caso serian semigrabenes.

Debe señalarse que hasta el momento no hay evidencia cierta de haber perforado una sección estratigráfica más antigua que la sección Cretácica en el área, sin embargo, existe la posibilidad de haberse perforado una sección Jurásica en un pozo (Sur1) ubicado al sureste del campo en estudio (Figura 4), Morales (entrevista personal, Mayo 18, 2000) explica esta situación a través de un modelo identificado en varios campos petroleros del Mundo asociados a tectónica de sal, este modelo incluye un despegue basal, el cual cortó grabens Jurásicos previos, estos grabens sirvieron para cambiar el ángulo del despegue formando así la rampa a través de la cual se formó o desplazó la posible estructura; por otra parte, este modelo aporta la posibilidad de observar pequeñas cuñas de material más antiguo que el Jurásico sin necesidad de ser expuestas en superficie.

Estas cuñas más antiguas podrían ser análogas a la Formación descrita como Formación Ipire, la cual fue mencionada originalmente en 1984 por Feo Codecido et al., con el nombre provisional de Formación La Quinta y este nombre fue redefinido por Moticska (1985) asignándole el nombre de Formación. Ipire; en relación a la edad, Van Erve (1985) estudió la palinoflora de estos sedimentos rojos y corroboró su edad Jurásica Medio-Superior, obtenida previamente en base a dataciones radiométricas por el método K\Ar, observándose un rango de 157 ± 5 m.a. a 162 ± 8 m.a, es importante señalar que estos sedimentos son de tipo molásico de relleno de graben continental.

Dadas las características anteriores no se debería descartar la posibilidad de encontrar formaciones más antiguas que las formaciones Cretácicas e incluirlas en el

modelo exploratorio.

La baja relación señal – ruido en la sísmica adquirida conduce a métodos integrados de interpretación y hacia la solución del problema inverso, en este sentido, han sido múltiples los trabajos regionales realizados, sin embargo, este proyecto tiene como principal objetivo establecer modelos locales en un radio máximo de 80 kilómetros que intentará justificar el modelo regional y solucionar algunos problemas como la naturaleza del basamento en base a su respuesta física y los valores de acortamiento obtenidos, tomando en cuenta que Hung (1997) propone acortamientos entre 15 y 30 kilómetros cerca de la falla de El Pilar para interpretaciones con el basamento involucrado, y puede alcanzar más de 100 kilómetros si no hay basamento incluido. En este orden de ideas, concluye que para el primer caso no debemos esperar áreas prospectivas; mientras que el segundo apoya la justificación de este trabajo debido a que sería un sistema susceptible a la formación de estructuras con repetición de la secuencia de interés, que en este caso es el sistema petrolífero asociado, conformado por las Formaciones Querecual – Merecure – San Juan y la Formación Carapita, está última considerada sello regional. En el transcurso del presente estudio se utilizará métodos de planos axiales y evolución de pliegues para descifrar la posible evolución de la estructura y geometría de la trampa, lo que permitirá modelar las vías de migración y predecir la calidad del reservorio.

Adicionalmente, se ha propuesto la generación de volúmenes de velocidades RMS en 3 dimensiones, lo que generará una primera aproximación de velocidades, en 3D, para las áreas del Corredor de Fallas de Urica y Norte de Monagas ; permitiendo así lograr una mayor relación señal/ruido en el procesamiento de futuras adquisiciones de datos sísmicos en la Serranía; esto como respuesta a que las variaciones laterales y verticales de velocidades serán controladas con la disposición estructural de la zona, balanceada y validada lateralmente. La obtención de volúmenes de velocidades, en consecuencia, aportará información que permitirá

mejorar la imagen sísmica de las líneas bidimensionales adquiridas hasta la fecha utilizadas en éste trabajo.

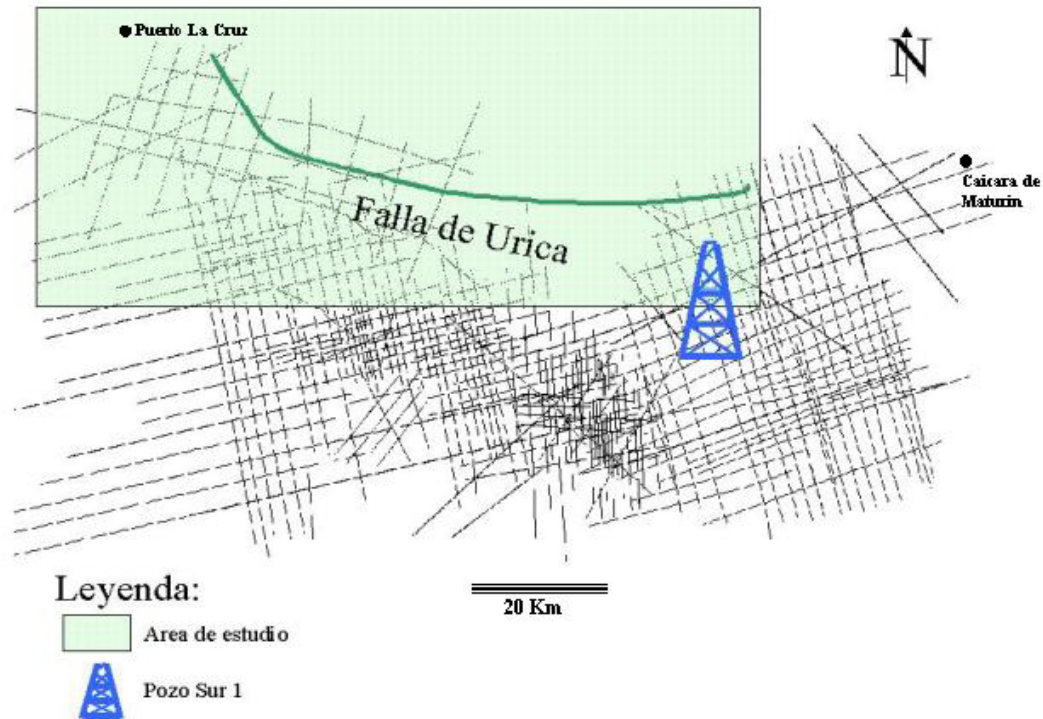


Figura 4. Ubicación del Pozo Sur1 con respecto al área de interés.

Finalmente, estos estudios y la nueva información sísmica marcan el inicio de un nuevo ciclo, el cual, es enfocado hacia la propuesta de un modelo que intenta dilucidar las características básicas de la deformación, manejándose para ello dos posibilidades, la primera hipótesis consiste que la deformación de toda la zona identificada como frente de deformación, obedece a un mismo evento tectónico con esfuerzos compresivos en la misma dirección; y la segunda hipótesis está relacionada a dos ciclos diferentes de deformación, lo que involucra direcciones de esfuerzos diferentes para cada uno de los eventos compresivos (pliegues observados en superficie contra pliegues observados en subsuelo).

CAPITULO II
2.- MARCO TEORICO
2.1.- GEOLOGIA

2.1.1.- Geología Regional.

El levantamiento de la Serranía del Interior ha sido asociado a un efecto orogénico tardío cuyos efectos, en Venezuela, son observados después del hiatus paleontológico ubicado entre el Eoceno Medio y el Eoceno Tardío con la discordancia entre el la Formación Caratas (Miembro Tinajitas) y la Formación Los Jabillos.

González de Juana et al. (1980) define la Serranía del Interior como una secuencia sedimentaria plegada y fallada, con vergencia al sur; de las fallas destacan dos con transurrencia dextral que son las fallas de San Francisco y Urica, ambas con rumbo NW -SE. Estas dos fallas fueron utilizadas por Murani (1972) para dividir la Serranía en tres bloques, conocidos como Caripe, Bergantín y Santa Rosa.(Figura 5).

Martínez (1995) a partir de la interpretación de mapas de anomalía gravimétrica, coincide con el criterio original de Rod (1958, ver justificación técnica) y sugiere que la falla de San Francisco se confunde con el corrimiento de Pirital hacia el Sur. Por otra parte, define el Bloque Bergantín como un cinturón de pliegues de sobrecorrimiento de Edad Cretácico - terciario, interpretándose estos rasgos geológicos como las rampas laterales del cinturón de sobrecorrimiento que fue creado en dirección EW; actualmente, se infiere que el contacto entre los terrenos autóctonos y alóctonos es el límite de placas asociado a la falla de El Pilar.

El Bloque Bergantín está limitado al norte por la falla de El Pilar de rumbo aproximado EW, al sur por el corrimiento de Pirital de rumbo aproximado N70E, al

oeste por la zona de falla de Urica y al este por la zona de falla Los Bajos, esta última es la más joven de todas e involucra sedimentos Neógenos, estimándose su desplazamiento en aproximadamente 11 Km. (Wilson, 1968).

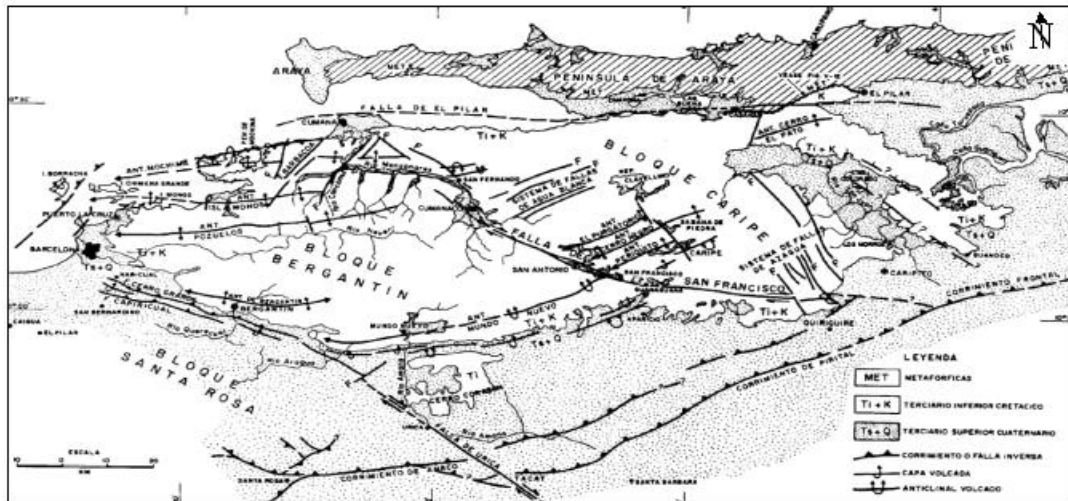


Figura 5. Rasgos tectónicos principales de la Serranía del Interior. Tomado de “Geología de Venezuela y de sus Cuencas petrolíferas” por González de Juana et al.,(1980).

En una visión reciente, Giraldo (entrevista personal, Julio 10, 2000) identifica estos rasgos estructurales mayores basado en secciones sísmicas, y resume que el borde norte de la Serranía es controlado por fallas dextrales transcurrentes, dentro de las cuales destaca la falla de El Pilar que es considerada como el contacto principal entre las placas Caribe y Sur América, adicionalmente valida la presencia del corrimiento de Pirital, en el borde sur del área, con un acortamiento total de 80 km. ya propuesto por Parnaud et al (1995), quien identifica un transporte tectónico predominantemente de norte a sur. Como elemento complementario, Giraldo (op. cit.) reconoce una alineación de diapiros de lodo en la parte sur oriental de la Serranía, debe mencionarse que la edad de la deformación es del Mioceno Temprano y ha sido identificada como parte de la sección lutítica de la Formación Carapita, que es el mayor sello regional de la cuenca Oriental de Venezuela; el tren de diapiros se extiende paralelo a la anomalía gravimétrica negativa localizada en el “foredeep”, y

cuya hipótesis de activación está relacionada a estructuras compresivas profundas como son las estructuras compresivas del Furrial, y concluye que para poder entender los diferentes procesos tectónicos existentes en la Serranía del Interior Oriental son necesarios estudios de detalle.

Otros estudios afirman que el proceso de deformación de la Serranía aún persisten, Beltran y Giraldo (1989) proponen una fase compresiva desde el Plio – Pleistoceno hasta el Reciente, basados en un estudio de análisis del campo de esfuerzos en el Cuaternario. Posteriormente Paredes (2002) mantiene la afirmación de Giraldo (entrevista personal, Julio 10, 2000) y en función de su recomendación realiza un estudio de caracterización de esfuerzos principales en las zona cercana al diapirismo, atribuyendo todo el aporte compresivo al emplazamiento de la Serranía del Interior, lo que en consecuencia provoca “la inversión de fallas normales preexistentes y en algunos casos la rotación de las mismas”. Además, establece como principal rasgo estructural fallas lítricas con presencia de “rollovers” y crecimiento de la secuencia sedimentaria, cuyos límites al norte son el cinturón de diapiros, al este el fallamiento lítrico de mayor complejidad que se extiende hasta la isla de Trinidad, al sur la presencia del Cratón de Guayana.

Por otra parte Beltrán, Rodríguez y Singer (1995), en “Investigaciones neotectónicas y paleosismológicas en la Falla de El Pilar y en otros grandes sistemas de fallas sismogénicas del nororiente de Venezuela”, presentan evidencias gomorfológicas diagnósticas de actividad Cuaternaria de tipo transcurrente dextral; además de destacar la existencia de otros sistemas de fallas activas Cuaternarias capaces de generar actividad sísmica importante y a este sistema asociar las fallas inversas y los corrimientos frontales de la Serranía del Interior, el más externo de los cuales podría conectarse con los corrimientos del “Southern range of Trinidad” en el alto de Pedernales.

En este orden de ideas, Singer (1994) afirma que “las evidencias de deformaciones recientes reunidas a lo largo de accidentes frontales se asemejan a

amplias escamas WSW-ENE, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentes NW – SE según un patrón estructural en forma de “boomerang” observado en la extremidad suroriental de la Falla de Urica”.

2.1.2.- Estratigrafía Regional:

En la zona no se ha identificado secuencia más antigua que el Cretácico, es por ese motivo que se asumió en modelo estratigráfico de Di Croce (1995), en el cual visualiza tres grandes ciclos de sedimentación en la Cuenca Oriental de Venezuela (Figura 6), dichos ciclos son divididos de la siguiente manera:

1er Ciclo (Cretáceo Inferior - Paleógeno):

En la zona, el inicio de este ciclo se asocia a la sedimentación de la Formación Barranquín cuya base es desconocida por las razones explicadas en la justificación técnica de este trabajo, convirtiéndose en el estrato más antiguo de edad Cretácico, que ha sido identificado y es asociado al período Barremiense – Aptiense según Hedberg y Pyre (1944).

Parnaud et al. (1995) menciona que este período comprende tres grandes fases transgresivas principales que culminan en el Turoniense, Paleoceno – Eoceno y Oligoceno respectivamente.

Di Croce (op. cit.) infiere que este primer ciclo comienza durante la mayor transgresión marina, generalizada hacia el sur y alcanza su mayor extensión hacia el curso actual del río Orinoco, debe mencionarse que debido al poco conocimiento que se tiene del substrato sobre el cual ocurre la transgresión existen interrogantes importantes relacionadas al origen de la misma.

González de Juana et al. (1980) aseguran que la transgresión no mantuvo el

COLUMNA ESTRATIGRAFICA							
EDAD	FORMACIÓN				ESPESOR	ACTIVIDAD	
	OESTE DE URICA		ESTE DE URICA			(m)	TECTÓNICA
	QUIAMARE-LA CEIBA		NORTE DE MONAGAS-OESTE DE URICA				
CUATERNARIO	RECIENTE		ALUVIONES				200-2200
	PLEISTOCENO		1. LAS PIEDRAS	2. LA MESA			
	PLIOCENO			1. LAS PIEDRAS			
MIOCENO	TARDIO	QUIAMARE	LA PICA	MORICHITO	100-6000	MARGEN PASIVO	
		MEDIO	UCHIRITO	CARAPITA			
	TEMPRANO	CAPIRICUAL CARAPITA	NARICUAL				
		CAPAYA					
OLIGOCENO		1. MEREURE	2. AREO		250-1200		
			3. LOS JABILLOS		150-350		
EOCENO		CARATAS	CARATAS		300-600		
PALEOCENO		VIDOÑO	VIDOÑO		200-300		
CRETACICO	MAASTRICHIENSE		SAN JUAN	SAN JUAN			1400
	CAMPANIENSE		SAN ANTONIO	SAN ANTONIO			1400
	SANTONIENSE		QUERECUAL	QUERECUAL		250-650	
	CONIACIENSE						
	TURONIENSE						
	CENOMANIENSE		CHIMANA	CHIMANA		270	
	ALBIENSE						
	APTIENSE		EL CANTIL	EL CANTIL		860	
	BARREMIENSE		BARRANQUIN	BARRANQUIN		1300-1700	
JURÁSICO		LA QUINTA			?	"RIFTING"	
PALEOZOICO	CARBONÍFERO		CARRISAL		Solo se han medido 1,827 m	BASAMENTO	
	DEVÓNICO		HATO VIEJO		Máximo penetrado 91 m		
PRECAMBRICO		ROCAS METAIGNEAS Y METASEDIMENTARIAS					

Figura 6. Resumen de la Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela. Modificado de "Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturin Sub-Basin, Eastern Venezuela Basin" E. Hung, 1997.

mismo ritmo de avance, sino que fue afectada por levantamientos y la subsidencia del fondo marino y por la presencia de arrecifes y sedimentación periarrecifal en lugares distintos durante intervalos que no son contemporáneos.

Dadas las características del evento transgresivo, hacia el sur se sedimenta en un ambiente nerítico las areniscas, lutitas y calizas que conforman la Formación El Cantil de edad Aptiense. Cuando la transgresión alcanza sus niveles máximos, sedimenta la Formación Chimana cuyas facies son características de una transición entre el ambiente de plataforma de el Cantil y los ambientes euxínicos en los cuales se sedimenta la Formación Querecual (Cenomaniense - Campaniense) y posteriormente sedimenta las areniscas de la Formación San Juan de ambiente más oxigenado, Di Croce (1987) correlaciona este evento con una fase regresiva asociada a la caída del nivel del mar ocurrida a finales de Cretácico Superior.

Para finalizar el ciclo, se interpreta una segunda y tercera transgresión marina, para lo cual, según Yoris y Ostos (1997) el Oriente de Venezuela no tuvo influencia del frente de deformación del Caribe durante el Paleoceno – Eoceno, por lo que se acumularon diacrónicamente los sedimentos finos de talud continental de la Formación Vidoño y sedimentos más arenosos de la Formación Caratas, mientras que en las zonas más meridionales la regresión marina del Cretácico Superior expusieron la zona a un gran evento erosivo. La tercera transgresión descrita por Parnaud et al. (1995) está relacionada al inicio del Oligoceno con la sedimentación de las areniscas basales de la Formación Merecure de ambiente de plataforma interior en la zona de la Serranía del Interior Oriental.

2do Ciclo (Oligoceno Medio - Mioceno Superior):

El segundo ciclo corresponde a la sedimentación en un ambiente marino litoral de la Formación Los Jabillos y posteriormente gradada verticalmente a una secuencia de agua dulce a salobre, sedimentándose las formaciones. Areo y Naricual, el conjunto de estas tres formaciones se conoce como Grupo Merecure, el

cual infrayace a la Formación Carapita que es una secuencia lutítica sedimentada durante el Eoceno Medio.

Debe mencionarse que la formación Carapita pertenece a un período durante el cual se registra un aporte de sedimentos procedentes de un paleoalto existente al noreste y otra fuente de sedimentos es observada desde un sistema regresivo deltaico proveniente del sur (Figura 7)

3er Ciclo (Mioceno Superior - Plioceno):

El tercer ciclo está asociado a la sedimentación de la Formación La Pica y la Formación Morichito, discordante sobre la Formación Carapita, y consiste en una alternancia de lutitas y areniscas en un ambiente de sedimentación marino; finalmente, las formaciones Las Piedras y Mesa cierra la columna en una sedimentación deltaica, caracterizada la presencia de arcillas, limolitas y arenisca de grano fino.

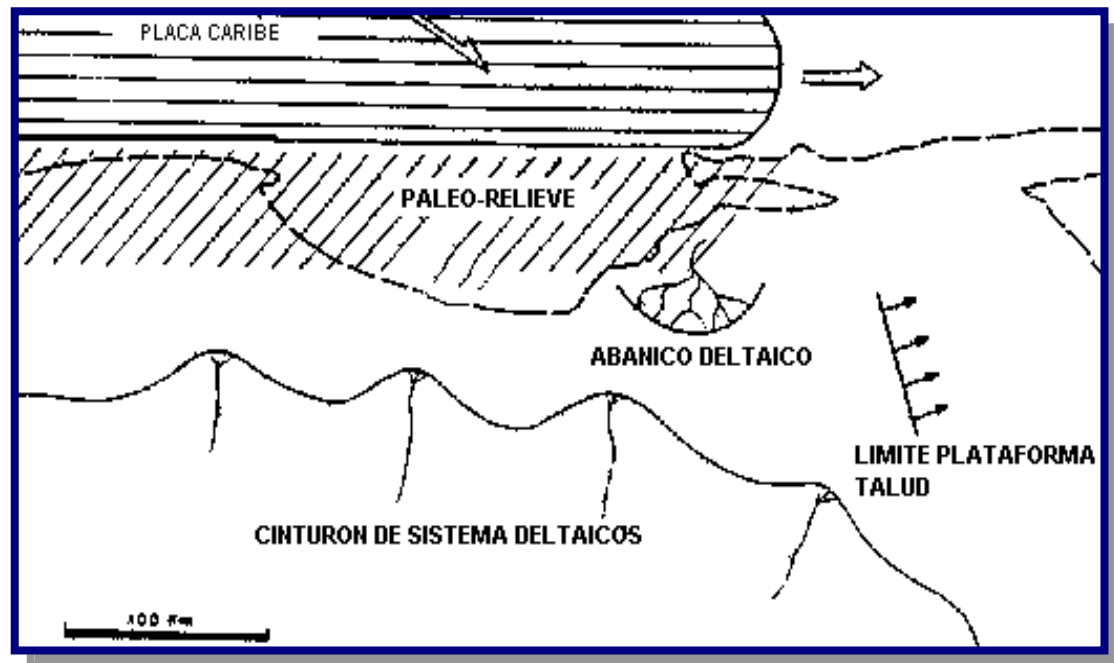


Figura 7. Mapa Paleogeográfico . (Edad Mioceno Inferior a Medio, 20 - 15 M.a). Tomado de “Análisis estructural del bloque alóctono de Pirital y su incidencia en la exploración petrolera” por Daal, 1994.

2.1.3.- Evolución Tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Las deformaciones encontradas en el Oriente de Venezuela están estrictamente relacionadas a la interacción de las placas Caribe, Pacífico y Sur América, para entender la evolución local de la cuenca es necesario hacer un bosquejo regional.

Di Croce (1995), basado en Stephan et al. (1990) identifica tres etapas tectónicas, una primera etapa relacionada a la fase “rift” del Jurásico, relacionada tanto a la ruptura de Pangea, como a la creación de corteza oceánica y “grabens” en el dominio Caribe (Figura 8.a, y 8.b), lo que influyó significativamente en el desarrollo de las cuencas sedimentarias venezolanas; existe la premisa que el substrato de la Serranía del Interior está compuesto por “grabens” Jurásicos, pero dada la complejidad de la zona y la erosión presente en la base del Cretácico no ha sido posible la confirmación de la hipótesis.

El proceso de "rifting" es seguido por la subsidencia Norte del margen Pasivo de Sur América desarrollado durante el Cretácico - Paleoceno (Figura 8.c y 8.d).

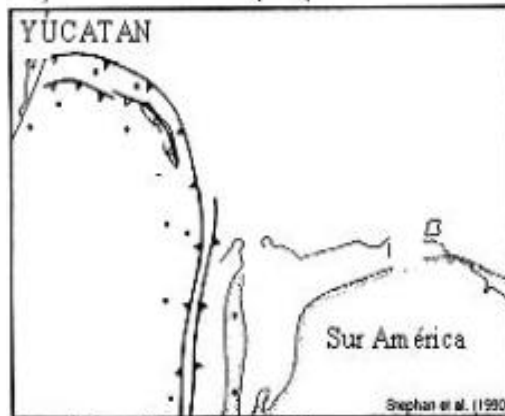
En una segunda etapa, en el Occidente de Venezuela durante el inicio del Paleoceno se empieza a sentir los efectos de la colisión entre la placa de Nazca y el Occidente Colombiano, hacia el noroeste venezolano la colisión oblicua del arco de las Antillas Menores (Figura 8.e) provocó una sucesiva generación de escamas tectónicas (napas) con vergencia hacia el sur y sureste, y es durante el Eoceno Medio - Mioceno Temprano cuando los efectos de la compresión oblicua se comienzan a sentir en el Oriente de Venezuela. La colisión progresivamente emplazó los terrenos de la Cordillera de la Costa y la Serranía Central Interior sobre los terrenos del Oriente. Y es aquí donde la tercera etapa comienza, a partir del Eoceno - Paleoceno hasta el Presente (Figura 8.f), observándose una colisión oblicua que trae como



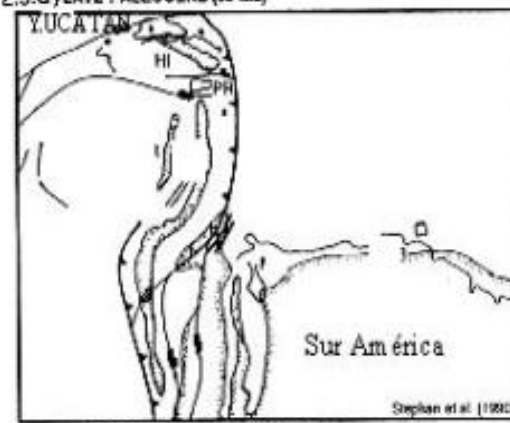
8.a) Jurásico (156 M.a)



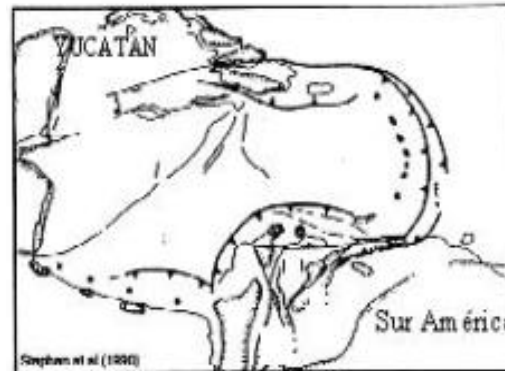
8.b) Jurásico (118 M.a)



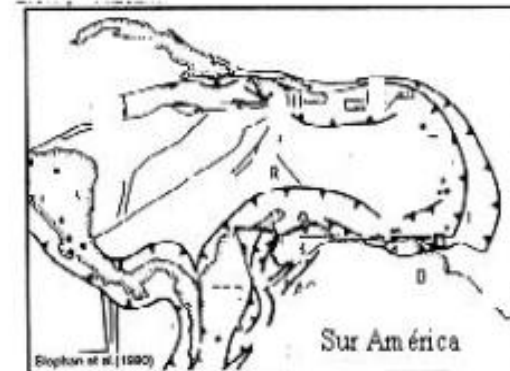
8.c) Cretácico (84M.a)



8.d) Paleoceno (59M.a)



8.e) Mioceno Temprano (20M.a)



8.f) Presente

Figura 8. Evolución tectónica del Caribe durante el Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Mioceno y el Presente. Tomado de "Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from lias to Present" por Stephan et al., 1990.

resultado la formación de la Serranía del Interior y la transformación, durante el Oligoceno Superior - Mioceno, de una cuenca de margen pasivo en una cuenca tipo "foreland", esta colisión de la placa Caribe con la de Sur América es diacrónica con su desplazamiento progresivo desde el oeste hacia el este (Stephan et al., 1990).

Campos, Pinzon, Chopin, Daal y Gonzalez (1987) afirman que durante el transcurso del Mioceno Medio, la cuenca alcanza su máximo desarrollo, por la subsidencia al sur ocasionada por el corrimiento de Pirital y es en éste período cuando comienza a formarse las primeras estructuras plegadas.

Entre las estructuras responsables por la deformación del área de estudio se puede mencionar:

.- La Falla de El Pilar, que separa un dominio geológico metamórfico al norte de un dominio al sur principalmente sedimentario de rocas Mesozoicas y Cenozoicas de la Serranía del Interior (González de Juana et al., 1980; Jamison, 1991), en cuanto al movimiento de la falla, Giraldo (1996), propone que el desplazamiento dextral (E-O) de la falla de El Pilar alcanza unos 150 km durante los últimos 15 –10 Ma. con una velocidad promedio de 1 – 1,5 cm/año y asocia al desplazamiento al Mioceno Medio – Superior; un año más tarde, Audemard y Giraldo recalculan el movimiento de la falla y estiman unos 55 kilómetros de desplazamiento dextral asociado a una velocidad de 0.367 – 0.55 cm/año.

.- Las fallas de Urica y San Francisco, con desplazamiento dextral y orientación NW-SE, las cuales son responsables de separar el noreste de Venezuela en tres bloques tectónicos (Santa Rosa, Bergantin y Caripe); y por último se observa un conjunto de cabalgamientos imbricados al sur de Pirital, los cuales tienen un rumbo predominante N60°E, muchos de ellos no son continuos, por lo que Subieta, Carnevalli y Hunter (1988) propone la existencia de una zona de transferencia, la cual es posible si los cabalgamientos involucrados se unen en una falla común en profundidad. A la falla

de San Francisco se le asigna un desplazamiento entre 18 – 25 kilómetros y Vivas et al. (1985) propone movimientos de todos los tipos para la misma, la falla se inicia al norte de la población de Cumanacoa hasta hacerse paralela al corrimiento de Pirital al sur de Caripito.

Finalmente Stephan (2000), resume la cronología de eventos tectónicos mayores en la siguiente tabla:

Época	Edad (Ma)	Evento tectónico
Tope Pleistoceno	0.01	Levantamiento /erosión (Hundimiento al Este de Maturin)
Tope Mioceno Tardío/ Plioceno/ Base Pleistoceno	5.3 –1.6	Subsidencia/Sedimentación al Suroeste de la Serranía del Interior
Tope Mioceno Medio/ Base Mioceno Tardío	10.4-5.3	Subsidencia del bloque Pirital/Plegamiento y levantamiento de la Serranía
Tope Mioceno Temprano/ Base Mioceno Medio	16.6	Levantamiento y erosión del bloque Pirital/ Subsistencia del dominio Serranía.
Base Mioceno Temprano	23.7	Primera llegada del material terrígeno desde el noroeste (Cordillera del Caribe)

Tabla 1. Cronología de eventos tectónicos. Tomada de “Proyecto Capiricual, revisión de datos de subsuelo y de superficie”. por Stephan, 2000.

2.1.4.- Modelos Geológicos – Estructurales previos.

Martínez (1995) hace una integración de métodos geofísicos e interpretando transectos regionales, todos perpendiculares a la estructuración, divide la zona de norte a sur en seis provincias en función de la variación de los dominios de buzamiento. Caracterizando una zona en la cual se encuentran estructuras tipo “fault bend fold” (Figura 9) de la manera como fue definida por Suppe (1983); esta zona es seguida por una zona triangular, considerándola el área más complicada, por

tener a la Formación Carapita involucrada en la deformación y ser el resultado de la zona de “fault bend fold”; estas áreas a su vez contribuyen a un frente de deformación con predominio de cabalgamientos. Martínez (1995) al realizar la reconstrucción estructural de las secciones, determinó que el acortamiento mínimo necesario es de aproximadamente 44 Km, lo que coincide con Rossi (1984), para un 38% de sección no deformada.

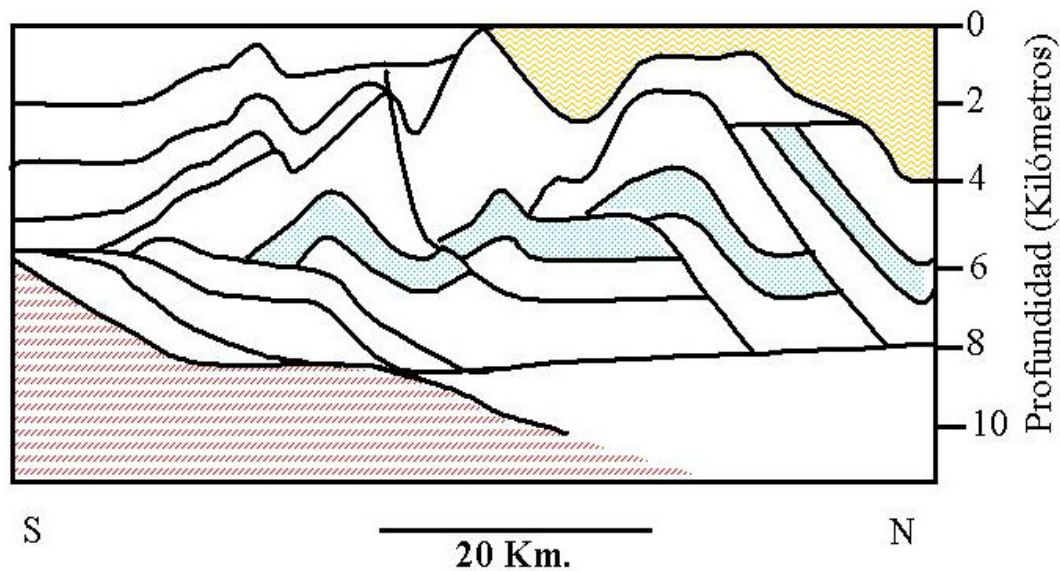


Figura 9. Estructura del tipo "fault bend fold" en la Serranía del Interior Venezolana. Tomada de “A geological and geophysical study of structural style along a transect of the Maturin subbasin, eastern Venezuela Basin” por Martínez, 1995.

Debe aclararse que en el modelo de Martínez (1995), por ser desconocida la composición del basamento las densidades asociadas al mismo fueron asumidas por ensayo y error, valores que influyen en modelo gravimétrico. Como resultado del trabajo obtuvo dos modelos, uno con basamento involucrado y otro en el cual la deformación compresional de la cuenca no afecta el basamento pero está asociada a una serie de corrimientos capaces de repetir las secciones Cretácicas y Miocenas, niveles que aún no han sido claramente definidos en el área de interés, y lo que significaría un nuevo camino en la exploración de hidrocarburos.

En la literatura, existen modelos previos al duplex de Martínez (1995), que posteriormente fue verificado por Hung (1997) encontrando las mismas limitaciones en cuanto a la resolución de la información utilizada. El modelo asumido fue el planteado originalmente por Bally, Gordy y Steward (1966) en las montañas rocosas de Canadá (Figura 10) y utilizado como modelo análogo en la Serranía del Interior Venezolana.

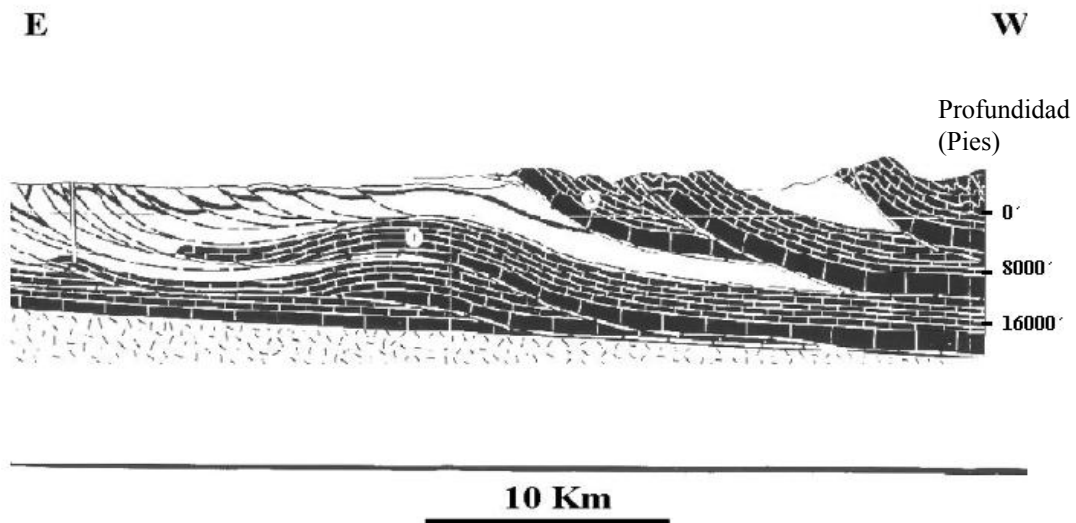


Figura 10. Modelo de las Montañas “Rocky” Canadá con estructura tipo “Duplex”. Tomado de “Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains” por Bally et al., 1966.

Un estudio local realizado por Rosales en 1972, interpreta una estructura en la cual no involucra basamento, y puede resumirse como una cuña de acreción (Figura 11). Por otra parte, Rossi (1984) estima un acortamiento en las estructuras de la Serranía de aproximadamente 28%, en su interpretación involucra basamento e infiere una estructura que puede estar afectada por la tectónica extensional pre-existente (Figura 12).

Roure, Carnevalli, Gou y Subieta.(1994), infieren un posible despegue en la base de la Formación Barranquín, y otros posibles despegues en la Formación

Querecual y en algunos niveles del Mioceno Inferior, mientras que Chevalier, Alvarez y Hernández (1995) proponen un despegue común en la base del Cretácico, y un evento compresivo en el Eoceno Medio capaz de invertir un sistema temprano de “grabens”, caso en el cual se espera encontrar una serie de "shortcuts" y retrocorrimientos asociados al proceso de inversión de la Serranía (Figura 13).

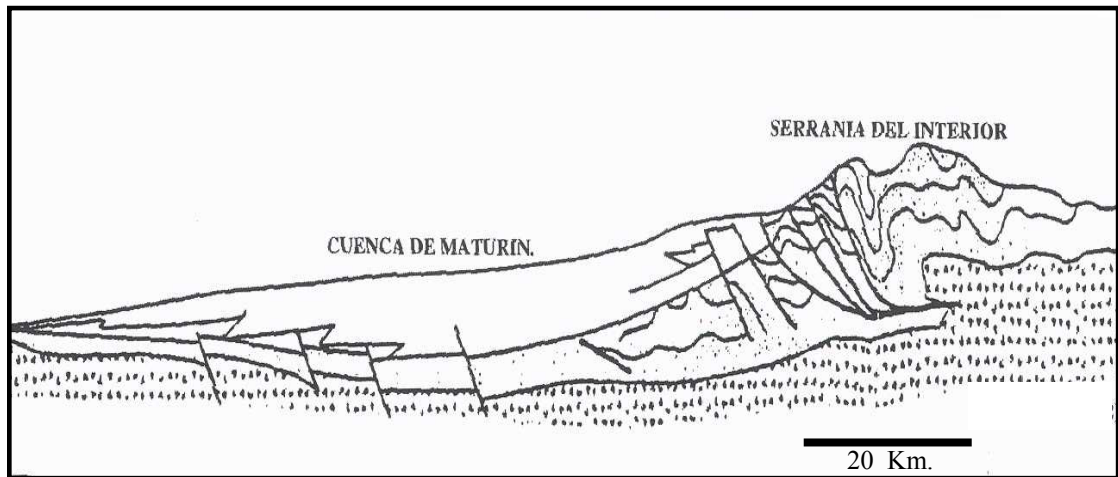


Figura 11. Interpretación estructural de la Serranía para el año de 1972. Tomado de “La falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela” por Rosales, 1972.

Basado en la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos, Parnaud et al. (1995) determinan la necesidad de una cuña de alta densidad dentro de la corteza para ajustar la alta anomalía gravimétrica al norte de la Serranía, solución que requiere una raíz profunda en la corteza y un buzamiento al norte del Moho Sudamericano (ver Figura 14), esta última hipótesis fue verificada en el trabajo, al momento que considera que los valores gravimétricos descienden a lo largo del eje de la cuenca, mostrando un buzamiento progresivo al norte. Adicionalmente, sugiere un acortamiento de 45 Km. en el basamento y la posible existencia de una fase “rifting”.

Hung (1997), concluye que no es posible definir la naturaleza del basamento, y genera dos hipótesis; una primera asociada a la posibilidad de no tener basamento involucrado, y en base a la extrapolación del buzamiento, afirma que el

mismo es mayor hacia el norte, hecho que causa un problema de espacio; por su parte, la segunda hipótesis involucra basamento y determina un acortamiento entre 9 y 66%. Hung (1997), recomienda hacer nuevos modelos gravimétricos y magnéticos localizados en la Serranía, y trabajar sobre datos sísmicos iluminando mejor los intervalos de interés, con la posibilidad de que el modelo geológico resultante sea verificado con la perforación de un pozo; en este sentido, este estudio se enfocará en la segunda recomendación.

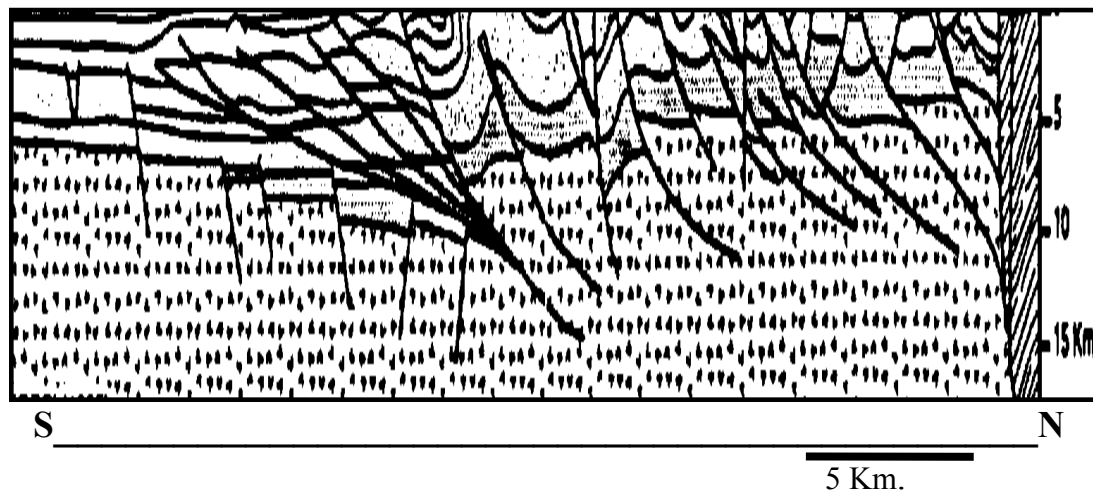


Figura 12. Interpretación estructural de la Serranía para el año de 1984. Tomado de “Contribution a l’étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes Etude géologique de la Serranía” por Rossi, 1984.

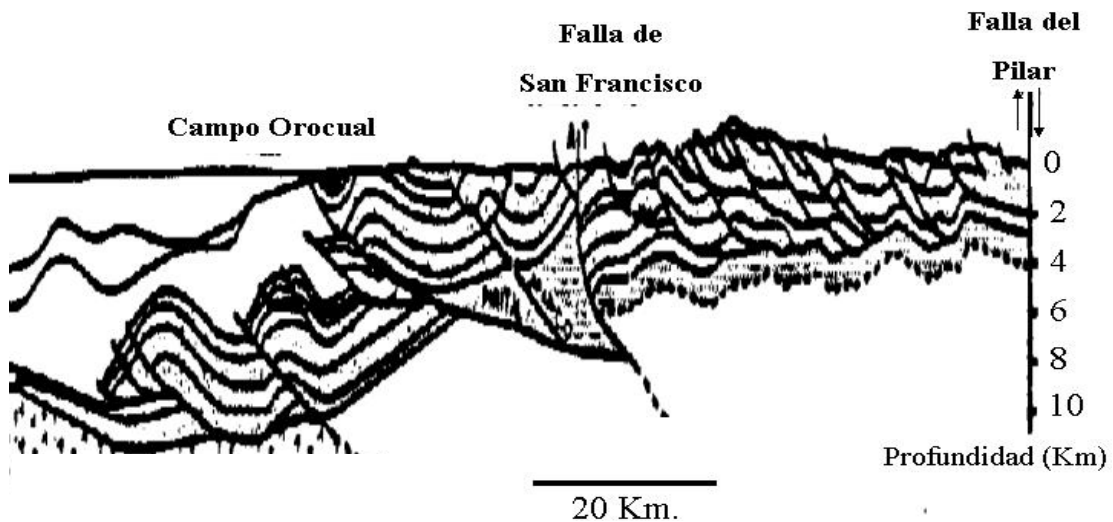


Figura 13. Interpretación estructural de la Serranía para el año de 1995. Tomado de “Congreso Latinoamericano de Geología” por Chevalier et al., 1995.

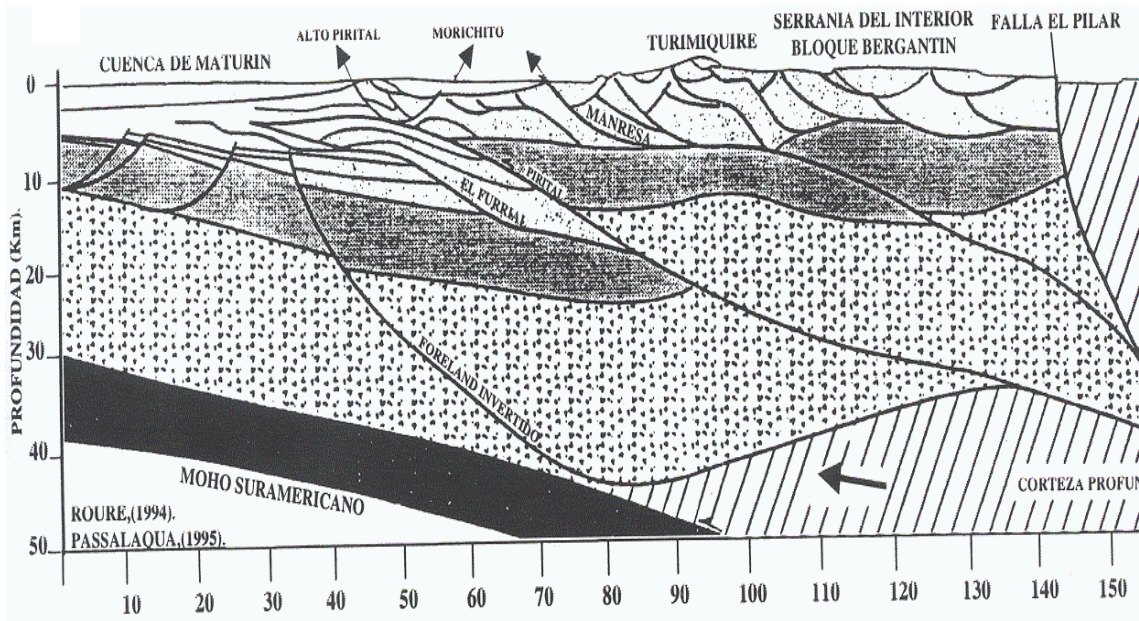


Figura 14. Interpretación gravimétrica-estructural de la Serranía para el año de 1995. Tomado de “Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin” por Parnaud et al., (1995).

Perez y Vallejo (1998) observando los problemas de la Serranía deciden elaborar secciones estructurales balanceadas del anticlinal de Bergantin, aplicando para ello modelos cinemáticos de deformación de la cubierta superior (thin skin tectonic) para corroborar o descartar la existencia de una repetición tectónica de importancia en los niveles estratigráficos prospectivos. El trabajo partió de las siguientes cuatro hipótesis:

1. - Existen estructuras que involucran basamento en toda la Serranía
2. - Existe la inversión de un medio graben Jurásico bajo la Serranía
3. - Existen múltiples superficies de despegue.
4. - Existen estructuras tipo duplex bajo la Serranía

Como resultado se obtuvo la existencia de la repetición tectónica en el Anticlinal de Bergantin, dicha repetición está constituida por tres bloques estructurales mayores formados por unidades estratigráficas que van desde el

Mioceno Medio hasta el Cretácico Inferior, esta repetición es originada por el cabalgamiento de un bloque sobre otro con una geometría tipo duplex originado por dos fallas de corrimiento de 20° de inclinación cuya base de despegue inferior corresponde a la base de la Formación Barranquin y la superficie de despegue superior corresponde al tope de la Formación Areo.

El estudio anterior recomienda la elaboración de modelos de deformación en tres dimensiones y el estudio de otras estructuras en la zona integrando datos de superficie y subsuelo, siendo esto parte del objetivo principal del presente trabajo de tesis. Adicionalmente resumen las diferentes hipótesis existentes hasta el año de 1998 en la Tabla 2, estas hipótesis aún son vigentes y se intenta descartar alguna de ellas.

Chaplet y Camposano (2000) en un estudio realizado en el frente occidental de la Serranía del Interior, en lo que denominó "zona del corredor tectónico dextral de Urica" determina la existencia de varias escamas tectónicas y una estructura anticlinal mayor cortada por corrimientos intraformacionales (Figura 15); además, presenta que la estructuración existente durante los períodos Paleozoico, Triásico y Jurásico es reactivada durante el terciario, aunque pareciera que la Serranía del Interior está flotando sobre un nivel de despegue regional, probablemente intra-Cretácico ó pre-Cretácico.

En trabajos sucesivos, Roeder (2001) en una interpretación regional de la zona, utilizando la teoría Suppe-Dahlstromian define estructuras compresivas por debajo de un cinturón de corrimiento de bajo ángulo, en bloques tectónicos con basamento involucrado; en este trabajo son definidas dos etapas de deformación una primera etapa compresiva en la cual se observa algunos "backthrust" ó retrocorrimientos, seguido por un proceso erosivo; y finalmente otro evento compresivo que es el que forma la estructura del anticlinal mayor definido por

HIPOTESIS	ACORTAMIENTO MINIMO (%) - (Km)	SUPERFICIE DE DESPEGUE	EDAD DE LA DEFORMACION	OBSERVACIONES
Deformación que involucra basamento	9% - 16 Km	Intrabasamento	Mioceno Medio hasta el presente	Fallas inversas de alto ángulo a lo largo de toda la Serranía; Basamento controlado por un sinforme regional.
Deformación que involucra basamento bajo la Serranía. En el piedemonte solo se involucra sedimentos	20%- 30 km	Intra-basamento. Base de Pre-Barranquin y Mioceno (Base de Carapita)	Mioceno Medio hasta el presente	Gruesa cuña de rocas Pre-Cambrianas unida a estructuras compresivas que involucran sedimentos en el Piedemonte. La rampa de despegue aparece profunda hacia el Norte al unirse con la falla del Pilar a 35 Km de profundidad.
Cuña de sedimentos Paleozoicos	21%-37 km	Infra-Paleozoico Base pre Barranquin Mioceno Inferior	Mioceno Medio hasta el presente	Una cuña de sedimentos Paleozoicos infrayace el cinturón de pliegues
Inversión del Graben	21%-37 km	Intrabasamento. Localmente: Tope del Jurásico y Base del Mioceno	Mioceno Medio hasta el presente	En la Serranía inversión del semi-graben
Intrincaciones con prolongadas superficies de despegue	63%-110 km	Base Pre-Barranquin Mioceno inferior Tope del Barremiense (en la Serranía)	Mioceno Medio hasta el presente	Rampas que emergen en corrimientos de alto ángulo. Se asume grandes espesores para los sedimentos de la Fm. Barranquin
Duplex bajo la Serranía	66%-115 km	Base pre-Barranquin Mioceno inferior	Mioceno Medio hasta el presente	Duplicación de la secuencia del margen pasivo.

Tabla 2. Resumen de las hipótesis para la Serranía del Interior y su "foreland". Tomado de "Análisis Estructural del Bloque Bergantín" por Pérez y Vallejo, 1998.

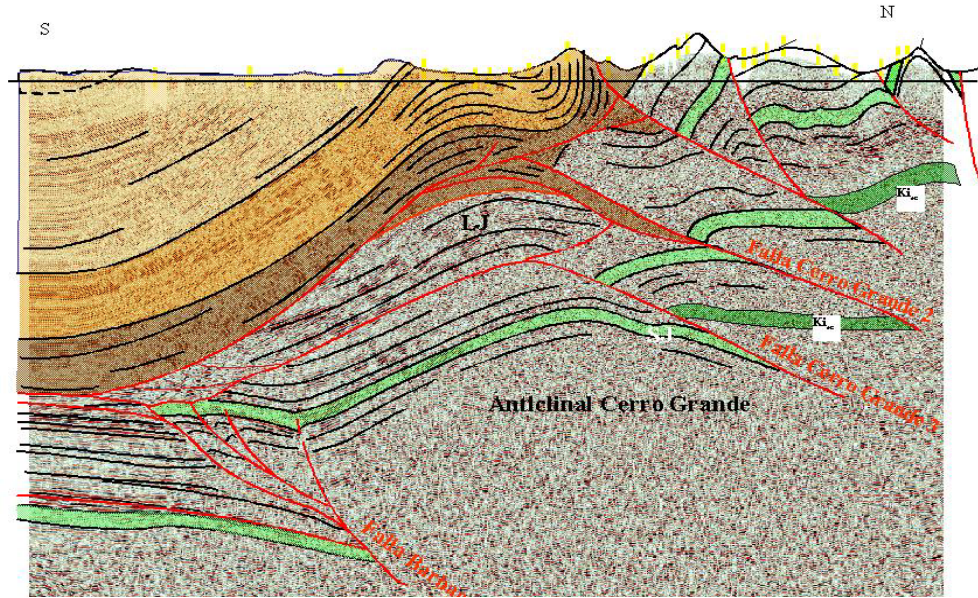


Figura 15. Modelo propuesto para el corredor de falla de Urica. Tomado de “Línea sísmica PB-96^a-45 y vecinas cercanas” por Chaplet y Camposano (2000)

Chaplet y Camposano (op. cit.) generada por la falla de Cerro Grande, del trabajo se obtiene la sección geológica observada en la Figura 16, la cual es descrita como una zona triangular compleja con un alto componente transcurrente a lo largo del corrimiento superior, este último corrimiento se asocia al corrimiento definido como pre-Pirital, identificado a lo largo de todo el frente de deformación de Urica.

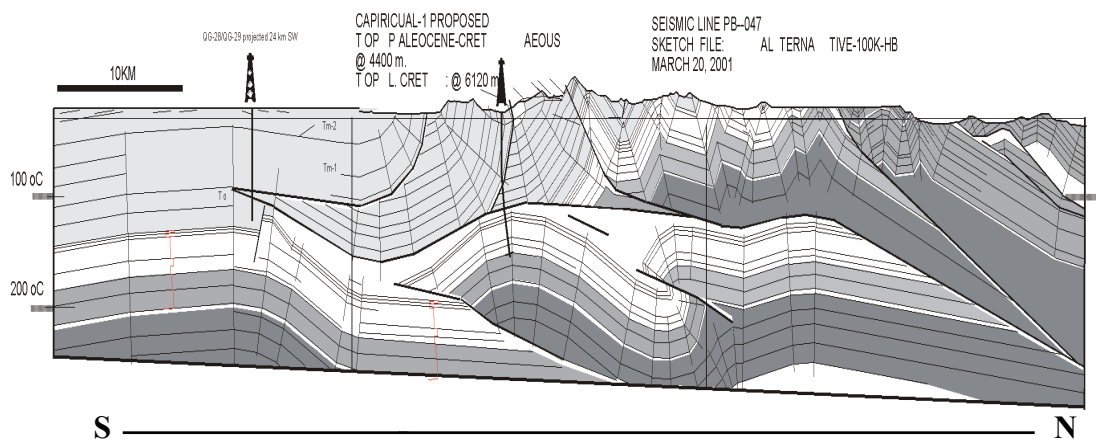


Figura 16 Interpretación regional de la Serranía para el año 2001. Tomado de “Eastern Venezuela and Cutufito fold thrust belts: series of structure cross sections” por Roeder, 2001.

Esta última observación realiza por Roeder (2001) coincide con la visión obtenida por De La Peña (1999), donde afirma que el corrimiento de Tala es una estructura “duplex” de múltiples rampas a partir del cual se generaron pliegues tipo “Fault Bend Fold” y “Fault Propagation Fold”, con un rumbo general ENE – WSW. Como consecuencia de la compresión resultante de la evolución del corrimiento de Tala, se observa un conjunto de retrocorrimientos que forman entre ellos una zona triangular debido a que ambas estructuras tienen el mismo despegue basal y vergencias opuestas. Basándose en estas premisas, el frente de deformación fue definido en el eje del sinclinal generado por el retrocorrimiento, dado que este límite hacia el sur domina el régimen extensivo constituido por fallas normales. (Figura 17).

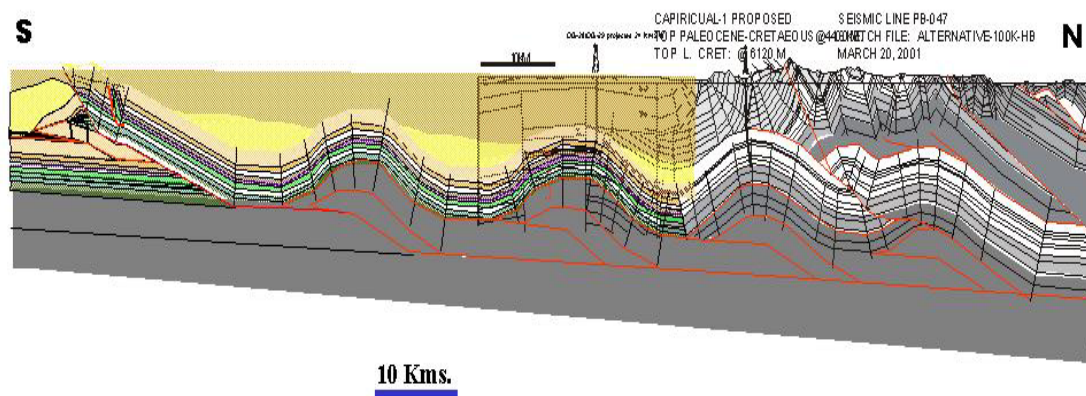


Figura 17. Modelo Integrado De La Peña (1999) – Roeder (2001), por Morales (correo-e, Abril 3, 2001).

Stephan (entrevista personal, Junio 21, 2001) haciendo referencia al área estudiada por Chaplet et al. (2000) que abarca de oeste a este un área de aproximadamente 42 Km., expresa que las estructuras en profundidad presenta la misma geometría que las estructuras observadas en superficie, y calificó de escondidos los anticlinales profundos que parecen no tener conexión directa con los trenes de pliegues más superficiales que caracterizan la cuenca molásica y a la Serranía.

2.2.- CONSIDERACIONES TEORICAS.

2.2.1.- Geometrías de Deformación.

2.2.1.1.- Secciones Balanceadas.

Se entiende por sección balanceada una sección que puede ser reconstruida hasta su estado inicial, sin deformación, a través del uso de métodos cinemáticos, verificándose así, la calidad estructural de la sección mediante su validación geométrica (Lowell, 1985), que no es más que la técnica de balanceo de secciones.

Peter Jones (1987) afirma que “una sección balanceada no necesariamente es correcta, pero una sección no balanceada es incorrecta”, en este sentido, sería una manera cuantitativa para desechar alguna de las hipótesis iniciales asociadas al modelo geológico del subsuelo, sobre todo en aquellas zonas donde los datos sísmicos no resuelven en los niveles más profundos.

El método de secciones balanceadas fue creado para interpretar complejos sistemas de pliegues y cinturones de corrimiento, muchos fueron los geólogos y geofísicos que trabajaron con este método, pero no es sino hasta 1966 cuando aparece la primera publicación sobre secciones balanceadas regionales y la misma pertenece a A. Bally et al. quien realizó una restauración a lo largo de las Montañas Rocosas en Canadá; y es a finales de los años 70 y durante la década de los 80 cuando la técnica es aceptada ampliamente y aplicada posteriormente a sistemas extensionales.

La técnica de secciones balanceadas requiere de un estricto control geométrico y adicionalmente asume que no hay aporte lateral de sedimentos a lo largo de la sección, en este sentido, J. Suppe (1983) propuso la interpretación de estructuras con cierto rigor geométrico; en 1987 Jones, sugiere garantizar el balanceo de la sección con el uso del computador y no realizarlo manualmente, debido a que los programas de validación del balanceo de la sección controlan la geometría de la deformación y

de cierta manera la cinemática de la misma, validando si es posible el desplazamiento de los bloques geológicos a lo largo del plano de falla, hecho que no es posible controlar con la retrodeformación manual de la sección.

Otro aporte del uso de la técnica de secciones balanceadas, es que permite determinar hasta que punto está involucrado el basamento en la deformación ó si por el contrario solamente involucra una secuencia sedimentaria específica, dando idea sobre la evolución tectónica del área de interés. En este orden de ideas, fue en el año de 1979 cuando se aplicó este criterio por primera vez con el objetivo de determinar la evolución tectónica del frente de corrimiento Ellesmerian en el norte de Groenlandia considerado como una cuenca invertida con basamento involucrado, utilizando para ello la técnica de secciones balanceadas (Soper y Higgins, 1990).

2.2.1.2.- Técnicas de Balanceo.

Según Tearpock y Bischke (1991) el principio básico del balanceo es que el interprete no debe ni crear ni destruir volúmenes de roca, no obstante, debe considerarse algunos eventos geológicos en los cuales la roca es compactada de manera diferente a lo largo de la sección, y otros eventos en los que el flujo de hidrocarburo a través de la roca puede remover volúmenes importantes de la misma (Groshong, 1975); si este fuera el caso los mismos métodos de restauración nos proporcionarían los posibles volúmenes compactados o removidos, siempre y cuando exista una explicación geológica coherente.

Actualmente existen algunos métodos para construir secciones balanceadas, a los cuales hay que hacer referencia, el método más común para construir secciones balanceadas es el método de Kink , que es conocido también como el método de paneles de buzamiento constante; otro de los métodos más usados son los propuestos por Suppe (1983) dentro de los cuales hay dos estilos de pliegues comunes, definidos en base a observaciones de diferentes secciones sísmicas en Australia, zona este y

oeste de Estados Unidos y Venezuela. Estos estilos son los pliegues simétricos ó "Fault Bend Fold" y los asimétricos ó "Fault Propagation Fold", de ellos se comentará en detalle a continuación:

2.2.1.2.1.- Método de Kink:

El método de Kink ó método de los paneles de buzamiento constante, generalmente es utilizado para extrapolar información de buzamiento medida en superficie hasta el subsuelo, con respaldo de la sección sísmica.

Este es un método geométrico y el mismo consiste en encontrar la bisectriz de dos dominios diferentes de buzamiento, encontrando en consecuencia dos regiones diferentes de buzamientos relativamente constantes, por ejemplo en la Figura 18 se observa el área de buzamiento A y el área B separados por un eje axial que es la bisectriz de ambos paneles. Una imagen más geológica se puede observar en la Figura 19 donde coexisten los paneles de buzamiento A,B,C y D, apreciándose también, que el dominio de buzamiento "B" converge en un punto "O" denominado "Branch Point" y por debajo de este se observa solamente los dominios de buzamiento A y C; esto quiere decir que sobre el "Branch Point" existen tres dominios de buzamiento, mientras que por debajo solo existen dos.

Debe señalarse que el uso de los ejes axiales permite mantener los espesores constantes; esto es muy útil en zonas donde la sísmica es de una calidad deficiente y en cuya historia geológica se conozca que los espesores de cada formación son más o menos constantes, por este motivo es apropiado usar este método con el fin de reconstruir la geología del subsuelo de una manera balanceada, en zonas donde los niveles estratigráficos involucrados en la deformación, hayan pertenecido a un margen pasivo con espesores de sedimentos equivalentes en toda la extensión deformada y con la presencia de varios niveles de corrimiento.

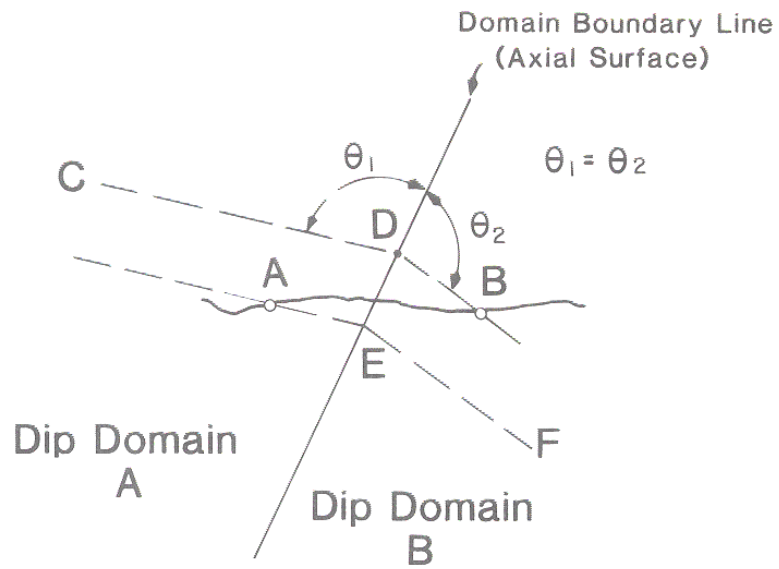


Figura 18. Dominios de Paneles de Buzamiento A y B. Tomado de “Applied subsurface geological mapping” por Tearpock y Bischke, 1991.

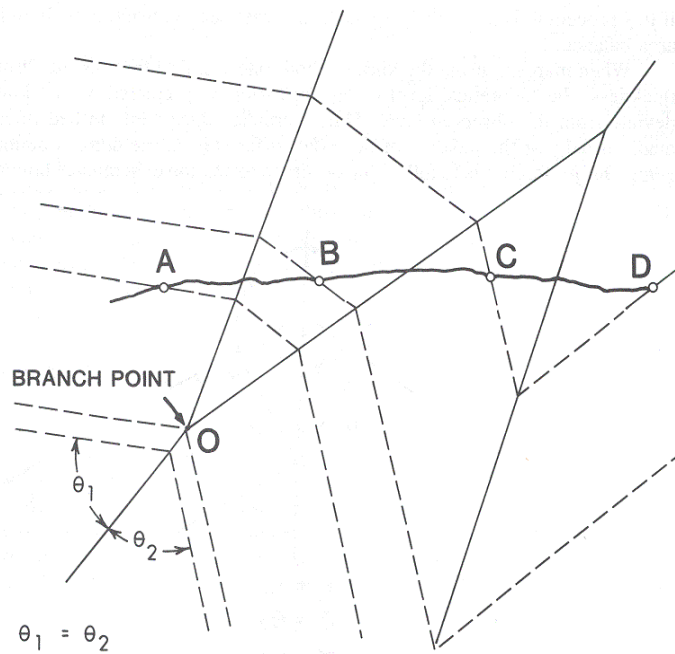


Figura 19. Dominios de Paneles de Buzamiento A, B, C y D. Tomado de “Applied subsurface geological mapping” por Tearpock y Bischke, 1991.

2.2.1.2.2.- Métodos propuestos por Suppe (1983)

a.- "Fault Bend Fold"

Este es un pliegue asociado al cambio de pendiente en el plano de falla, este no genera un despegue superior y cuando la rampa cambia la pendiente pliega la secuencia sedimentaria que está por encima, el máximo relieve estructural lo alcanza el pliegue cuando el eje axial inactivo se convierte en un eje activo.

Rich (1934) asocia estos pliegues al resultado de una deformación tipo "thin skinned" debido a que el movimiento ocurre sobre el despegue y este material es plegado sobre la rampa.

Tearpock y Bischke (1991) definen la cinemática del pliegue (ver Figura 20) de la siguiente manera: consiste en el desplazamiento de una sección sedimentaria desde un nivel de despegue profundo "Y" a través de una rampa, hasta un nivel estructural más alto "X". Debido al movimiento a lo largo de la falla y el principio de conservación de volumen causan que las capas se muevan sobre la rampa y se desplacen a través de la superficie axial BY cambiando su buzamiento y haciéndose paralelo al de la inclinación de la rampa, esto causa la formación del flanco posterior del pliegue ("back dip panel") BY-B'Y'. Similarmente las capas se mueven desde la rampa hacia el despegue superior y se desplazan por la superficie axial B'Y' retomando su buzamiento original. Al aumentar el acortamiento las capas se desplazan por la superficie axial AX formando el flanco anterior de buzamiento, y causa que el buzamiento del flanco anterior sea mayor que el del flanco posterior de buzamiento.

A medida de que el pliegue crece, el salto de la falla aumenta, los paneles de buzamiento ("dip panels") se extienden a lo ancho, y el punto Y' migra hacia el punto

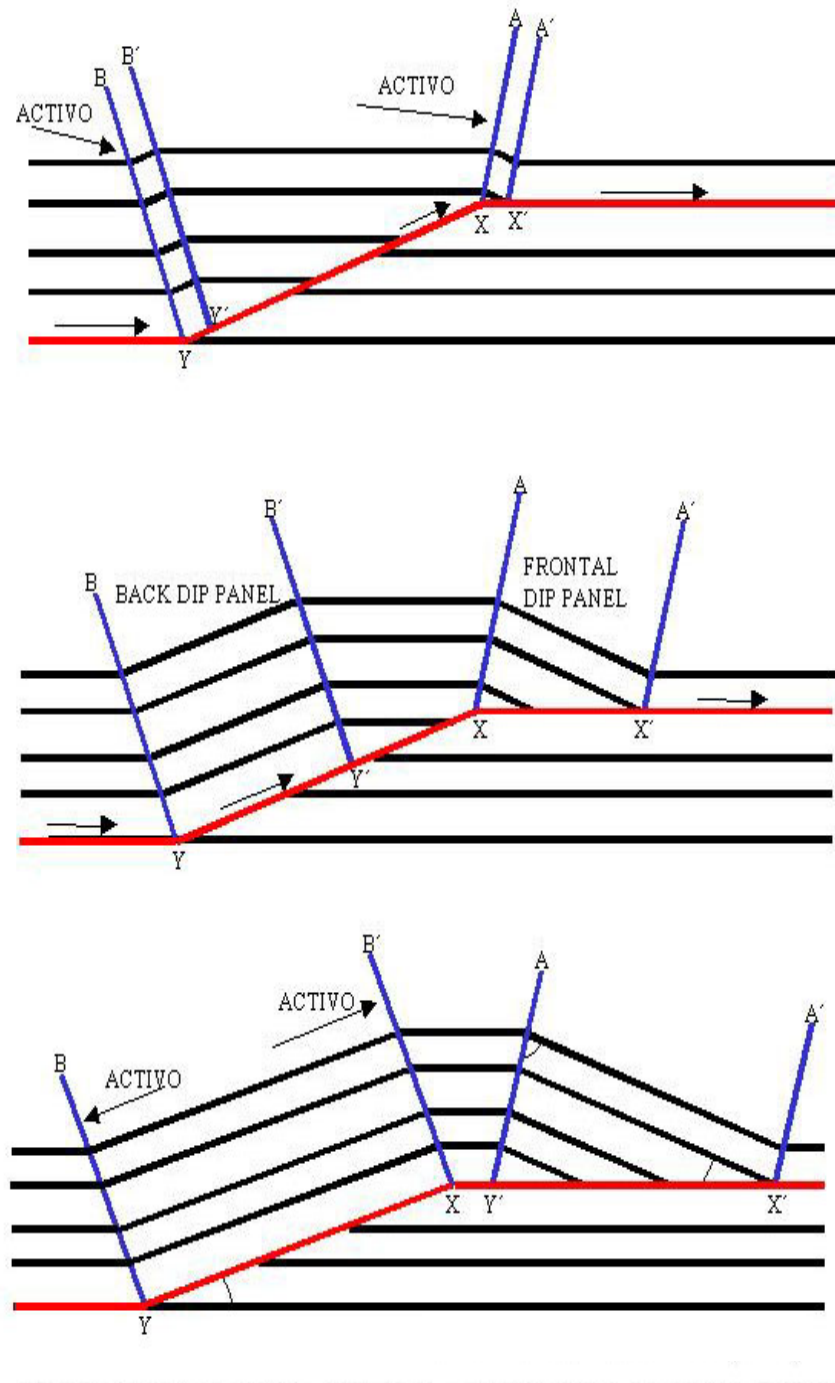


Figura 20. Evolución de un "Fault Bend Fold" Tomado de "Análisis tectono estructural del área del piedemonte del corrimiento mayor de Tala". Modificado de Suppe 1983 por De La Peña 1999.

X hasta que el pliegue alcanza su máxima amplitud. Cuando esto ocurre, la superficie axial B'Y' ha migrado hasta el tope de la rampa y el punto Y' alcanza el "cutoff" superior; el pliegue ahora se extiende por movimiento lateral de la superficie AY' alejándose de la superficie axial B'X.

b.- "Fault Propagation Fold"

Las estructuras tipo "Fault Propagation Fold" fueron definidas por Suppe en 1983, la característica principal de este tipo de pliegue es que a medida que el pliegue alcanza mayor relieve estructural, la deformación aumenta hasta niveles en los que es capaz de propagar el corrimiento, de aquí su nombre. Otra característica importante es que usualmente su ángulo de cutoff es mayor que el observado en los "Fault Bend Fold", presentando un rango entre 20° y 40°.

La cinemática de un "Fault Propagation Fold" fue descrita por Tearpock y Bischke (1991) de la siguiente manera: una falla se propaga a partir de un nivel de despegue, lo cual causa el pliegue en el frente del punto ciego de las capas (Figura 21). Las capas se desplazan sobre la rampa creada por la propagación del corrimiento y a través de la superficie axial B, creando el flanco posterior de buzamiento delimitado por las superficies axiales B y B'.

Debe mencionarse que dependiendo del ángulo de "cutoff", para un mismo valor de acortamiento la geometría del pliegue variará, por ejemplo si el ángulo de "cutoff" aumenta el pliegue tiende a verse más simétrico.

2.2.1.3. - Modelos compresivos de repetición de la secuencia sedimentaria.

Este tipo de modelos pertenece a una etapa posterior a los modelos iniciales propuestos por Suppe (1983), en este tipo de estructuras el desplazamiento se transfiere progresivamente entre el corrimiento inferior (lower detachment) al

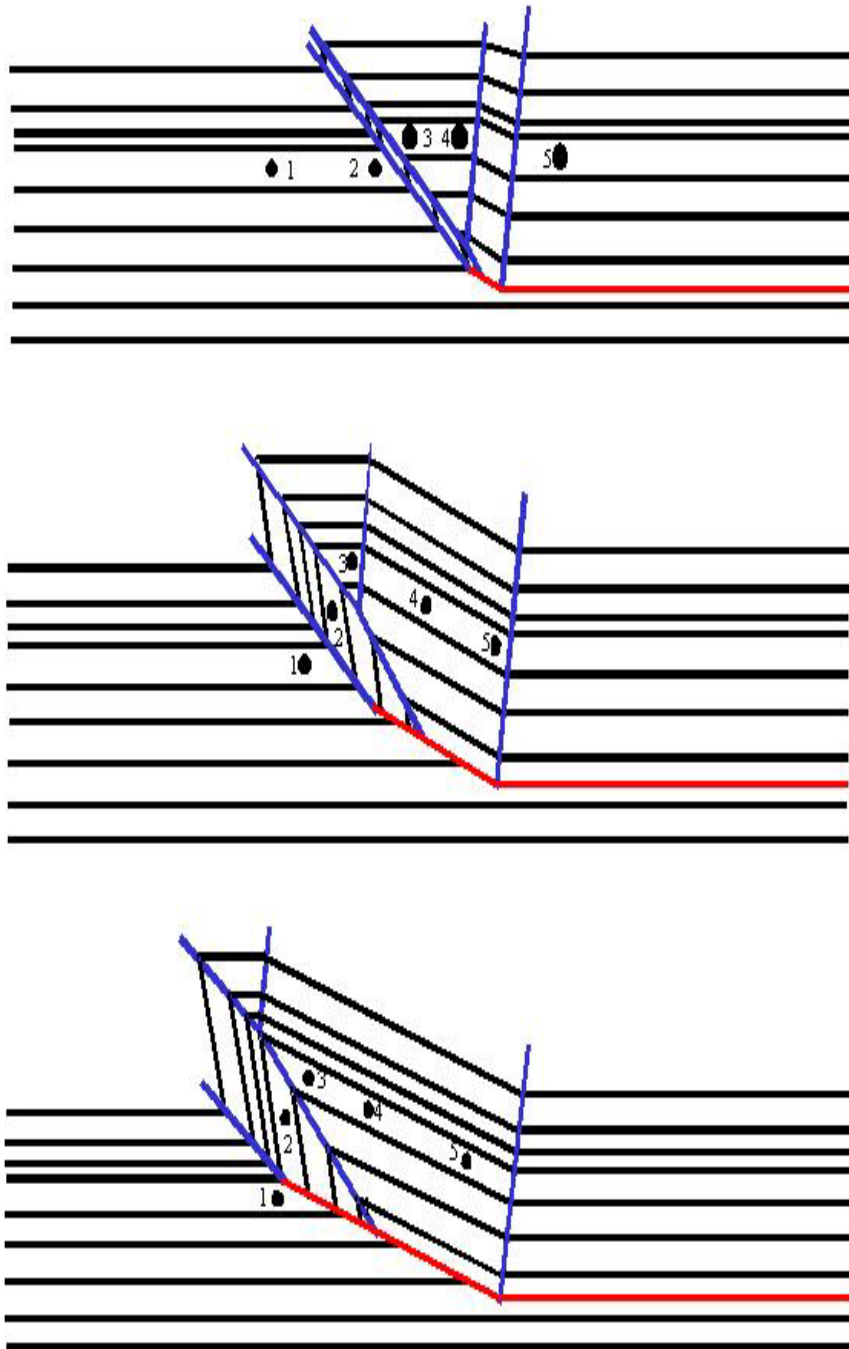


Figura 21. Evolución de un "Fault Propagation Fold". Tomado de "Análisis tectono estructural del área del piedemonte del corrimiento mayor de Tala". Modificado de Suppe 1983 por De La Peña 1999.

corrimiento superior (upper detachment), formándose pliegues como consecuencia del fallamiento. Esto significa que cada falla inversa generará una rampa que se hará plana sobre la superficie superior de despegue. (Ver figura 22)

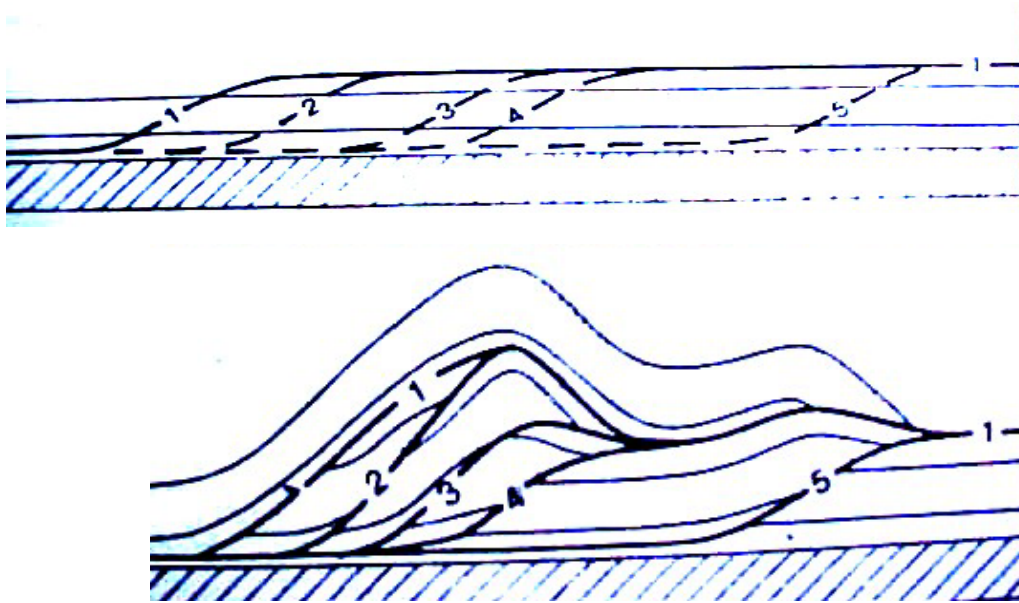


Figura 22. Generación de pliegues sobre fallamiento inverso. Tomado de Peter Jones 1985.

En la figura anterior se aprecia que el último fallamiento formado es el número 5, siendo más jóvenes los fallamientos presentes en el frente de la deformación y los mismos modifican la configuración geométrica preexistente.

A este tipo de estructuras se les conoce en la literatura como estructuras del tipo “Duplex” por presentar múltiples repeticiones de la secuencia sedimentaria.

En 1970, Dahlstrom introduce los términos “roof thrust” y “floor thrust” para referirse a los corrimientos superiores e inferiores respectivamente. Estos corrimientos no son estáticos en el espacio, es decir, un corrimiento inferior puede convertirse en un corrimiento superior al moverse lateralmente en un bloque geológico, siendo la única condición para que un corrimiento superior sea definido así, es que el mismo haya sido deformado por un corrimiento inferior que

generalmente su nivel más bajo se confunde con un sistema de corrimiento regional base, el cual es responsable de la deformación del área.

2.2.1.4- Modelos de inversión tectónica.

En algunas oportunidades la deformación no ocurre exactamente de la misma manera como se ha descrito hasta ahora, es por ello que también serán considerados algunos modelos de inversión, lo que implicaría la presencia de algunas fallas fuera de secuencia como lo es la falla de Urica, afirmación que se basa en observaciones realizadas sobre los 826 Km de líneas sísmicas interpretadas en este trabajo.

Con respecto a los modelos de inversión, Hayward (1993) propone algunas evidencias ó marcas, que caracterizan la existencia de fallamiento normal previo a la formación de cinturones de corrimiento. Estas evidencias han sido consideradas por ser de gran importancia en la reconstrucción de la evolución tectónica de un área, considerando que en la mayoría de los casos estos rasgos tectónicos presentan implicaciones que contribuyen con la interpretación estructural regional de una zona en específico.

Es de especial atención, una de las estructuras propuestas por Hayward (1993) donde una de las rampas laterales del pliegue es formada por un fallamiento normal preexistente (Bloque B, Figura 23) y el plegamiento corresponde a “rollovers” preexistentes y deformados posteriormente por un evento compresivo que formaría la rampa “A” (Figura 23), quedando una configuración final que no corresponde a la presencia de un solo evento tectónico sino de dos eventos sucesivos, ocurridos en tiempos diferentes y con esfuerzos en diferentes direcciones.

Otra propuesta, para explicar los pliegues fuera de secuencia, son los “shortcuts” formado por un evento compresivo luego de la presencia de un “rollover”,

en este orden de ideas, el “shortcut” retoma el plano de la falla normal preexistente y por compresión forma cuñas aparentemente aisladas (Figura 24) y en muchos casos, este mecanismo permite levantar, a una distancia de kilómetros, el basamento sobre su nivel de referencia.

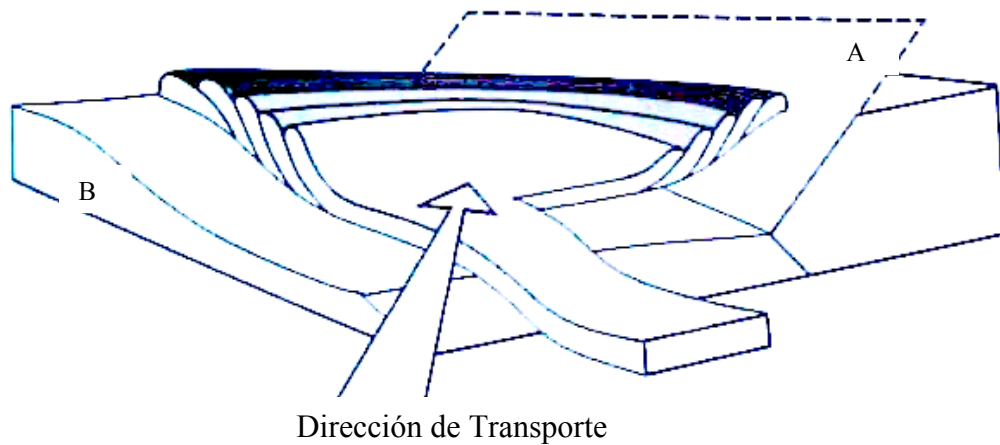


Figura 23. Estilo estructural de Inversión propuesto por Hayward y Graham. Tomado de “some geometrical characteristics of inversión”, 1993.

En cualquiera de los casos estos estilos estructurales dificultarían la construcción de secciones balanceadas; no obstante, si se tiene un área con amplia cobertura sísmica que permita una visión tanto local como regional, las características de la inversión tectónica pueden ser determinadas.

2.2.1.5- Modelos de Pliegues Concéntricos.

Este es otro rasgo geométrico a evaluar, en caso de determinar si una sección está balanceada o no; aunque la mayoría de los programas de retrodeformación de secciones tienen algoritmos que trabajan en función del desarrollo de pliegues concéntricos (Figura 25), los mismos son extraños en los cinturones de corrimiento conocidos hasta el momento, debido a que requieren de una estratificación perfecta y la presencia de fluidos con cierta presión que favorezca el desplazamiento de un estrato sobre otro.

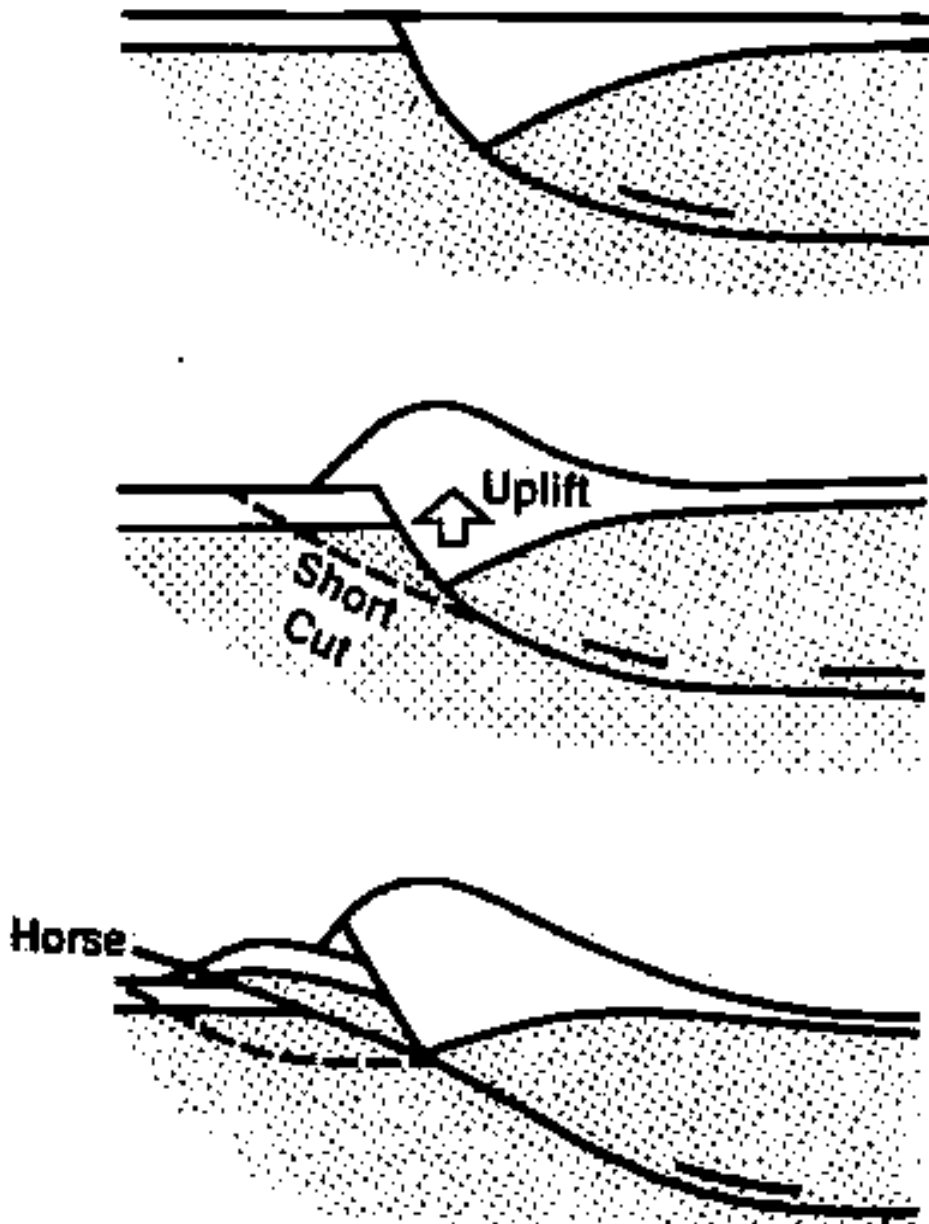


Figura 24. Modelo de formación de cuñas aisladas de Hayward y Graham.
Tomado de “some geometrical characteristics of inversión”,1993.

Es por ello que el modelo considerado, incluso hasta la actualidad, como el más adecuado es el propuesto por Elliot's (1976, ver Figura 26) con un mínimo de desplazamiento entre capas; sin embargo, en la mayoría de los casos propone Jones (1985), se fractura la roca al frente de la deformación como se aprecia en la Figura 27

y propone el modelo idealizado que se aprecia en la Figura 28, donde combina los dos modelos.

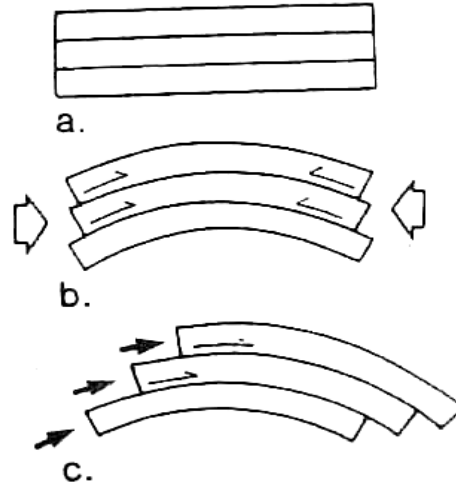


Figura 25. Geometría de los Pliegues Concéntricos. Tomado de “Manual de Geosec 2D”, por Paradigm Geophysics 2001.



Figura 26. Modelo de Pliegues Concéntricos propuesto por Elliot's. Tomado de “The construction of balanced cross-sections”, 1976.



Figura 27. Modelo de Pliegues Concéntricos propuesto por Jones (1985)

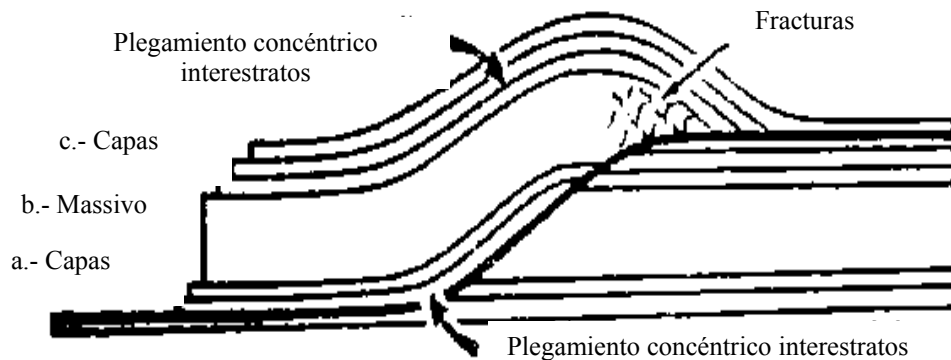


Figura 28. Modelo de Pliegues Concéntricos Integrado por Jones (1985)

2.2.1.6.- Restauración y Cálculo de acortamiento de una sección.

La restauración de una sección tiene dos objetivos principales, el primero consiste en determinar si la sección está balanceada (explicado anteriormente); y el segundo objetivo es determinar la longitud de la sección sin deformación, lo que permite obtener el acortamiento total de la misma en regímenes compresivos, aunque el mayor beneficio de la restauración es que, es el mejor camino para determinar errores en la elaboración de la sección.

El primer paso para restaurar una sección consiste en establecer las líneas de referencia (“pin line”) en áreas que no estén afectadas por la deformación (ver Figura 29), luego debe colocarse el “hangingwall cutoffs” (bloque levantado) en la posición que corresponda a su respectivo “footwall cutoffs” (bloque sin deformación), iniciando el proceso con el corrimiento que está al frente de la deformación, el resultado de la deformación es una secuencia estratigráfica con longitudes de capas consistentes y trayectoria de las fallas en su estado sin deformación; si se desea calcular el error de la sección balanceada, el mismo se define de la siguiente manera:

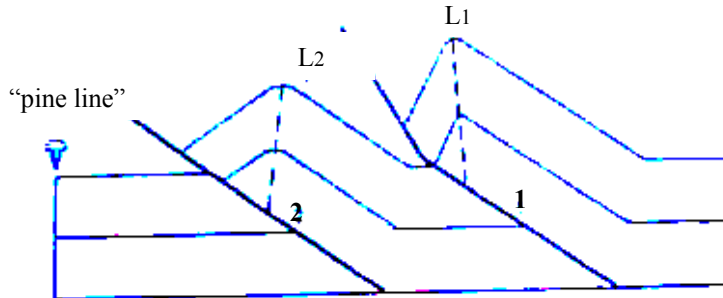
$$E=Ld/La$$

Donde:

Ld= es la diferencia de longitud entre el tope y la base de las unidades en el estado sin deformación.

L_a = es el promedio de la longitud de la sección no deformada.

A.- Sección Deformada



B.- Sección Restaurada

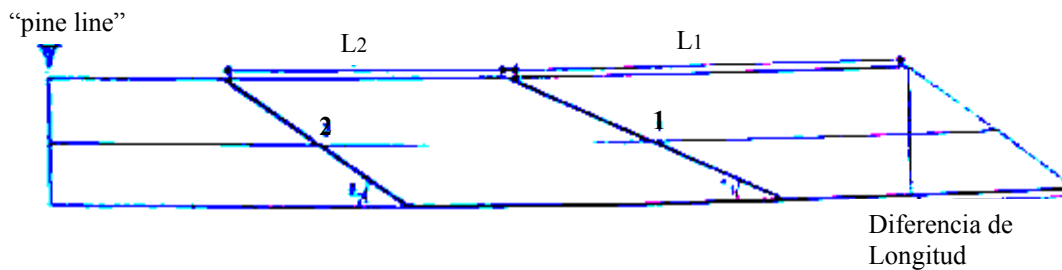


Figura 29. Restauración teórica de una sección deformada. Tomada de “Manual de Geosec 2D” por Paradigm Geophysics, 2001.

Hay que recordar que: si la longitud de las capas en la sección sin deformación es muy diferente entre ellas ó las fallas presentan una geometría que no sea razonable, debe regresarse a la interpretación o construcción de la sección para cambiar los elementos que no permiten que la cinemática de la sección sea lógica.

Para realizar el cálculo de acortamiento es necesario medir las longitudes de la sección deformada y restaurada, en este orden, de ideas el acortamiento corresponderá a lo siguiente:

$$A = L_{sd} - L_d$$

Donde:

A = acortamiento en unidades de distancia.

L_{sd} = Longitud de la línea sin deformación

Ld= Longitud de la línea deformada.

Y el porcentaje de acortamiento corresponderá a lo siguiente:

$$\%A = (A/Lsd) * 100$$

2.2.1.7.- Cinemática de la deformación:

Para las secciones balanceadas en cinturones de corrimiento, es de utilidad el uso de la simulación cinemática de la deformación ó “Forward Kinematic Code”, generalmente los programas capaces de hacer esta simulación trabajan en conjunto el modelo cinemático y el modelaje termal en 2D; desde los años 70 se ha desarrollado modelaje termal 1D en cinturones plegados, sin embargo esto no permitía asumir un flujo de calor horizontal, variaciones laterales de litología, ni era capaz de simular velocidades de falla.

En un modelo cinemático, la deformación ocurre en 2D y preserva la masa en el plano de la deformación, asumiendo que la sección es paralela a la dirección principal de transporte y que no hay compactación ni disolución durante la deformación.

Con el fin de desarrollar un modelo cinemático existe condiciones de borde que hay que inferir, entre estas: no debe haber flujo de calor lateral, la temperatura en el tope y en la base de los estratos debe ser uniforme y finalmente el estado inicial y los sucesivos deben ser calculados en base al uso de los métodos continuos 2D de elementos finitos.

Generalmente en estos modelos se utiliza la tectónica tipo “Thin Skinned”, este modelo asume que la superficie es perturbada mientras que la geometría y los parámetros en profundidad no cambian; en este trabajo se utilizará una aproximación

de la teoría de evolución de pliegues propuesta por Rowan y Linares (2000) la cual ayuda a definir la geometría del subsuelo y en consecuencia proporciona información importante sobre la geometría de la trampa, modelaje de vías de migración y calidad de reservorios.

Rowan y Linares (op. cit.), respetan la teoría de evolución de pliegues propuesta por Suppe (1983) y Dahlstrom (1969), e introducen el concepto de “matriz de evolución de pliegues”, donde además de considerar los elementos propuestos previamente se incluyen elementos como el cambio de inclinación del plano de falla, y cambio del nivel de despegue entre otros. Siendo este procedimiento muy útil en caso de tener tectónica de inversión; aunque el mismo no es por si solo conclusivo, como puede afirmarse de los modelos existentes y aceptados hasta ahora, al ser combinados con otros métodos e información, proporcionará un mejor entendimiento de la geometría y origen del pliegue.

2.2.1.8.- Zonas Triangulares:

Una zona triangular es definida de manera sencilla como aquella zona en la cual la deformación es asociada a un frente de corrimiento, y la misma es compensada; muchos han sido los autores que han desarrollado el concepto coincidiendo en el hecho que la geometría involucrada en la zona triangular es altamente compleja, no obstante, se observa en todos los casos dos superficies de corrimiento, una inferior y otra superior; adicionalmente, las mismas han sido reconocidas únicamente en el área frontal ó “foreland” de los mayores cinturones de corrimiento del planeta.

En una visión realizada por Couzens y Wiltschko (1996), concluyen que hay dos tipos básicos de zonas triangulares, y estas son controladas mecánicamente por la estratigrafía, un primer tipo incluye un solo nivel de despegue y un segundo tipo involucra dos o más niveles de despegue, esta idea fue sugerida por primera vez por

Morley (1986) cuando propone que una zona triangular con geometría de duplex de techo pasivo es explicable porque los problemas mecánicos relacionados al intento de emplazar una unidad competente dentro de otra unidad, conduce a pensar que esta última es menos competente y permite el emplazamiento de la primera, implicando que la estratigrafía en los cinturones compresivos juega un papel importante en la formación de zonas triangulares.

En la literatura han sido aceptados dos tipos básicos de zonas triangulares, la primera fue definida por McClay (1992, Figura 30), en la cual el pliegue domina la estructuración con uno ó más retrocorrimientos ó “Backthrust” que se generan a partir del mismo nivel de despegue, este tipo de zona triangular, ha sido observada en el área central de los Apalaches, en el área frontal central de los Pirineos (Cuenca Ebro – España) y en Potwar Plateau (Pakistan); este tipo de estructura es característica de un despegue basal muy dúctil tal como sal o cualquier otro mineral evaporítico, lo que permitirá fallar y plegar la secuencia sedimentaria superior.

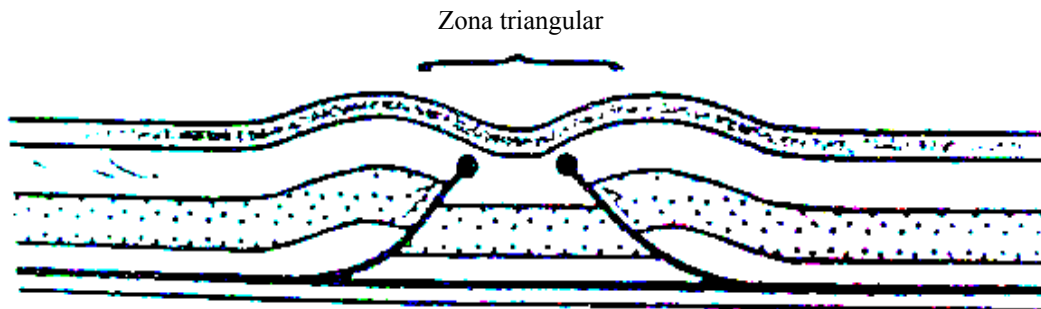


Figura 30. Zona triangular Tipo I, propuesto por McClay. Tomado de “Glossary of thrust tectonics terms”, 1992.

Un segundo tipo de zona triangular fue definido en base al desarrollo el concepto básico de evolución de un duplex de techo pasivo propuesto por Banks y Warburton (1986, Figura 31), en este caso se propone un corrimiento que domina la estructuración con dos o más niveles de despegue, en este modelo se infiere que los retrocorrimientos ó “Backthrusting” ocurren a lo largo del techo pasivo del pliegue ó duplex, estratigráficamente la secuencia es deformada por encima del techo

pasivo, y generalmente la litología asociada a los despegues inferiores y superiores son lutitas.

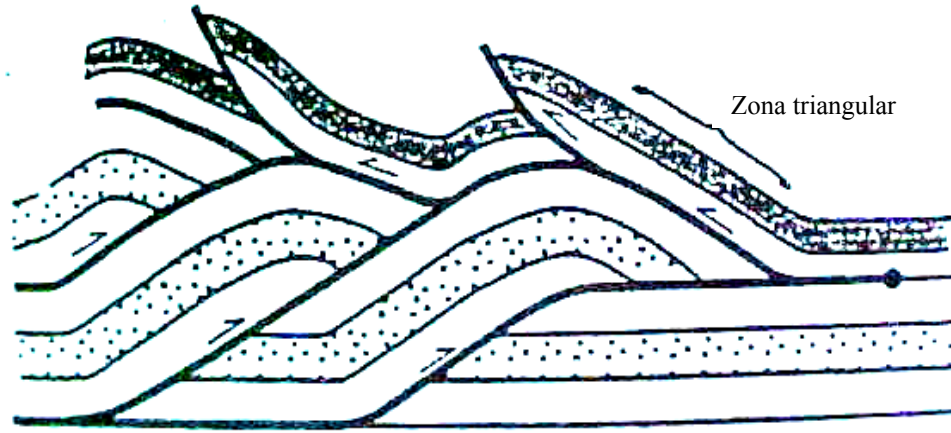


Figura 31. Zona triangular Tipo II. Tomado de “passive roof duplex geometries in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman Mountain Belts” por Banks y Warburton, 1986.

Debe aclararse que existe una variante de este tipo de zonas triangulares, y la misma ocurre cuando la deformación es transferida hacia el “foreland” en lugar de transferirse hacia el “hinterland” como ocurre en las zonas de duplex de techo pasivo (comparar Figuras 31 y 32), y es esta característica quien diferencia un duplex de techo pasivo de un duplex de techo activo.

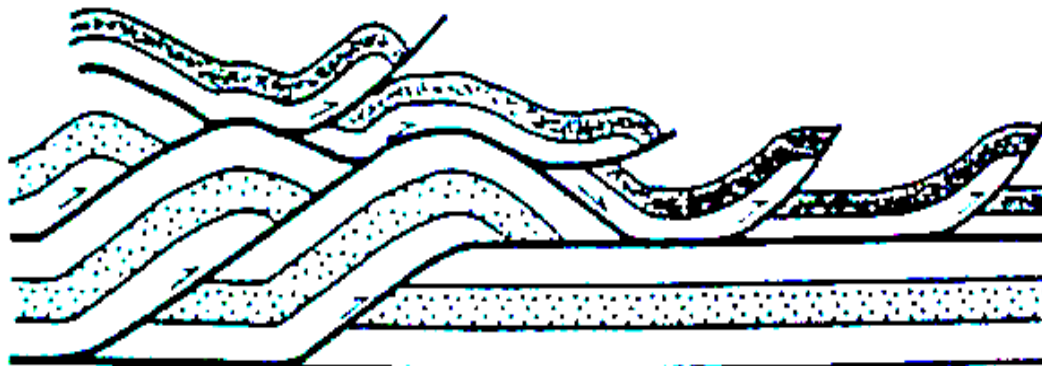


Figura 32. Zona triangular con duplex de techo activo. Tomado de “Glossary of thrust tectonics terms”, por McClay, 1992.

2.2.2.-Cubo de velocidades RMS:

En áreas donde la señal sísmica presenta alto deterioro, como es el caso de la Serranía del Interior Venezolana, es de especial interés el control de las velocidades que serán utilizadas para el reprocesamiento de la información sísmica existente, y procesamiento de nuevos datos sísmicos tanto 2D como 3D. Es por ello que se plantea la construcción de cubos de velocidades RMS, basado en el modelo estructural el cual servirá para procesamientos futuros orientados a mejorar la relación Señal/Ruido y lograr de esta manera una interpretación de mayor detalle estructural en cada uno de los bloques, permitiendo disminuir el riesgo exploratorio asociado al campo de velocidades del área.

¿Por qué construir un cubo de velocidades RMS?, desde el punto de vista de procesamiento de datos sísmicos, son las velocidades RMS las de mayor utilidad al momento de realizar la migración de la línea sísmica, conocido este proceso como el último a ser aplicado dentro del procesamiento de datos sísmicos y aplicado según Pereira (1993), debido a que “un evento en una sección apilada no está donde lo observamos. En la medida que el buzamiento es más pronunciado mayor es el desplazamiento”, así mismo afirma que mientras haya mayor control geológico sobre las velocidades aplicadas a una sección sísmica en particular, habrá mayor posibilidad de encontrar en subsuelo el evento sísmico interpretado.

Hay que recordar que, para el procesamiento de datos se utiliza porcentajes de velocidades, y entre estos los más usados son 100%, 90 % y 80%. Entre otras cosas debe aclararse que las velocidades de apilamiento dependen del ángulo de buzamiento de las capas, siendo igual al inverso del coseno del ángulo de buzamiento de la capa, multiplicado por la velocidad RMS. Una ventaja de migrar líneas 2D es que los eventos que se encuentran fuera de plano quedarán como eventos sobre-migrados, facilitando de esta manera la interpretación de los datos.

CAPITULO III

3.- METODOLOGIA

3.1.- Datos a utilizar:

Entre otras cosas, los datos e información requeridos para el desarrollo del trabajo lo constituyen los datos listados a continuación:

.- 826 Km de sísmica 2D adquirida en los años 1986, 1988, 1989, 1990 y 2000 por las empresa Lagoven S.A , Corpoven S.A y PDVSA E y P. Estas secciones sísmicas fueron distribuidas de la siguiente manera:

..- 284 Km. en tres transectos regionales

..- 270 Km. en 12 líneas sísmicas del área de Corredor del Falla de Urica.

..- 127 Km. en 7 líneas sísmicas ubicadas en el área de Norte de Monagas.

..- 145 Km en el área de Cerro Corazón.

.- Modelos estructurales gravimétricos, sísmicos y magnéticos, propuestos previamente.

.- Velocidades interválicas de las formaciones involucradas en el modelo, obtenidas a partir de dos pozos.

.- Curvas tiempo - profundidad de 5 pozos. (Norte, Noreste,Suroeste,Sur1, Sudeste).

.- Interpretación Secuencial de la estratigrafía realizada por B. Blanco y J. Di Croce (2000).

3.2.-Programas de computación (Software) utilizados.

3.2.1.- Programa de base de datos e interpretación (Openworks y Seisworks):

Estas herramientas son utilizadas en la plataforma Landmark, Openworks es el manejador de la base de datos Oracle, y Seiswork es la aplicación que permite realizar interpretación sísmica de una manera interactiva (interprete – estación de trabajo). Adicionalmente, Seisworks permite cartografiar los niveles y eventos de

interés, en este caso el corrimiento de Pirital y algún otro corrimiento asociado; por otra parte se graficarán los topes de los niveles Cretácicos, Paleocenos y Miocenos que servirán para definir el marco tectónico del área.

Al crear el proyecto Openworks se está diseñando en la base de datos Oracle un espacio que contiene la información de pozos (localización, registro, curvas tiempo-profundidad, etc.); la cantidad de interpretes que tendrán acceso a la información manteniendo la seguridad de que solo puede efectuar modificaciones el usuario que realizó la interpretación; además, contiene la información precisa de coordenadas entre las cuales se define el proyecto; y finalmente, almacena la información de fallas interpretadas en Seisworks.

Por su parte, Seisworks permite almacenar la información sísmica del proyecto y la información de superficies interpretadas, que en este caso son líneas adquiridas en dos dimensiones, sin embargo la aplicación permite crear mapas en planta extrapolando la interpretación de cada línea sísmica lateralmente, lo que permitirá posteriormente obtener mapas de superficie en tres dimensiones (X,Y,Z); Otra ventaja de Seisworks es que es capaz de cartografiar los planos de falla proporcionando una idea tridimensional del comportamiento de la deformación en el subsuelo.

3.2.2.- Programas de balanceo de secciones “Geosec 2D y 3D”:

Existen múltiples métodos de balanceo de secciones, uno de ellos, es el método de Kink, en el cual los espesores de las estructuras compresivas deben mantenerse constantes siempre y cuando no se esté incorporando material en una dirección diferente a la dirección de la sección a balancear. En el Mundo existen empresas que han patentado este método de cálculo de buzamiento y uno de ellos es el programa conocido como Geosec de la empresa Paradigm Geophysical, quien permitirá definir si la geometría de la deformación atribuida por el intérprete puede

ser válida geológicamente.

Debe mencionarse que la restauración de las secciones se hará tanto en 2 dimensiones (GEOSEC 2D), como en tres dimensiones (GEOSEC 3D), Geosec es un sistema interactivo para la construcción, restauración y balanceo (validación) de la sección sísmica, el mismo es capaz de aceptar datos tanto en tiempo, como en profundidad, sin embargo, debido a que la restauración debe ser efectuada en profundidad, GEOSEC 2D tiene un modulo que convierte la sección de tiempo a profundidad y viceversa utilizando para ello velocidades interválicas de cada una de las formaciones involucradas en el modelo.

El principal objetivo de la herramienta es la restauración una interpretación hasta su estado sin deformación, esta restauración y proceso de balanceo proporciona una prueba sencilla de validación de la información geológica del campo integrada con la interpretación sísmica, conociéndose también una buena aproximación de la evolución tectónica de una determinada área en cualquier parte del planeta.

GEOSEC usa algoritmos de transformación tipo "flexural slip" y "vertical/oblique slip" para eliminar la deformación, el primero es aplicado en zonas compresionales y el último en zonas extensionales principalmente.

En el presente estudio se utilizará una restauración tipo "flexural slip", y la misma se basa en el hecho de que la deformación de las capas es transmitida entre ellas, a través del salto de falla, si la superficie generadora es identificada como un horizonte estratigráfico se conserva la longitud de las capas, así como el espesor, esto último para una sucesión de capas isópacas. Durante la operación "flexural slip" son definidos los módulos de transferencia, la superficie generadora y una superficie de referencia, esto permite que mientras la superficie generadora controla la geometría del salto de falla, la superficie de referencia controla la magnitud del salto. Cabe mencionar que este programa es ideal para retrodeformar secciones con modelos

compresivos tipo “fault bend fold” y “fault propagation fold” debido a que generalmente presentan un “footwall” sin deformación o poco deformado; esto implica incluso que la definición de una sección balanceada debe incluir que el “hangingwall” y el “footwall cutoffs” de la misma unidad estratigráfica deben coincidir y requiere que el volumen no cambie durante el plegamiento. La implicación de mantener constante el volumen e invariable la longitud de las capas, aunado a un acortamiento controlado, conduce a la premisa que el salto de falla debe conservarse y ser constante entre las capas.

Las secciones restauradas en “GEOSEC 2D”, pueden servir para construir un modelo tridimensional en zonas donde no se ha grabado sísmica 3D, para ello solo es necesario un mínimo de tres líneas sísmicas y en consecuencia obtenemos una imagen tridimensional del subsuelo, esto permite poder hacer cortes geológicos en la dirección preferencial de la deformación (en caso de no tenerlos) y poder calcular el efecto real de la misma, como es el caso de los acortamientos presentes en la Serranía del Interior Venezolana.

GEOSEC también proporciona una serie de productos como son mapas de superficie tanto en 2D como en 3D, la posibilidad de integrar geología de subsuelo con geología de superficie, el resultado de la restauración sirve de datos de entrada a programas como Thruspack que permite validar la evolución del sistema petrolero, y programación simulación sísmica que utiliza trazado de rayos.

La versatilidad del programa permite que sea utilizado tanto por geólogos que no dominan la parte estructural, geofísicos, ingenieros de reservorio, así como por expertos en geología estructural.

3.2.3 .- Programa de evolución cinemática ó “Forward Modeling” (Thruspack):

Restaura la historia geológica de la zona a partir de la sección balanceada, y

Conjuntamente con el modelo geoquímico reproduce la evolución de la trampa y generación de hidrocarburo a lo largo del tiempo.

La versión a utilizar es la 5.3 de INTEVEP, del año 2001, el programa crea archivos . tps donde guarda los horizontes y archivos .tpf donde guarda las fallas, el programa además de requerir de un modelo geológico balanceado y en su estado sin deformación, utiliza información geoquímica como es el tipo de kerógeno, reflectancia de vitrinita, flujo de calor, y temperatura de superficie con el fin de reconstruir y predecir si el "timing" del sistema petrolífero funcionó.

En resumen Thruspack es un programa que maneja las siguientes variables:

..- Modelo cinemático de deformación compresiva que considera plegamiento tipo "fault bend folding", cizallamiento vertical, subsidencia, erosión y sedimentación.

..- Modelos térmicos a partir de flujo de calor basal, temperatura de superficie, transferencia de calor entre estratos y transporte de calor convectivo por flujo de agua.

..- Modelos de maduración de materia orgánica en roca madre, a través del uso de cinética tipo Arrhenius de primer orden.

Thruspack es una herramienta que integra diferentes geodisciplinas lo que permite la toma de decisiones en la exploración de hidrocarburos, el programa funciona bajo el sistema operativo Solaris, y es suficiente una estación de trabajo Sun Ultra1.

Thruspack requiere como condición básica, que sean definidos los siguientes elementos geológicos, en una sección sin deformar (Figura 33):

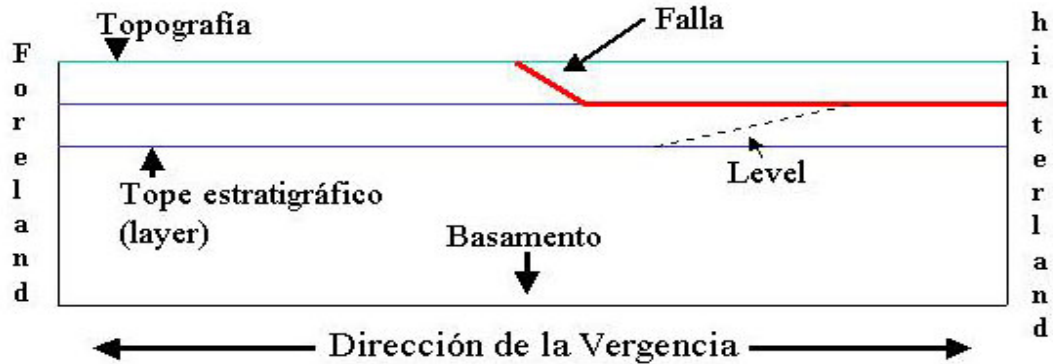


Figura 33. Elementos requeridos por el programa Thruspack. Tomado de “Manual de Thruspack 5.3 INTEVEP” por Novoa y Piamonti, 2001.

A continuación se da una breve descripción de cada uno de los elementos anteriores:

- a.- “Hinterland”, “Foreland”, línea de basamento:** se asocian con los límites del dominio.
- b.- Fallas:** líneas a través de las cuales se desplazan los bloques.
- c.- “Layers”:** son los diferentes niveles estratigráficos que deben extenderse desde el “Hinterland” hasta el “Foreland”.
- d.- Level:** introduce variaciones laterales dentro de un mismo estrato o nivel estratigráfico.

Una vez definidos todos los elementos, se inicia la simulación, para ello se recomienda simular la sedimentación de la roca madre o las rocas madres que conforman el sistema petrolífero, esto se debe a que la tasa de sedimentación sobre la roca madre influye en la generación de hidrocarburo, es decir, si se realiza la restauración al tope de la roca madre se puede controlar si la expulsión depende de la carga sedimentaria, la evolución tectónica o de la temperatura.

Luego de obtenido el estado inicial de la sección sin deformación (resultado de Geosec 2D), se comienza a correr el modelo cinemático únicamente con los

elementos estructurales, posteriormente se asigna la litología al sistema y se corre el modelo termal para cada uno de los estados , utilizando los siguientes datos básicos:

- .- Temperatura de Superficie;
- .- Flujo de Calor Basal;
- .- Porosidad;
- .- y, contenido de Fluidos.

Como resultado se obtendrá lo siguiente, según sea el requerimiento:

- .- Resultados de la Cinemática:** Diferentes estados de deformación.
- .- Resultados térmicos:** Historia de Soterramiento.
- .- Resultados de la Roca Madre:** Estado de madurez y etapa de generación de hidrocarburo ó estado actual de la misma.

3.2.4.- Programa para la construcción del modelo de velocidades RMS (GRIDSTAT):

La mayoría de los programas que construyen mapas y modelos 3D lo hacen por medio de ecuaciones matemáticas, sin considerar la distribución areal de los datos y su componente de anisotropía. Gridstat obtiene modelos de distribución geoestadísticos, que permiten al usuario tener un control del modelo mostrando los resultados numéricos y gráficos que permiten elegir el mejor modelo de distribución espacial, es decir, el que se ajusta al modelo geológico y los datos disponibles.

En los gráficos denominados de variogramas, es fácil identificar como se corresponden los datos utilizados con respecto a la distribución espacial de los datos originales, existiendo un ajuste entre las curvas que indican que el modelo esta siendo lo suficientemente efectivo, otros tipos de gráficos son obtenidos a partir de los cálculos geoestadísticos, entre ellos se encuentra el gráfico de función de densidad

probabilística, y el identificado como variograma áreal, éste gráfico indica la tendencia de distribución de los datos de acuerdo al modelo, de este deriva la elipse de tendencia que muestra en que dirección aumentan o disminuyen los atributos evaluados, en este caso las velocidades RMS.

3.3.- PROCEDIMIENTO PARA LA EJECUCIÓN DEL ESTUDIO:

El trabajo se ejecutará siguiendo el diagrama de flujo que se muestra a continuación:

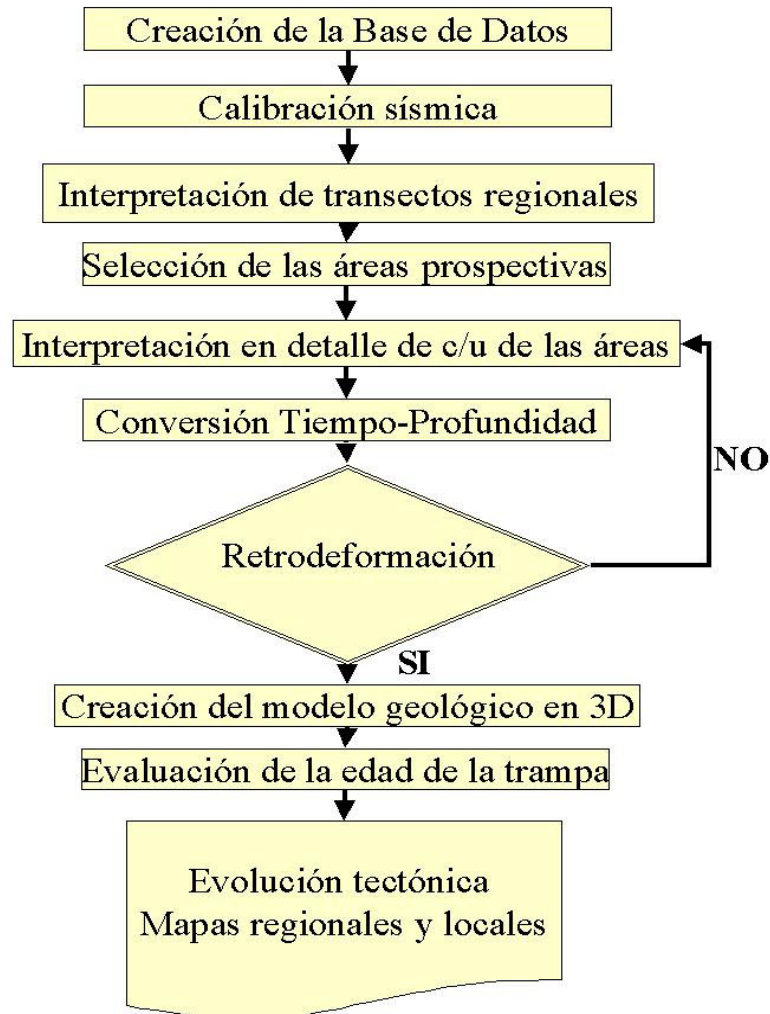


Figura 34. Metodología de ejecución del proyecto

A continuación se describirá en detalle cada uno de los pasos anteriores:

3.3.1.- Calibración sísmica:

Al iniciar un estudio que requiera control estratigráfico, es recomendable calibrar la información de pozos existente con la sísmica adquirida, esto es posible a través de la elaboración de sismogramas sintéticos.

En este proceso, se selecciona uno o más pozos con información de curvas tiempo-profundidad, registros sísmicos y/o registros de densidad; a partir de estos elementos y con el uso del programa Syntool de la empresa Landmark Graphics es posible la generación de un sismograma sintético que no es más que una traza sísmica teórica generada por la convolución de los coeficientes de reflexión con una ondícula; de esta manera se multiplican los registros sísmicos y de densidad, a través del método de convolución para obtener la impedancia acústica, así, los contrastes de impedancia acústica son directamente la reflectividad sísmica.

Posteriormente este sismograma es exportado hacia la sección sísmica y comparado visualmente, si las amplitudes del sismograma coinciden con las amplitudes presentes en la sísmica se habrá encontrado una buena correlación entre los datos obtenidos directamente (registros de pozo) y los datos obtenidos indirectamente (registros sísmicos). Adicionalmente, es posible seleccionar algunos reflectores con buenas amplitudes, que serán buenos marcadores regionales, facilitando así el control sobre la interpretación secuencial del área.

3.3.2.- Interpretación sísmica en tiempo:

A partir de las líneas sísmicas 2D adquiridas en las diferentes campañas exploratorias se construyeron tres transectos regionales los cuales atraviesan la zona oeste de Urica en dirección NS y otro en dirección EW representativo del área este,

adicionalmente se interpretó en tiempo 32 líneas sísmicas haciendo un total de 826 Km de sísmica 2D en tiempo y distribuidas de la siguiente manera:

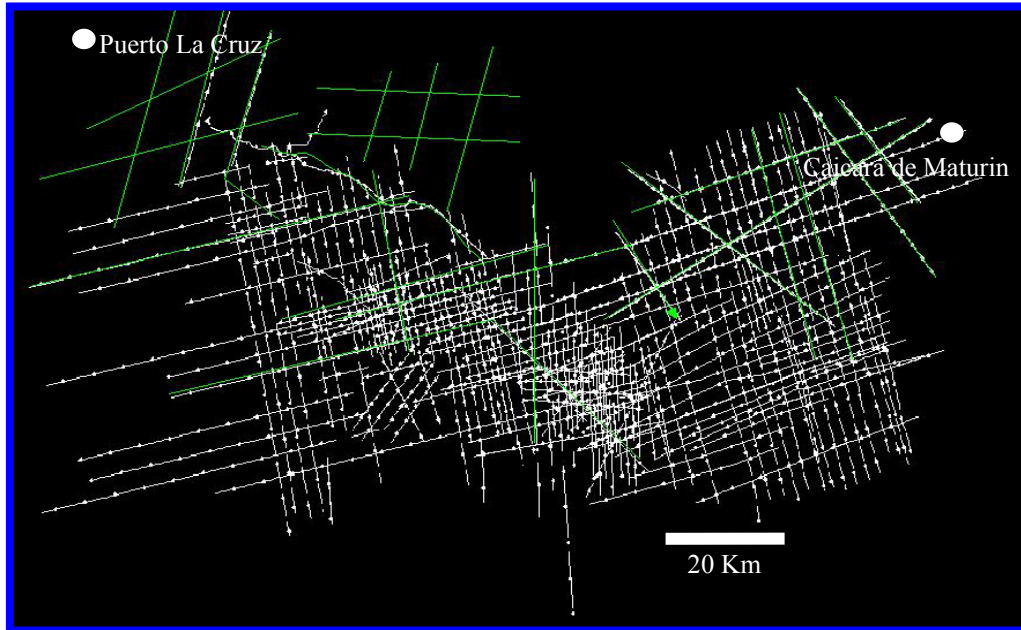


Figura 35. Distribución de líneas sísmicas en la zona.

Para la interpretación fueron seleccionados tres niveles formacionales identificados en pozo, que representan buenos marcadores sísmicos, los mismos son: tope Oligoceno, tope Cretácico y tope de la Formación Barranquin que es un buen reflector intra-Cretácico. Considerando que el trabajo se dividirá en tantos bloques como sea necesario de acuerdo a los dominios tectónicos, se presentará una visión regional aportada por los cuatro transectos interpretados, posteriormente se visualizará cada una de las áreas y finalmente toda la información será integrada especificando la relación geológica existente en la zona.

3.3.3.- Conversión del modelo de tiempo a profundidad con velocidades interválicas, utilizando Geosec 2D:

A partir de las velocidades interválicas obtenidas en los pozos de la zona (ver tabla 3) y cuya ubicación con respecto a las líneas sísmicas se observa en la Figura

36; se decidió convertir el modelo geológico planteado a profundidad utilizando para ello el programa GEOSEC-2D de la Empresa Paradigm Geophysics.

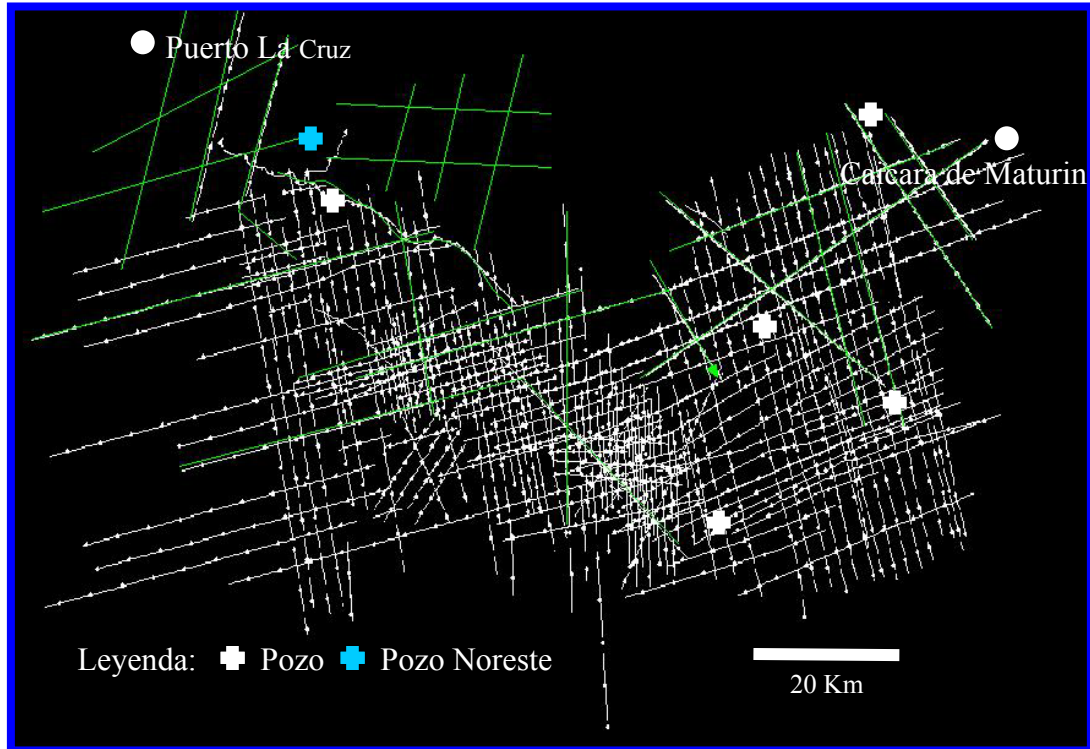


Figura 36. Localización de pozos utilizados en el estudio.

Nivel Estratigráfico	Velocidad (m/s)
Molasa	2000
Mioceno Medio	3048
Mioceno Inferior	3658
Oligoceno	3963
Paleoceno	4050
Cretácico Superior	4420
Cretácico Inferior	4820

Tabla 3. Velocidades Interválicas consideradas para la zona

Para realizar el proceso de conversión tiempo-profundidad es necesario asignar un campo de velocidades a cada uno de los niveles a cartografiar, esto se debe

a que el programa efectúa una conversión sencilla a partir de velocidades interválicas.

Al aplicar el modulo de conversión tiempo-profundidad, el programa crea automáticamente la sección en profundidad y le agrega la extensión _D al final del nombre original del archivo que contiene el modelo geológico, para indicar que el mismo está en profundidad..

Al finalizar el proceso de conversión, debe verificarse que las coordenadas de los horizontes no hayan sido cambiadas, si es este el caso, debe re-calibrarse la sección; adicionalmente, de no estar de acuerdo con la conversión es posible editar la columna estratigráfica, ajustar las velocidades interválicas y repetir la conversión tiempo-profundidad.

3.3.4.- Balanceo de secciones estructurales:

Considerando que el área obedece a una tectónica principalmente compresiva y que el volumen de sedimentos se conserva, se utilizará el método de Kink para restaurar las secciones a su posición original.

El objetivo de esta actividad es validar un modelo de evolución geológica de la zona, partiendo de la retrodeformación estructural en dos dimensiones, y de la interpretación realizada.

Con el fin de retrodeformar la sección y obtener una sección balanceada, se debe considerar los siguientes requisitos:

- 1.- La línea sísmica debe estar interpretada en profundidad.
- 2.- La sección seleccionada debe ser perpendicular al rumbo de la estructura.
- 3.- La escala horizontal debe ser igual a la escala vertical.

Para la restauración de las secciones se crean componentes que incluyen los niveles estratigráficos que se mueven en conjunto al momento de ocurrir la deformación, esta componente contiene un nivel de referencia y una superficie a través de la cual se genera la deformación.

En el área de estudio debe utilizarse el módulo de deformación “transfer flexural slip” debido a que la deformación es compresiva. En este caso se selecciona como componente el bloque levantado de la deformación (“Hangingwall”), y se desplaza sobre la falla (superficie generadora), tomando como referencia alguna de las superficies involucradas en la deformación, preferiblemente el tope de la estructura (Figura 37).

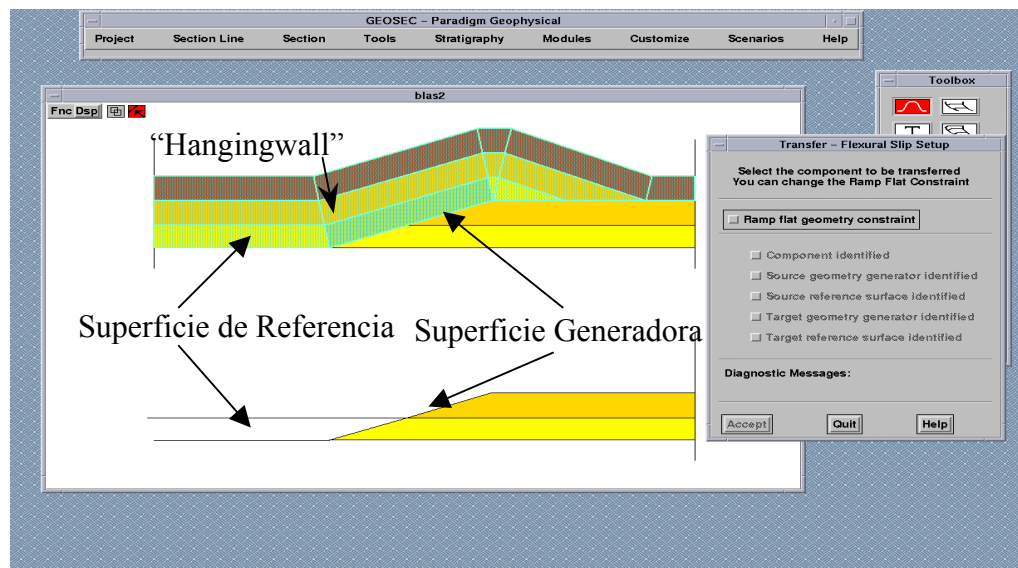


Figura 37. Elementos necesarios en la retrodeformación con Geosec2D. Imagen tomada directamente de la pantalla de trabajo.

3.3.5.- Reconstrucción de la historia geológica de la región:

Luego de interpretar los transectos regionales y conocer los modelos geológicos locales se propondrá un modelo de evolución tectónica que dependerá de la edad de la deformación.

Una vez convertidas las líneas a profundidad con el modelo geológico planteado en cada una de ellas, y analizando los resultados de la retrodeformación de las secciones estructurales, se reconstruye la historia geológica de la zona determinándose tiempos aproximados de formación de la estructura; cálculo de acortamiento o elongación presentes en la zona en función de los eventos tanto compresivos o extensivos a los que fueron expuestos; y por último la validación con la historia geológica regional.

Todo esto fue realizado, analizando detalles como lo son formaciones desplazadas por los fallamientos, discordancias alteradas por estos eventos, y alteraciones en el margen pasivo presente en el área.

3.3.6.- Construcción del modelo sólido del subsuelo. (SOLID MODEL):

Con fines de construir un volumen sólido de subsuelo que permitirá tener una visión 3D de detalle del mismo; se convirtió la interpretación realizada en Geosec2D a profundidad utilizando la ley de velocidades creada en este trabajo para el bloque geológico estudiado, esta interpretación fue calibrada con la información de pozo; siendo el modelo sólido el dato de entrada para construir un cubo de velocidades RMS.

Como resultado de esta etapa se obtuvo el modelo sólido, y dos cubos de velocidades RMS que serán parte del resultado de este proyecto con el objetivo que sean utilizados en una migración pre-apilamiento en profundidad, lo que permitirá mejorar la imagen en áreas profundas por debajo de los planos de corrimiento, y de esta manera ir disminuyendo el riesgo exploratorio del área.

3.3.7.- Retrodeformación en tres dimensiones:

La retrodeformación en 3D se realiza con el módulo de restauración geológica

presente en el SolidModel/Geosec3d en un cubo geológico, donde solamente deben estar presentes las estructuras principales y en la dirección preferencial de la deformación.

Esta etapa del proyecto, permitirá validar la cinemática de deformación en tres dimensiones, tal como ocurre en la deformación real del subsuelo.

3.3.8.- Identificación de oportunidades exploratorias:

Por último, y como una etapa de análisis se realiza una evaluación previa de posibles oportunidades, definiéndose en este paso oportunidades prospectivas de hidrocarburo en los bloques geológicos identificados.

Es en esta última etapa en la que se considera todos los elementos creados y validados durante la ejecución del proyecto, y donde se integra la información obtenida con la información presente en los trabajos previos. Quedando para trabajos futuros estudiar en mayor detalle las áreas prospectivas, anexando ó eliminando de la base de recursos de hidrocarburos del país, aquellas áreas en las que se considera que tienen o no prospectividad según sea el caso.

CAPITULO IV

4.- TRANSECTOS REGIONALES

Con el fin de tener una visión regional, tanto al norte como al sur de la falla de Urica, se sometió a interpretación cuatro transectos que contienen tanto información sísmica como de geología de superficie; tres de estos atraviesan la zona de norte a sur y un cuarto transecto comunica de oeste a este el área de Cerro Corazón y Norte de Monagas (Anexo A).

4.1.- Calibración de datos sísmicos:

Para iniciar la interpretación del área fue necesario la calibración de los diferentes niveles estratigráficos de las secciones sísmicas utilizando información de pozos; en este sentido, son pocos los pozos, cercanos al área, que contienen información de velocidades, por ello se seleccionó el pozo Noreste, cuya posición relativa con respecto a los transectos se observa en la Figura 36 (capítulo previo).

La tabla tiempo - profundidad que corresponde al pozo es la siguiente:

Tiempo (ms)	Profundidad (pies)
0	0
120	1870
425	4056
490	4210
550	4578
825	6708
1120	8936
1300	10111
1440	11090

Tabla 4. Tabla Tiempo - Profundidad del pozo Noreste.

El sismograma sintético se construyó a partir del registro sísmico del pozo, observado en la Figura 38; utilizando para ello una densidad constante de 2,3 gr/cm³, la ondicula del sismograma (Figura 39) fue extraída utilizando el método de autocorrelación, con un filtro de Klauder entre las frecuencias de 10 Hz-60 Hz, a cero fase.

En la Figura 39, se observa un buen ajuste del sismograma sintético con 10 trazas sísmicas que se encuentran alrededor del pozo, mientras que en la Figura 40 se observa que quedan calibrados los topes de la Formación Naricual, Oligoceno (Formación Areo), Cretácico Superior, y Cretácico Inferior.

Esta información fue amarrada con la información sísmica del transecto 1 y se extrapoló al resto del área a partir de una interpretación integrada con geología de superficie.

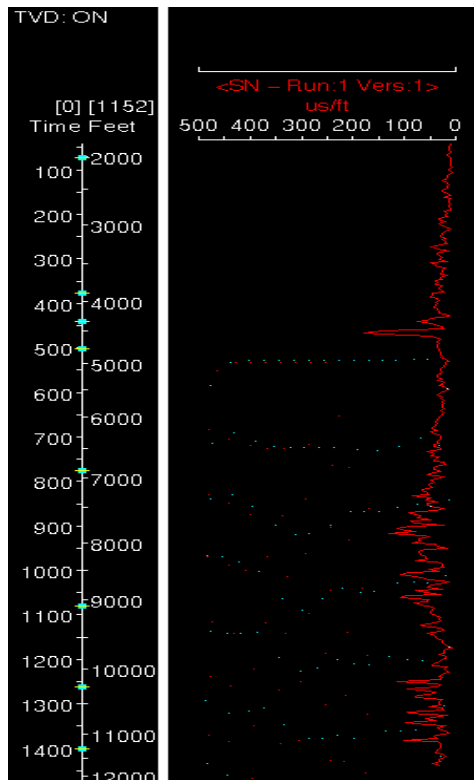


Figura 38. Registro Sísmico del Pozo Noreste

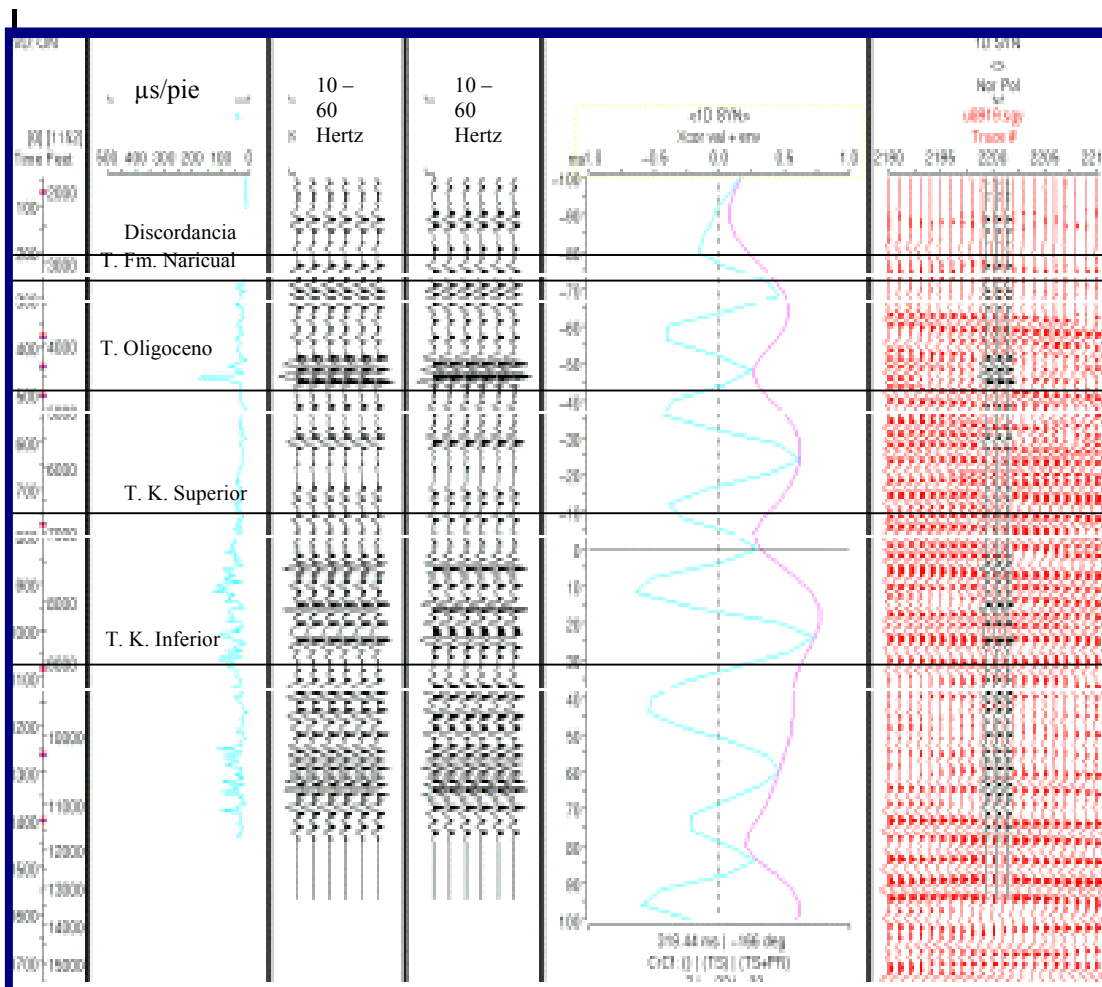


Figura 39. Sismograma sintético del pozo Noreste, representativo de las reflexiones de la zona.

A continuación (Figura 40) se muestra el sismograma sintético sobre una línea sísmica que contiene al pozo, la dirección predominante de la línea es NW-SE; sobre la misma se distingue claramente que la ondulación sintética logra diferenciar la discordancia previa a la sedimentación de la Formación Las Piedras a unos 500 ms en tiempo doble lo que equivale a unos 3200' de sedimentos recientes, 300'más abajo se distingue como un buen reflector el tope de la Formación Naricual perteneciente al Oligoceno – Mioceno Inferior, aproximadamente a 1100 ms se ubica el tope del Oligoceno ó Formación Areo, y por último a aproximadamente 7000' se encuentra el tope del Cretácico Superior y a 9250' el tope del Cretácico Inferior, quedando calibrada toda la secuencia sedimentaria.

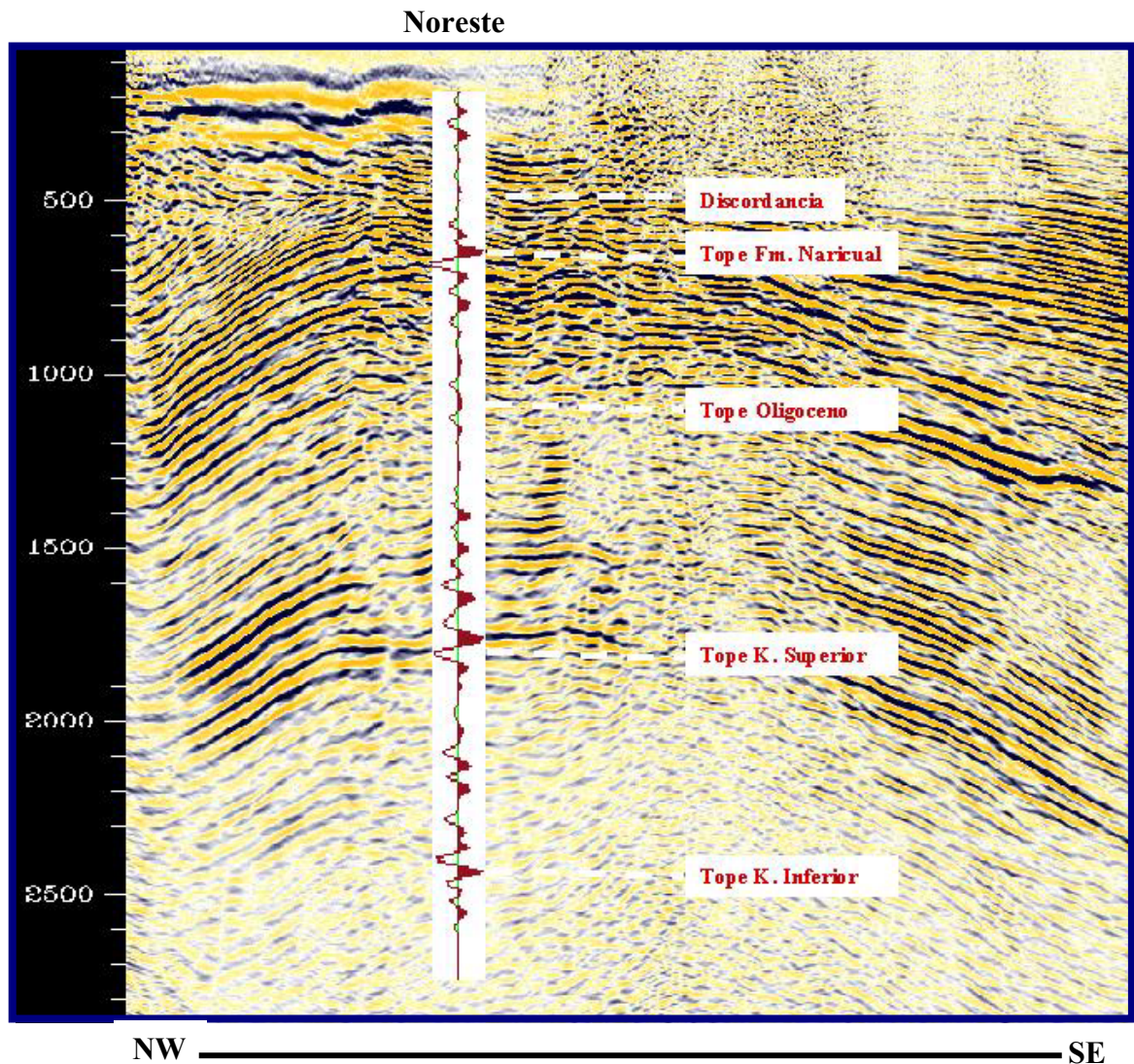


Figura 40. Sismograma sintético del pozo Noreste, sobre la línea sísmica

4.2.- Interpretación de transectos regionales:

Fueron seleccionados cuatro transectos (Anexo A), con la finalidad de caracterizar el área estructuralmente, los criterios de selección fueron muy generales, entre otros se incluye una visión regional con dos transectos de dirección preferencial norte – sur (Transecto1 y Transecto 2), con aproximadamente 60 Km de longitud y

ubicados uno al este de la Falla de Urica y otro al oeste de Urica; cabe destacar que por ser estos transectos sub-paralelos a la dirección preferencial de deformación, son los indicados para ser retrodeformados. Paralelamente se construyó otro transecto (Transecto 3) cuyos primeros 30 Km presentan una dirección NE – SW, los siguientes 43 Km tienen una dirección este-oeste y los kilómetros sucesivos una dirección norte – sur haciendo un total de 92,8 Km de longitud y por último, se extiende la visión regional hacia el este con un transecto que se proyecta desde el área este de Cerro Corazón hasta el área de Manresa con una extensión total de 33 Km.

A continuación se da una breve descripción de cada uno de ellos:

Transecto 1: (Ver Figura 41)

Longitud: 61 Km.

Dirección Preferencial: NW –SE

Información que involucra: 6 líneas sísmicas

Descripción:

Este transecto se inicia en el área noroeste de Urica, específicamente en la zona denominada por Chaplet (2000) como corredor de fallas de Urica y finaliza hacia el sur en una zona triangular asociada al corrimiento de Tala 47 Km. al sur, el transecto se divide al norte y sur de Tala; el extremo norte involucra una secuencia sedimentaria que va desde el Mioceno Medio, este último erosionado al norte, hasta sedimentos Cretácicos de la Formación Barranquin, ó inclusive sedimentos pre-Cretácicos (en color verde claro), nivel en el cual se propone un despegue más profundo; despegue que se infiere es resultado de una tectónica previa considerando que está por debajo de los despegues más jóvenes como el observado en la parte inferior del corredor de fallas de Urica, determinándose que la falla de Tala no es solamente el fin de la deformación (zona triangular) sino que también ha presentado movimiento durante todo el desarrollo tectónico de la zona, similar al desarrollo de Urica, encontrándose fuera de secuencia tectónica.

En la secuencia superior a nivel del Cretácico Inferior a pre-Cretácico (norte de la sección), se propone una superficie de despegue, la cual forma un retrocorrimiento ó “Backthrust” a nivel del Mioceno Inferior (sobre la Formación Naricual) cuya edad es más antigua que la deformación inferior, en este sentido, se propone una deformación compresiva inicial que forma la escama superior al norte (1=> en la Figura 41) y una segunda deformación compresiva que forma una estructura tipo pliegue con despegue en la base de la Formación Barranquin y un retrocorrimiento en el tope de Cretácico Inferior (2 => en la figura 41), esta estructura se encuentra deformando la estructuración previa.

Posteriormente la deformación es transferida al sur reactivando la deformación preexistente y activando estructuras más jóvenes relacionadas al corrimiento de Tala (3 => en la Figura 41), luego la deformación es compensada en una zona triangular (4 => en la Figura 41) ubicada por debajo de sedimentos de las formaciones Mesa – Las Piedras e incluye sedimentos desde el Mioceno Medio, hasta el Cretácico Inferior, es importante aclarar que la relación de estos sedimentos recientes es discordante con los sedimentos que van desde el Mioceno Medio hasta el Oligoceno presentes en el sur de la sección. Determinándose en el área la presencia de una zona triangular del tipo II especificado en el marco teórico del presente estudio.

Transecto 2: (Ver Figura 42)

Longitud: 55 Km.

Dirección Preferencial: N –S

Información que involucra: 45 Km de datos de geología de superficie en el extremo norte y una línea sísmica de 20 Km de longitud al sur.

Descripción:

Este transecto se inicia en el área noreste de Urica y se extiende desde la

costa norte de Venezuela hasta 60 Km al sur, llegando hasta el área del campo Quiamare (Anexo A), para la elaboración del mismo se utilizó la teoría Suppe-Dahlstromian, en este sentido se extrapola en profundidad los datos medidos en superficie y ubicados en el mapa de geología de superficie, la sección se interpretó como un cinturón de corrimiento típico, con un despegue en la base de la Formación Barranquin y un techo pasivo en el Tope del Cretácico Superior. En el sur de la sección se observa una estructura tipo duplex compuesta únicamente por sedimentos Cretácicos deformando la secuencia sedimentaria superior, el ángulo de las rampas es de 16° y los ángulos medidos en superficie alcanzan a 41° indicando que hay más de dos repeticiones de la secuencia Cretácica.

Transecto 3: (Ver Figura 43)

Longitud: 92,8 Km.

Dirección Preferencial: N-S

Información que involucra: 4 líneas sísmicas

Descripción:

El transecto 3 se ubica al este del transecto 2, siendo representativo del área de Cerro Corazón, el mismo tiene una geometría similar a la del transecto 2, con escamas que involucran toda la secuencia sedimentaria desde la base de la Formación Barranquin hasta el Mioceno Medio, sin embargo, estas escamas no afloran como en el transecto anterior, debido a la presencia de un evento erosivo al tope de las imbricaciones; y por encima de esta erosión, está la presencia de sedimentos de edad Reciente, que no muestran la deformación provocada por la compresión.

Al sur de la línea se observa la misma zona triangular presente en el transecto previo, no obstante, se infiere que esta línea no se encuentra en la dirección del transporte tectónico como en el caso anterior, donde será posible hacer el cálculo de acortamiento y la reconstrucción tectónica estructural.

Un punto de interés, es que la deformación involucra a toda la sección estratigráfica, y se encuentra en secuencia tectónica, a diferencia de lo observado al sur del transecto 1. De ésta sección puede afirmarse que presenta la sincronización características de los cinturones de corrimiento formados por un solo evento compresivo.

El evento más reciente observado es una estructura profunda, identificada con el número 1 sobre el transecto, formada por la repetición de los niveles Cretácico Inferior, hecho corroborado por un pozo perforado aproximadamente a 25 Km al sureste de la sección (Pozo Sur1, Figura 4), donde la repetición de secuencia corresponde principalmente a éste intervalo estratigráfico.

Adicionalmente se verifica el ángulo de la rampa en 16 grados para toda la Serranía del Interior Oriental; lo que posteriormente utilizando los resultados obtenidos con la retrodeformación de los transectos 1 y 2, se presentará en forma de etapas que constituyen la historia de deformación generalizada para el área.

Transecto 4: (Ver Figura 44)

Longitud: 33,8 Km.

Dirección Preferencial: E-W

Información que involucra: 2 líneas sísmicas

Descripción:

La idea inicial de éste transecto era definir la variación lateral de los planos de corrimiento desde el área de Cerro Corazón donde existe múltiples corrimientos fuera de secuencia, hasta el área de Manresa en la que no se observa corrimientos de éste estilo; sin embargo, esto no fue posible porque las líneas sísmicas de las que se disponía presentaban una baja relación señal/ruido, lo que se traduce en un alto deterioro de la imagen, haciendo imposible la correlación. Es por esto, que el transecto

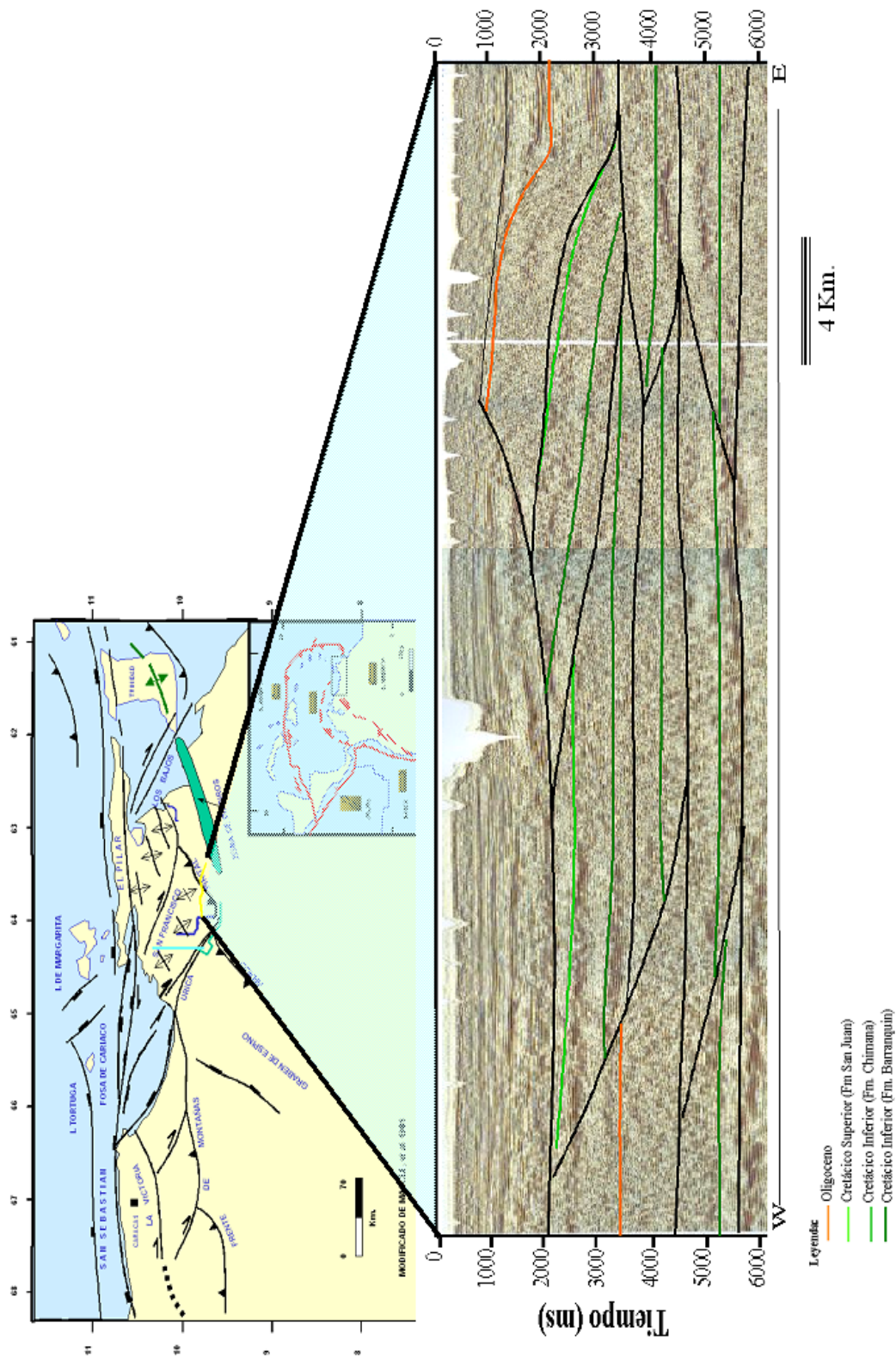


Figura 44. Interpretación en tiempo del transecto 4.

fue redimensionado y orientado a despejar la duda con respecto a los niveles estratigráficos involucrados en la deformación del área de Norte de Monagas.

Lo expresado anteriormente tiene la finalidad de evaluar detalladamente la prospectividad del área de Norte de Monagas, luego que la perforación de dos pozos “sin éxito exploratorio” dejase el área con una gran duda desde el punto de vista de prospectividad. No obstante, siendo un área análoga al campo Manresa el cual produce hidrocarburo del Cretácico Inferior, en una situación estructural similar a esta, la zona debería ser reconsiderada y re-estudiada, para no ser condenada en función de resultados no conclusivos.

En el transecto 4 se aprecia el comportamiento de los despegues en la dirección del rumbo de la estructura, en general las escamas tienen un espesor promedio en tiempo de 720 ms, lo que en función de la velocidad interválica del Cretácico Inferior (estratigrafía involucrada), daría un espesor promedio de 1540 metros, conservándose el patrón de deformación desde el campo Manresa hasta Norte de Monagas.

Por último, aún siendo difícil la interpretación del transecto, si es tomada en cuenta la calidad de la imagen y las escasas líneas con resolución sísmica que lo atraviesan, se valida el modelo visualizado en la Figura 43; un ejemplo sería si el transecto 3 es cortado en el sur y en una dirección perpendicular al mismo, se observará en la Figura 43, al menos tres escamas con repetición del Cretácico Inferior, algo parecido a lo observado en el extremo este de la Figura 44.

4.3.- Retrodeformación de los transectos 1 y 2 :

4.3.1.- Transecto 1:

El transecto número 1 (Figura 45-A) fue convertido a profundidad con el

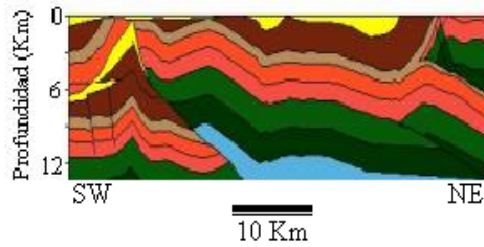
fin de realizar la retrodeformación del mismo y de esa manera obtener lo siguiente: valores de acortamiento; verificar si la sección está balanceada; y determinar la historia de deformación.

Del transecto en profundidad, en el cual la escala vertical está exagerada con respecto a la horizontal, se puede apreciar la presencia de un despegue muy profundo (12 Km.) asociado a la zona triangular del sur, debe mencionarse además, que la estratigrafía en los extremos de la sección no ha sido validada con pozos, sobre todo los niveles profundos, habiéndose determinado, los mismos, a partir de la interpretación secuencial estratigráfica de campos vecinos. Debe agregarse que la estratigrafía de la zona triangular al sur fue validada con pozos. Por otra parte, el despegue y la rampa del evento compresivo del norte de la región está sobre los 7 Km de profundidad, y el mismo ha sido corroborado regionalmente.

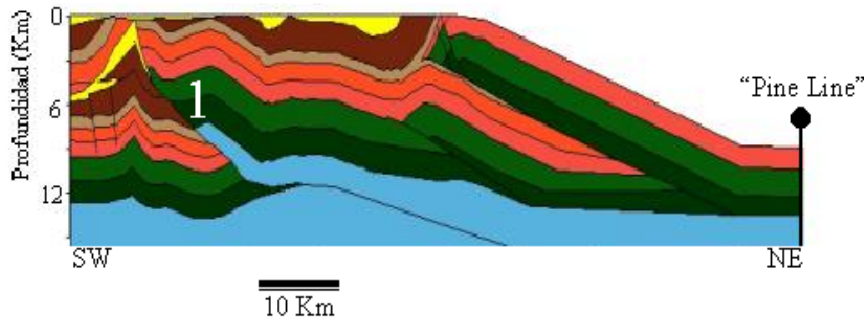
Al hacer la retrodeformación de la sección (Figura 45-B, C y D) hasta la configuración inicial del Cretácico Superior e Inferior, se determinó que el acortamiento total de la sección es de 48 Km, lo que implica una sección de 33% de acortamiento total, y un ángulo de rampa que oscila entre 15,5 y 16 grados, debe añadirse que en esta figura la escala vertical también está exagerada con respecto a la horizontal.

La sección muestra retrodeformación para dos tiempos geológicos diferentes, Mioceno Tardío y Cretácico Superior, en la sección A de la Figura 45 aparece reflejado el modelo estructural planteado sobre las secciones sísmicas, la sección B muestra el modelo integral reconstruido geoméricamente hasta el punto donde aparece la columna sedimentaria normal ó el punto donde fue ubicado el “pine line” del norte; esta última es la sección a ser reconstruida, para tales efectos será eliminado el último evento (1 en la Figura 45-B) asociado a la zona triangular más joven, sobre éste plano de falla con despegue en un nivel pre-Cretácico se desplaza todo el bloque cortando toda la columna sedimentaria desde pre-Cretácico (no se

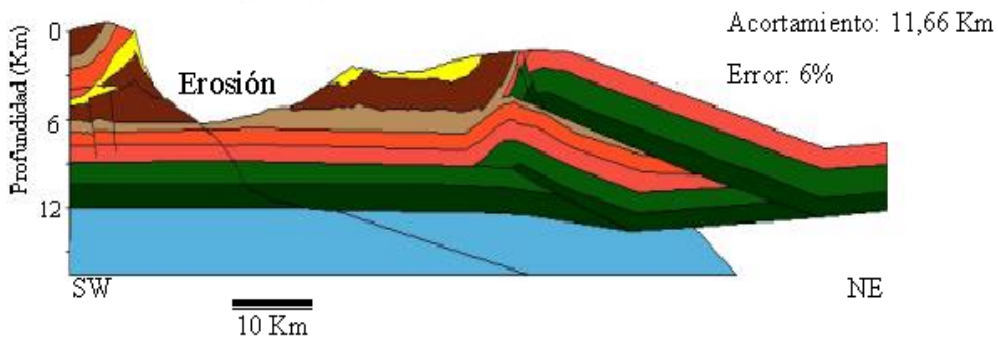
A.- Configuración Actual de la línea sísmica



B.- Configuración Actual reconstruida geoméricamente.



C.- Configuración para el Mioceno Medio.



D.- Configuración para el Cretácico Superior.

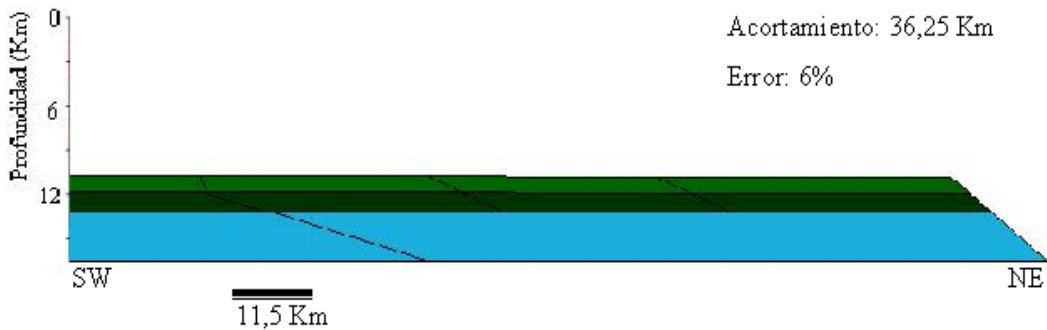


Figura 45. Retrodeformación del transecto 1, desde la configuración actual hasta su configuración para el Cretácico Superior.

tiene notificación si es una unidad estratigráfica más antigua que Cretácico), ese fallamiento provoca un acortamiento de 11,66 Km observándose erosionado los niveles Mioceno Superior, Medio e Inferior, erosionando inclusive algunos niveles del Oligoceno Superior (ver Figura 45-C).

Al reconstruir este último evento de dirección predominante N-S, quedan expuestos en la Figura 45-C la deformación asociada al corredor de fallas de Urica, donde aparecen aquellas dos estructuras mencionadas anteriormente, una zona triangular antigua deformada por la estructura inferior, determinándose los despegues sobre Cretácico Inferior y Cretácico Superior. La reconstrucción de la última compresión se limita a mostrar la configuración del margen pasivo para el Cretácico Superior. (Figura 45 – D). Para esta última etapa se calcula un acortamiento de 31,25 Km para la escama Superior y 5 Km para la escama inferior dando un acortamiento total de 48 Km y una sección restaurada de 143 Km.

Dentro de la historia geológica de la región destaca un último evento compresivo que se extiende desde el Mioceno Tardío hasta el Reciente, formando parte de la zona triangular del norte de Venezuela, relacionado al corrimiento de Tala; y dos eventos compresivos al norte, más antiguos que este, los cuales deforman la columna sedimentaria superior al Cretácico, esa deformación corresponde directamente al bloque Bergantín de la Serranía del Interior y se ha identificado como estructura tipo duplex que podría ser corroborada a lo largo de toda la Serranía.

Al reconstruir estas dos escamas, se alcanza la configuración del margen pasivo presente para el Cretácico en la zona alcanzando un valor de acortamiento del 33 %. Debe mencionarse que así como en la Figura 45-C se determina los niveles erosionados, ya al nivel de la Figura 45-D, no es posible hacer esta deducción debido a que la sección fue restaurada en un nivel inferior al tope del margen pasivo, esto porque parte de este margen pasivo fue erosionado al producirse el levantamiento, implicando una suposición mayor a la efectuada en la reconstrucción del evento

anterior; sin datos que sustenten ésta hipótesis, queda la siguiente pregunta en el ambiente: ¿será que en el área norte sedimentó la columna Mioceno Inferior a Superior y luego se erosionó? ó ¿será que ese intervalo estratigráfico nunca sedimentó, al menos completo, en el área?, estas dos incógnitas seguirán siendo una controversia, porque este trabajo no dispone de indicios suficientes para responderlas, considerando que si fue erosionada toda esa columna de sedimentos, los mismos deben encontrarse en el mismo volumen sedimentado en forma de molasa; para responder estas preguntas hay que hacer un estudio tridimensional de mayor detalle que éste y que además involucre estudios con una alta densidad de pozos.

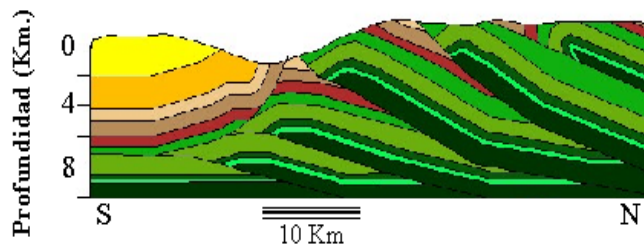
4.3.2.- Transecto 2:

El último transecto regional retrodeformado es el transecto número 2 (Figura 46), partiendo de su configuración actual (Figura 46 – A), se calculó un acortamiento inicial producido por el último evento de 5 Km, este evento más joven es el mismo duplex identificado en el transecto 1 que deforma toda una secuencia de compresiones previas, que al contrario que en el transecto 1 pertenecen a un mismo evento de deformación compresivo. Eliminando progresivamente las imbricaciones del evento compresivo se calcula un acortamiento total de 42,3 Km., retrodeformado hasta la tercera imbricación contando de abajo hacia arriba.

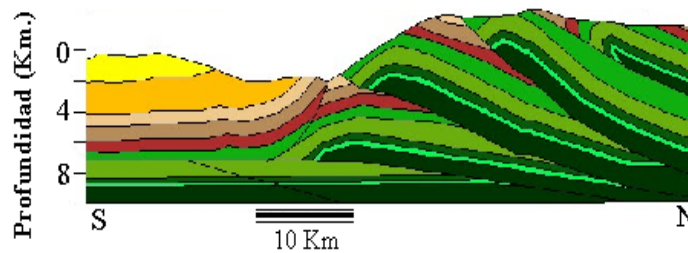
El espesor de sedimentos faltantes en la figura 46-C y 46-D corresponde a sedimentos del margen pasivo que fueron desplazados por la deformación y erosionados al convertirse en un alto estructural.

Con una sección restaurada de 99,28 Km. y un porcentaje de acortamiento de 42,6 %, queda restaurado el transecto 2, mostrando balanceo de masa en la sección y validación del modelo geológico.

A.- Configuración actual.



B.- Configuración para el Mioceno Superior.



Acortamiento: 5,4 Km

Error: 3%

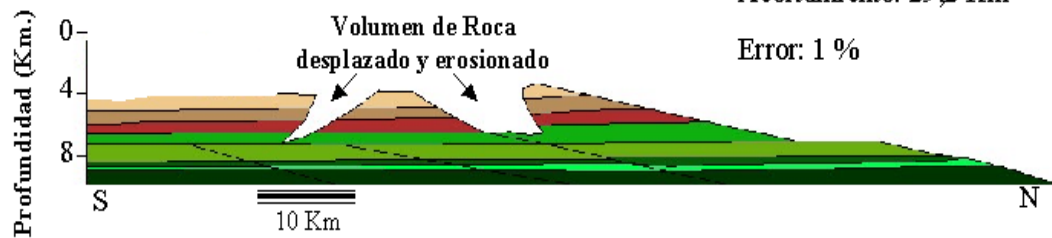
C.- Configuración para el Oligoceno - Mioceno Inferior.



Acortamiento: 7,7 Km

Error: 3%

D.- Configuración para el Oligoceno.



Acortamiento: 29,2 Km

Error: 1 %

Figura 46. Retrodeformación del transecto 2, desde la configuración actual hasta su configuración para el Oligoceno.

4.4.- Análisis de resultados obtenidos a partir de la retrodeformación de los transectos regionales:

Al comparar ambos transectos regionales restaurados se localizan diferencias y semejanzas fundamentales que ayudaran a descifrar la historia de deformación presente en la zona y además contribuirán en la selección de áreas prospectivas a ser evaluadas en el próximo capítulo.

Como consecuencia de la dirección del perfil 1, el mismo presenta mayor error y menor acortamiento que el transecto 2, esto es porque el mismo no se encuentra 100% en la dirección preferencial de la deformación, no obstante, en las áreas donde los dos perfiles cruzan el mismo evento tectónico (norte), corroboran algunos rasgos interpretados, entre otros, el acortamiento asociado al evento duplex identificado en ambos transectos, está en el orden de los 5 Km, validando la premisa de que se trata del mismo evento geológico con continuidad lateral.

En el transecto 1, al contrario que en el transecto 2, se observa un despegue profundo que fue asumido en este trabajo como pre-Cretácico formando parte de una última deformación asociada al frente de corrimiento de Tala, área donde se ubica la zona triangular de la región y que se encuentra fuera de secuencia con respecto a las imbricaciones del norte del transecto.

A partir de la interpretación de los transectos regionales se puede afirmar que el equivalente lateral de Urica hacia el este es el corrimiento de Tala, siendo cada una de ellas independientes como rasgo estructural y representando el fin de la deformación compresiva, Urica en el este y Tala en el oeste en el área conocida antiguamente como “Frente de Corrimiento”, generando así oportunidades genéticamente equivalentes pero controladas por rasgos estructurales diferentes. Siendo lo anterior una nueva oportunidad para la exploración de hidrocarburos en el área, debido a que la no prospectividad de uno de los bloques no significa la falta de

prospectividad en los bloques geológicos restantes.

Si se compara los kilómetros de acortamiento observados en las dos secciones se aprecia que los mismos son próximos en cantidad de kilómetros, ahora si en esta relación es usado el porcentaje de acortamiento, que es el valor que en realidad permite comparar los dos transectos, el transecto 2 presenta un acortamiento sustancialmente mayor que el acortamiento del transecto 1, y el mismo no es compensado con los errores asociados a la retrodeformación, y es allí donde se refleja el corrimiento de mayor profundidad presente en el transecto del oeste (Figura 41); en este último, como consecuencia de presentar un porcentaje de acortamiento menor en un rango de $10\% \pm 3\%$, se puede decir, que el mismo tiene una alta posibilidad de estar interconectado con sistemas de fallas pre-existentes relacionadas al sistema “Rift” del Jurásico, identificado en el Oriente de Venezuela.

4.5.- Integración de resultados y análisis:

Del análisis de los transectos interpretados y de la retrodeformación de dos de ellos, fueron seleccionadas tres áreas prospectivas, a ser trabajadas en mayor detalle en el siguiente capítulo, siendo mostradas cada una de ellas en el mapa de la Figura 47, y sobre los transectos en la Figura 48.

En este orden de ideas, las oportunidades quedan diferenciadas de la siguiente manera, la oportunidad A perteneciente a la estructuración tipo “duplex” asociada al bloque Bergantín de la Serranía del Interior, que es representativa de la zona conocida como corredor de fallas de Urica; la oportunidad B, en el área de Cerro Corazón, representadas por imbricaciones que no necesariamente corresponden al modelo “duplex”; la oportunidad C, es identificada como una estructura análoga a la del campo Manresa en la escama superior, y análoga a la estructura del corredor de fallas de Urica en los niveles inferiores, siendo factible la aparición de oportunidades tipo “duplex”; y finalmente, la oportunidad D se ubica en el frente de deformación en

el sistema de fallas de Tala.

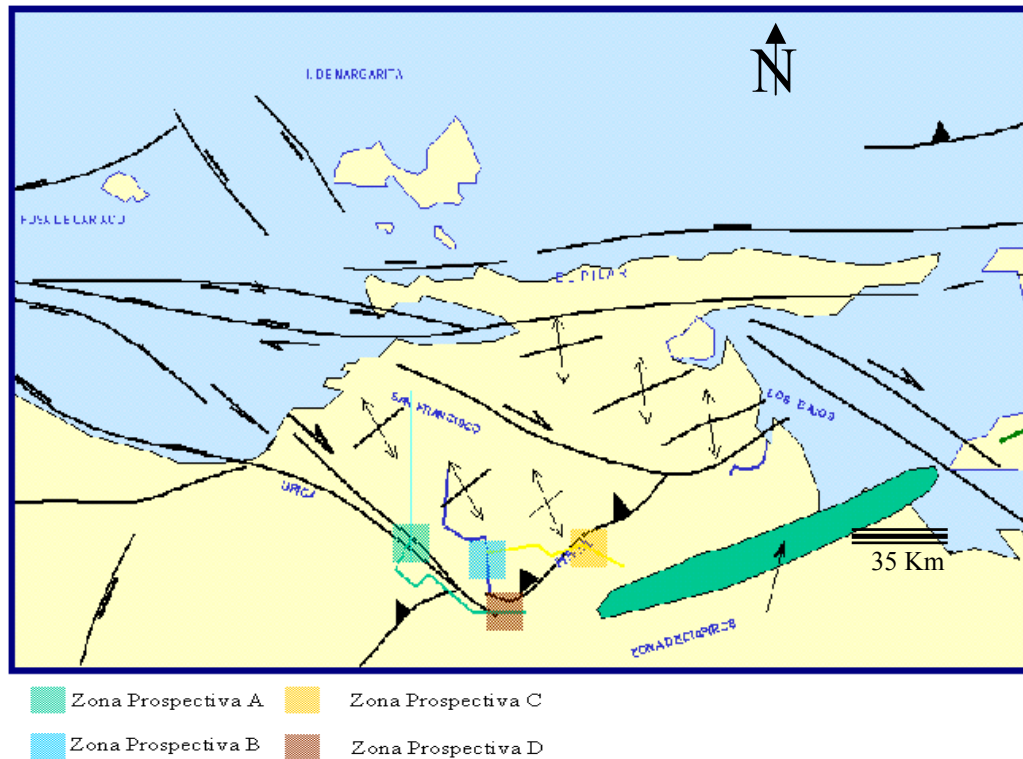


Figura 47. Mapa estructural del área de estudio con las oportunidades identificadas. Modificado de Mascle y Letouzey (1990).

En función de las oportunidades visualizadas y la disponibilidad de datos en el área, el trabajo está enfocado en tres de las cuatro áreas, relacionadas a las oportunidades A, B y C. Para cada una de ellas se interpretó un conjunto de datos sísmicos; se retrodeformaron transectos locales, no mayores a 20 Km, con el fin de validar la existencia de la trampa con respecto al contexto regional; en el corredor de fallas de Urica se construyó un modelo tridimensional y el mismo fue retrodeformado en 3 dimensiones; y por último, se generó cubos de velocidades interválicas para dps de las tres oportunidades identificadas que podrán ser utilizados en futuros reprocesamientos de las líneas sísmicas, con el fin de mejorar la calidad de la imagen.

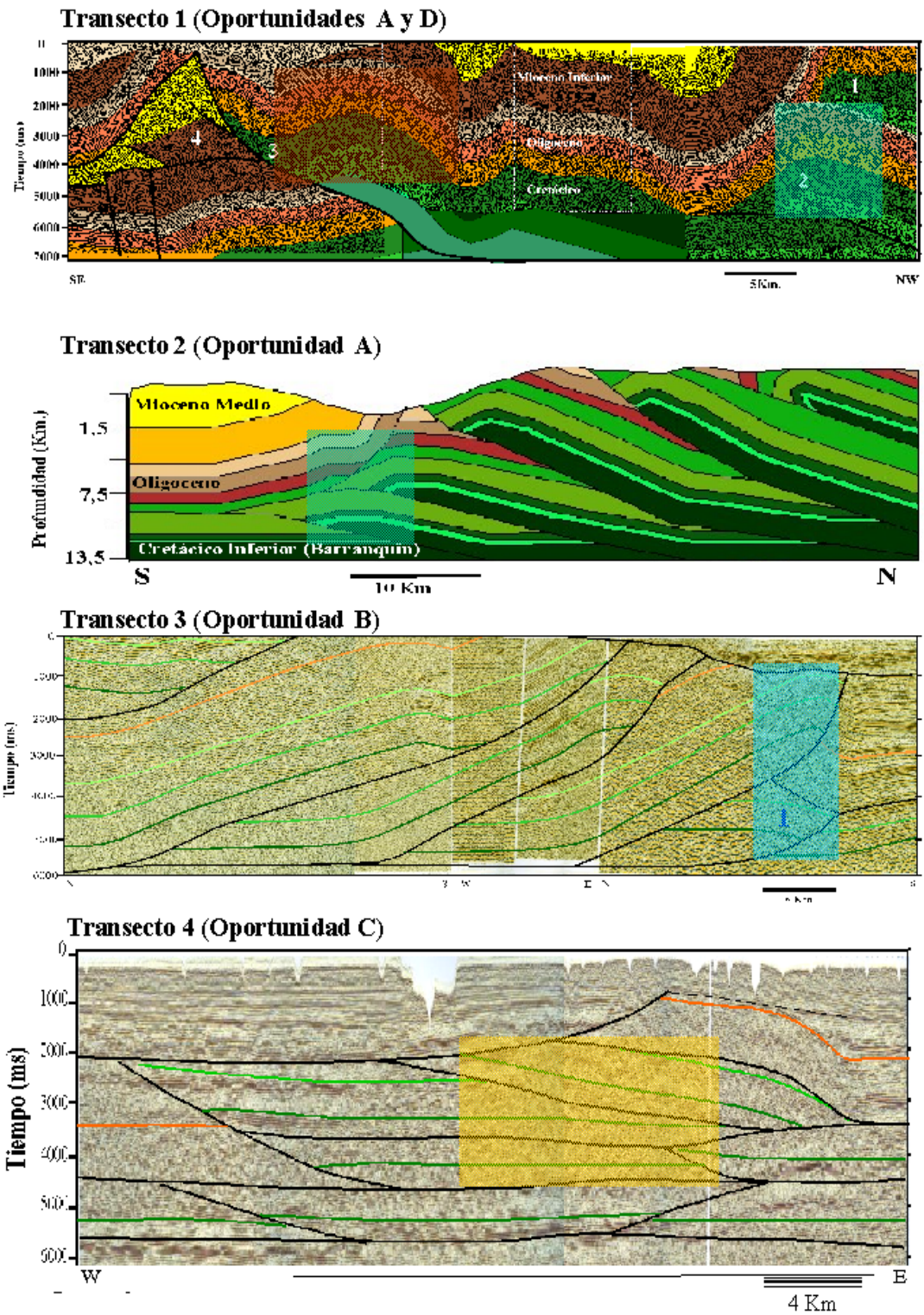


Figura 48. Localización de las oportunidades identificadas sobre los transectos interpretados

CAPITULO V

5.-INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS Y ANÁLISIS.

Tal como se mencionó anteriormente, en este capítulo se presentará la interpretación de 3 de las 4 áreas seleccionadas como prospectivas en la región estudiada en el presente trabajo.

5.1.- Área del corredor de falla de Urica:

La oportunidad A, se encuentra en el área que se ha definido como Corredor de Falla de Urica, la estructura que determinó la prospectividad del área fue interpretada inicialmente como un “fault bend fold”, considerándose la estructuración superior como un evento que se está desplazando en una dirección diferente a la dirección de la línea sísmica.

En una segunda revisión de la interpretación, y considerando la evolución cinemática del modelo, se confirma la estructura tipo “duplex” donde la escama más joven deforma a la escama más antigua, estando los dos eventos en secuencia tectónica, alterándose esta relación en la zona, solamente por la influencia de la falla de Urica.

Debe mencionarse que la interpretación de esta área fue realizada en la primera etapa sobre 144 Km. de sísmica adquirida en el año 1996 y en una segunda etapa donde se agregó 136 Km. de sísmica adquirida en el año 2000.

5.1.1.- Interpretación del área del corredor de Urica:

Inicialmente, como fue mencionado, se interpretaron 4 líneas sísmicas adquiridas durante la campaña exploratoria del año 1996, la distribución de estas líneas se muestra en la Figura 49; tres de estas líneas están ubicadas sub-paralelas a la

dirección preferencial del aporte tectónico, lo que permitió retrodeformar las secciones con el programa Geosec-2D; a partir de ésta interpretación, se obtuvo un modelo tipo “fault bend fold”, que presentó un acortamiento en el orden de 35%.

En esta primera interpretación se consideró que la escama del corredor de Urica se desplazó con una dirección diferente a la de la estructura inferior que la deforma, y es esta la razón por la cual se retrodeformó sin considerar los valores de acortamiento que son incluidos en el sistema como resultado de la zona triangular superior.

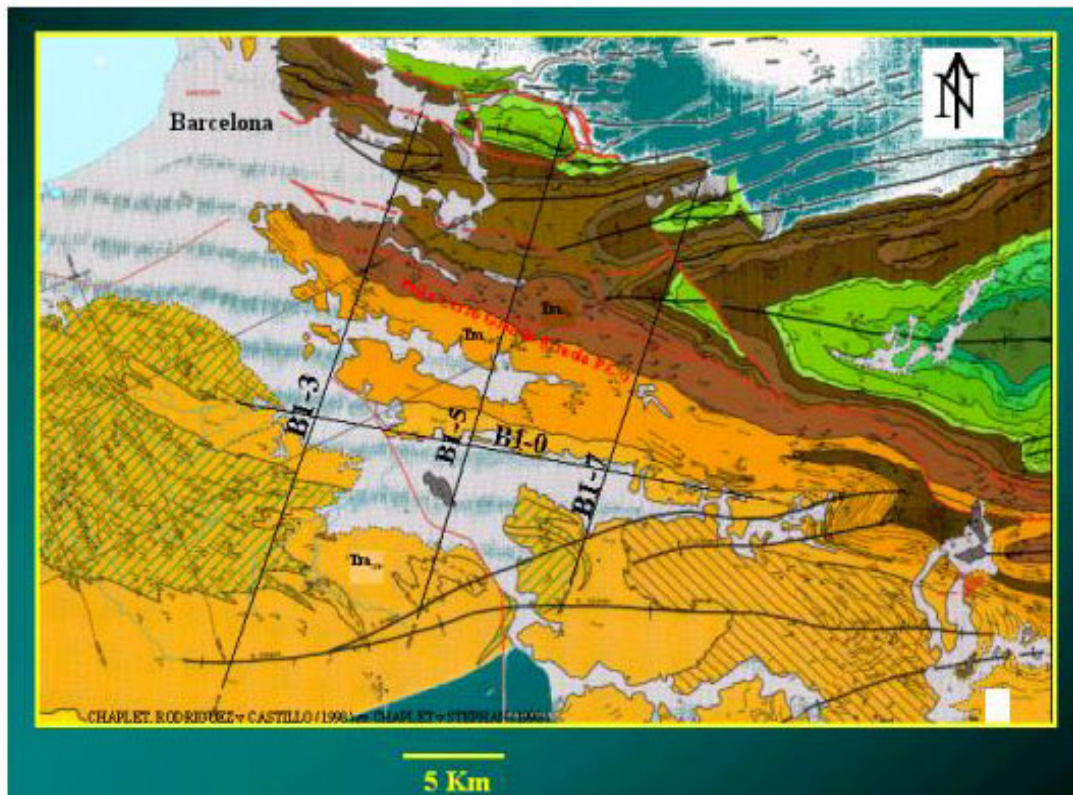


Figura 49. Mapa base de líneas sísmicas en el corredor de falla de Urica.

De la interpretación de tres líneas sísmicas subparalelas, en dirección NE-SW (Figura 50, Figura 51, Figura 52) y una línea sísmica perpendicular a ella en dirección SE-NW (Figura 53), se confirmó la presencia de una estructura tipo pliegue, cerrada, con un despegue en la base de la Formación Barranquin, probablemente sobre un

nivel lutítico de edad pre-Cretácico ó Jurásico y un retrocorrimento a nivel del tope del Cretácico Superior.

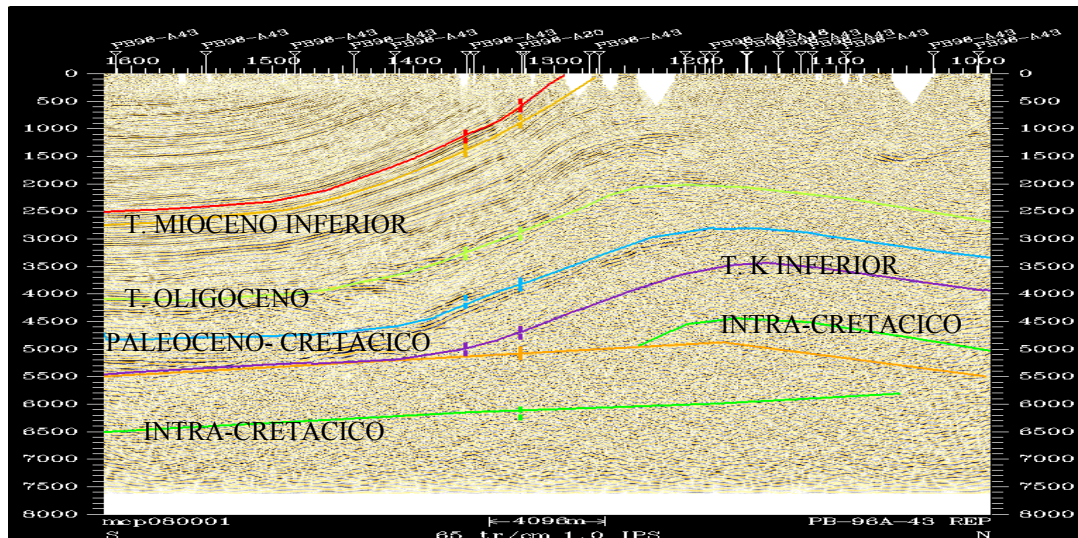


Figura 50. Interpretación de la Línea B1_3.

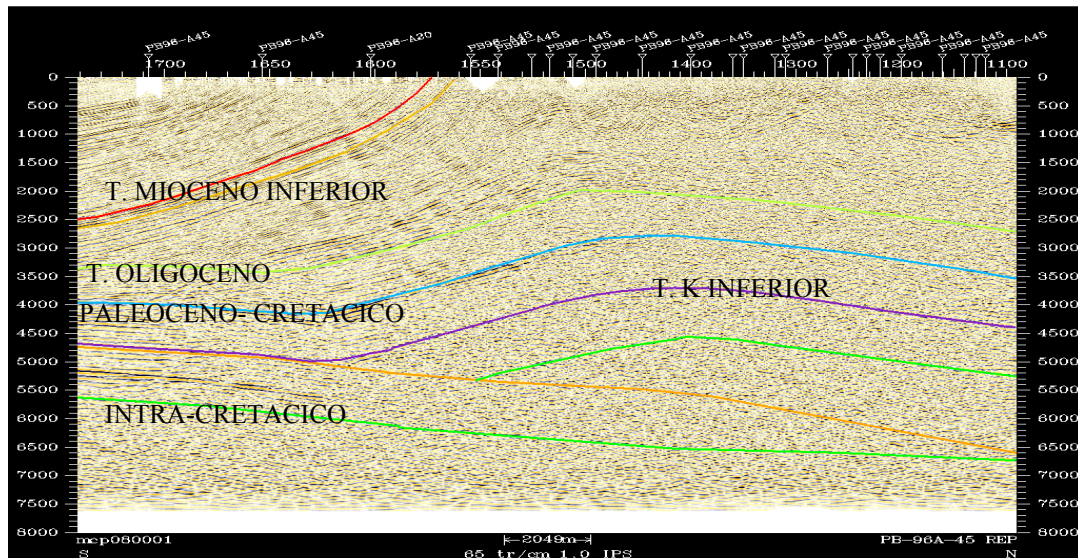


Figura 51. Interpretación de la Línea B1_5.

Dadas las características de los niveles geológicos someros la línea B1_3 tiene un buzamiento aparente hacia el sur, debido a que las capas de alta velocidad que se observan hacia el norte provocan un levantamiento aparente de la sección hacia esa zona, inclinando todo al sur, en este sentido algunas de las reflexiones observadas al sur de la línea B1_7 y en la línea B1_3 pueden ser explicadas como reflexiones que

están fuera del plano, demostrado en el modelaje realizado por INTEVEP (2000) donde basados en este modelo y a través de la solución del problema inverso, se observa que la respuesta del modelaje sísmico elástico, por diferencias finitas, de la estructura propuesta en el presente estudio queda validada al ser comparada con la respuesta sísmica de secciones grabadas en el año 1996.

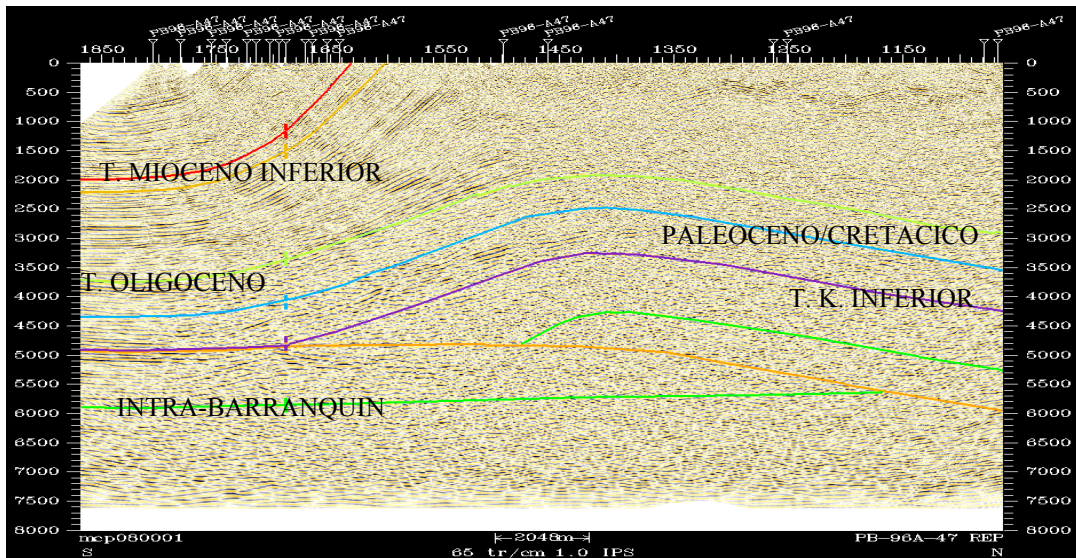


Figura 52. Interpretación de la Línea B1_7.

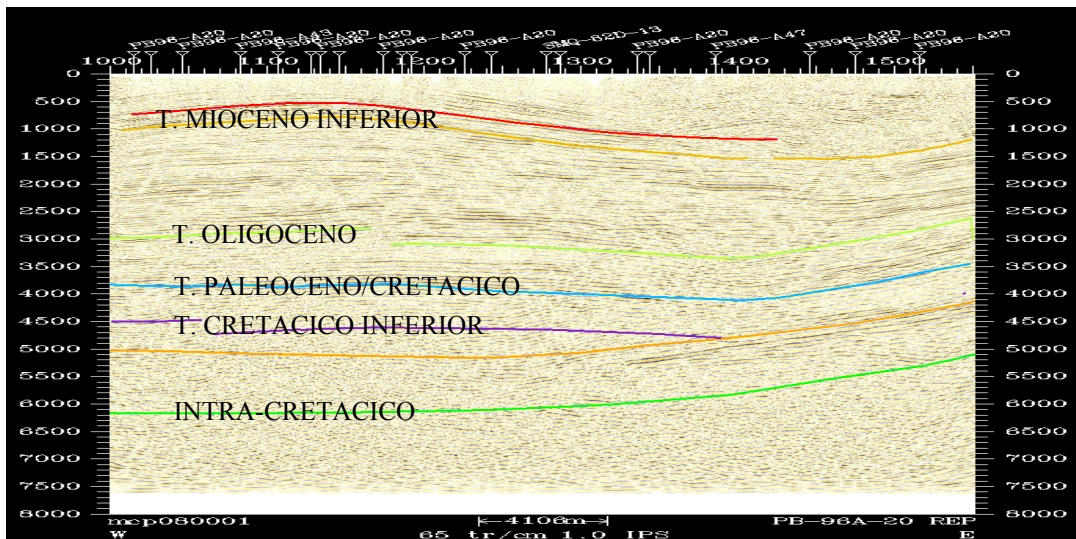


Figura 53. Interpretación de la Línea B1_0.

El modelado sísmico elástico fue realizado por Intevep (2000), utilizando para

ello el programa ANISO2DR, el programa es capaz e simular la propagación de un campo de ondas completo, empleando el método de diferencias finitas; fueron simulados todos los disparos efectuados durante la adquisición de la línea sísmica, la Figura 54 muestra tres disparos sintéticos, uno al norte , otro al sur y uno en el centro de la línea B1_7.

El archivo de entrada del programa ANISO2DR, debe contener el modelo geológico en profundidad, lo que permitirá calcular la propagación de los frentes de ondas en cualquier instante de tiempo, facilitando la interpretación de las reflexiones sísmicas presentes en los registros. Una vez efectuada la simulación se obtienen archivos de tipo binario similares a los grabados en la superficie cuando se propaga el campo de ondas. (Figura 55)

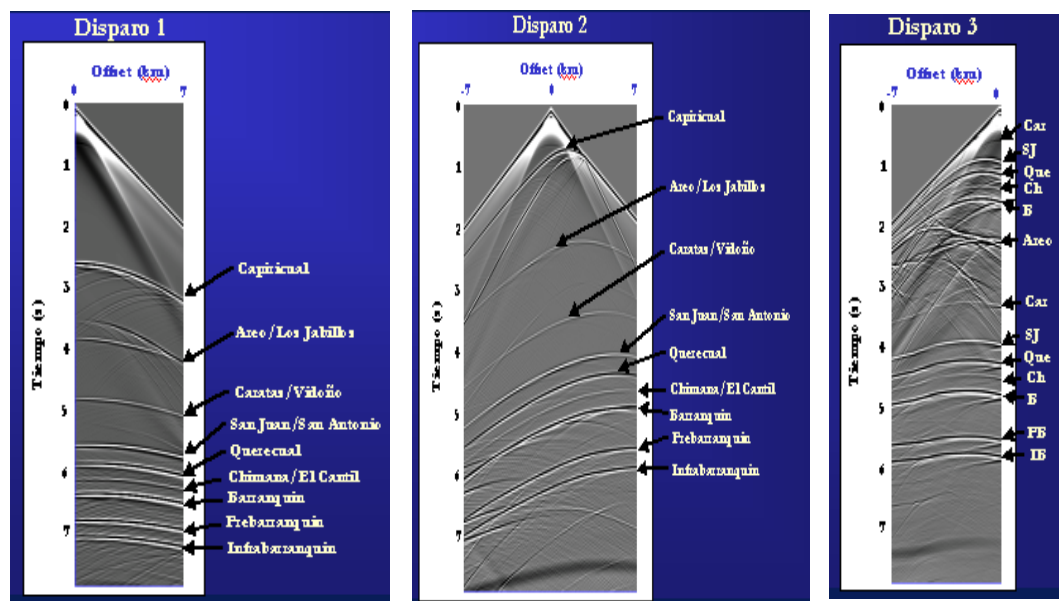


Figura 54. Modelaje de tres disparos sintéticos. Realizado por INTEVEP (2000), sobre el modelo geológico propuesto inicialmente en este trabajo.

En conclusión, al observar la sección sísmica simulada y la obtenida en campo (Figura 56-A y 56-B), puede afirmarse que son similares si se considera que ambas presentan un reflector fuerte a aproximadamente 3 segundos el cual buza al sur (Figura 56 > 1), adicionalmente la presencia de reflectores más profundos entre 4 – 6

segundos que buzanan al sur es común en ambas secciones (Figura 56 > 2), y reflectores sub horizontales claramente definidos entre 4 y 7 segundos (Figura 56 > 3).

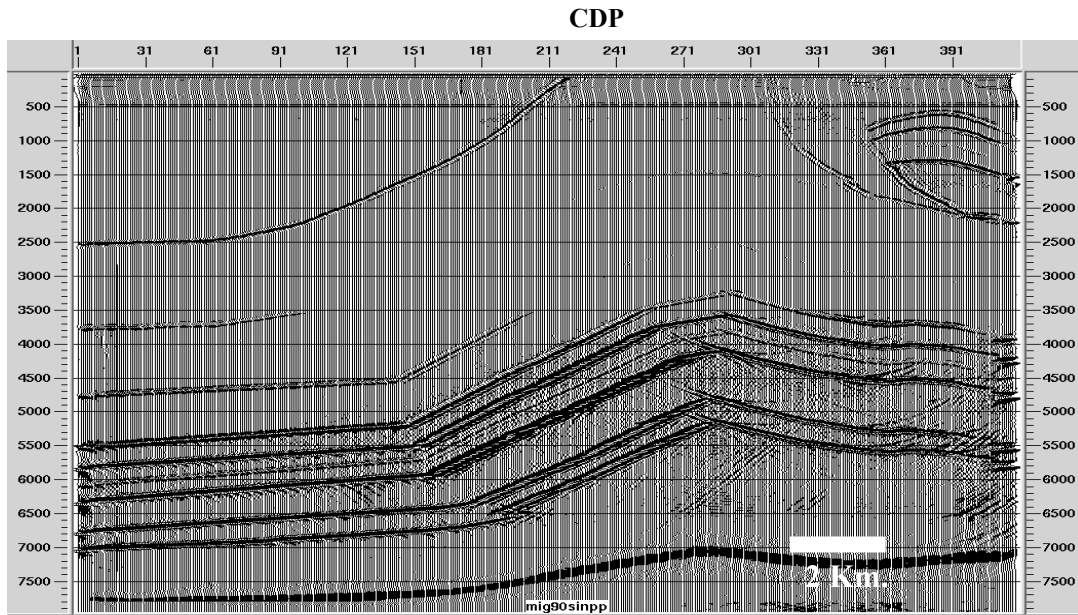


Figura 55. Resultado del modelado sísmico elástico 2-D por diferencias finitas. Realizado por Intevp (2000)

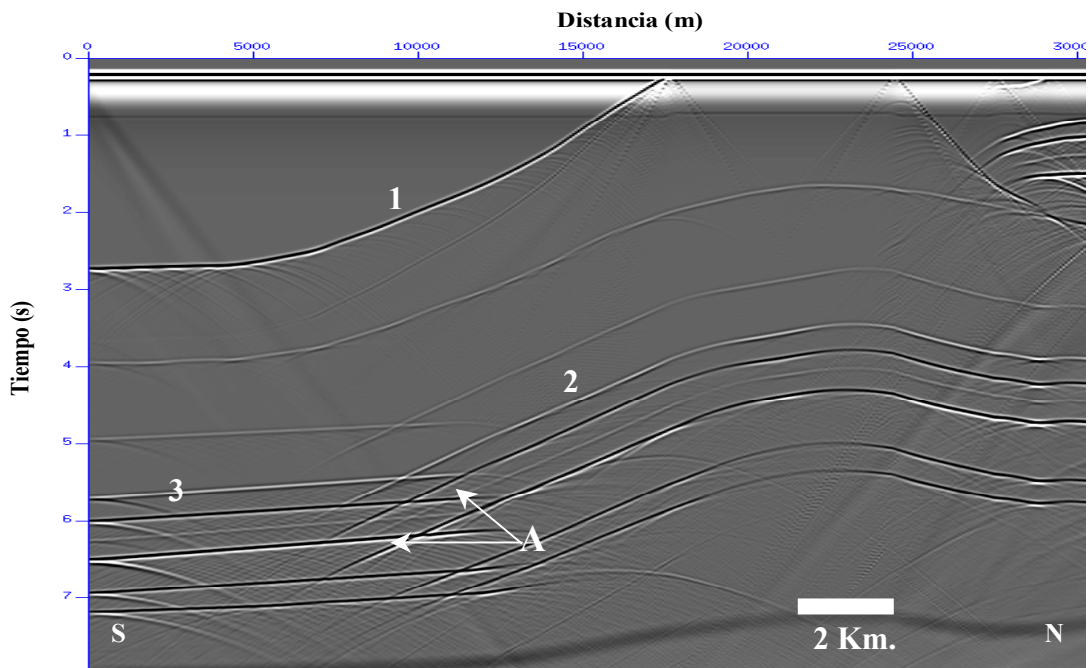


Figura 56-A. Sección sísmica simulada sin migración.

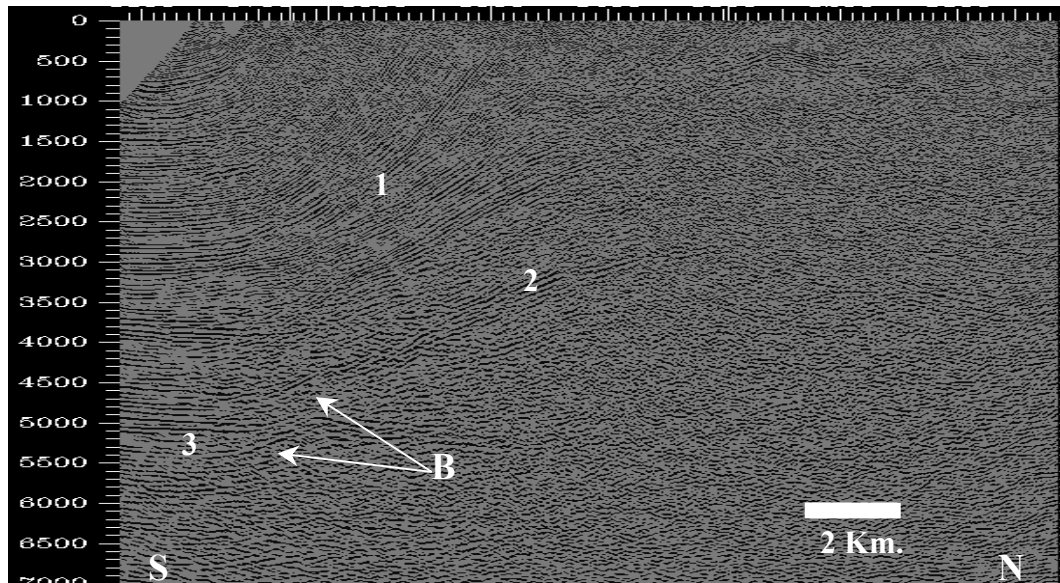


Figura 56-B. Sección sísmica grabada con migración

No obstante, al comparar la línea sísmica simulada sin migración (56-A) con la línea sísmica grabada con migración (56-B) queda claro que esta última se encuentra sobre-migrada, esto es observable en el hecho que las reflexiones cruzadas "A" en la figura 56-A, deben ser colapsadas con el proceso de migración, sin embargo, el objetivo no se alcanza logrando un línea sobre-migrada que presenta estas mismas reflexiones pero en sentido inverso. (ver figura 56-B > B).

Una diferencia fundamental, en el hecho que la imagen simulada sea sustancialmente mejor que la del registro grabado, se debe a que algunos ruidos observados en la línea grabada en campo son efecto de la topografía, factor que ha sido excluido durante la simulación, y que tiene gran influencia tanto en la grabación como en el procesamiento de los datos. En general, se observa una estructura tipo "fault bend fold" con un despegue a nivel Cretácico posiblemente en la base de la Formación Barranquin.

La estructura identificada presenta un ángulo de rampa (cutoff) inicial, de aproximadamente 15.5°, y dentro de la deformación se observa involucrada la

Con el fin de tener una visión tridimensional del comportamiento del despegue y la rampa que contribuyen a la formación de la estructura, se cartografió en tiempo su dirección predominante (Figura 59), en la figura se observa que la rampa tiene una orientación predominante este-oeste indicando que los esfuerzos de deformación provienen de una dirección norte-sur con una componente menos importante de dirección noroeste; convirtiéndose en un despegue más somero hacia el sur.

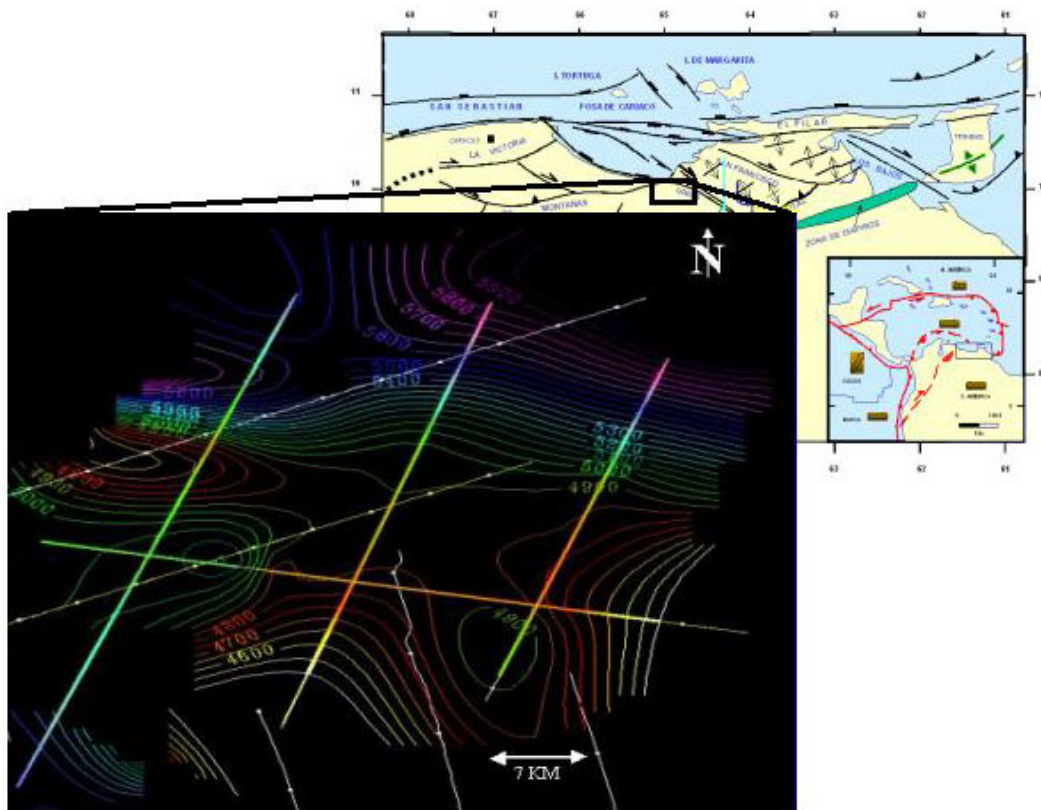


Figura 59. Mapa en tiempo del plano de falla (despegue y rampa a nivel Intra-Cretácico base de la Formación Barranquin). Área del corredor de falla de Urica.

Las líneas sísmicas adicionales sobre el modelo inicial, presentan la distribución apreciada en la Figura 60, adquiridas para el año 2000 y procesadas para el año 2002 como ya fue mencionado; la interpretación de este conjunto de líneas sísmicas permitió ajustar el modelo geológico y comprobar el modelo cinemático,

obteniéndose lo siguiente:

En la Figura 61, se presenta el perfil C_02 que corresponde a una línea sub-paralela a la dirección principal de la compresión tectónica y representa la zona triangular antigua con una deformación que involucra la columna sedimentaria desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno Medio. Esta zona está siendo deformada por un evento más joven cuya secuencia sedimentaria oscila entre el Cretácico Inferior y Cretácico Superior, corroborándose planos de despegue en ambos niveles estratigráficos, la Figura 62 corresponde al perfil C_04, el mismo es paralelo al rumbo de la estructura presentando la repetición tectónica. Cabe destacar que las líneas se cruzan en los puntos indicados con la franja azul; además el nivel amarillo corresponde al tope del Mioceno Inferior, el nivel naranja al tope del Oligoceno y los niveles verde claro y verde oscuro corresponden a los niveles Cretácico Superior e Inferior respectivamente.

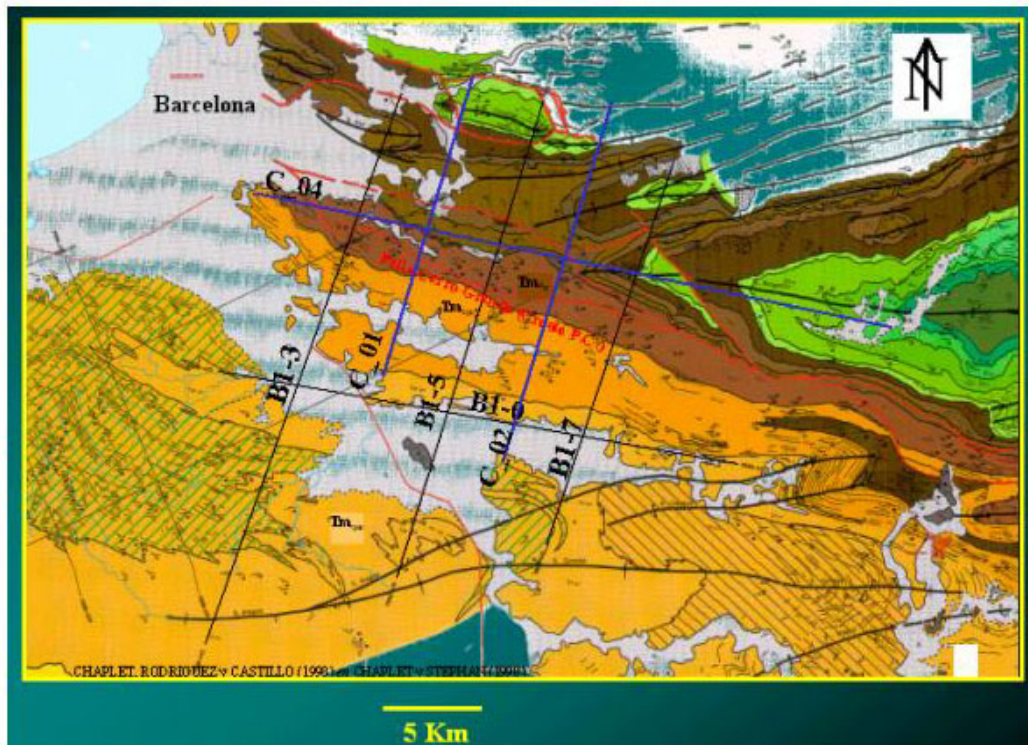


Figura 60. Mapa de líneas sísmicas con datos recientes en el área del corredor de falla de Urica.

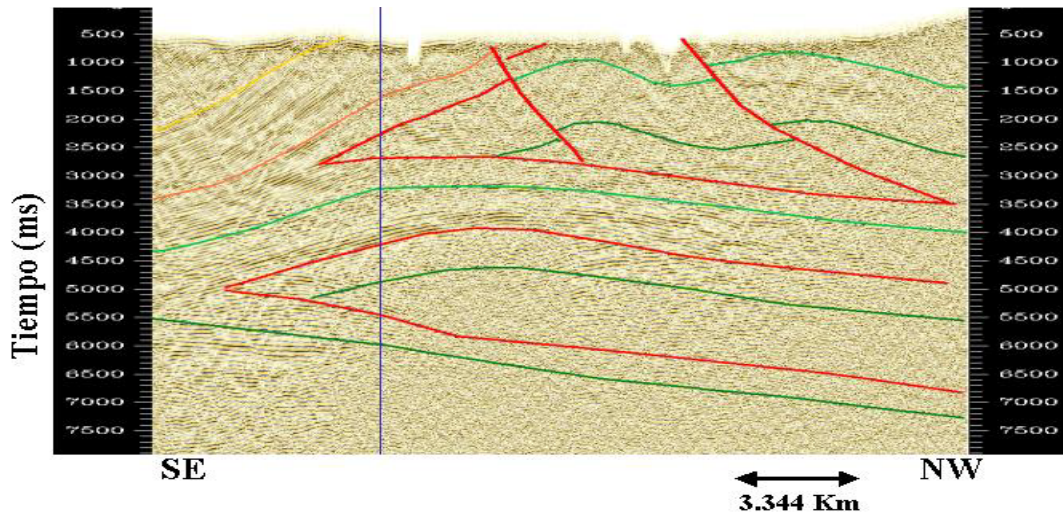


Figura 61. Línea C_02 interpretada en tiempo.

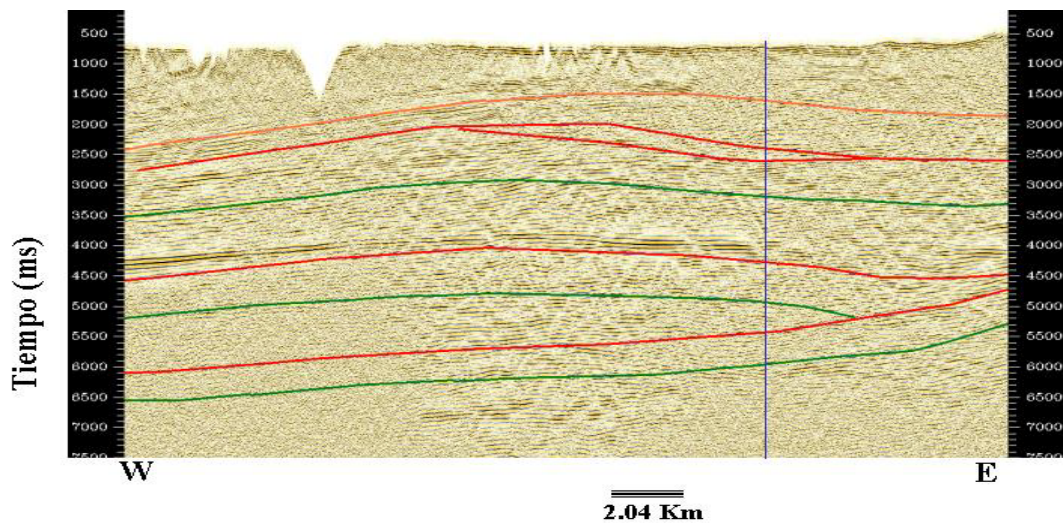


Figura 62. Línea C_04 interpretada en tiempo, en la dirección del rumbo de la estructura.

El modelo aquí planteado fue extendido tanto a líneas sísmicas previamente interpretadas (Figura 63) como para líneas sísmicas adquiridas últimamente (Figura 64), siendo corroborada la presencia de una zona triangular asociada al corredor de falla de Urica, con un despegue inferior ubicado debajo de la Formación Barranquin y un despegue superior asociado al tope del Cretácico Superior, sobre el tope del Grupo Guayuta.

Luego de haber corroborado el modelo interpretado sobre las líneas sísmicas, el mismo fue validado con métodos potenciales, retrodeformado en 2 dimensiones con Geosec 2D, evaluado cinemáticamente con Thruspack; todo esto, realizado sobre la línea B1-7; para finalmente, mostrar el modelo es retrodeformado en 3 dimensiones elaborado con Geosec 3D.

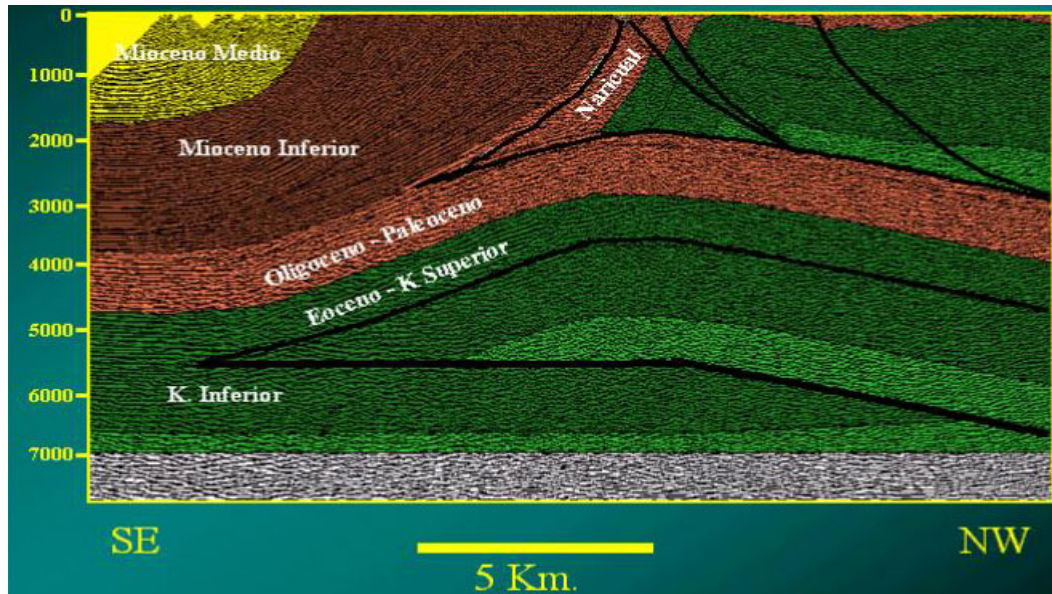


Figura 63. Línea B1-7 interpretada en tiempo con el modelo geológico definitivo. Área del corredor de falla de Urica.

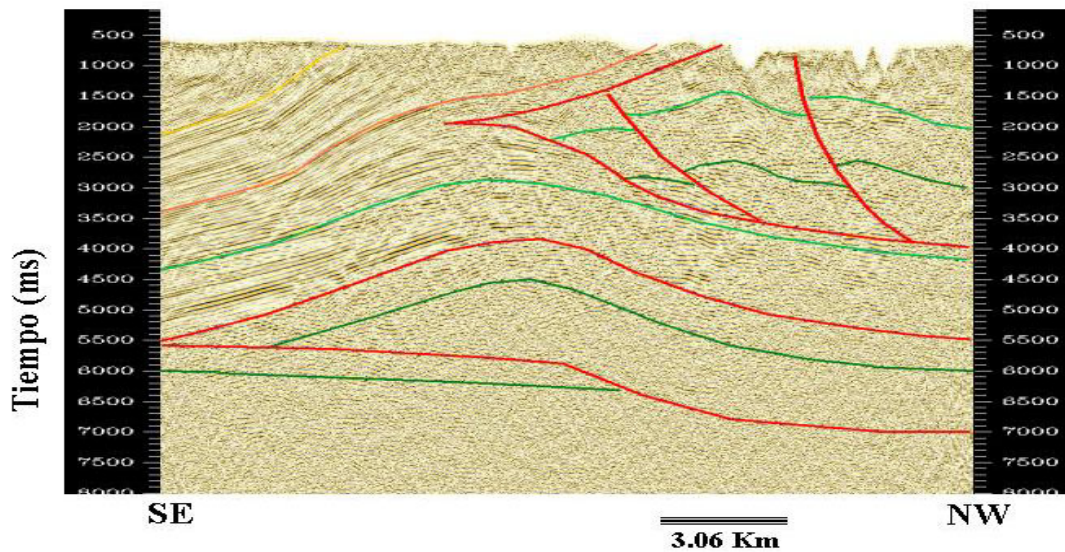


Figura 64. Línea C_01 interpretada en tiempo con el modelo geológico definitivo.

5.1.2.- Validación del modelo estructural planteado en el corredor de falla de Urica.

5.1.2.1.- Validación con métodos potenciales:

El modelo geológico fue sometido a pruebas de factibilidad de existencia, realizándose el modelado gravimétrico con GM-SYS, y comparando la gravedad observada con la gravedad calculada a partir del modelo geológico propuesto. Las densidades en g/cm^3 , fueron obtenidas a partir de las velocidades interválicas utilizando para ello la formula de Gardner (1974). El modelaje gravimétrico fue aplicado como un mecanismo para validar el modelo geológico, y el mismo fue una colaboración prestada por los Ingenieros Claudia Fintina y Freddy Fernández en el año 2001 en Intevep.

En la Figura 65, se muestra el resultado del modelado gravimétrico y las densidades calculadas, en este sentido, las densidades calculadas son coherentes con la densidad de roca observada en cada una de las formaciones geológicas de campos vecinos, única referencia válida en el corredor de falla de Urica, ante la ausencia de pozos perforados en este bloque geológico. Se destaca que a pesar de haberse calculado las densidades a partir de las velocidades interválicas extrapoladas usando estratigrafía por secuencia, el ajuste de las curvas observadas y calculadas en el modelado gravimétrico, presenta un error que oscila entre los 0,3 mgal y 0,5 mgal, error atribuido al desnivel topográfico existente entre el sur de la línea sísmica y el norte de la misma, el cual ha sido estimado en más de 1000 metros; siendo mínimo el error aportado por el modelo estructural presente en el subsuelo, reportando un error en la profundidad de la estructura de $1 \text{ metro} \pm 1 \text{ metro}$, lo que prácticamente es despreciable para efectos del modelo exploratorio.

5.1.2.2.- Validación con Geosec2D:

Al realizar el ejercicio de reconstrucción geológica con Geosec 2D (Figura

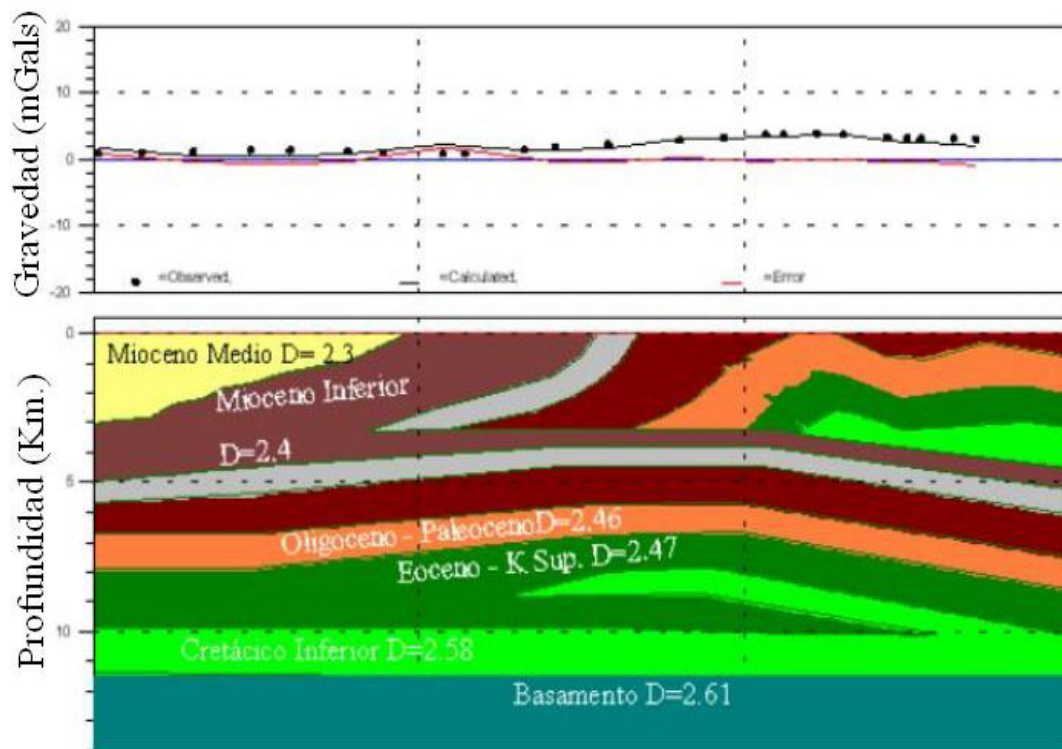


Figura 65. Modelado Gravimétrico de la línea B1-7

66), hasta una edad de hace 21 Ma., se obtiene que para 42 Km de longitud de la sección restaurada, el acortamiento es de 20 Km, lo que ubica a la sección en 47% de acortamiento, 12% mayor al acortamiento obtenido en la restauración de la misma sección, sin considerar la estructura compresiva superior, y 15% más acortamiento que el obtenido en la sección regional (transecto 1) que contiene a la estructura representativa de la oportunidad A; adicionalmente, este valor de acortamiento coincide con los valores de acortamiento del transecto 2, lo que se debe a que la deformación característica relacionada al área correspondiente al corredor de falla de Urica está genéticamente asociada a la deformación interpretada como estructura duplex, involucrando solamente la secuencia Cretácico Inferior, con los despegues interpretados en la base de la Formación Barranquin, y confirmando la presencia del despegue en el tope del Grupo Guayuta; además de confirmar que la oportunidad A identificada en el transecto 1 es el equivalente lateral a la misma oportunidad, observada en el transecto 2.

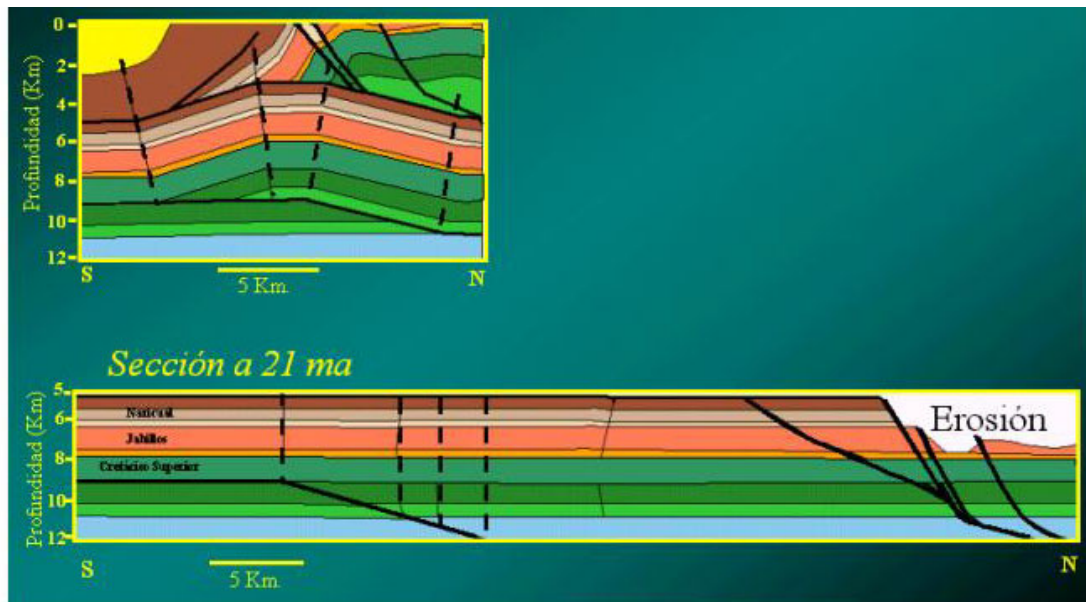


Figura 66. Reconstrucción de la línea B1-7 con Geosec 2D.

Un elemento importante a ser visualizado en la Figura 66, es que los planos axiales interpretados en el modelo restaurado quedan en una posición sub-vertical, como era previsto, y el volumen de sedimentos erosionados también es apreciado sobre la sección restaurada para el Mioceno Temprano a Medio, tiempo máximo considerado para la estabilidad del margen pasivo reconocido en la zona, acotando el final del mismo para el Oligoceno – Mioceno Temprano, época en la cual se estima el mayor impacto del choque de placas Caribe contra la Suramericana, en el Oriente de Venezuela.

5.1.2.3.- Validación con Geosec_3D:

La retrodeformación en 3D se realizó con el módulo de restauración geológica presente en el SolidModel/Geosec3d sobre el cubo geológico en profundidad, partiendo de la interpretación de las líneas sísmicas convertidas a profundidad. En la Figura 67 (A,B,C) se presenta las diferentes etapas de la retrodeformación de la estructura en 3 dimensiones. En la retrodeformación 3D solamente se muestra la estructura profunda que corresponde a la estructura prospectiva, debido a que la escama superior ha sido erosionada y por ese motivo no forma parte de la

reconstrucción en 3D. El proceso requiere como entrada la estructura principal y una dirección próxima a la dirección preferencial de la deformación.

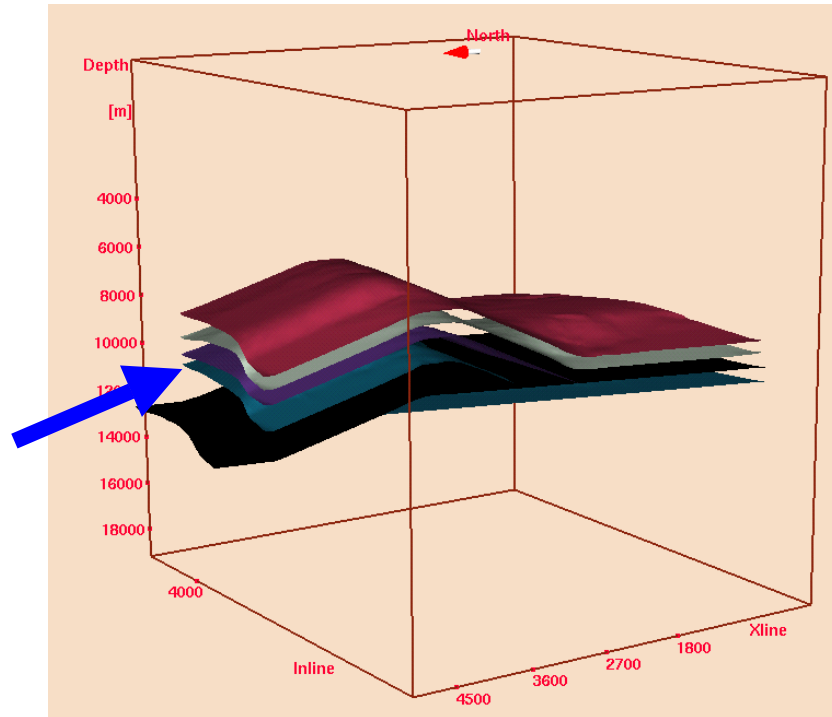


Figura 67-A. Modelo de la estructura profunda hace10 Ma., oportunidad A

En la Figura 67-A se muestra la estructura prospectiva en el instante considerado como final de la deformación, y con una flecha azul se ha señalado la dirección de compresión del sistema, entendiéndose que el plano negro representa el sistema despegue-rampa- despegue, el nivel azul es un nivel interpretado intra-Barranquin y el rojo es el tope del Grupo Guayuta, en las figuras sucesivas se va a ir eliminando el efecto de la compresión hasta alcanzar la configuración del margen pasivo.

Al ir eliminando el efecto de la compresión la estructura va perdiendo relieve, pero no deja de ser una estructura importante para el almacenamiento de crudo, lo que daría un rango mayor de tiempo para favorecer la sincronización entre la expulsión del crudo, migración y entrapamiento del mismo en la oportunidad A; calculándose

que hace 13 Ma. ya existía desnivel estructural para entrapar el hidrocarburo, y el mismo sería 21% menor al de la estructura actual.

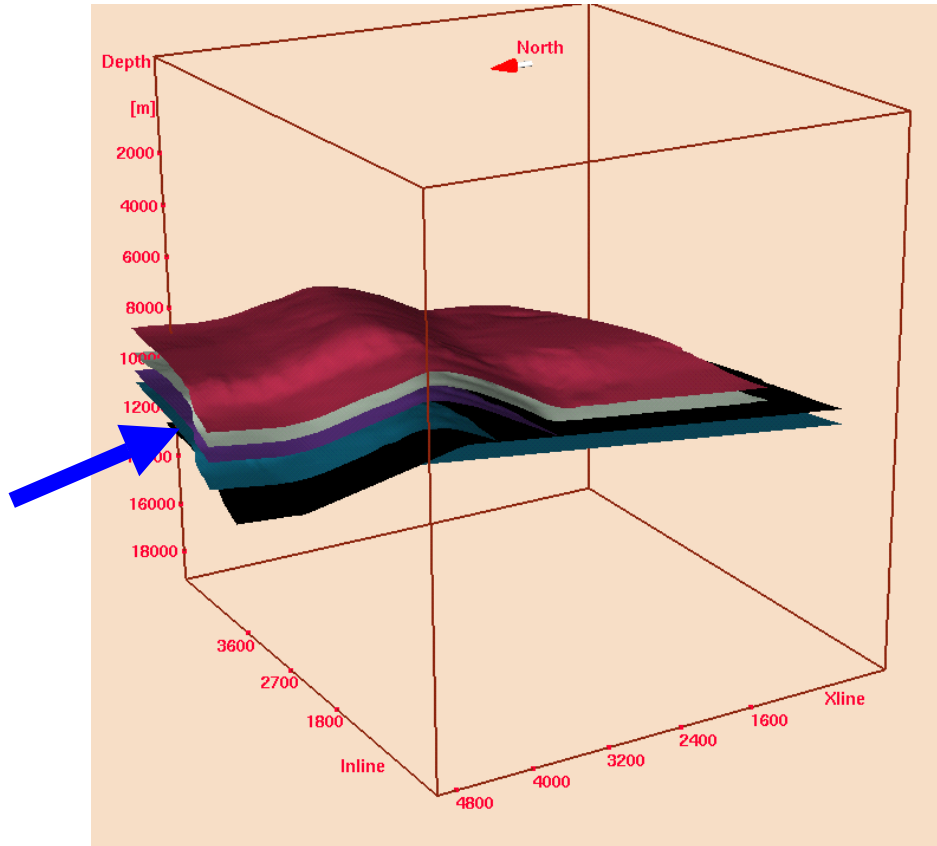


Figura 67-B. Modelo de la estructura profunda hace 13 Ma., oportunidad A

En la Figura 67_C se aprecia que en términos generales la estructura de la oportunidad A, está balanceada en 3 dimensiones, la irregularidad presente en la cresta de la estructura al ser retrodeformada corresponde a que el ángulo utilizado para tales efectos no está exactamente la dirección del esfuerzo compresivo que causó la deformación, debido a que éste modelo en particular, está limitado a la dirección de las líneas sísmicas, haciendo difícil la reconstrucción exacta de la cresta de la estructura. Por no ser objetivo de este estudio, no fueron reconstruidas líneas sintéticas en la dirección exacta de la deformación para eliminar este efecto, en este sentido se recomienda extraer líneas sintéticas en la dirección del aporte tectónico, a partir del cubo tridimensional creado en este trabajo.

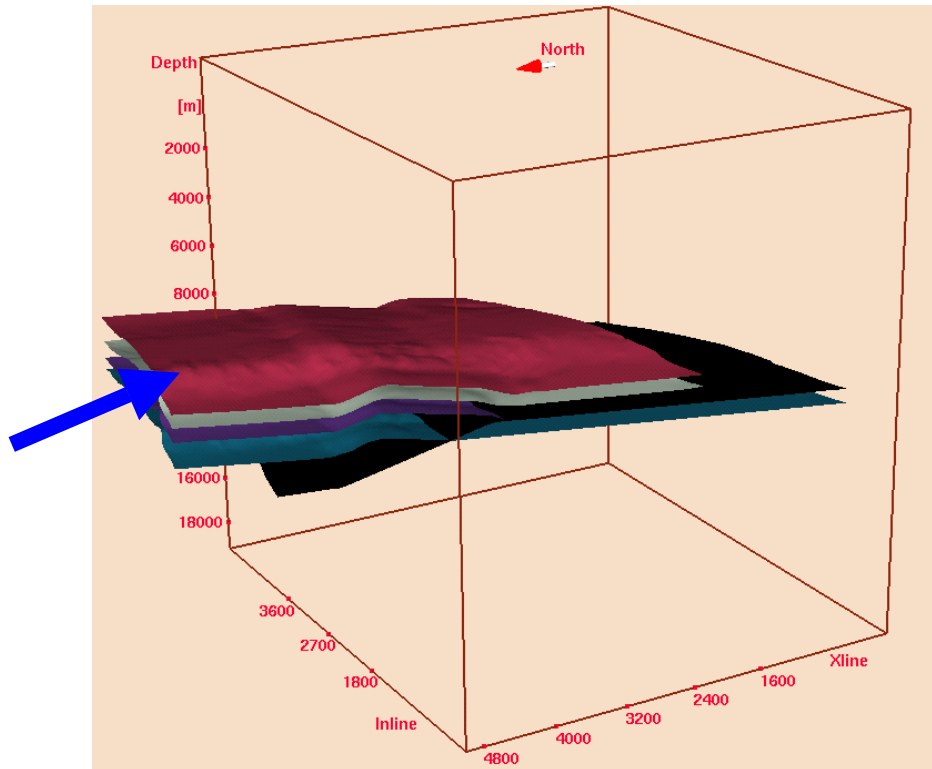


Figura 67-C. Modelo de la estructura profunda hace 15.5 Ma. , oportunidad A

Por último, la sección reconstruida para el tiempo donde aún estaba garantizada la existencia del margen pasivo, muestra un ligero buzamiento hacia el sur de la cuenca, el mismo fue medido y estimado entre 1 y 2 grados, presente en todas las secciones mostradas y convertidas a profundidad.

5.1.2.4.- Validación con Thruspack:

En la etapa final de validación del modelo geológico, la sección retrodeformada fue modelada cinemáticamente con Thruspack corroborando la existencia de una fase inicial de margen pasivo que puede ser extendida hasta la sedimentación del Oligoceno (Figura 68-A y 68-B); se puede decir que existieron dos grandes eventos compresivos en secuencia tectónica, distribuidos como se describe a continuación y corroborados con la aplicación de Thruspack (Figura 68-C), hace 18 Ma. la zona comienza a estructurarse con acortamientos en el orden de los 3 Km., formándose un

nivel de despegue Intra-Cretácico Superior, este despegue ocasiona la formación de una rampa lo que provoca el avance hacia el sur de los sedimentos y la formación de un relieve estructural que comienza a erosionarse durante el Mioceno Medio (Figura 68-D), en este momento un evento compresivo cuyo despegue se ubica en la base de la Formación Barranquin da origen al bloque superior acumulando un acortamiento de 14.75 Km, el relieve estructural continua siendo erosionado, mientras que hace 14 Ma. (Figura 68-E) se inicia un último evento compresivo con un despegue pre-Cretácico o Jurásico, que se extiende hasta hace 10 Ma. dando origen a la estructura de la oportunidad A; este evento se ha relacionado con un evento compresivo al sur asociado al corrimiento de Tala, cuyas estructuras involucran posiblemente sedimentos Jurásicos y consisten en pequeños duplex, reportados en el trabajo de De La Peña (1999).

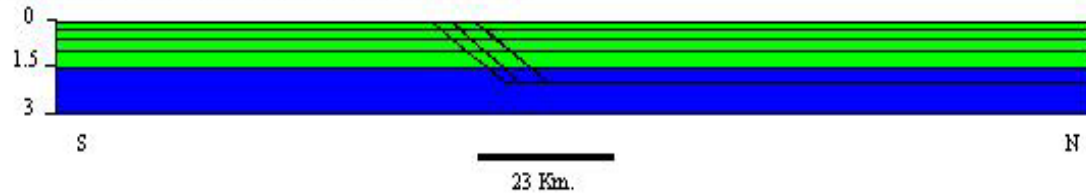
En este orden de ideas, Castillo y Morales (2002), asocian el primer evento compresivo al emplazamiento de la Serranía del Interior, y a diferencia del trabajo presentado en el año 2002, en este estudio se determina que la secuencia sedimentaria involucrada en la deformación es solamente Cretácica y no considera toda la columna como es afirmado por estos autores; sin embargo, la secuencia pre-Cretácica es afectada por la deformación debido a un corrimiento a nivel del tope del Cretácico Superior, elemento éste difícil de determinar en la interpretación sísmica, necesario para la evolución cinemática y considerado en la retrodeformación con Geosec 2D.

Cabe destacar, que aunque el final de la deformación fue considerado hace 10 Ma. el estudio es conservador en la velocidad de movimiento de los bloques, es por ello que se consideró una velocidad no mayor a la máxima velocidad de movimiento de las fallas reportadas en la actualidad; si la velocidad del movimiento de los bloques es incrementada en un 10 %, el tiempo de formación de la estructura puede llegar a ubicarse a 5 Ma atrás, siendo una estructura muy joven, sobre la cual habría que evaluar el sistema petrolífero y si hubo, o no, sincronización con la migración del hidrocarburo.

Evolución Cinemática del Modelo Estructural.

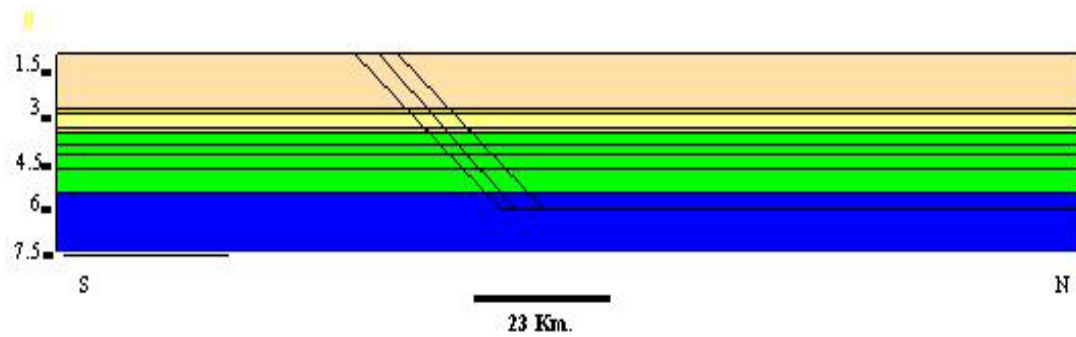
A.- Margen pasivo hace 88 M.a:

(Inicio de la Sedimentación de la Fm. Querecual)



B.- Margen pasivo hace 21 M.a:

(Sedimentación del Mioceno Temprano - Medio)



C.- Inicio de la deformación hace 18 M.a:

(Mioceno Temprano-Mioceno Medio)

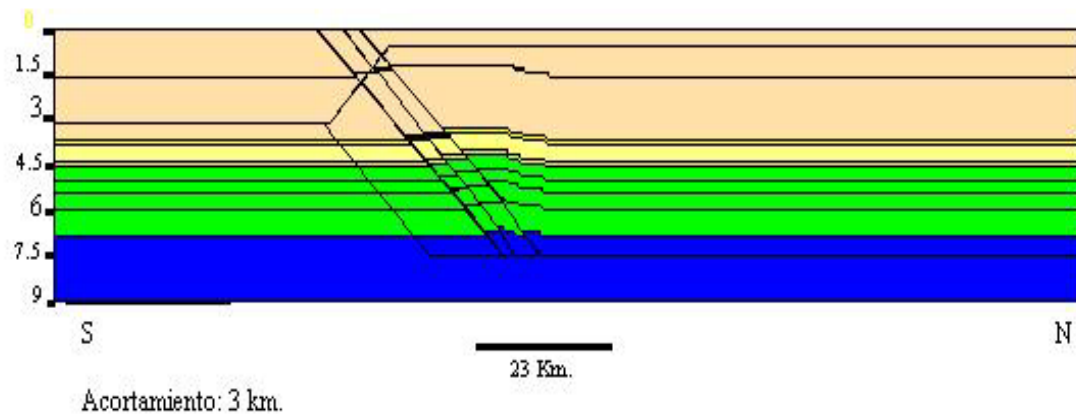
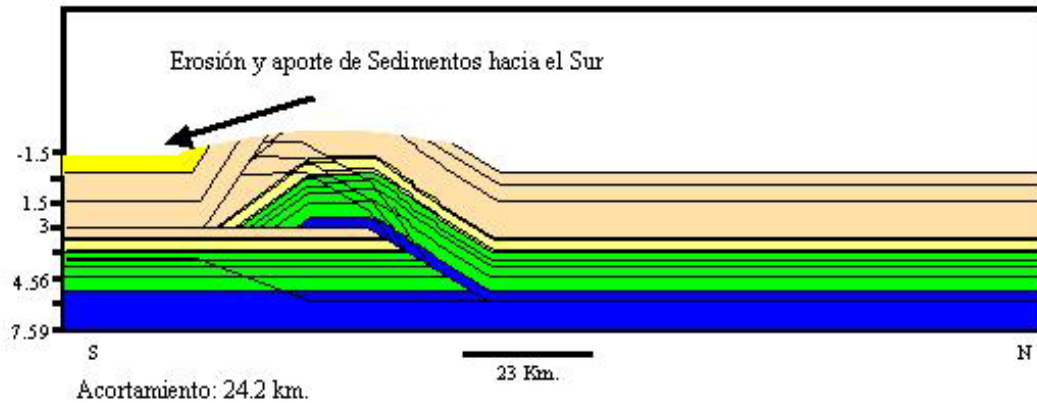


Figura 68 (A, B, C). Evolución Cinemática realizada con Thruspack

**D.- Inicio de la deformación hace 15.5 M.a:
(Mioceno Medio)**



**E.- Final de la deformación hace 10 M.a:
(Mioceno Tardío)**

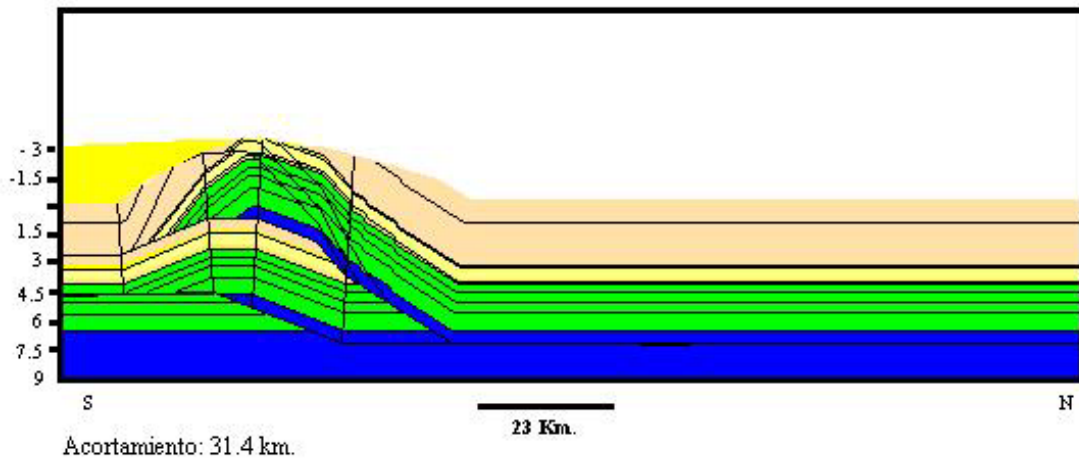


Figura 68 (D y E). Evolución Cinemática realizada con Thruspack

En el presente trabajo se realizó una evaluación rápida del sistema petrolífero con el uso del programa Thruspack; los datos geoquímicos utilizados corresponden a datos extraídos de la literatura y no de estudios geoquímicos realizados para este fin, por lo que las consideraciones a ser realizadas a continuación deben ser tomadas en cuenta como una referencia y no como un dato conclusivo del área.

En este sentido, al hacer el modelado termal, se estimó que la madurez de la

roca madre y expulsión del hidrocarburo ocurrió durante la sedimentación del Mioceno Medio, y es por el peso de la columna sedimentaria, que Querecual (roca generadora) entra en ventana de petróleo y expulsa, dejando oportunidad de tener acumulación de petróleo liviano o gas en la estructura interpretada, quedando sin efecto el peso del emplazamiento de la Serranía del Interior sobre la roca generadora. En función de los lapsos de tiempo manejados, queda una ventana de tiempo estrecha en la cual pudiese coincidir la generación y expulsión del crudo con la edad de formación de la trampa.

Un dato importante a ser evaluado, en estudios posteriores en la zona, debe ser el cálculo de volumen de hidrocarburo probablemente generado para la época de expulsión obtenida aquí (Mioceno Medio), y compararlo con el volumen de hidrocarburo entrampado en la Faja Petrolífera del Orinoco, esto como consecuencia de que el petróleo pesado de la Faja debe sus características a haberse biodegradado por el recorrido realizado antes de ser entrampado.

5.1.3.- Construcción del modelo Tridimensional del subsuelo a partir de sísmica 2D.

El volumen sólido de subsuelo fue construido para tener una visión de detalle del mismo y poder seleccionar transectos en la dirección exacta del transporte tectónico, para de esa manera tener mayor control sobre el acortamiento de las secciones; además, permitirá construir un cubo de velocidades RMS que podrá ser utilizado en un procesamiento en profundidad previo al apilamiento, o un procesamiento de datos sísmicos con mayor control de las velocidades con fines de mejorar la imagen sísmica.

Para construir el cubo geológico se convirtió la interpretación sísmica a profundidad utilizando la ley de velocidades interválicas adaptadas para este bloque geológico, y fue calibrada con las secciones de geosec2D convertidas a profundidad,

garantizando el control de las profundidades aquí reportadas.

Debe mencionarse que, toda la interpretación fue integrada en el módulo de SolidModel y como resultado de esta etapa se obtuvo no solo el modelo sólido del área (Figura 69), sino que también se obtuvo un bloque de velocidades RMS que permitirá mejorar la imagen en áreas donde hay repetición de la secuencia estratigráfica, estratos con buzamiento alto y zonas afectadas por el desnivel topográfico, y de esta manera ir disminuyendo el riesgo exploratorio del área.

En las Figuras 69 y 70 se observa que la estructura se mantiene lateralmente; para efectos de la imagen no se presentó el cierre lateral de la estructura, el cierre puede ser visualizado en los mapas del tope del Oligoceno y tope del Cretácico en tiempo presentados en este capítulo (Figuras 57 y 58 respectivamente).

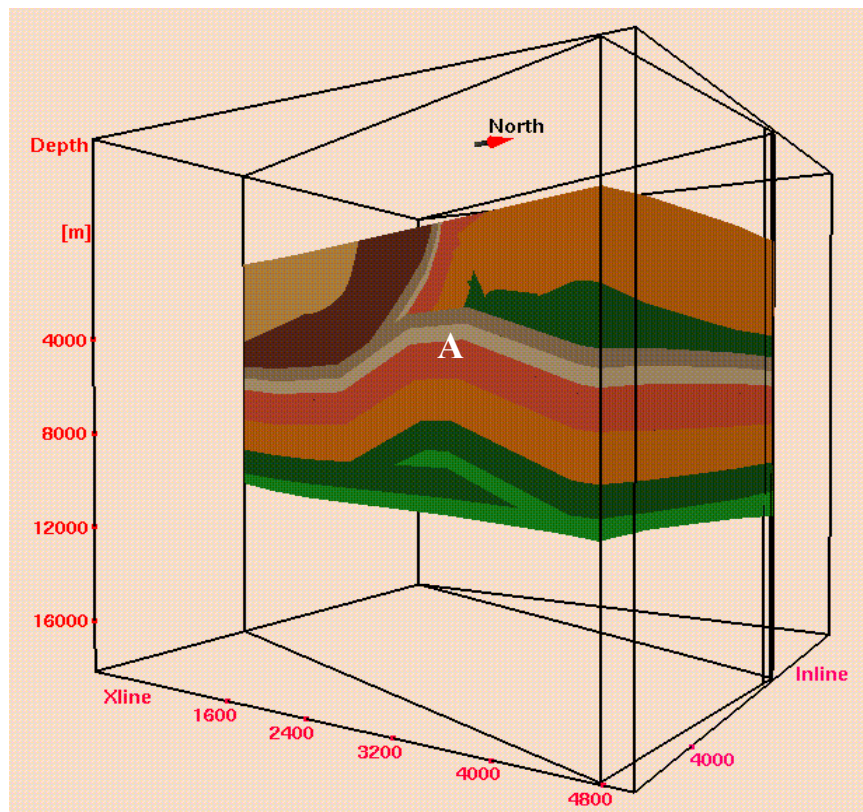


Figura 69. Modelo Tridimensional Sólido del área de la oportunidad A. Corredor de falla de Urica.

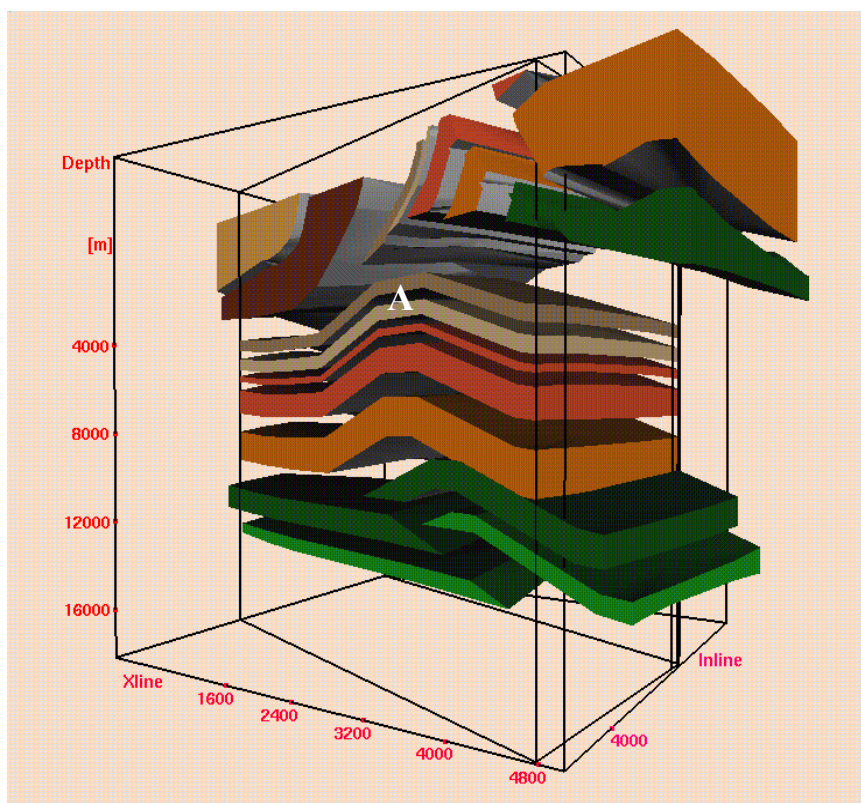


Figura 70. Modelo Tridimensional en el área de la oportunidad A. Corredor de falla de Urica.

Por otra parte, debe mencionarse que el área identificada en las figuras por la letra A, hasta estudios previos a éste, ha sido interpretada como una faja volcada; no obstante, luego de visualizado el modelo en 3D , realizada la interpretación y de conversaciones con geólogos que han recorrido el área, en este estudio se concluye que la faja tiene un alto ángulo de buzamiento sin llegar a estar volcada en ésta zona; prestándose a confusión por el alto grado de metamorfismo de la roca, dificultad de acceso y que el único registro de roca preservado son las capas de lutitas en el afloramiento, como consecuencia a la alta erosión observada sobre las capas arenosas.

Como última consideración, el modelo sólido aporta una idea de los dominios tectónicos involucrados en la deformación, diferenciándose 3 dominios principales (Figura 71): el asociado a la cuenca observándose toda la columna estratigráfica sin

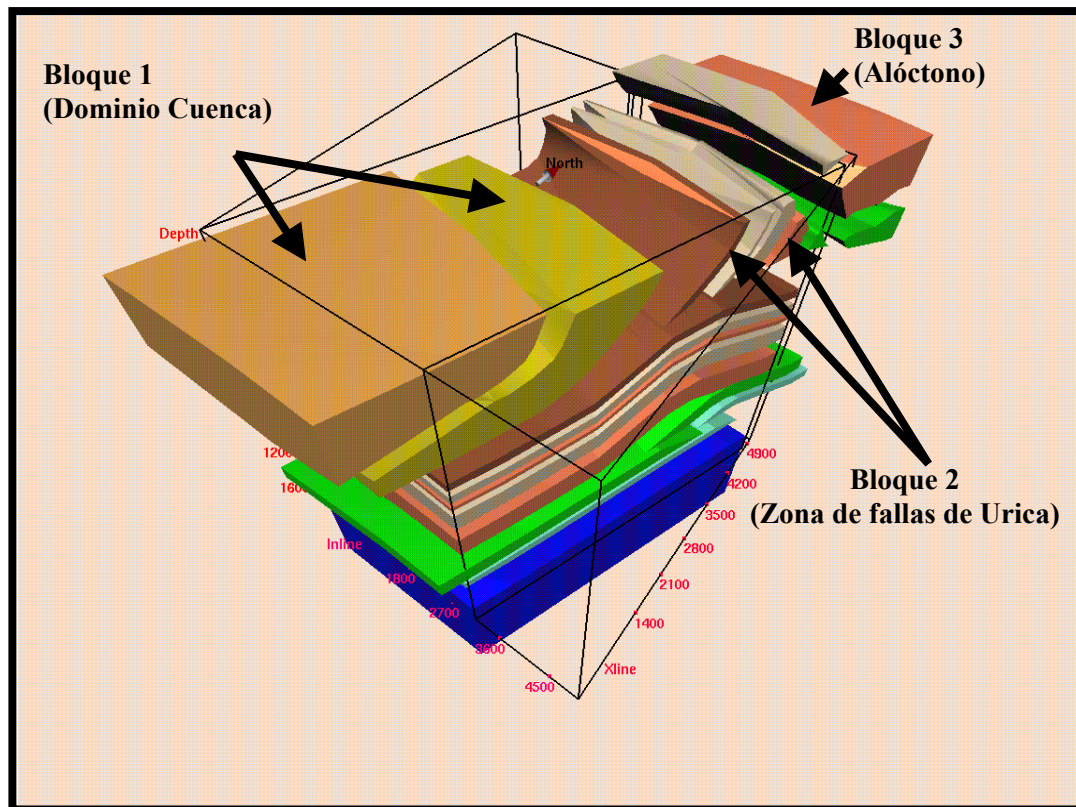


Figura 71. Vista desde arriba de los bloques tectónicos identificados en el corredor de falla de Urica.

deformación hasta la sedimentación del Mioceno Medio, el bloque del corredor de falla de Urica, cuyas capas presentan un alto buzamiento que pueden alcanzar a tener 90 grados hacia el oeste y disminuyen en buzamiento hacia el este; y un último bloque identificado como Alóctono que corresponde a la columna sedimentaria que fue emplazada como resultado del choque de placas, y es en ese bloque donde se eleva la Serranía del Interior hacia el norte.

5.1.4.- Cubo de velocidades RMS:

Tal como se ha mencionado hasta ahora, el objetivo de crear un cubo de velocidades RMS es poder utilizar estas velocidades de reemplazamiento para reprocesamiento futuro de las líneas sísmicas en el área estudiada, elemento que contribuirá de una manera significativa en el mejoramiento de la relación señal/ruido

sobre cada una de las líneas de interés, y como consecuencia una disminución del riesgo exploratorio en el área.

Al cubo de velocidades RMS presentado aquí, se le eliminó las coordenadas de referencia, así como fueron eliminadas sobre las líneas sísmicas, debido a que se está trabajando en un área de alta prospectividad; en caso de ser requerida la ubicación geográfica por parte de Petróleos de Venezuela, los datos son fácilmente georeferenciables, por el autor de éste estudio.

En el cubo de velocidades RMS generado (Figura 72), se aprecia una zona señalada con la letra “A” donde hay una inversión de velocidades, correspondiente a la repetición estratigráfica de las formaciones correspondientes al Eoceno, Paleoceno y parte del Oligoceno (Formación Jabillos), por encima de él es encontrado un retrocorrimiento interpretado sobre la Formación Areo, que también pertenece al Oligoceno, pero con características litológicas que favorecen el desarrollo de despegues, quedando encima del retrocorrimiento la Formación Naricual, reservorio por excelencia. Cabe mencionar que en función de la interpretación de datos sísmicos en la región, la Formación Naricual no tendría sello regional, para favorecer la acumulación de hidrocarburo.

El cubo presenta las unidades de profundidad en metros, y la velocidad en metros/segundo; fue elaborado inicialmente con los algoritmos del SolidModel y representado con el programa geoestadístico Gridstat, el cuál maneja estadísticamente anisotropía lateral de la roca, dando una visión con mayor control del subsuelo, situación en la que cualquiera de los programas diseñados para generar velocidades RMS trabajarían con algoritmos de conversión punto a punto.

Otro elemento importante del cubo es que está logrando reproducir la repetición de la secuencia estratigráfica en la configuración próxima a la representada por la estructura en el subsuelo.

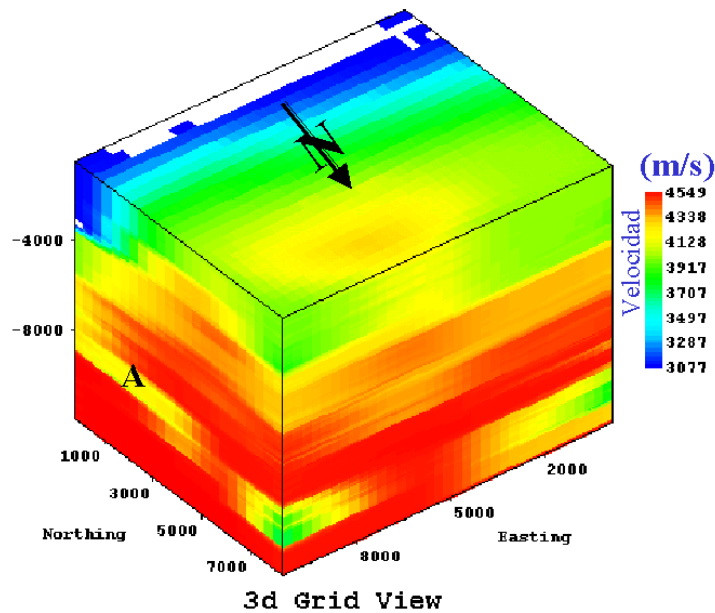


Figura 72. Cubo de Velocidades RMS, para el área del corredor de falla de Urica.

Al comparar una sección con cortes en la dirección del rumbo de la estructura con una sección perpendicular a ella, se aprecia que en el sentido aproximado este – oeste (Figura 73-A) hay mayor anisotropía de velocidades en el sentido vertical que en el lateral, mientras que la Figura 73-B, presenta mayor anisotropía de velocidades en el sentido preferencial norte – sur.

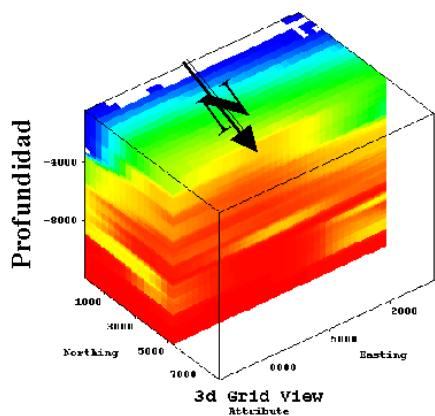


Figura 73-A

Corte en la dirección del rumbo de la estructura

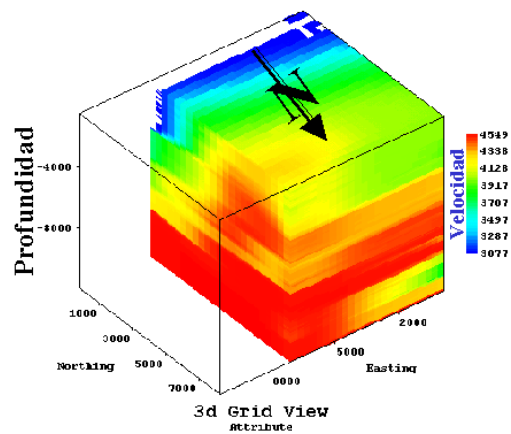


Figura 73-B

Corte perpendicular rumbo de la estructura

Luego de recorrer el cubo en todas las direcciones, y comparar las diferentes secciones con las secciones geológicas queda validado el modelo estructural, y representado en velocidades RMS, contribución para aquellos trabajos orientados a la solución del problema inverso.

Para validar las velocidades RMS obtenidas en el cubo 3D desarrollado; el mismo fue comparado con una sección de velocidades 2D elaborada por Intevp en el año 2001 partiendo del modelo geológico de la línea B1-7. Del cubo 3D de velocidades RMS se extrajo una sección (Figura 74) sub-paralela al perfil de velocidades RMS desarrollado por Intevp (op. cit.) utilizando modelaje de diferencias finitas y teniendo como entrada la velocidad de la onda primaria, y no la velocidad interválica como en éste caso.

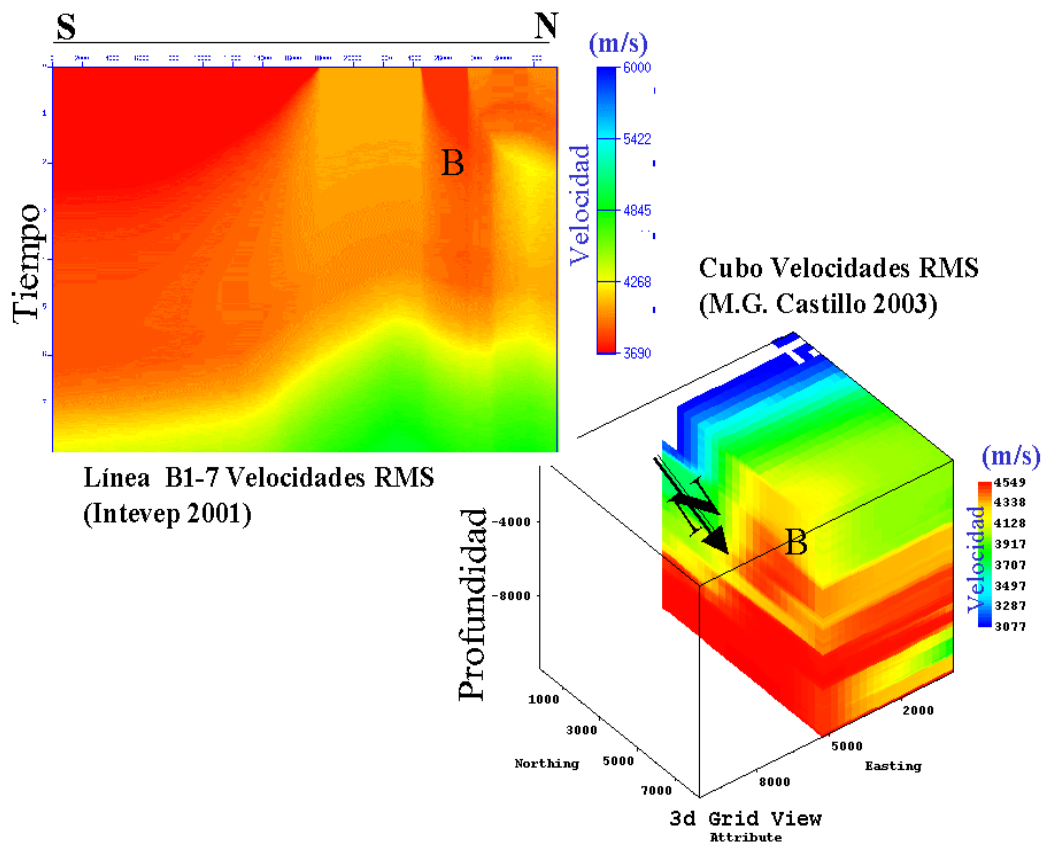


Figura 74. Comparación del modelo de velocidades RMS creado en 2D con el modelo de velocidades RMS creado en 3D.

Lo primero a ser considerado es que la escala de colores que representa las velocidades está invertida, en el modelo desarrollado por Intevp (2001) los colores más cálidos representan velocidades menores y en el modelo presentado en éste trabajo los colores más cálidos representan velocidades mayores, además la sección 2D está en tiempo y la sección 3D en profundidad, hecho que no impide la comparación y será considerado en la discusión.

En la comparación del área sur de la sección y del cubo se verifica la presencia de la secuencia estratigráfica normal, y la mayor cantidad de discontinuidad en ambas imágenes corresponde al área norte. En la sección 2D se aprecia en el punto señalado con la letra “B” un hundimiento aparente de la parte superior de la estructura de mayor velocidad, mientras que en la sección 3D este evento no aparece por tener la escala vertical en profundidad; este evento es normal y conocido en la literatura como efecto “pull down” donde las estructuras sobre las líneas sísmicas van a presentar una depresión aparente, en aquellas áreas donde están en contacto lateral formaciones con velocidades diferentes, y en la zona donde aparezca la velocidad mayor, se presentará este efecto sobre las estructuras inferiores a ella, siendo importante el control del impacto de este efecto para realizar la conversión del modelo sísmico a profundidad, y evidencia de ello es que al observarse el cubo 3D el efecto desaparece.

La inversión de velocidades en la línea sísmica 2D no es tan evidente como en el cubo de velocidades, esto es debido al tratamiento tridimensional de los datos considerando para ello su variación lateral con técnicas geoestadísticas, utilizando para este modelo únicamente los algoritmos de Kriging, por tratarse de un solo atributo; no obstante, el mismo puede ser complementado utilizando mayor cantidad de atributos y algoritmos de co-Kriging; la simulación condicional no fue usada para generar este cubo por considerarse innecesaria, debido a que ella tiene mayor aporte en áreas con dominio estratigráfico y no estructural como es el caso.

Por último, las velocidades RMS de ambos modelos están aproximadamente en el mismo rango, lo que valida el cálculo de las velocidades del cubo; la diferencia fundamental de velocidades en la parte más somera de la sección, es que para la fecha en que fue creado el modelo 2D no se tenía buen control de velocidades en la parte somera y para la creación del cubo 3D, ese dato ya estaba bien controlado.

5.2.- Área de Cerro Corazón:

La segunda oportunidad identificada (oportunidad “B”) corresponde al área de Cerro Corazón, esta oportunidad surge de la interpretación del transecto 3, al determinar el interés exploratorio de esta área, se siguió un procedimiento similar al área anterior, y se consideró inclusive el área de Mundo Nuevo, para garantizar continuidad lateral de la correlación estratigráfica y control del tipo de deformación.

5.2.1.- Interpretación de datos sísmicos del área de Cerro Corazón:

Las líneas sísmicas interpretadas se aprecian en el mapa de la Figura 75, tres de ellas sub-perpendiculares al rumbo de la estructura y la cuarta línea en la dirección de la deformación.

En la interpretación de la línea sísmica CC_2 (Figura 76), se determina que la oportunidad “A” tiene continuidad lateral, y se mantiene el estilo de deformación de área del corredor de falla de Urica, caso identificado sobre el transecto 2, siendo ésta la línea sísmica que completa el modelo geológico planteado en el transecto 2 construido utilizando básicamente datos de buzamiento de capas medidos en superficie. Debe hacerse mención que en esta línea aún no aflora el Cretácico en el norte, en la misma se observa afloramientos de Eoceno – Paleoceno, correspondiendo a las Formaciones Caratas – Vidoño respectivamente.

En la interpretación de la línea CC_3 (Figura 77) empieza a cambiar el estilo

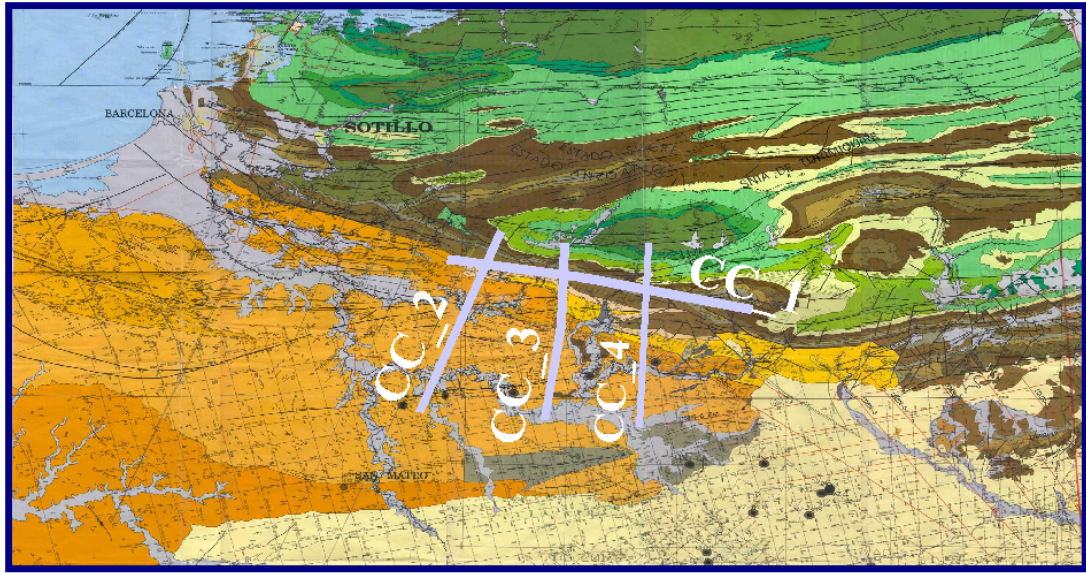


Figura 75. Mapa de distribución de líneas sísmicas en el área Mundo Nuevo – Cerro Corazón.

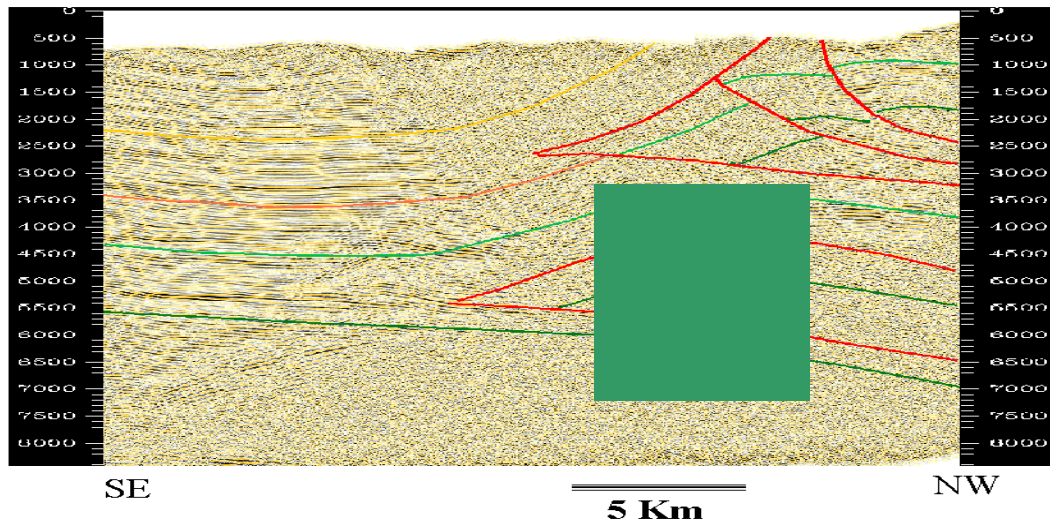


Figura 76. Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_2

de la deformación, apareciendo en la posición de la zona triangular hasta ahora interpretada, otra zona triangular cuyo mecanismo de formación difiere de la zona triangular previa, y la estratigrafía que involucra también es diferente (comprobado por pozos), cambiando el estilo de deformación de la zona entre las líneas CC_2 y CC_3, probablemente por la acción de la falla de Urica, que ya en esta área no es un

conjunto de fallas sino que se convierte en una única falla que probablemente tuvo movimiento originalmente normal y luego fue reactivada, dando la impresión de estar interpretando una rampa lateral de la falla, la cual hasta el presente no ha sido interpretada en el área donde la misma presentaría la rampa frontal, esto por falta de densidad de datos.

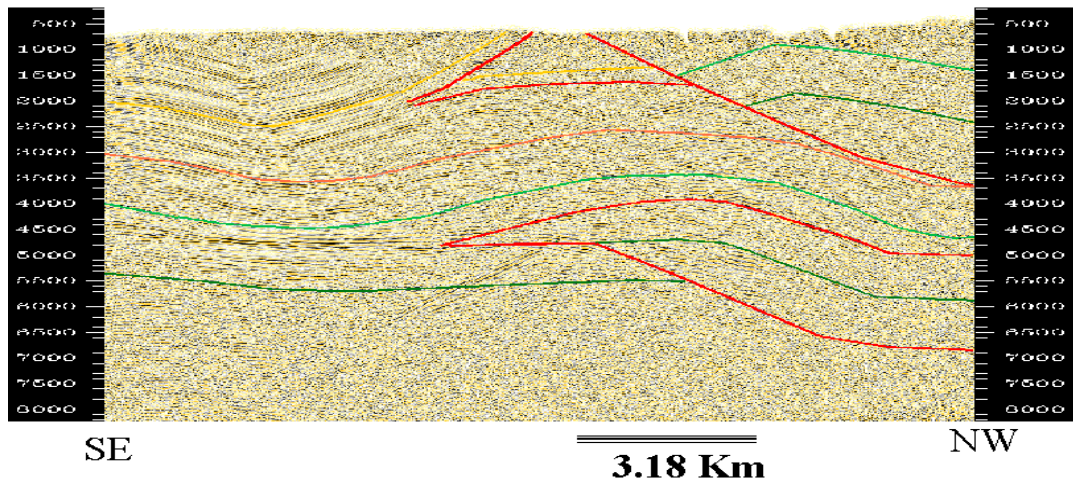


Figura 77. Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_3

La complejidad de interpretar esta área es evidente en la línea CC_1 (Figura 78); la cual, a pesar de estar cortando la escama más norte en la parte superior de las líneas sísmicas, muestra que la falla de Urica está separando dos dominios, ya no como un sistema de fallas sino como una sola falla; en la línea CC_1 está siendo atravesada la falla en cuestión, tanto en la dirección del rumbo en la parte profunda, como en una dirección con un ángulo diferente al rumbo del fallamiento, que hasta ahora no ha sido medido por el alto deterioro de la imagen sísmica y la baja densidad de líneas que atraviesan en una dirección favorable para la interpretación de la falla. En las líneas aquí mostradas, el reflector verde oscuro corresponde a un reflector Intra-Barranquin, y el verde claro al tope del Cretácico Superior, en esta misma sección se puede observar una falla debajo de los 5000 ms que puede corresponder a la falla de Urica, que aparentemente tiene un salto normal cortando estratigrafía pre-Cretácica y presenta una inclinación aproximada a la falla interpretada como Urica en los niveles someros, y la misma ha sido cortada por el corrimiento identificado en la

Figura 78 como “Corrimiento 1”, que es el asociado al evento más joven interpretado en el área del corredor de falla de Urica.

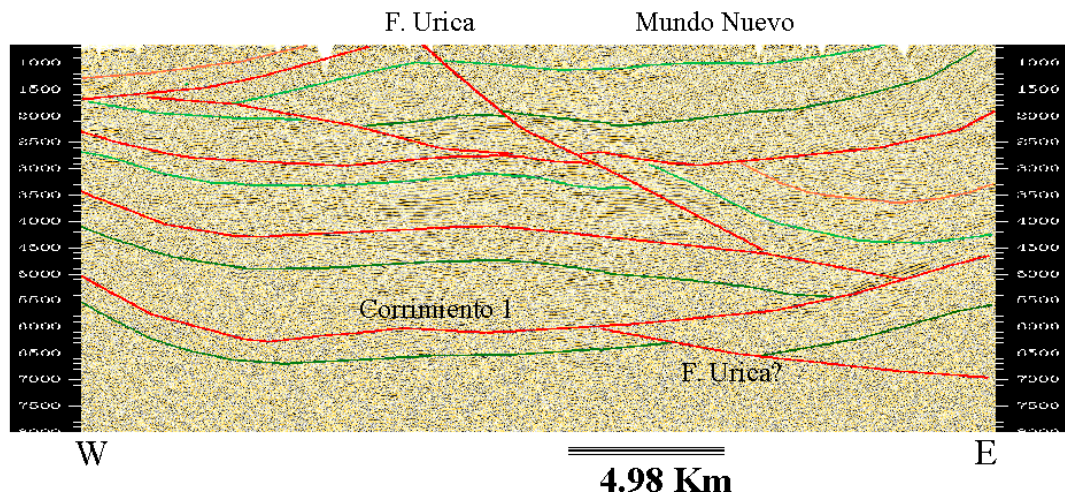


Figura 78. Interpretación en tiempo de la línea sísmica CC_1.

En la Figura 79, se muestra la sección interpretada hacia el extremo este de Mundo Nuevo donde se valida el modelo interpretado para esta área y además da prospectividad a los niveles de la Formación Naricual, si se considera que el reflector amarillo corresponde al tope del Mioceno Inferior, y el reflector naranja al tope del Oligoceno, al contrario que en la oportunidad “A”, en esta zona hay prospectividad en la arenas de Naricual, limitándose la existencia de los despegues en la base de la Formación Barranquin y en el tope del Cretácico Superior, esto se puede explicar debido a que la Formación Areo hacia el este va perdiendo la configuración litológica con predominio de lutitas y se va haciendo más arenoso, restándole propiedades plásticas que permiten que sea despegue, como sucede en el área vecina.

En la sección previamente mencionada se puede apreciar que el Cretácico Inferior está aflorando al norte, correspondiendo ese bloque al Anticlinal Bergantín, y ya para esta zona la estructura profunda está bien conservada pudiendo interpretarse la misma al nivel de la Formación Naricual como una estructura análoga a las presentadas en los Campos La Vieja y Quiamare, y agregando la prospectividad del

Cretácico Inferior que en esos campos, hasta ahora, no ha sido interpretada una estructura de ese estilo.

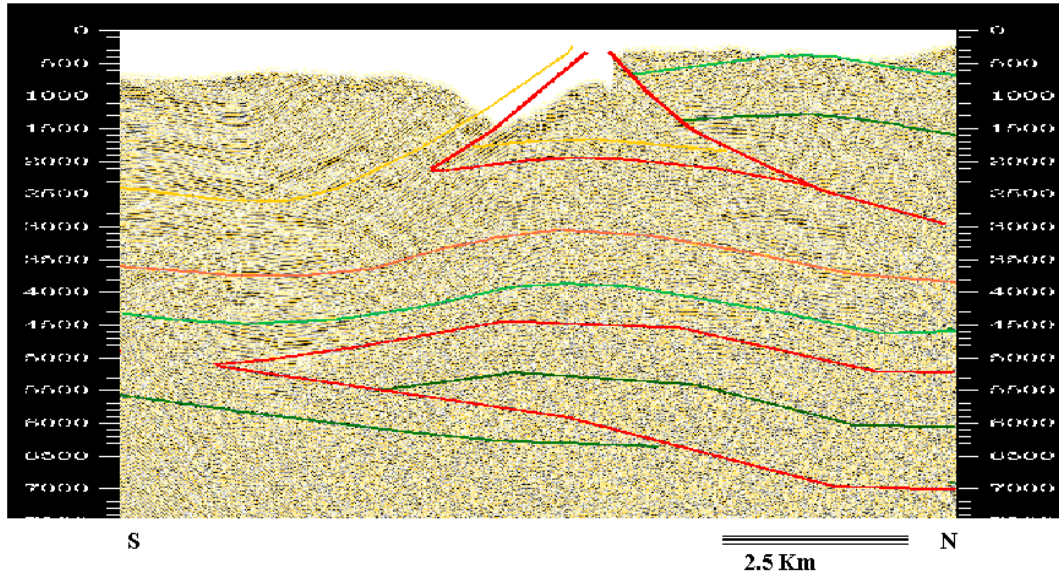


Figura 79. Interpretación en tiempo de la línea CC_4.

La reconstrucción con geosec 2D de las secciones presentadas aquí no fue realizada por considerarse que en las mismas hay transcurrencia, por lo cual se decidió presentar las secciones convertidas a profundidad aunado a una explicación de lo que puede estar sucediendo en el área, obteniéndose en este estudio que en la zona el cambio de estilo estructural entre las líneas CC_2 y CC_3 puede deberse a la convergencia de la falla de Urica y la falla de Cerro Corazón, proponiéndose un modelo ligeramente diferente al propuesto por Chaplet et al. (2000).

5.2.2.- Reconstrucción estructural del área de Cerro Corazón:

En primer lugar las tres secciones sub-perpendiculares al rumbo de la estructura fueron convertidas a profundidad, en ellas se observa que el corrimiento se mantiene a una profundidad promedio de 7 Km.; sin embargo, la estructura se va haciendo más somera a medida que se desplaza hacia el este, donde el tope de la misma es erosionado como se evidencia en el transecto 3 donde fue identificada.

Al comparar las secciones CC_1, CC_3 y CC_4 (Figura 80), se observa que en la primera de ellas, el modelo “fault bend fold” interpretado para la oportunidad “A” es cortado en una dirección que no es perfectamente perpendicular al rumbo de la estructura, esto es evidente en el “footwall” de la estructura, debido a que en la línea interpretada no está cortado por la rampa.

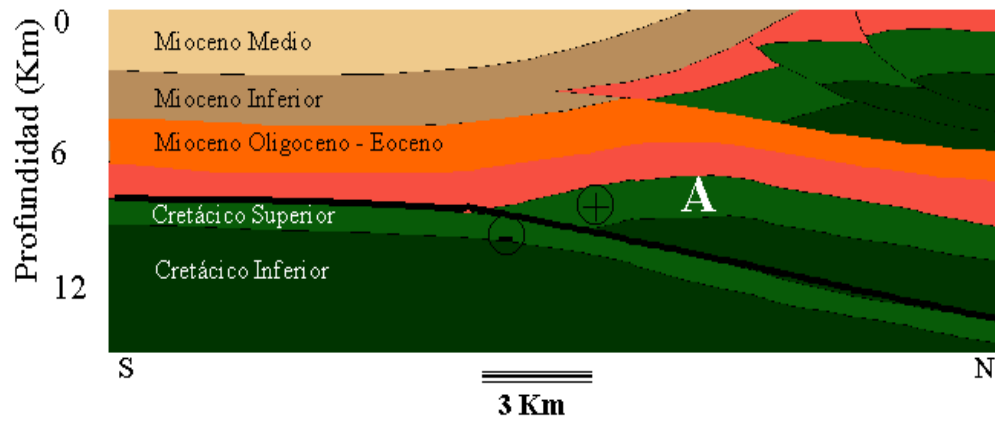
Un detalle importante es que aún pareciendo que las oportunidades interpretadas en las tres secciones son las mismas, la primera línea muestra solamente la estructura “A” y las dos últimas la estructura “B” separadas por la falla identificada como Urica en la Figura 78.

La zona triangular de las líneas CC_3 y CC_4 contienen litologías asociadas al Mioceno Inferior y Medio, y se ha interpretado una componente transcurrente que la separa tanto del bloque norte, como del bloque sur, el límite de la zona triangular con el bloque norte se propone que ocurre a través de la falla de Urica, y con el bloque sur a través de la falla de Cerro Corazón.

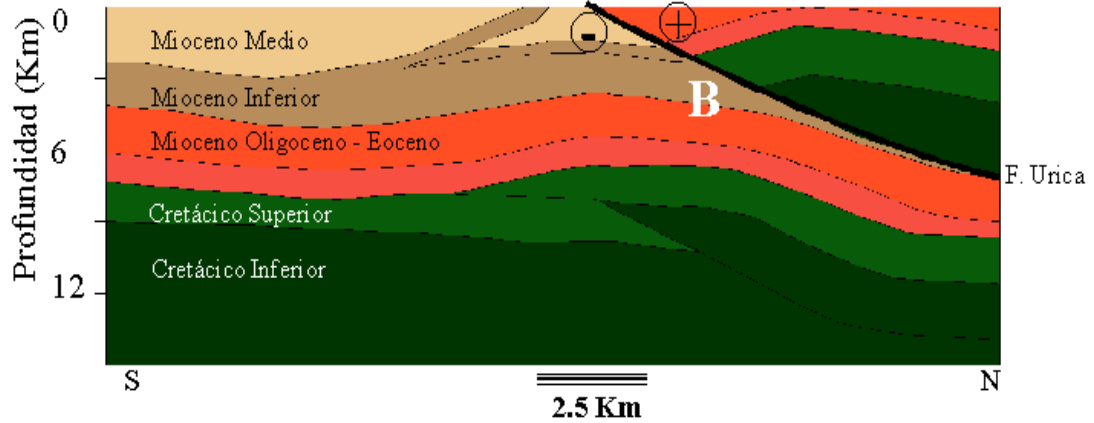
Un punto de interés, es que en las líneas CC_3 y CC_4 la falla de Urica va cortando estratigrafía, es decir, que en estas líneas se está atravesando la falla de Urica a lo largo de la rampa, siendo cada vez mayor el espesor de Oligoceno-Mioceno Inferior (reservorio) que queda por debajo de la falla, sirviendo de sello para la trampa (deducción realizada en función de la gran cantidad de desplazamiento que es acumulado por la falla), correspondiendo el estilo estructural de la oportunidad “B” al estilo característico del campo Quiamare y todos los campos ubicados al sur de la falla de Urica.

Basados en esta interpretación y en el hecho de incorporar los datos sísmicos del año 2001, se modifica levemente la interpretación de las trazas de fallas realizadas por Chaplet et al. (2000). Como se muestra en color amarillo en la Figura 81-A, Chaplet et al. (op. cit.) extiende la falla de Cerro Grande de norte a sur, en el área

a.- Línea CC_1 en profundidad



b.- Línea CC_3 en profundidad



c.- Línea CC_4 en profundidad

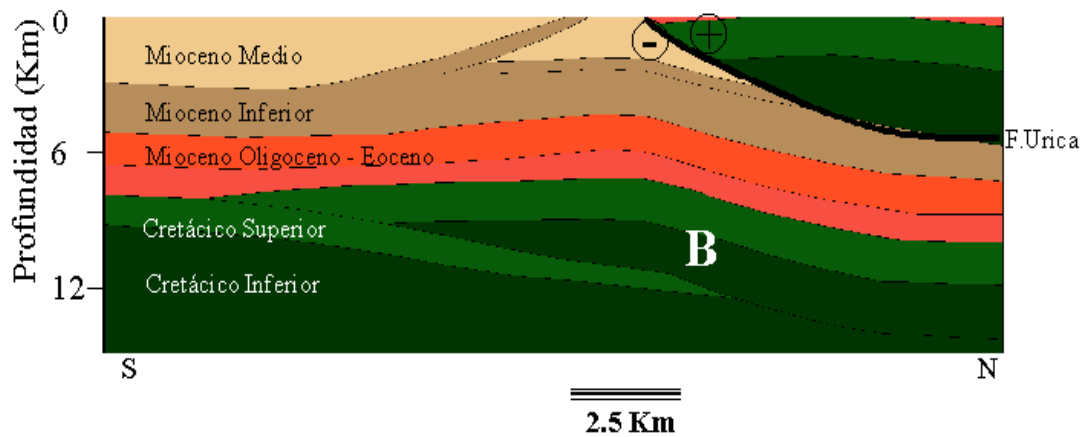


Figura 80. Modelos estructurales en profundidad para el área de Cerro Corazón.

reconocida como corredor de falla de Urica, y la misma se une hacia el sur con el corrimiento de Pirital quedando la falla de Urica al sur de la falla de Cerro Corazón. En la interpretación realizada en este trabajo (Figura 81-B) Urica no se extiende directamente hacia el sur como una sola falla, se ha interpretado una dirección aproximada N60W hasta un punto intermedio entre las líneas CC_1 y CC_3, donde se interrumpe la falla de Cerro Corazón y Urica continua al norte de ella, formando una zona intermedia señalada en la figura con la letra C, que separa el bloque superior o bloque alóctono del bloque de dominio cuenca, presentando el movimiento dextral característico de la zona.

Para dar una idea de la posición relativa de la oportunidad “A” con respecto a la oportunidad “B” fue sombreada sobre esta última figura, de verde la oportunidad asociada al corredor de falla de Urica y la falla de Urica pasando sobre ella para ejemplificar que es una oportunidad al norte de la misma; y de azul la oportunidad “B” con la falla de Urica pasando debajo de ella porque está ubicada al sur del rasgo estructural.

Como elemento final, hay que hacer referencia que en el transecto 3 la oportunidad “B” es identificada debajo de la discordancia (Figura 48), habiéndose erosionado el tope del Oligoceno, lo que implica riesgo en los posibles yacimientos que se interpreten en ese nivel, en este sentido, para adjudicar prospectividad a la zona, la migración del hidrocarburo tiene que estar limitada a un periodo posterior a la ocurrencia de la discordancia.

Al hacer la reconstrucción tectónica teórica del área, se muestra que la deformación somera es la más reciente, probablemente con menos de 5 Ma., es por ello que se ha representado en la Figura 82 la etapa inicial correspondiente al margen pasivo donde el nivel verde oscuro es Cretácico Inferior, el verde claro corresponde al Grupo Guayuta del Cretácico Superior, el color rosa al Paleoceno, el naranja al Oligoceno-Eoceno, y los colores beige oscuro y claro al Mioceno Inferior y

actividad tectónica en toda la historia geológica de la región. En una segunda etapa se mantiene el nivel de despegue considerado previamente en la base de la Formación Barranquin y la cuña formada deforma toda la secuencia estratigráfica sobre ella; posteriormente, en una última etapa se forma la zona de convergencia entre las fallas de Urica y Cerro Corazón, constituida por un corrimiento fuera de secuencia que permite el desplazamiento de las capas sobre el Mioceno Inferior probablemente sobre la Formación Carapita, y a partir de él se forma un retrocorrimiento que se ha identificado como la falla de Cerro Corazón generando el área de convergencia de los bloques de dominio cuenca y alóctono, identificada en la Figura 81-B con la letra “C”.

Se hace mención que la Figura 82-A no tiene escala debido a que es un modelo teórico, y como tal los espesores y los ángulos de los rasgos estructurales presentes en ella no son los valores reales, la intención es representar esquemáticamente la reacción de la columna sedimentaria ante la presencia de un esfuerzo compresivo que proviene del norte, que se mantuvo con intensidad similar y con dirección ligeramente diferente, entre los períodos que se extienden desde el Mioceno Medio hasta el Reciente, no se propuso el inicio de la compresión para el Oligoceno debido a que los datos sísmicos interpretados hasta ahora no dan evidencia de sedimentación del Mioceno Inferior y Medio, simultáneo a la deformación compresiva.

5.3.- Área Norte de Monagas.

En el transecto 4 se extendió lateralmente la deformación, en la dirección del rumbo de las estructuras, observándose repetición de la secuencia Cretácico Superior e Inferior hacia el este de la línea sísmica, con una oportunidad en la parte superior análoga al Campo Manresa, el cual produce hidrocarburo de las arenas de la Formación Barranquin (Cretácico Inferior) en contacto con la discordancia interpretada en la línea sísmica, por encima de la cual se encuentran las formaciones

Las Piedras y Mesa, estando esta última en la parte superior de la columna estratigráfica.

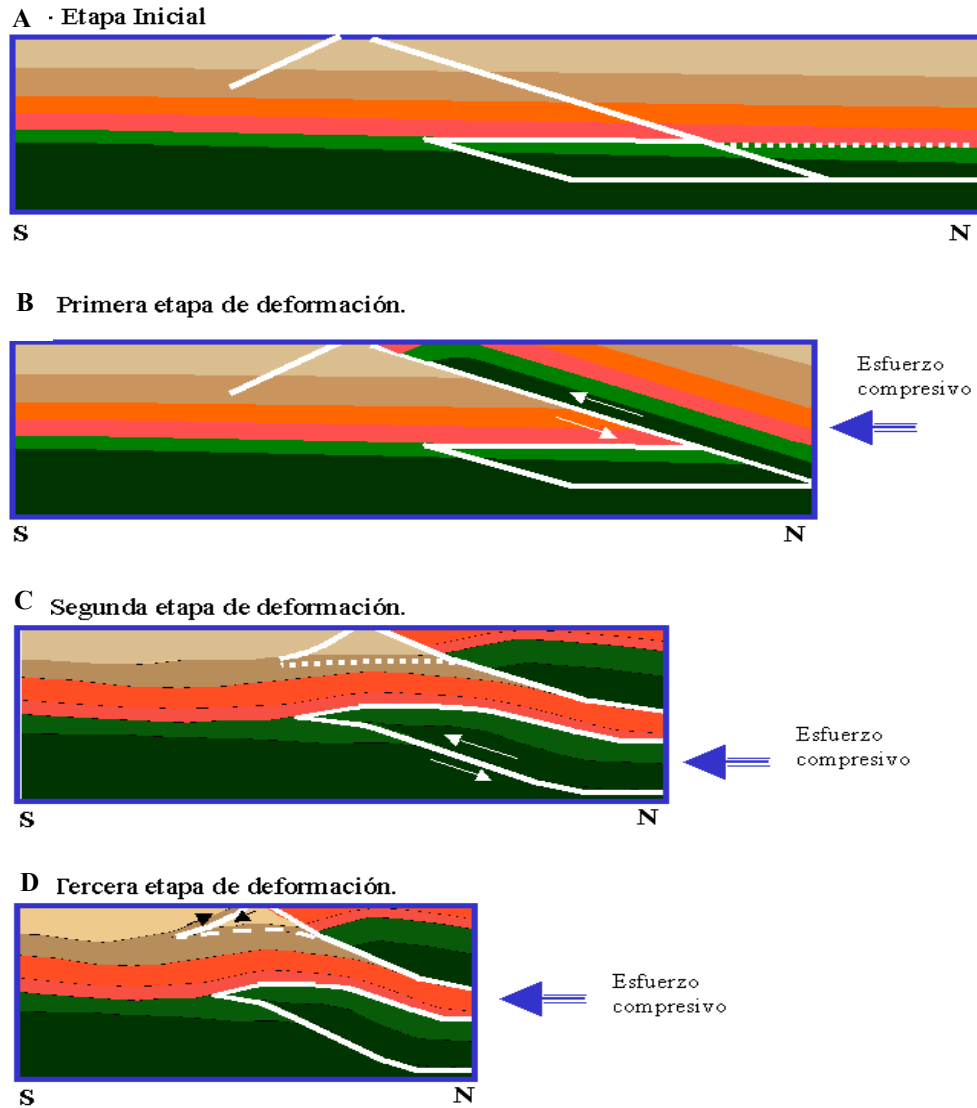


Figura 82. Etapas de deformación en el área de Cerro Corazón.

En la zona han sido perforados dos pozos que no tuvieron éxito exploratorio probablemente por la mala calidad de la imagen sísmica, haciéndose difícil la correlación estratigráfica entre las áreas de Cerro Corazón y Norte de Monagas; es por ello, que en esta zona se construirá el segundo modelo de velocidades RMS partiendo de velocidades intervállicas, y de esta manera reprocesar

en un futuro líneas sísmicas del área de Norte de Monagas con la finalidad de validar la interpretación aquí presentada.

Siendo parte del objetivo de este trabajo devolver la prospectividad a la zona y darle la oportunidad de ser reexplorado con mejor calidad del dato, nuevos criterios estructurales y con tecnología que no estaba disponible al momento de hacer el primer trabajo exploratorio del campo.

5.3.1.- Interpretación del área Norte de Monagas.

Además de las líneas sísmicas que serán presentadas a continuación, se interpretó un conjunto de líneas 2D que permitieron hacer la correlación estratigráfica- estructural entre este campo y su vecino más próximo que sería el área de Cerro Corazón, la distribución de las líneas sísmicas es presentada en el mapa de la Figura 83, al contrario que en los campos anteriores la dirección de las líneas es preferencialmente noreste – suroeste.

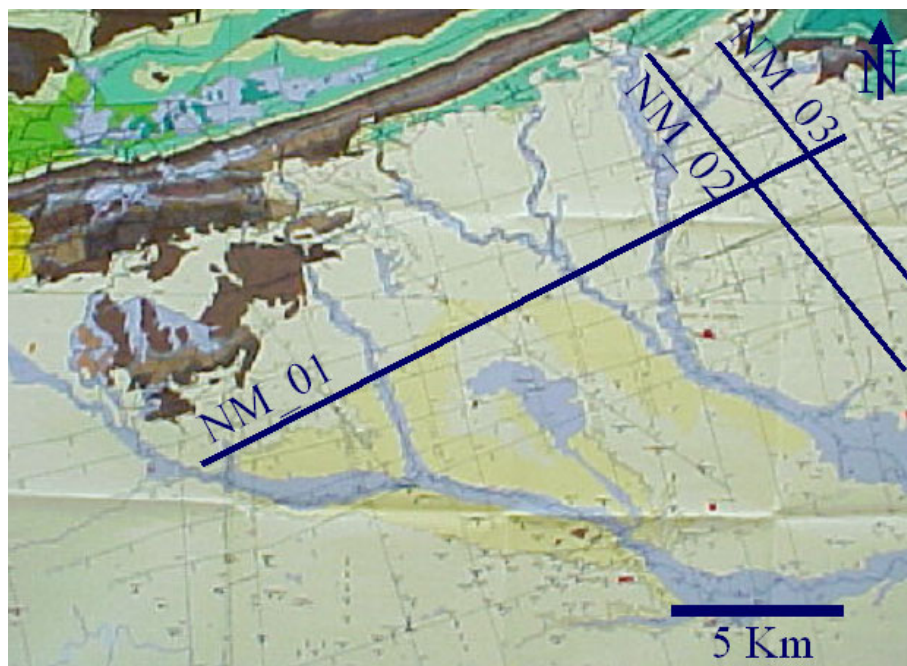


Figura 83. Mapa de geología de Superficie con la distribución de las líneas sísmicas interpretadas, en el área de Norte de Monagas.

En este capítulo se presentará las líneas sísmicas más representativas del área, las cuales han sido denominadas NM-01, NM-02 y NM-03, ninguna de ellas atraviesa la estructura perfectamente perpendicular al rumbo de la misma, no obstante, a partir de la interpretación de ellas se obtendrá un modelo próximo al comprobado en subsuelo, debe agregarse, además que la línea NM-03 no será mostrada por problemas con el archivo digital, sin embargo, en el modelo en profundidad la interpretación será presentada.

En la Figura 84 se muestra una interpretación realizada sobre la línea sísmica NM-01, sobre ella el reflector azul corresponde a la discordancia, verde oscuro Cretácico Inferior, verde claro tope del Grupo Guayuta, naranja tope del Oligoceno y finalmente en rojo se ha representado los planos de corrimiento y retrocorrimiento. Esta línea atraviesa la estructura en un ángulo que ni corresponde al rumbo de la misma, ni llega a ser perpendicular al mismo, por ello que la repetición del Cretácico Superior e Inferior se presenta uno sobre el otro sin mucha deformación asociada; si se perforase un pozo en la posición indicada por la línea negra, se encontraría lo que fue probado por los pozos perforados en el área: una columna de sedimentos Cuaternarios, la discordancia y luego el pozo caería directamente sobre el Grupo Guayuta hasta llegar a la Formación Barranquin, de allí pasaría el corrimiento y alcanzaría de nuevo la misma columna Cretácico Inferior; hecho por el cual, la oportunidad de existencia de una repetición de columna terciaria en la zona queda invalidada. Y es aquí donde cabe la analogía con el campo Manresa, si este campo produce de las arenas de la Formación Barranquin, ¿por qué en el área de Norte de Monagas, la Formación Barranquin no puede ser reservorio?; siendo las características de la Formación Barranquin, las mismas para las dos áreas, por lo que en este caso se debería evaluar el sistema petrolífero y determinar si hubo chance de carga de hidrocarburo.

Ya la línea NM-02 (Figura 85), corta la estructura en una dirección, bien próxima a la dirección perpendicular al rumbo de la estructura y es en ella donde se

puede interpretar un modelo estructural que obedece a una estructura tipo “Duplex” como ha sido reportada por estudios anteriores, y lo novedoso de este estudio es que la estratigrafía involucrada en la deformación es únicamente Cretácico Inferior y Superior, validando regionalmente el nivel de despegue base (base de la Formación Barranquin) y el nivel de despegue superior (tope del Grupo Guayuta). Por ser ésta la línea de mejor posición con respecto a la estructura fue sobre ella que se hizo la reconstrucción tectónica aunque todas ellas fueron convertidas a profundidad, con el fin de construir el cubo de velocidades RMS en profundidad.

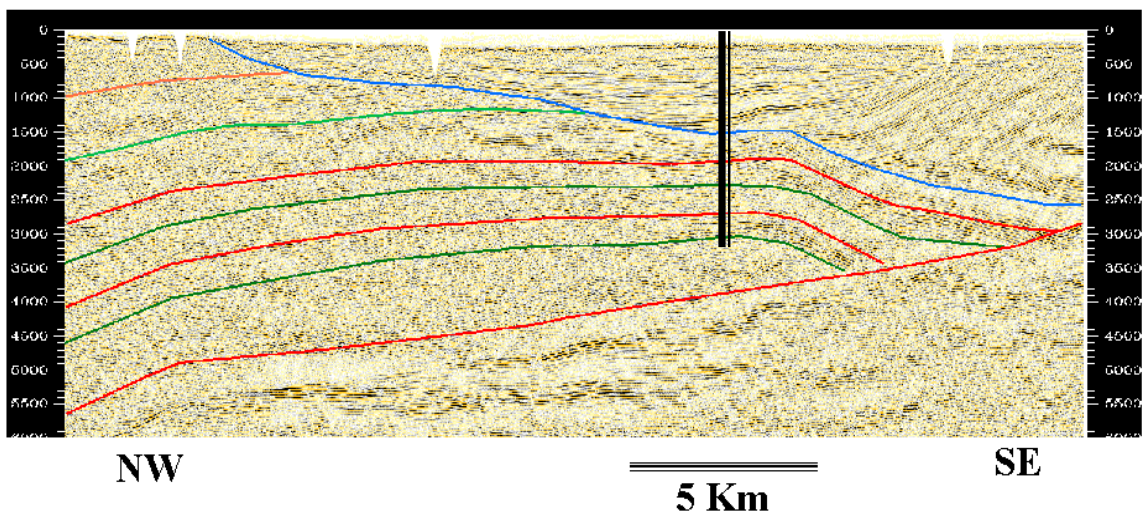


Figura 84. Interpretación en tiempo de la línea sísmica NM-01.

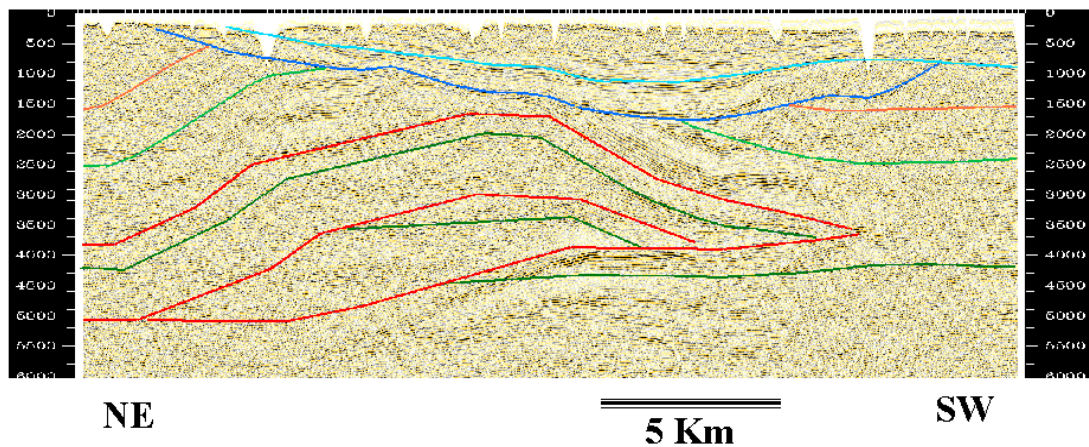
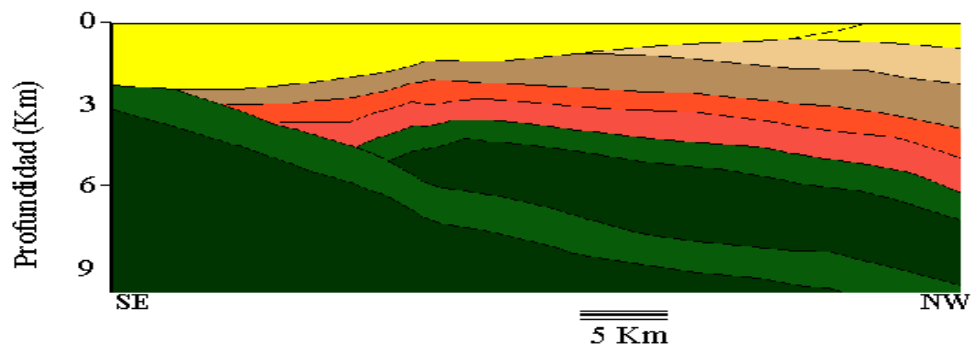


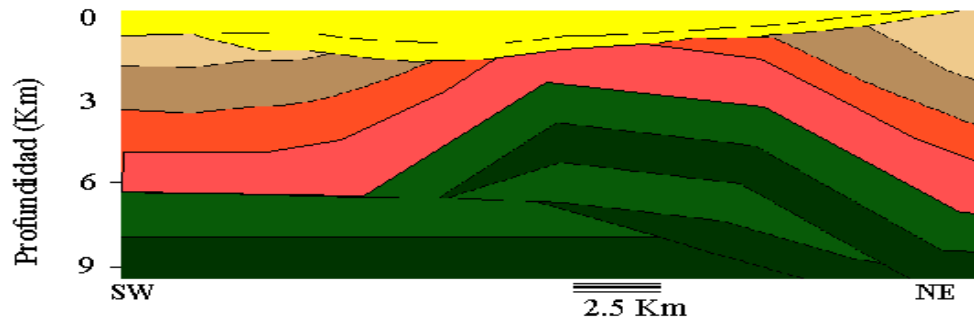
Figura 85. Interpretación en tiempo de la línea sísmica NM-02.

En la Figura 86 es mostrada la conversión a profundidad de las tres líneas sísmicas a partir de las cuales se construirá el modelo de velocidades, debe mencionarse que en la interpretación de la línea NM-03 no es evidente la existencia del duplex, porque la misma está cortando solamente una escama de la estructura, y la causa de esto, es que se encuentra en el extremo este de la deformación, es importante destacar que hacia esta zona el despegue que se mantenía a una profundidad promedio de 7 Km, para esta zona se encuentra entre 8 y 9 Km de profundidad.

a. - Sección NM-01



b. - Sección NM-02



c. - Sección NM-03

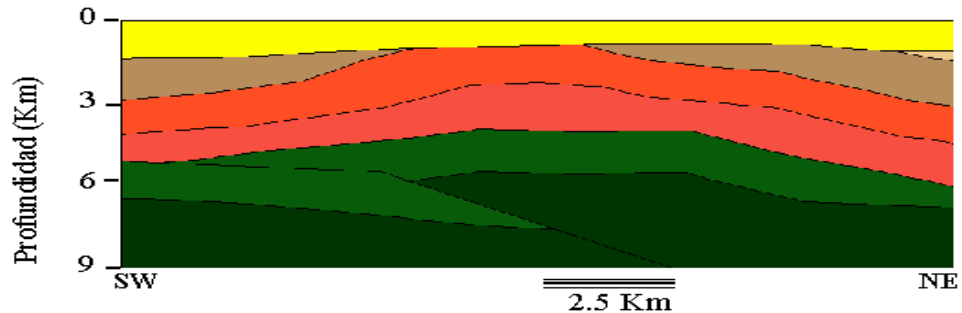


Figura 86. Secciones interpretadas en profundidad, para el área Norte de Monagas.

5.3.2.- Reconstrucción de la estructura “Duplex” identificada en el Norte de Monagas con Geosec 2D.

Sobre la línea NM-02 se reconstruyó la estructura correspondiente al “duplex” utilizando para ello Geosec2D, en la misma se verifica el ángulo de la rampa de 16 grados, y un acortamiento total de 24 kilómetros, lo que da un porcentaje de acortamiento de 43,6%, en rango con el acortamiento calculado para este tipo de estructuras en la Serranía del Interior, coincidiendo tanto con el acortamiento calculado en los transectos, como con el acortamiento calculado para la estructura del corredor de falla de Urica.

Debe agregarse que el error calculado para la retrodeformación de esta sección es inferior al 1%, siendo el menor error calculado para una sección en este estudio, esto se debe a que hay mayor control sobre las velocidades interválicas de cada una de las de las formaciones y por ello mayor control en la conversión a profundidad del modelo, además de tener un mejor control estratigráfico, debido a la disponibilidad de mayor número de pozos en la región.

En la Figura 87 se presenta la retrodeformación de la estructura tipo “duplex” desde la etapa actual (primera figura) hasta la reconstrucción del margen pasivo al tope del Cretácico Superior; es decir, la última sección correspondería a las condiciones existentes hace 66 Ma., del proceso de reconstrucción participaron las formaciones del Cretácico Superior e Inferior, que son las formaciones que están aportando acortamiento en esta área; las formaciones que se encuentran por arriba están siendo deformadas por las imbricaciones del Cretácico, presentando las mismas un corrimiento de techo pasivo, ubicado en el tope del Cretácico Superior.

La profundidad del despegue se debe a que la cuenca está profundizando hacia el sur, y al ser ubicado en un nivel estratigráfico constante, el mismo profundiza paralelamente a la cuenca.

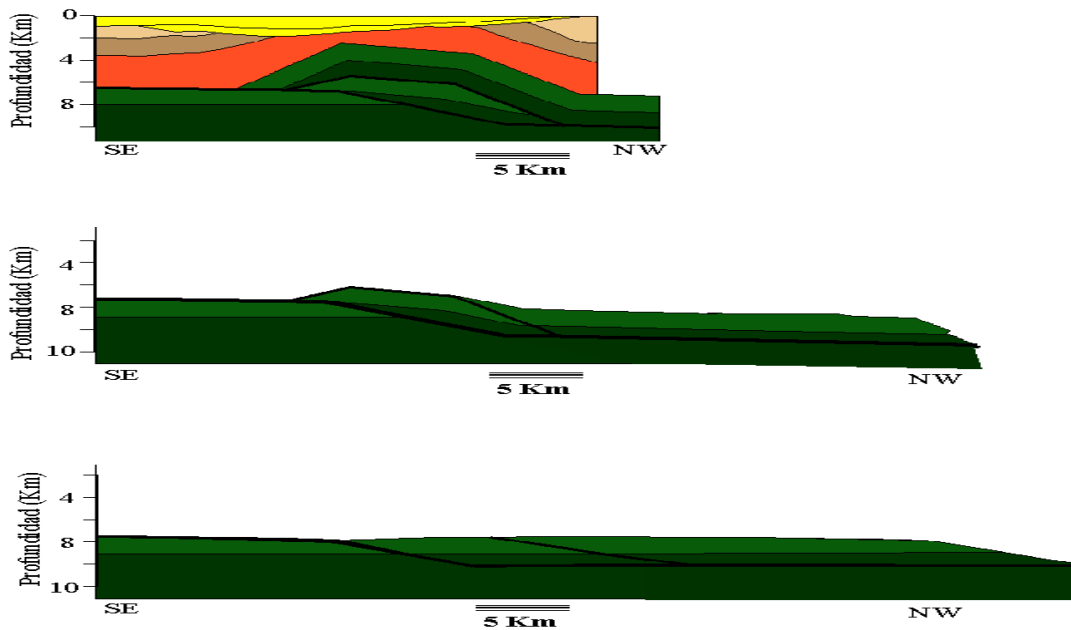


Figura 87. Reconstrucción tectónica realizada con Geosec 2D, sobre la línea NM-02.

5.3.3.- CUBO DE VELOCIDADES RMS:

Debido a la baja densidad de líneas sísmicas disponibles en el bloque Norte de Monagas, solamente se presentará el cubo de velocidades RMS diseñado a partir de la interpretación de líneas sísmicas 2D. El cubo tiene como ventaja que va a aportar una idea tridimensional de la estructura asociada a la oportunidad “C” y a la vez es una herramienta que en el futuro próximo puede ser utilizada para mejorar la imagen sísmica debajo del corrimiento de Pirital; rasgo estructural que separa el “hangingwall” del “footwall” de la estructura.

En función del cubo de velocidades generado en profundidad se discutirá la presencia del modelo tipo “duplex”, el cual hasta ahora es respaldado por las líneas sísmicas las cuales no cortan la oportunidad de la manera más favorable, y un gran número de ellas pertenecen a campañas exploratorias antiguas, existiendo ciertas dudas en cuanto al procesamiento de las mismas, lo que aporta riesgo exploratorio a la interpretación.

Dada la complejidad estructural observada en el cubo de velocidades RMS, no es evidente la presencia del corrimiento de Pirital que sería el evento más profundo identificado en la zona, y al cual se ha relacionado hasta ahora la formación de la zona triangular del Norte de Monagas, esto se asume que se debe a que la repetición de secuencia estratigráfica es solamente Cretácica y la diferencia entre las velocidades RMS del Cretácico Superior con respecto al Inferior son mínimas; entonces, la inversión de velocidad esperada es casi imperceptible a la vista en el cubo de velocidades; sin embargo, la inversión existe y evidencia de ello son los valores de velocidades RMS asociados a cada uno de los puntos considerados en la construcción del cubo de velocidades.

A pesar de lo antes expuesto, en la Figura 88 se presenta el cubo de velocidades obtenido con un corte en la dirección norte – sur y en la figura de la derecha se muestra el modelo estructural interpretado sobre la línea NM-02 y proyectado en una dirección N60W, esta última es una aproximación basada en la visualización realizada sobre todo el cubo en tres dimensiones.

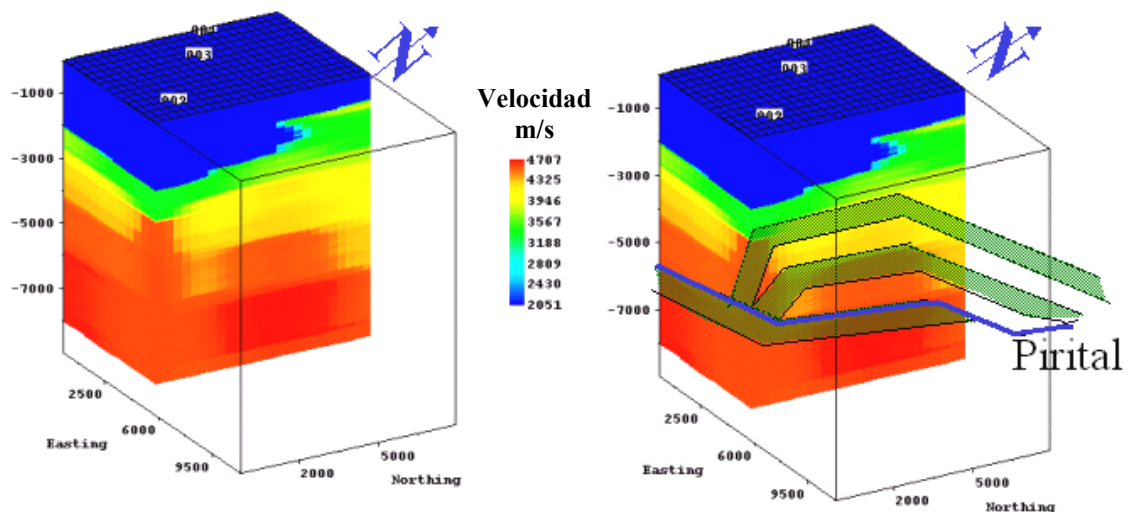


Figura 88. Cubo de velocidades RMS en profundidad (m), área de Norte de Monagas.

Del cubo de velocidades se puede decir, que no hay continuidad lateral de las velocidades como era de esperarse para el margen pasivo, este efecto es solo

explicable con la deformación tectónica que ha sufrido el área, en el corte norte- sur mostrado en la Figura 89 se observa que aunque el corrimiento de Pirital no es evidente, la presencia de zonas de mayor velocidad distribuidas vertical y lateralmente son apreciables, y a simple vista se adaptan al modelo estructural planteado. Con respecto a la última afirmación se recuerda que si bien el modelo diseñado en este proyecto fue la base para la construcción del cubo 3D, los puntos de control se ubicaron únicamente sobre las líneas sísmicas y el resultado obtenido es producto de la correlación lateral, considerando la anisotropía y algoritmos geoestadísticos aplicados por el programa Gridstat, lo que indica que el resultado no fue condicionado por el interprete.

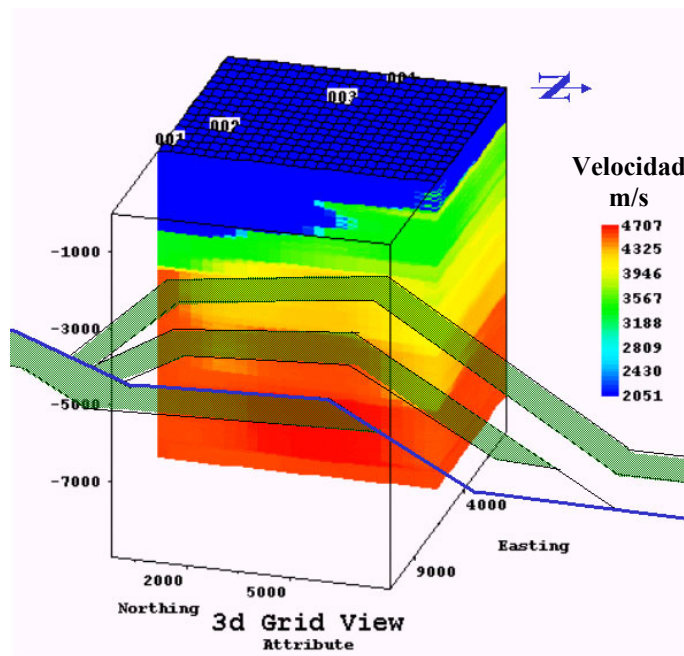


Figura 89. Corte norte – sur, sobre el cubo de velocidades en profundidad (m).

Un elemento considerado fue que la escama inferior no se extiende lateralmente en todo el campo porque la misma no está presente en la línea NM-03, y la escama superior que en el corte da la impresión de formar una estructura tipo “duplex”, está restringida a la zona del las líneas NM-02 y NM-03. Observando el cubo tridimensional a diferentes profundidades se aprecia que el corte de la imbricación superior (Figura 90-A) ocurre en angularidades diferentes para el área

este y oeste respectivamente, mientras que la aparición de la imbricación inferior es la misma para las dos áreas (Figura 90-B); y su rumbo a sido ubicado en N80E, al ver esta figura da la idea que las imbricaciones continúan hacia el suroeste, por lo que éste punto no es la zona triangular del Norte de Monagas.

En otro orden de ideas, en la Figura 91 se está presentando un corte en profundidad entre el Mioceno Medio y la discordancia, la cual avanza en una dirección predominante este-oeste; sin embargo, para ese período se verifica que en el área este del cubo la discordancia corta con una dirección próxima a los S45E, y en el oeste corta con una dirección de N54W, obteniendo una diferencia de rumbo considerable, lo importante aquí, es que esa dirección es observada en las imbricaciones mostradas en la Figura 90-B, entonces en la zona de la línea NM-02 las dos imbricaciones coincidirían casi en el mismo ángulo, mientras que en la zona de la línea NM-01 la diferencia es de aproximadamente 60 grados, dando la imagen que la línea sísmica esta cortando una estructura tipo “duplex” en la dirección del rumbo de la misma, y en realidad está cortando dos estructuras compresivas con direcciones de compresión que forman un alto ángulo entre sí.

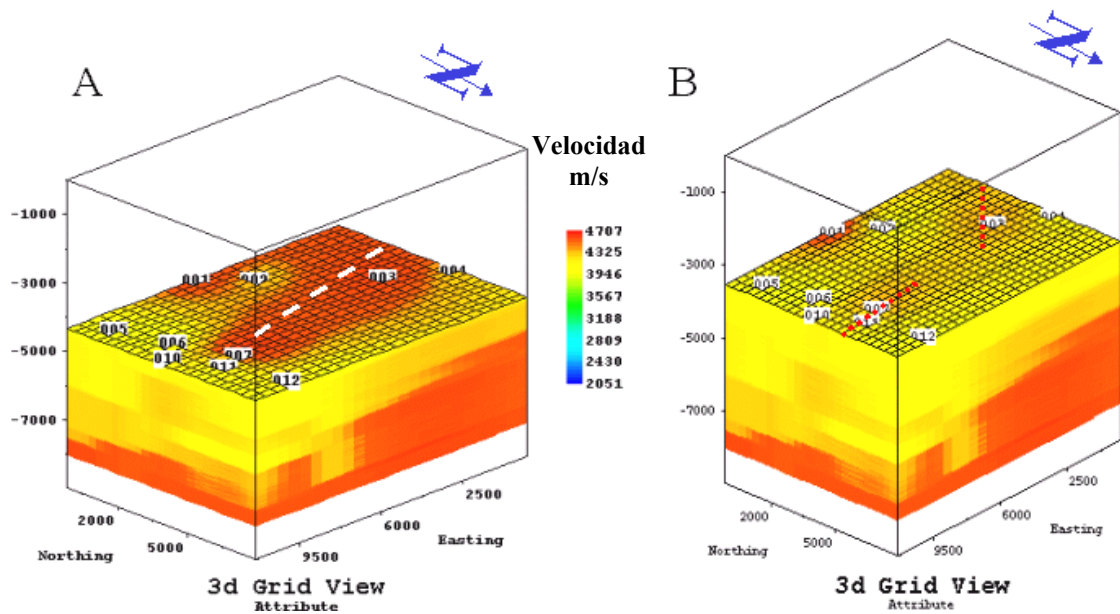


Figura 90 (A-B). Corte en profundidad, sobre el cubo de velocidades en profundidad (m).

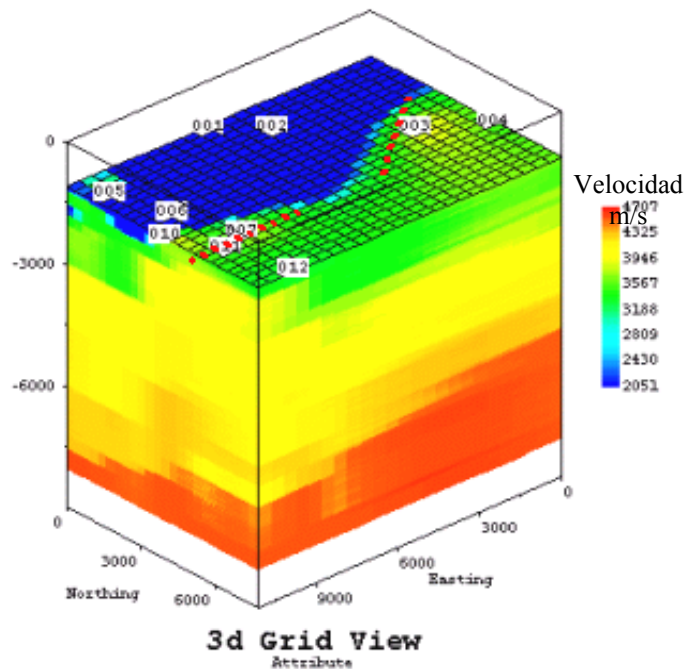


Figura 91. Corte en profundidad (m), Mioceno Medio - discordancia

Si se analiza el caso anterior, la estructura que hasta ahora ha sido interpretada como “duplex” no lo es, porque la presencia del mismo responde a dos eventos tectónicos diferentes, muy próximos en edad de ocurrencia, pero obedeciendo a la misma fuerza compresiva que fue cambiando de dirección, haciéndose necesario el estudio de los dos eventos separadamente para prospectar con éxito el área, entendiéndose que la estructura superior es genéticamente diferente a la estructura inferior.

5.4.- Análisis e integración de resultados:

Si finalmente se integra sobre un mismo mapa la dirección de esfuerzos asociados a cada una de las oportunidades, se encontraría lo representado en la Figura 92, allí se presenta que la oportunidad “A” tiene dirección preferencial de esfuerzo compresivo similar a la de la oportunidad “B” y las mismas corresponden a un ángulo que oscila entre los N15E y N16E; en el mismo mapa se ha dividido la oportunidad, identificada originalmente en el área Norte de Monagas como “C”, en tres

oportunidades diferentes, no solo porque así fue visualizado en el cubo de velocidades, sino que se determinó que la dirección de esfuerzos que genera a cada una de ellas es diferente, y al integrar estos datos con mapas de paleo-esfuerzos compresivos producto del choque de placas Caribe contra Sudamérica, se determina que la oportunidad “C” este profunda es más joven que las oportunidades “C” este y oeste, como se interpretó en los datos sísmicos.

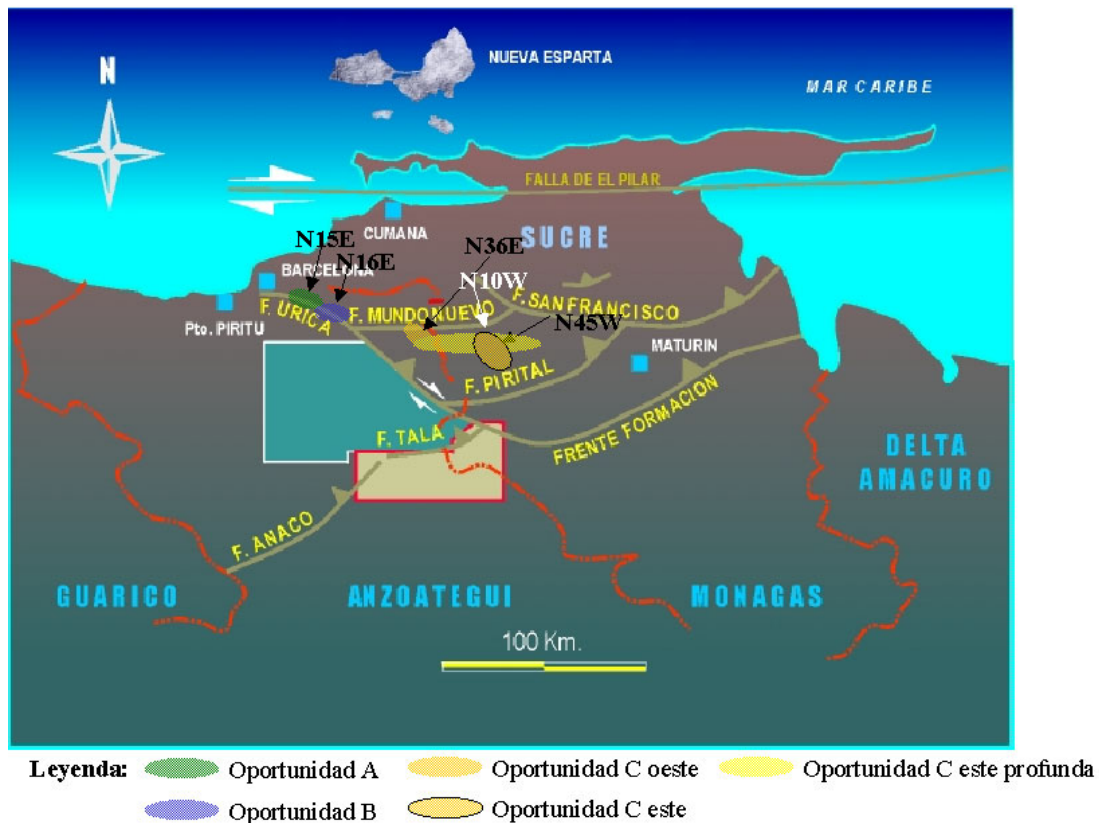


Figura 92. Mapa de oportunidades y dirección de esfuerzos compresivos.

Continuando con la analogía realizada en el párrafo anterior se ubicó las diferentes oportunidades aquí identificadas sobre los mapas de paleo-esfuerzo tectónico publicados en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) para cada una de las edades geológicas. Las oportunidades “A”, “B” y “C” profunda, por ser las más jóvenes se ubicaron en el mapa que corresponde al Mioceno Tardío hasta el Reciente, y como se observa en el mapa de la Figura 93 la dirección del esfuerzo que los formó

corresponde a la dirección de los esfuerzos característicos de ese período de tiempo, correspondiendo la dirección N15E para la oportunidad “A” (verde); N16E para la oportunidad “B” (azul); y, N10W para la oportunidad “C profunda” (amarillo).

Siguiendo la misma técnica se determinó que la estructura que se formó previo a las tres mencionadas anteriormente fue la oportunidad “C” oeste, la misma es el resultado de un esfuerzo compresivo de dirección N36E y pertenece al período que va del Eoceno Tardío al Oligoceno (Figura 94); la oportunidad “C” oeste está representada de color amarillo en el mapa, y es el resultado de una zona de convergencia de esfuerzos compresivos provenientes del choque de la placa Caribe en el punto donde el límite de la deformación se abre hacia el norte en el Arco de Islas Activo para el Oligoceno (ver Figura 2, Capítulo I). Debe mencionarse que este límite posteriormente avanza y el choque se hace más frontal, lo que favorece el desarrollo de las primeras tres oportunidades referidas.

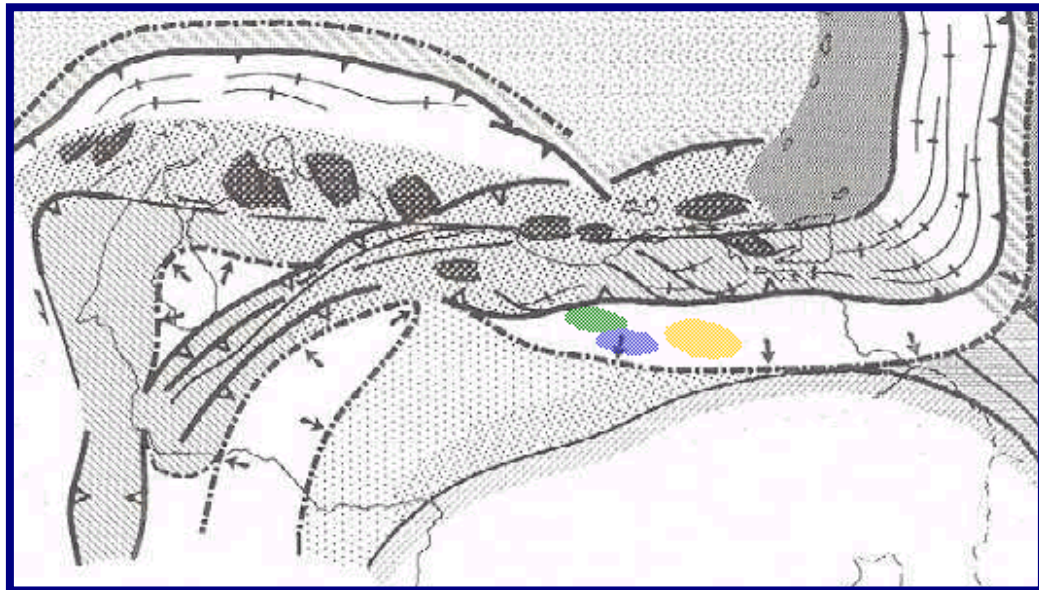


Figura 93. Mapa de Paleoesfuerzos para el norte de Venezuela entre el Mioceno Tardío y el Reciente, con las oportunidades A – B y C profundo. Modificado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997.

Finalmente, se ubica la Oportunidad “C este” como la más antigua formada durante el Eoceno Temprano como consecuencia del reflejo hacia el este, del

primer impacto en el Oriente de Venezuela de la placa Caribe, tal como se observa en la Figura 95.

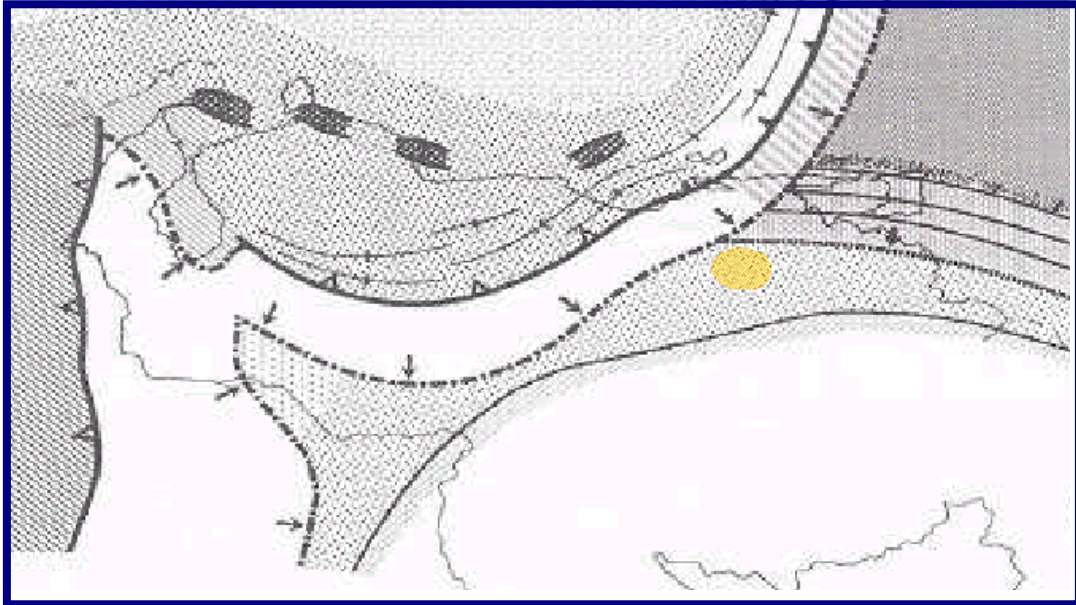


Figura 94. Mapa de Paleoesfuerzos para el norte de Venezuela entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno, con la oportunidad “C oeste”. Modificado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997.

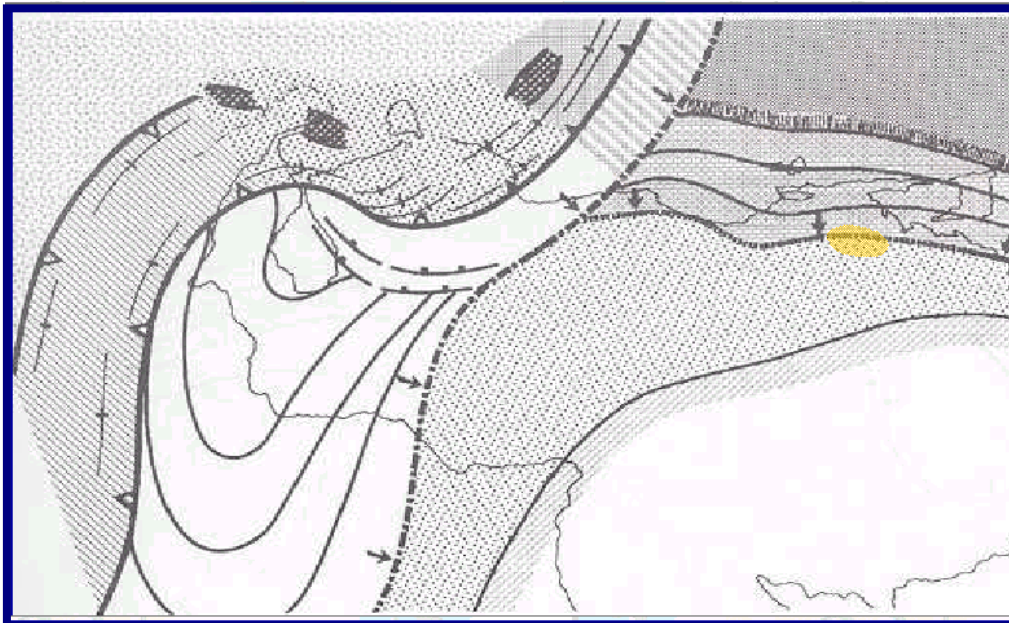


Figura 95. Mapa de Paleoesfuerzos para el norte de Venezuela en el Eoceno, con la oportunidad “C este”. Modificado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997.

En una visión inicial del estudio, se pensó mantener el estilo de deformación a lo largo de toda la Serranía del Interior, partiendo desde el extremo oeste en el corredor de falla de Urica y finalizando en el área Norte de Monagas, en la visión regional inicial, parecería que la deformación está respondiendo a un impacto de la placa Caribe en una dirección preferencial con ligeros cambios de dirección; sin embargo, al estudiar cada región separadamente, se determina que tanto el área del corredor de falla de Urica como Cerro Corazón, pueden ser interpretados con el mismo criterio geológico y a grandes rasgos la diferencia estructural fundamental entre ambas zonas viene dada por el juego tectónico de la falla de Urica quien particulariza ambas áreas. Es por ello que en el norte de la falla la oportunidad “A” no presenta prospectividad en los niveles terciarios, para ella habría que considerar prospectividad en los niveles Cretácicos y por el estudio somero de madurez termal efectuado con Thruspack, sería una oportunidad con chance de haber acumulado gas, por haberse formado la trampa en la última etapa de generación de hidrocarburo de la roca madre identificada para la zona.

Por su parte, en el sur de Urica se abre un abanico de oportunidades donde se ha conservado la principal roca reservorio reconocida en el área (Formación Naricual), y el sistema petrolífero a sido probado por los campos vecinos, como son Quiamare, La Ceiba y La Vieja en niveles terciarios; siendo la oportunidad “B” un buen objetivo tanto en el terciario como en el Cretácico, restaría por evaluar si estos niveles tienen sello regional.

Al trasladar el modelo hacia el Norte de Monagas, además de las dificultades encontradas, y a pesar que la reconstrucción geológica realizada con geosec 2D a la línea NM-02, indican que toda la estructuración es parte de la misma ventana de deformación; se deduce que la estructuración presente en la zona obedece a tres etapas de deformación con esfuerzos en direcciones diferentes, los cuales al ser jerarquizados y comparados con los paleo-esfuerzos compresivos que impactaron el extremo nororiental de Venezuela, desde el Eoceno hasta el Reciente, dividen la

oportunidad “C” inicialmente identificada en tres oportunidades de edades de formación diferentes y con rumbo de estructuración diferente, y es en esta observación donde pudo haber fallado la exploración previa que consideró una sola etapa de deformación y la oportunidad fue caracterizada en un primer estudio exploratorio, como una estructura tipo “duplex” de dimensiones gigantescas. Al contrario del primer trabajo exploratorio y como resultado de este estudio se plantea una nueva hipótesis, que retorna la prospectividad al área Norte de Monagas con un nuevo modelo de subsuelo, que fue posible obtener luego de la construcción del cubo de velocidades RMS con técnicas geoestadística, dando una visión tridimensional de la oportunidad.

En este sentido, la oportunidad “C este” estaría respondiendo a un modelo estructural como el encontrado en el campo Manresa; la oportunidad “C oeste” aún tendría que ser relacionada con alguna de su estilo en estudios futuros; y la oportunidad “C profunda” es el resultado de la misma deformación encontrada en el noroeste, siendo la única estructura encontrada en los tres bloques estudiados; sin embargo, la misma presenta estructuración reciente, que la divide en tres oportunidades diferentes, siendo los límites reconocidos la falla de Urica para separar la oportunidad “A” de la oportunidad “B” en los niveles Cretácicos; y la falla de Mundo Nuevo la que divide el bloque de Cerro Corazón del bloque Norte de Monagas, esta afirmación realizada en base a estudios previos, porque en este trabajo no fue interpretado el corrimiento de Mundo Nuevo de manera explícita.

Como último comentario se afirma que el riesgo exploratorio para las oportunidades visualizadas aquí debe ser dividido básicamente en dos: el primero asociado a las estructuras formadas entre el Mioceno Tardío y el Reciente, que sería riesgo relacionado al sistema petrolífero, debido a que la sincronización entre la expulsión de crudo calculada para el Mioceno Medio – Tardío tendría poco chance de llenar la trampa; y el segundo riesgo es asociado a la interpretación realizada sobre la imagen sísmica deteriorada por la cantidad de ruidos identificados, lo que implicaría

que en el Norte de Monagas aún con un nuevo modelo estructural exploratorio, con oportunidad de sincronización entre la generación de la trampa y la expulsión del hidrocarburo, hay riesgo de existencia de las estructuras en las localidades donde fueron propuestas.

CAPITULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

6.1.- CONCLUSIONES:

.- El modelo estructural tipo “fault bend fold” con una rampa de 16 grados, es corroborado para la estructura del corredor de falla de Urica, Cerro Corazón y la oportunidad profunda del Norte de Monagas, presentando las dos primeras áreas fallamiento fuera de secuencia tectónica controlados por la falla de Urica. Adicionalmente, se identificaron dos niveles de despegue común uno en la base de la Formación Barranquin (Cretácico Inferior) y otro en el tope del Grupo Guayuta (Cretácico Superior).

.- Queda cuestionado el modelo estructural “duplex” propuesto para el área del Norte de Monagas, y se propone tres oportunidades de génesis diferente para la zona.

.- Las oportunidades planteadas en el Norte de Monagas, obedecen a épocas de deformación diferentes distribuidas desde el Eoceno hasta el Reciente, modelo corroborado con mapas de paleo-esfuerzos compresivos provocados por el choque de la placa Caribe contra la placa Sur Americana, dejando una nueva hipótesis geológica estructural que retorna la prospectividad al Norte de Monagas.

.- Cada una de las estructuras propuestas en el trabajo fue formada en épocas específicas, las más jóvenes fueron formadas desde el Mioceno Tardío hasta el Reciente, y si se considera la edad aportada por el modelado cinemático, las mismas no son más antiguas que 8 Ma y pueden ser más nuevas que 5 Ma.; el siguiente evento se ubica entre el Eoceno Tardío – Oligoceno (18 Ma.) y el primer evento que se evaluó está datado en el Eoceno.

.- La falla de Urica es un rasgo estructural importante cuyo desarrollo es determinante

en el tipo de oportunidad o “play” a ser prospectado, en este sentido, si la oportunidad se encuentra en el norte de Urica la misma presentará prospectividad unicamente en los niveles Cretácico, en cambio si la oportunidad se encuentra en el sur de Urica presentará dos niveles prospectivos: el terciario (Formación Naricual) y el Cretácico (Formación Barranquin).

.- En el área de Cerro Corazón la Formación Carapita del Mioceno Inferior está sirviendo de despegue para construir un zona de deformación con transcurrencia destral que está separando el bloque del dominio cuenca del bloque del dominio alóctono; mientras que en el área del corredor de falla de Urica la zona triangular presenta un retrocorrimiento en la Formación Areo, evidenciando de esta manera el cambio lateral de las propiedades físicas de la última formación mencionada.

.- El valor de acortamiento calculado tanto para los transectos regionales como los locales se ubica en el orden de 40%, valores que coinciden con Hung (1997), quien afirma que las estructuras de la Serrania del Interior que no tienen basamento involucrado, presentan un acortamiento entre 40% y 60%.

.- El caso ocurrido con la retrodeformación de la línea NM_02 sobre la cual fue interpretada y retrodeformada la estructura tipo “duplex” del Norte de Monagas, indicando la existencia del mismo en el proceso, confirma el hecho que una sección balanceada y que cinemáticamente pueda existir , no necesariamente indica que el modelo geológico es cierto.

.- En áreas donde solamente existe sísmica 2D se hace necesario la interpretación de múltiples datos y hacer uso de diferentes métodos y técnicas geológicas y geofísicas, con la finalidad de entender el modelo tridimensional del subsuelo, siendo éste el aporte del cubo de velocidades RMS construido en la zona para este trabajo. En trabajos futuros este cubo ayudará en la mejora de la relación señal/ruido en los datos sísmicos adquiridos y por ser adquiridos, inclusive de adquirirse datos sísmicos 3D.

6.2.- RECOMENDACIONES:

- .- Realizar una adquisición de datos sísmicos 3D para validar el modelo geológico estructural planteado para el Norte de Monagas.

- .- Reprocesar las líneas sísmicas de las dos áreas con cubos de Velocidades RMS, con el fin de mejorar la imagen sísmica y de esa manera disminuir el riesgo exploratorio.

- .- Extender el modelo estructural al sur para determinar el área donde se encuentra la zona triangular asociada al frente de deformación.

- .- Simular en cajas de arena los diferentes eventos aquí señalados resultado de la interacción de las placas Caribe contra la placa Suramericana, y realizar un estudio similar a este para validar la coexistencia de los diferentes eventos en el espacio.

- .- Verificar la influencia de los estilos estructurales preexistentes (fase Rift) en la evolución estructural de la Serranía del Interior.

- .- Realizar un modelado geoquímico integral que permita determinar en detalle los períodos de generación y expulsión de hidrocarburo para la Serranía del Interior, con el fin de evaluar de una manera precisa el sistema petrolífero de la misma.

CAPITULO VII

7.- BIBLIOGRAFÍA.

- Audemard, F., y Giraldo, C. (1997). “Desplazamientos Destrales a lo largo de la Frontera Meridional de la Placa Caribe, Venezuela Septentrional” Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano. Soc. Venezolana de Geólogos, tomo1, 101-108
- Bally, A.W., Gordy, P.L., y Steward, G.A. (1996). “Structure, seismic data and orogenic evolution of surthern Canadian Rocky Mountains” Bulletin of Canadian Petroleum Geology 14, p. 229-238.
- Banks, C.J y y Warburton, J. (1986). “Passive roof” duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulamain Mountain Belts: Pakastan Jour. Structural Geology, V.8, p. 229-237
- Blanco, B., Giraldo, C., y Chigné, N. (2000). “Marco tectono-estratigráfico de la parte norte de los estados Guárico y Anzoátegui: implicaciones para la evaluación petrolífera”. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas, Memoria, pp 161-181
- Beltran, C. y Giraldo, C. (1989). “Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela”. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, Tomo III, p. 1000 – 1021.
- Beltran, C., Rodríguez, J. A., y Singer, A. (1995). “Investigaciones neotectónicas y paleosismológicas dela falla de El Pilar y en los otros sistemas de fallas sismogénicas del nororiente de Venezuela”. XIV Caribbean Geol. Conf. p. 205-213, Trinidad y Tobago.

- Campos, V., Pizon, J., Chopin, P., Daal, A., y Gonzalez, A. (1987). "Síntesis tectónica estratigráfica del Norte de Anzoátegui y Monagas". Informe Interno. Corpoven S.A. Puerto La Cruz..
- Castillo, M.G, y Morales, M. (2002). "Modelo tridimensional y reconstrucción tectónica en el Norte de Anzoátegui". En: XI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas. 1 CD ROM.
- Chaplet, M., y Camposano C. (2000). "Líneas sísmicas PB-96A-45 y vecinas cercanas". Informe Interno. Aguasuelos y PDVSA E y P. Caracas.
- Chaplet, M., Castillo, S., y Vera, S.. (2000). "Integración de imágenes de satélites con información geológica y geofísica para la contribución en la definición de los modelos estructurales y litológicos en las áreas exploratorias". VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas, Memoria, pp 783-796.
- Chevalier, Y., Alvarez, E., y Hernández, G. (1995). "A transverse section from the Orinoco Oil Belt to the Pilar Fault System". Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas 5-8 noviembre. M.E.M.
- Couzens, B. A., y Wiltschko, D.V. (1996). "The control of mechanical stratigraphy on the formation of triangle zones". *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 44, 165-179.
- Daal, J. (1994). "Análisis Estructural del bloque alóctono de Piritál y su incidencia en la exploración petrolera". V Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de Cuencas Subandinas. Caracas.
- Dahlstrom, C.D.A. (1969). "Balanced Cross-sections". *Canadian Journal of Earth Science*, v.6, p. 743-754.

- Dahlstrom, C.D.A. (1970). "Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains". *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, v.18, p.332-406.
- Dallmus, K.F (1963). "The Geology and oil accumulations of the eastern Venezuela basins". Caracas: AVGMP. 34p.
- De La Peña, B. M. (1999). "Análisis tectono estructural del área del piedemonte del corrimiento mayor de Tala" Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Di Croce, J. (1987). "Análisis Sedimentológico de la Formación San Juan en la Cuenca Oriental de Venezuela (Estados Anzoátegui y Monagas)", Tesis de Maestría. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas. .
- Di Croce, J. (1995). "Eastern Venezuela Basin: sequence and structural evolution", Ph.D. Thesis. Inédito . Rice University, p.225.
- Elliot, D. (1976). "The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets" *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Part A*, v.283, p 289-312.
- Elliot, D. (1983). "The construction of balanced cross-sections". *J.Struc. Geol.*,5:101.
- Feo Codecido, G., Smith , F.D., Aboud, N., y de Di Giacomo, E. (1984). "Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basins". *Geol. Soc. Am., Memoir* 162, Bonini, W.E., Hargraves, R.B., and Shagam, R. editors: 175-188.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., y Gregory, A.R. (1974). "Formation velocity and Density- The diagnostic basics for stratigraphics traps". *Geophysics*, 39, 770-780.
- Giraldo, C. (1996). "Hipótesis acerca del desplazamiento de la falla de El Pilar,

- Venezuela. Nororiental: 8^{vo} Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo 1-5 Diciembre.
- González de Juana, C., Iturralde J, y Picart, C. (1980), “Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas”, Ed. FONINVES, Venezuela, 1031p, 2 tomos.
- Groshong, R.H. (1975) “Slip, cleavage caused by pressure solution in a buckle fold”. *Geology* 3:411-413.
- Hayward y Graham. (1993). “Some geometrical characteristics of inversion”. *Inversion tectonics*. Edited by M.A Cooper y G.D Williams. Geological Society. Londres. P 17-39
- Hedberg, H. D., y Pyre, A. (1944). “Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela”. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 20: p. 1-128
- Hung, E., J. (1997). “Foredeep and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Sub-Basin, Eastern Venezuela Basin”. PHD Thesis. Inédito. Rice University. P. 1-125.
- Intevep, 2000, “Modelado sísmico 2-D a Incidencia Normal para validar tres modelos estructurales interpretados en Capiricual”. Nota Técnica. Caracas.
- Intevep, 2001, “Modelado sísmico elástico 2-D por diferencias finitas en el área de Capiricual”. Ponencia presentada en PDVSA E y P. Caracas.
- Jamison, W. (1991). “Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes” *tectonophysics*, V.190, p 209-232.
- Jones, P.B., (1987) “Quantitative geometry of thrust and fold belt structures”. *AAPG Methods in Exploration* 6, 26p.

- Lallemant, H.G., Guth, L.R.(1990) “kinematic history for eastern Margarita Island, Venezuela”. Conferencia Geológica del Caribe. USA.. p.472-480
- Léxico Estratigráfico de Venezuela.--Caracas: Boletín de Geología. Publicación Especial N° 12. Dirección General Sectorial de SERVIGEOMIN. Dirección de Geología.-- I:18-28, 1997.
- Lowell, D.G. (1985). “Structural Styles in petroleum exploration”. OGCI publication. Oil and Gas Consultants International, Inc. Tulsa, USA.
- Martinez, J.A., (1995). “A geological and geophysical study of structural style along a transect of the Maturin subbasin, eastern Venezuela Basin”. Tesis de Maestría. Inédito. University of South Carolina.
- Masclé, A., Letouzey, A. (1990) “Geological map of the Caribbean” Editor Inst. Fr.Pet. Francia.
- McClay, K.R. (1992) “Glossary of thrust tectonics terms”. Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London. P. 419-433.
- Morley, C. K., (1986) “A classification of thrust fronts”. *Am. Asso. Petrol. Geol.*, 70, 12-19
- Moticska, P., (1985) “Volcanismo mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guarico, Venezuela”. VI Congr. Geol. Venez., p. 1929-1943.
- Murani, E. (1972). “Tectonic Basis for the Anaco fault, Eastern Interior Range of Venezuela”, AAPG. Bulletin, v. 56, no 5, p. 860 –870.
- Novoa, E., y Piamonti, C. (2001) “Manual de Thruspack 5.3”. Petróleos de Venezuela. Intevep. Informe Interno. Caracas.

- Paradigm Geophysical (2001). "Geosec 2D". Houston, Paradigm Geophysical, Inc.
- Paredes, A. (2002) "Estilos Estructurales de un área ubicada al sur de Maturín" Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Parnaud, F., Truskowki, I., Gou, Y., Gallango, O., Pascual, J., y Passalacqua, H. (1995). "Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuela Basin" Petroleum basin of South América, AAPG Memoir 62.
- Pereira, J (1993) "Curso de Procesamiento Sísmico de Reflexión". Informe Interno. Lagoven. Caracas.
- Perez y Vallejo (1998) "Análisis Estructural del Bloque Bergantín" Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad de Oriente. Puerto La Cruz.
- Rich, J.L (1934). " Mechanics of low angle overthrust faulting illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee". Boletín de la AAPG. V.18, p 1584-1596
- Rod, E. (1958) "Application of principles of wrench – fault tectonics of Moody and Hill to northern South America", Geol. Soc. Am, Bull, 69:933-936
- Roeder, D. (2001) "Eastern Venezuela and Cutufito Fold – Thrust Belts: Serie of structure Cross sections". Report of a regional structural review. Subsurface Consultants and Associates. Inédito. Denver-Colorado.
- Rosales, H (1972) "La falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela"., en:IV. Congress Geol. Venez., 1969, Mem. Bol. Geol. Caracas, v.5., p. 2322-2336.
- Rosales, H (1973), "Excursión #5 Venezuela Nororiental – Serranía del Interior".

- Maturin Muelle Cariaco, Segundo Congreso Latinoamericano de Geología, p.470-493.
- Rossi, T. (1984) "Contribution a l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes Etude géologique de la Serranía, La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco – Maturin, Synthèses Paléogéographique et Géodynamique. These de doctorat de Le Université de Bretagne Occidentale. 340p.
- Rossi, T., Stephan, J.F., Blanchet, R., Hernández, G., (1987), "Etude Géologique de la Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco – Maturin", Revue de L'Institut Français du Pétrole, 42:3-30.
- Roure, F., Carnevalli., Gou Y., & Subieta, T., (1994) "Geometry and kinematics of the North Monagas Thrust belt (Venezuela)". Marine and Petroleum Geology 1994 v. 11 No.3. P. 347-362
- Singer, A. (1994) "Estudio neotectónico y de geología de fallas activas de la región nororiental de Venezuela". Inédito. Funvisis. Caracas.
- Soper, N.J. y Higgins, A. K. (1990) "A shallow detachment beneath the North Greenland fold belt: implications for sedimentation and tectonics". Geol. Mag. 124. p. 441-450.
- Stephan, J.F (2000) "Proyecto Capiricual, Revisión de datos de subsuelo y de superficie", nota técnica, PDVSA E y P.Caracas.
- Stephan, J.F, Mercier de Lepinay, B., Calais, E.,Tardy, M., Beck, C., Cartfantan, J. C., Olivet, J.L (1990) "Paleogeodynamic maps of the Caribbean:14 steps from lias to present". Bulletin Société Géologique de France, 8° serie, v. VI, Nro.6, p

915-919.

Subieta, T., Carnevali, J., y Hunter, V. (1988) "Evolución tectonoestratigráfica de la serranía del interior y de la Sub-Cuenca de Maturín". III simposio bolivariano. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, 31, p. 59-60

Suppe, J., (1983) "Geometry and kinematics of fault – venid folding". Am. Jour. Sc, 283: 684 –721.

Tearpock y Bischque, R. (1991) " Applied subsurface geological mapping". Prentice may, New Jersey. 648p.

Yoris, F., y Ostos, M. (1997). "Geología de Venezuela". WEC Venezuela 1997, Evaluación de Pozos, Well Evaluation Conference, CD.

Van Erve, A. (1985) "Palinoflora del Jurásico del pozo NZZ-108X en el área de Zuata, Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental". Mem. VI Congr. Geol. Venez. P 1205-1209.

Vivas, V., Bellizia A., y Macsotay, O. (1985). "Deflexión de Barcelona. Rasgo estructural primario en Venezuela nororiental. VI Cong. Geol. Ven., Caracas, Mm. VI, p. 117-2746.

WEC (1997) "Evaluación de pozos". Schlumberger. Surencó, C.A. Caracas.

Wilson, C.C (1968), "The Los Bajos Fault", IV Caribbean Geological Conference, Trinidad, 1965, Memoir: 87-89