

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“ESTILOS ESTRUCTURALES DE UN AREA UBICADA AL SUR DE MATURIN, EDO. MONAGAS”

Presentado ante la Ilustre Trabajo
Especial de Grado presentado ante
la ilustre Universidad Central de
Venezuela para optar al Título de
Ingeniero Geólogo por la Br. Paredes
Méndez, Ana Lisbet.

Caracas, Junio de 2002.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“ESTILOS ESTRUCTURALES DE UN AREA UBICADA AL SUR DE MATURIN, EDO. MONAGAS”

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Franck Audemard

TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Gustavo Hernández

Presentado ante la Ilustre Trabajo
Especial de Grado presentado ante
la ilustre Universidad Central de
Venezuela para optar al Título de
Ingeniero Geólogo por la Br. Paredes
Méndez, Ana Lisbet.

Caracas, Mayo de 2002.

Caracas, Junio de 2002

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Ana L. Paredes M., titulado:

**"Estilos Estructurales de un Area Ubicada al Sureste de Maturín, Edo.,
Monagas"**

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

Prof. Jorge Mora
Jurado

Prof. Gabriela Castillo
Jurado

Prof. Franck Audemard
Tutor

*Este trabajo está dedicado a mi padre
Asielo Paredes, mi mayor apoyo. A
mi madre María de la Cruz Méndez.
Y especialmente a la memoria de mi
abuela Carmen Alayón Toledo de
Paredes, dulce recuerdo de mis primeras
letras y piedra fundamental de toda mi
vida.*

Agradecimientos

Agradezco por sobre todas las cosas a Dios Todopoderoso que me ha dado todo lo que soy.

A la Universidad Central de Venezuela.

El presente trabajo partió de P.D.V.S.A. E.&P., empresa a la que agradezco el suministro de todos los datos y el personal técnico necesario para su realización.

A mis tutores industriales Gustavo Hernández y Carlos Giraldo, por su apoyo, paciencia y sabiduría.

A mis tutores académicos Prof. Omar Rojas † y Prof. Frank Audemard, por aceptar tutoriar este trabajo, por todos los aportes hechos mediante las correcciones y por colaborar abiertamente con la elaboración del mismo, muchas gracias.

Infinitas gracias a Jorge Daza quien en todo momento estuvo dispuesto a la colaboración y desarrollo del trabajo, gracias por todo tu apoyo. Igualmente gracias a Cecilia González y Genaro Giffuni quienes fueron el apoyo en la bioestratigrafía y sedimentología. Gracias a Grover González por sus invalables consejos y el compartir de su gran experiencia. Gracias a Francisco Barrios por toda su colaboración.

Infinitas gracias al Ing. Pedro Vera, profesional y amigo quien siempre estuvo dispuesto a tenderme la mano. Gracias a Francisco Bolívar, por la digitalización de los mapas y por todos los momentos gratos. Gracias a Eduardo Alvarez y Alonso Navarro, por su gran ayuda.

A los Srs. Jonás Rodríguez por la digitalización de las líneas dibujadas y a Jorge Hernández por la corrección de las mismas.

A toda esa gente bella, especialmente a Roger Coriat, Ma. Teresa Cantisano, Renzo Violino, Leonel Vegas, Beky Ferrer, Ma. José Correia y Johana Dután.

A mis amigos y compañeros tesistas Franklin Sulbarán y Sahily Sánchez, quienes estuvieron colaborando conmigo en todo momento, gracias por toda su paciencia.

A mis compañeros y amigos tesistas Oswaldo, Ronny, Orlando, Héctor, Raquel Cepeda, Gabriela Arostegui, Merys Moreno y Raiza Caraballo, por tantos apuros compartidos y por tenderme la mano.

Agradecimientos

A la gente que labora en la Escuela de Geología especialmente a la Sra. Morela y a María Auxiliadora.

A Róbert Porjesz por todo su apoyo y por soportarme.

A mi gran amiga Ma. Gabriela Ribas y a su familia, gracias por brindarme su hogar, gracias por tanto.

A mis inseparables Jenny Guevara, Yrma Villegas y Milagro Bullón.

A Marvin Baquero y Eduardo Carrillo mis grandes amigos y locos cómplices.

A mis tres mosqueteros Elisur Arcia, Rafael Abbate y José Félix Acuña.

A mis amigas Ana Ritondale, Isabel Montilla, Tatiana Albornoz, Mirian Escobar, Floriana Cedeño, Matilde Peñaranda, Yeslín Azuaje, Evelyn Arias, Gloria Murillo, Ivón Gordon, Gabriela Carrillo y Mariela López, por tanto apoyo dado.

Al Prof. Demián Pereira, por ser amigo, padre y excelente profesional.

Gracias a mis compañeros y especiales amigos Alejandro Alarcón y José Baena.

A mis compañeros y amigos de clases Elisa, Ramón y tantos otros.

Gracias a la Sra. Graciela, por abrirme las puertas de su casa.

A todos mis compañeros ucevistas y a mis compañeras de residencia con los que en algún momento compartí la grata tarea de la vida.

Al László Benkovics, por revisar el trabajo, por soportarme, por darme todo lo que necesitaba, por estar a mi lado, por entregarme lo mejor de sí mismo.

A tantas personas que me han brindado cariño. A mi sifrina.

A mis primos Lía, Dayana, Yaneidy, Kike y Silverio, y a mis tíos Tomás, Gladys e Imelda. A mi madrina Evelina y mis dos hermanas Nancy y Unilse.

A mis padres Asiclo Paredes y María (Crucita) Méndez, y a mis hermanos Himelda, Asiclo y Miguel, por darme todo cuanto han podido y por ser el motor que me mueve.

Gracias a mi hijito aún no nacido quien finalmente me llenó de valor.

A todo aquel que me ha tendido la mano, gracias.

ÍNDICE

	Pág.	
Resumen	i	
CAPÍTULO I	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Ubicación y extensión	1
1.2	Objetivos	2
1.3	Antecedentes	3
1.4	Datos y Metodología	5
CAPÍTULO II GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA		
2.1	Aspectos generales	12
2.2	Marco tectónico	13
2.2.1	Evolución Geodinámica	13
2.2.2	Principales elementos estructurales	20
2.2.3	Subcuenca de Maturín	32
2.2.3.1	Aspectos generales	32
2.2.3.2	Elementos tectónicos y estratigráficos	33
2.3	Marco estratigráfico regional	38
CAPÍTULO III ANALISIS ESTRATIGRAFICO LOCAL		
3.1	Marco estratigráfico local	47
3.1.1	Descripción litológica. Descripción de núcleos de pozos	48
3.2	Datos bioestratigráficos	60

3.3	Correlación estratigráfica a partir de registros de pozo	65
3.4	Variación lateral de espesores	79
3.5	Análisis de resultados sedimentológicos	85

CAPÍTULO IV ANALISIS ESTRUCTURAL LOCAL

4.1	Marco teórico	88
4.1.1	Fallamiento lístrico	88
4.1.1.1	Introducción	88
4.1.1.2	Fallas normales lísticas	90
4.1.1.2.1	Cinemática de las fallas normales lísticas, materiales	93
4.1.1.2.2	Crecimiento	97
4.1.1.2.3	Estructuras asociadas	103
4.1.1.2.4	Inversión de fallas normales lísticas	104
4.1.1.2.5	Ejemplos	106
4.1.2	Fallas de compactación	112
4.1.3	Diapirismo	112
4.2	Análisis de microestructuras	114
4.3	Interpretación sísmica	134
4.3.1	Principales elementos sismo-estratigráficos	134
4.3.2	Unidades estructurales	137
4.3.2.1	Unidad estructural III	138
4.3.2.2	Unidad estructural II	144
4.3.2.2.1	Criterio, descripción y ubicación sísmica	144
4.3.2.2.2	Fallamiento normal lístrico	146

4.3.2.3 Unidad estructural I	164
4.3.3 Rasgos compresivos	168
4.3.4 Diapirismo	177
4.4 Resultados y mapas	181
4.4.1 Conversión Tiempo → Profundidad	181
4.4.2 Discusión de resultados	185

Conclusiones**Recomendaciones****Bibliografía****Anexos**

Paredes M., Ana L.

"ESTILOS ESTRUCTURALES DE UN AREA UBICADA AL SUR DE MATURIN, EDO. MONAGAS"

**Tutor académico: Dr. Franck Audemard. Tutor industrial: Dr. Gustavo
Hernández. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de
Geología. 2002, 187 p.**

Palabras claves: lístrico, microestructura, antepaís, despegue, crecimiento.

Resumen

El presente trabajo se basa en la interpretación sísmica orientada a establecer un modelo estructural de una zona situada a aproximadamente 50 km al sureste de la ciudad de Maturín, Edo. Monagas, Venezuela, en el campo petrolero denominado "Piedritas". Se hace énfasis en el fallamiento normal lístrico inducido por gravedad. Se utilizaron 11 secciones sísmicas 2D, correlacionadas con los registros resistividad y GR de 5 pozos. También se analizaron 5 núcleos de 2 pozos en los que se observaron microestructuras extensivas. Específicamente en uno de dichos núcleos, se pudo constatar la analogía entre las estructuras lístricas observadas en secciones sísmicas y las microestructuras lístricas en núcleo.

La zona de estudio contiene una sección sedimentaria que forma parte del relleno de la cuenca antepaís del oriente venezolano, involucra al Grupo Temblador y a las formaciones Oficina, Freites, La Pica, Las Piedras y Mesa. Estratigráficamente el área se encuentra dividida por 5 discordancias notables que se identifican como: 1) **D5**, tope del Cretácico y por lo tanto la discordancia basal de la secuencia terciaria que indica el cambio de un margen pasivo a una secuencia de colisión oblicua por el choque entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana; 2) **D4**, tope del Mioceno medio; 3) **D3**, de edad Mioceno tardío, constituye el tope de muchas fallas lístricas y provee fuertes reflectores en reflexión sísmica; 4) **D2**, marca el paso de la Formación La Pica a la Formación Las Piedras; y **D1**, base de la Formación Mesa. Adicionalmente, se observa la superficie de máxima inundación **ZD** que constituye la zona de despegue para el fallamiento normal lístrico.

Estructuralmente se identificaron 3 unidades: ► **Unidad III**, involucra la roca cretácica del Grupo Temblador, la roca subyacente y parte del relleno de la cuenca antepaís ubicado por debajo del plano de despegue (ZD), se encuentra afectada por el fallamiento normal ocasionado por la flexión del sustrato durante el emplazamiento de la Serranía del Interior Oriental y por el fallamiento inverso dado por el avance de la misma hacia el sur; ► **Unidad II**, es el objetivo principal del trabajo, involucra a las formaciones Oficina, Freites y La Pica, entre el plano de despegue ZD y la discordancia D3, la unidad se distingue porque sufre el principal evento del fallamiento normal lístrico ocurrido en el Mioceno tardío, tal evento ocurre esencialmente por la gravedad que ocasiona el desnivel provocado por la zona más profunda de la cuenca ubicada hacia el norte del área de estudio combinada con la presencia de un grueso sustrato dúctil, y como un factor de menor influencia, a la extensión causada por flujo del sustrato dúctil debido a la sobrecarga que acarrea la sección sedimentaria; ► **Unidad I**, es una unidad compuesta estratigráficamente por el relleno final de la cuenca, se encuentra ubicada entre la discordancia D3 y la superficie, posee un fallamiento normal que se debe a: 1) deslizamientos lísticos en las fallas de la Unidad II, posteriores al principal evento que causa el fallamiento lístrico; 2) compactación de la secuencia; 3) subsidencia de las cuñas de crecimiento de los bloques fallados de la Unidad II; 4) combinación de los argumentos antes expuestos.

La influencia compresiva durante el Mioceno tardío-Plioceno. Además de estas tres unidades, se identifica hacia el norte de la zona de estudio la presencia del cinturón de diápiros de la cuenca oriental.

Capítulo I

Introducción

1.1 Ubicación y extensión

El área de estudio se encuentra ubicada aproximadamente a 50 km al sureste de Maturín, en el Edo. Monagas (Fig. 1), en un área identificada en la industria petrolera como “Monagas Central” y consta de una superficie de 2000 km² aproximadamente.

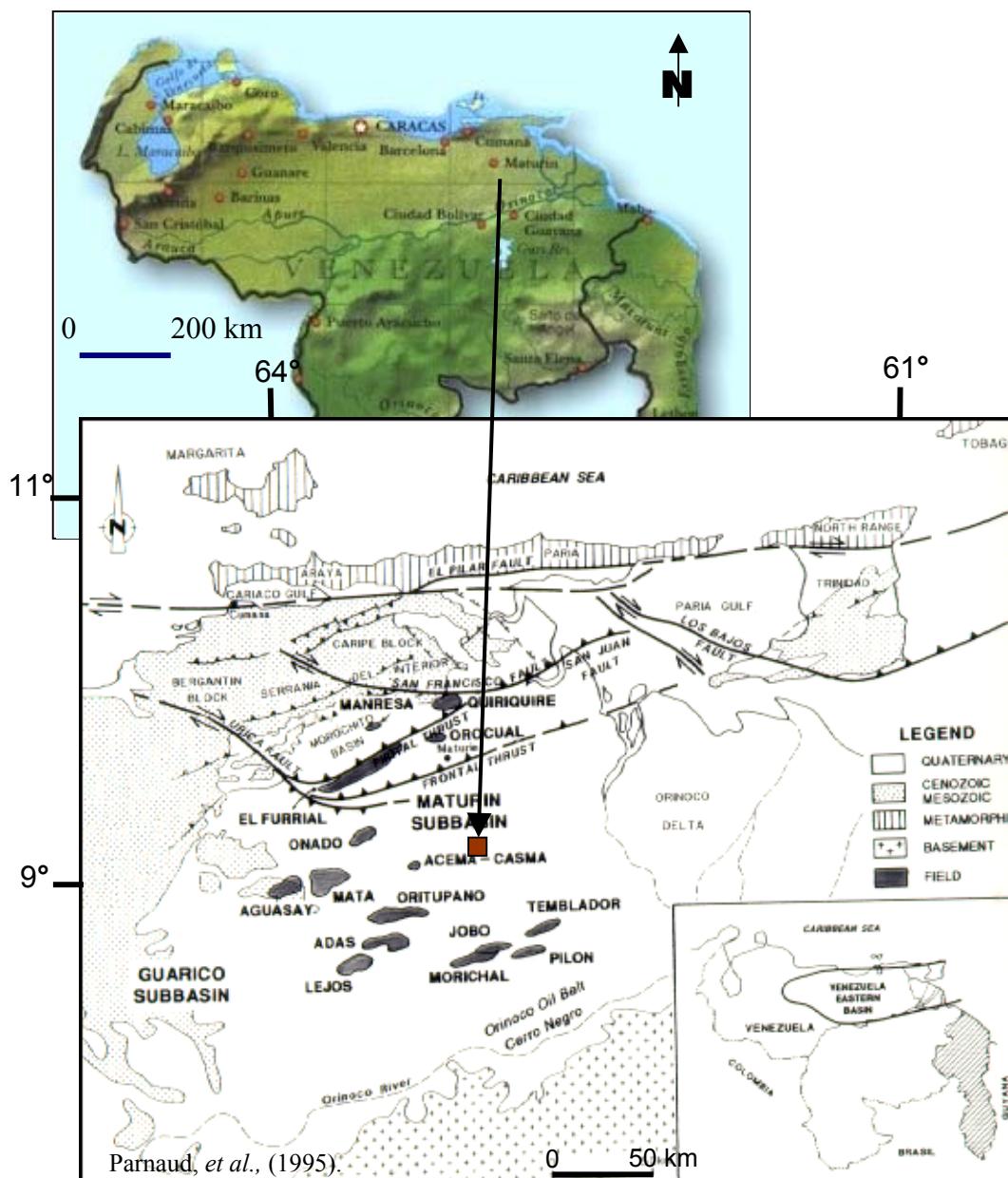


Fig. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio, Parnaud, *et al.* (1995).

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es la elaboración de un modelo estructural que enlace de manera armónica los datos estratigráficos, datos de pozos y datos sísmicos del área, tomando en cuenta que la unidad estructural predominante del trabajo es una unidad donde se espera encontrar unas estructuras correspondientes a un llamativo fallamiento que posee una marcada apariencia de ser cóncavo hacia arriba. Para cumplir este objetivo se tienen los siguientes objetivos específicos:

- ❖ Elaboración de las columnas estratigráficas a partir de la descripción de núcleos de pozos exploratorios perforados en el área.
- ❖ Identificación de electrofacies correlacionables con la interpretación de registros sísmicos adquiridos en el área utilizando interpretaciones de registros de pozos gamma ray y resistividad.
- ❖ Correlación de edades relativas a través de las distintas unidades litoestratigráficas, electrofacies, información sísmica, etc., partiendo de la revisión de los datos bioestratigráficos.
- ❖ Análisis teórico del comportamiento de las fallas lístricas tomando en cuenta los datos bibliográficos.
- ❖ Interpretación sísmica a partir de la observación de líneas sísmicas 2D tomando en cuenta la continuidad y comportamiento de los reflectores.

- ❖ Elaboración de los mapas de tres inconformidades en tiempo y profundidad; uno de ellos intra fallamiento de aparente concavidad hacia arriba.
- ❖ Estimación de espesores formacionales y de las unidades estructurales mediante la interpretación sísmica y la elaboración de los mapas isocronos.

Determinando el estilo estructural imperante se podrán generar ideas acerca del entrampamiento para hidrocarburos y las fuentes de sedimentos para yacimientos hidrocarburíferos, mediante la delimitación en el área de las geometrías de las diferentes unidades depositacionales, así como a partir de datos aportados por secciones sísmicas y perforación de pozos; posteriormente se analizó cada unidad depositacional en su tiempo geológico relativo.

1.3 Antecedentes

El área en cuestión ha sido objeto de especial atención para la industria petrolera, llevándose a cabo antes y después de su descubrimiento en 1994, una gran adquisición de información, especialmente datos de levantamientos sísmicos y perforación de pozos. En los últimos años se han realizado numerosas revisiones e interpretaciones de la geología del área, entre los trabajos del área destaca el de Daza & Prieto (1990), y una serie de informes inéditos de la empresa LAGOVEN S.A e INTEVEP. Se realizó la tesis doctoral “Eastern Venezuela Basin: sequence stratigraphy and

structural evolution" (Di Croce, 1995), la cual abarca una extensa zona que incluye dicha área. Como zona de tesis de pregrado en el área de geofísica fue cubierta en la tesis titulada "Analisis por estratigrafía de secuencias de un perfil sísmico semiregional migrado en profundidad en la cuenca oriental de venezuela" (Combella, 1997), y su objetivo principal estuvo basado en la línea sísmica identificada en el presente trabajo como A-A'. En geología la tesis de pregrado titulada "Modelaje Geológico de la Región Central de la Subcuenca de Maturín" (Chaparro, 2000).

Los levantamientos sísmicos de la zona corresponden a los años 1978, 1984, 1985, 1990, 1993 y recientemente en 1996 una adquisición sísmica 3D de la que se utilizó una sección para el presente trabajo. Esta información ha sido utilizada para aclarar las complicaciones estructurales y estratigráficas, que posiblemente pudieran estar asociadas a las estructuras productoras descubiertas hacia el oeste.

A partir de estos levantamientos sísmicos muchos autores han interpretado la presencia de una vasta secuencia sedimentaria con fallamiento lístrico, que suprayace a una secuencia sedimentaria más antigua (que incluye edades de mas antigua a mas joven desde el Cretácico hasta el Mioceno Inferior) con un fallamiento de polémicas interpretaciones en cuanto a su origen, causas y evolución; esta secuencia sedimentaria suprayace a su vez al basamento, el cual también se involucra en dichas polémicas. El presente trabajo surge a partir de toda la información geológico-geofísica

disponible para la zona y por lo interesante que puede resultar como objeto exploratorio, en base al fallamiento lístrico como principal elemento de entrampamiento y de acumulación de arenas prospectivas para hidrocarburos.

La ubicación de pozos petroleros en la zona se realizó a través de diversas campañas geológicas y geofísicas, perforándose el primer pozo (P-4) como pozo exploratorio en el año 1993. A partir de éste han sido perforados otros pozos, y la zona continúa siendo un área de expectativas petrolíferas por sus acumulaciones, tanto estratigráficas como estructurales, que hacen de ella un área de estupendas incógnitas para investigar.

1.4 Datos y Metodología

Este trabajo fue llevado a cabo realizando simultáneamente la interpretación sísmica junto a la interpretación y amarre de los registros de pozos basado en análisis estratigráfico de la zona.

Existe una amplia gama de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos concernientes a esta zona, que pueden ser utilizados en diversos estudios. Sin embargo, la presente tesis se limita (por causas del trabajo en sí) a presentar un trabajo que se centra en la interpretación sísmica, buscando respuestas cuando así fuere necesario, en datos de pozos descritos en trabajos anteriores y en datos de pozos obtenidos a partir

del presente trabajo. A continuación se describen los distintos pasos seguidos:

- **Revisión bibliográfica**

En esta fase se revisaron y clasificaron las numerosas referencias bibliográficas existentes que pudieran aportar datos, haciendo hincapié en los fundamentos teóricos de las fallas lísticas.

- **Interpretación sísmica**

Para llegar a la elaboración del modelo estructural propuesto, se trabajó principalmente con base en la interpretación de 463 km de líneas de reflexión sísmica migradas, distribuidos en 11 secciones, diez de las cuales son 2D y una 3D. Dichas secciones fueron identificadas como A-A'(76 km), B-B'(55 km), C-C'(34 km), D-D'(30 km), E-E'(53 km), F-F'(176 km), G-G'(17 km), H-H'(40 km), I-I'(30 km), J-J'(146 km) y 3D-3D' (54 km), de las cuales destaca para la interpretación la línea sísmica A-A' por ser la que con un rumbo NE-SO atraviesa con mejor ángulo la mayor cantidad de estructuras para su reconocimiento y análisis.

Las líneas utilizadas en este estudio fueron adquiridas y procesadas por la empresa Lagoven, S.A, en distintas campañas, como ya se mencionó. Es de hacer notar que, además de las líneas que se requería interpretar, también se dispuso de un conjunto de líneas sísmicas de apoyo que no

fueron anexadas al presente trabajo, pero que sirvieron para validar algunos puntos donde la interpretación podía ser múltiple.

La interpretación de las líneas sísmicas se hizo de manera convencional sin la utilización de las estaciones de trabajo, ya que uno de los objetivos de la tesis fue la capacitación de interpretación sísmica en papel, aunado a la poca disponibilidad de estaciones de trabajo para tesistas de pregrado.

Las líneas sísmicas fueron tratadas correlacionándolas con los registros de pozos con el propósito de amarrar toda la información disponible, al mismo tiempo que se amarraban entre sí en sus respectivas intersecciones. En la interpretación sísmica se establecieron diferentes superficies para ser cartografiadas, tales superficies corresponden a las inconformidades D2, D3 y D4 (ver capítulo 4.3.1). Su selección reside en que D2 muestra pocas evidencias estructurales, D3 muestra la rasgos estructurales activos y D4 representa la cartografía de las fallas de aspecto cóncavo hacia arriba.

La escala vertical de las líneas sísmicas se encuentra en tiempo, con una resolución de 100 ms por cada 0,5 cm en todas las secciones sísmicas con excepción de las secciones A-A' y J-J' que poseen una resolución de 100 ms por cada 0,6 cm; y la escala horizontal en kilómetros especificada para cada línea en particular. La resolución de las líneas es de aproximadamente 25 ms por cada reflector. La presentación final de las líneas y mapas se realizó

mediante el programa “Microstation” que permitió la digitalización de las mismas.

- **Descripción de núcleos**

La finalidad de la descripción de núcleos fue establecer asociaciones entre las características litológicas y su comportamiento ante la tectónica, aún cuando no se encuentran orientados. Tales núcleos se encuentran en la empresa Intevep S.A., y corresponden a los pozos P-4 y P-5. Se describió un total de 139' de roca, repartidos en 5 núcleos de los cuales 29' pertenecen al pozo P-4 y los 110 restantes (núcleos 1, 2, 3 y 4) al pozo P-5 distribuidos en diferentes profundidades (ver capítulo 4.2). Para llegar a tal fin se realizó la búsqueda de estructuras tectónicas de escala megascópica, que pudieran de alguna forma aportar información que se pudiera correlacionar con las estructuras vistas en las líneas sísmicas.

La descripción se realizó siguiendo los siguientes parámetros:

- ✓ Descripción visual megascópica: principalmente sedimentológica, mediante la descripción de la litología (color, mineralogía, contenido orgánico), textura (granulometría, escogimiento, angularidad, porosidad) y estructuras sedimentarias. En los lugares de interés fueron tomadas fotografías que son anexadas y discutidas en el capítulo 4.2.
- ✓ Variación vertical (contactos)
- ✓ Correlación con los registros de pozo gamma ray y resistividad.

- **Columnas estratigráficas**

El resultado de la descripción de núcleos se dejó plasmado en las cinco láminas de las columnas estratigráficas realizadas para cada núcleo. Estas láminas fueron elaboradas utilizando el programa “AppleCore” de “Macintosh”, seguido por los programas “Canvas” y “Photoshop” (para Macintosh o ambiente PC). Para esta fase se siguió paso a paso el manual “Elaboración de una Hoja Sedimentológica” elaborado por Kabbabe (1997) que funciona mediante el paquete “AppleCore”. Los registros de pozos anexados a las mismas fueron extraídos de la estación de trabajo mediante su conversión a formato CGM, para posteriormente poder ser trabajados con el programa “Canvas”.

- **Correlación de pozos**

La correlación de pozos fue llevada a cabo comparando los registros de cada uno de los pozos e integrando la información sedimentológica y bioestratigráfica obtenida tanto de los informes de la empresa como de la descripción de los núcleos del presente trabajo. Esta correlación fue amarrada a la información sísmica en un proceso interactivo que permitió la integración de datos tanto de los pozos como de las líneas sísmicas.

- **Mapas en tiempo doble**

Como resultado a la interpretación sísmica de diferentes inconformidades, fue factible la elaboración de mapas estructurales en tiempo doble para algunas de esas superficies; sin embargo, de acuerdo a nuestros objetivos,

se decidió cartografiar tres superficies, las cuales servirían de aporte para proporcionar una visión global de la interpretación.

En la elaboración de los mapas en tiempo, se dio principal importancia a la discontinuidad de reflectores como indicio de falla y se procedió a cartografiar las posibles fallas existentes en el área para cada superficie escogida como resultado de la interpretación sísmica. Luego de cartografiar las fallas se contornearon las curvas de igual tiempo de reflexión, generándose así los mapas isocronos de los horizontes interpretados.

- **Mapas en profundidad**

Los mapas en tiempo son comúnmente convertidos a profundidad mediante las curvas Tiempo-Profundidad o por medio del método de variación lateral de velocidad sobre el horizonte interpretado. En el presente trabajo se utilizó el primero, ya que por cuestiones de optimizar el trabajo fue preferible laborar con dicho método.

La conversión de los mapas isocronos a profundidad se llevó a cabo mediante el uso de tiros de verificación también llamados “well seismic tool” (wst) o “Check Shots”, o comúnmente llamadas curvas T-Z, ya que estos constituyen el vínculo entre la sísmica que se encuentra en tiempo y la información geológica cuyo dominio es la profundidad.

Con la presencia en la zona de los cuatro pozos mencionados y sus respectivas tablas T-Z, se procedió a elaborar la curva Tiempo-Profundidad para cada uno de ellos mediante el programa “EXCEL”, el cual realiza una comparación de la variación de la profundidad con respecto al tiempo, y así poder asignar valores en profundidad a cada una de las curvas isocronas. Finalmente, los mapas convertidos a profundidad fueron revisados y correlacionados nuevamente con las líneas sísmicas ya referidas.

Los mapas tanto en tiempo como en profundidad fueron digitalizados mediante el programa "MicroStation" para la presentación final.

Capítulo II Geología regional de la Cuenca Oriental de Venezuela

2.1 ASPECTOS GENERALES

La Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra actualmente bordeada al norte por la Serranía del Interior y la falla de El Pilar. Se extiende al sur hasta el río Orinoco (Hedberg, 1950; González de Juana *et al.*, 1980) siguiendo el borde del cratón de Guayana; al oeste se encuentra limitada por el levantamiento de El Baúl (la falla de El Baúl es considerada por Ostos (1990) como la mayor estructura que divide los depósitos de plataforma continental del Cretácico Superior de la Cuenca del Lago de Maracaibo de los sedimentos de la Cuenca de Guárico) y hacia el este continúa hacia el Golfo de Paria, incluyendo la parte situada al sur de la Cordillera Septentrional de la isla de Trinidad y se extiende hacia el Atlántico al este de la costa del delta del Orinoco. En Venezuela esta depresión tiene una longitud aproximada de 800 km de oeste a este y aproximadamente 200 km de norte a sur, sumando aproximadamente un área de 165.000 km². Esta cuenca cubre parte de los estados Monagas, Anzoátegui, Guárico y Delta Amacuro y un pequeña parte del estado Sucre (González de Juana, *et al.*, 1980).

Hung (1997) y Méndez (1999) mencionan tres provincias geológicas en la cuenca 1) La Serranía del Interior, 2) El Piedemonte de Monagas y 3) El antepaís de Maturín. A esta última se describe limitada por el frente de deformación al nor-noroeste, el escudo de Guayana al sur y por el océano

Atlántico al noreste; y caracterizada en el margen sur por fallamiento normal que involucra el basamento y que define las estructuras de los campos de petróleo tradicionales. Sobre este bloque de fallas, se identifica una secuencia sedimentaria del Neógeno con fallas de crecimiento lísticas (Fig. 7).

2.2 MARCO TECTONICO

2.2.1 Evolución Geodinámica

Se considera a la Cuenca Oriental de Venezuela como una de las dos provincias petroleras más grandes del continente; donde radica el interés económico del estudio de su historia geológica.

La Cuenca Oriental es el producto de varios episodios de interacciones complejas que involucran la ruptura de la Pangea, la deriva de la Placa Suramericana y el emplazamiento de la placa Caribe (González de Juana, *et al.*, 1980), este último de extrema importancia, debido a que el movimiento diacrónico de dicha placa en dirección oeste-este, ocasiona la mayor cantidad de estructuras involucradas en la zona en cuestión, y se considera como el factor de mayor importancia para desencadenar la cantidad de compresiones y extensiones que ocasionan los cabalgamientos, fallamientos y acomodo de los volúmenes de material depositados en un ambiente predominantemente marino, que se antepone al el relleno total de la cuenca por sedimentos de origen más fluvial.

La cuenca oriental se ha clasificado como una cuenca antepaís (“foreland”). Según Bally (1989), en Di Croce (1995), una cuenca antepaís posee comúnmente tres elementos anteriores a la cuenca, de base a tope son:

- Discordancia en el tope del basamento ígneo
- Secuencia de separación (“sinrift”) sellada por una discordancia de rompimiento (“break-up unconformity”).
- Secuencia de margen pasivo, sellada con una discordancia basal de la antefosa (“foredeep”).

Y tres elementos pertenecientes a la cuenca:

- Sedimentos de aguas profundas que corresponden al inicio del “foredeep”
- Sedimentos de una fase delta y prodelta
- Una fase de sedimentos aluviales-deltaicos.

A partir de las anteriores consideraciones, la Cuenca Oriental ha sido clasificada como una cuenca antepaís. La evolución geodinámica de la cuenca la divide Eva *et al.* (1989) en Parnaud *et al.* (1995) en cuatro etapas: 1) una *fase pre-separación* (“pre-rift”) en el Paleozoico; 2) una *fase de separación* (“rifting” y “drifting”) durante el Jurásico y Cretácico temprano, caracterizado por grábenes y creación de corteza oceánica en el dominio Tethys-Caribe, en la cual la apertura del proto Caribe en el Triásico genera el graben de Espino de orientación NE en el oriente de Venezuela (Yoris &

Ostos, 1997) abortado luego en el Jurásico tardío según Feo Codecido *et al.* (1984) en Ostos (1990); 3) un *período de margen pasivo* durante el Cretácico-Paleógeno; 4) y por último una *fase final durante la colisión oblicua* en el Neógeno y Cuaternario que resulta en la formación de la Serranía del Interior y transformación de la cuenca de margen pasivo en la cuenca antepaís; esta cuenca antepaís (“foreland” o “foredeep” indistintamente según Coward (1994) y Di Croce (1995)) se desarrolló en el Neógeno sobre el margen pasivo del Mesozoico Tardío en el cratón Suramericano. Al asignar a dicha fase de margen activo una edad que incluye el Cuaternario, implícitamente se está asumiendo que será muy probable encontrar estructuras de compresión en tiempos recientes.

Las fases anteriormente descritas corresponden a una evolución geodinámica, y de allí se deriva que en la posición actual de la cuenca se le pueda dividir en bloques (de acuerdo a objetivos evidentemente petroleros) como lo hace Arnstein *et al.* (1982), quienes dividen la cuenca en tres bloques: el primero el bloque cortical occidental, que corresponde a la cuenca de Guárico; el segundo el bloque cortical oriental, que corresponde al borde septentrional de la subcuenca de Maturín; y el tercero el bloque cortical meridional que es el borde sur de la subcuenca de Maturín. Esta división está basada en los límites que introducen la zona de falla de Urica y la falla inversa de Anaco. Sin embargo, es más usual dividir la cuenca en dos subcuenca, la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín; según Roure *et al.* (1994) en Di Croce (1995) divididas por el sistema de falla de

Urica y en el sur separadas por los anticlinales del sistema de falla de Anaco y las estructuras asociadas a la inversión. Según Erlich & Barrett (1992), las subcuenca de Guárico y Maturín se encuentran separadas por el arco de Urica; el cual se mantiene activo desde el Mioceno (Young *et al.*, 1956; Dallmus, 1965; Gonzalez de Juana *et al.*, 1980; en Erlich & Barrett, 1992) .

Al revisar el marco tectónico que involucra a la cuenca encontramos que para el Norte de Suramérica, Burke *et al.* (1984), proponen tres fases importantes en el movimiento de la Placa Caribe:

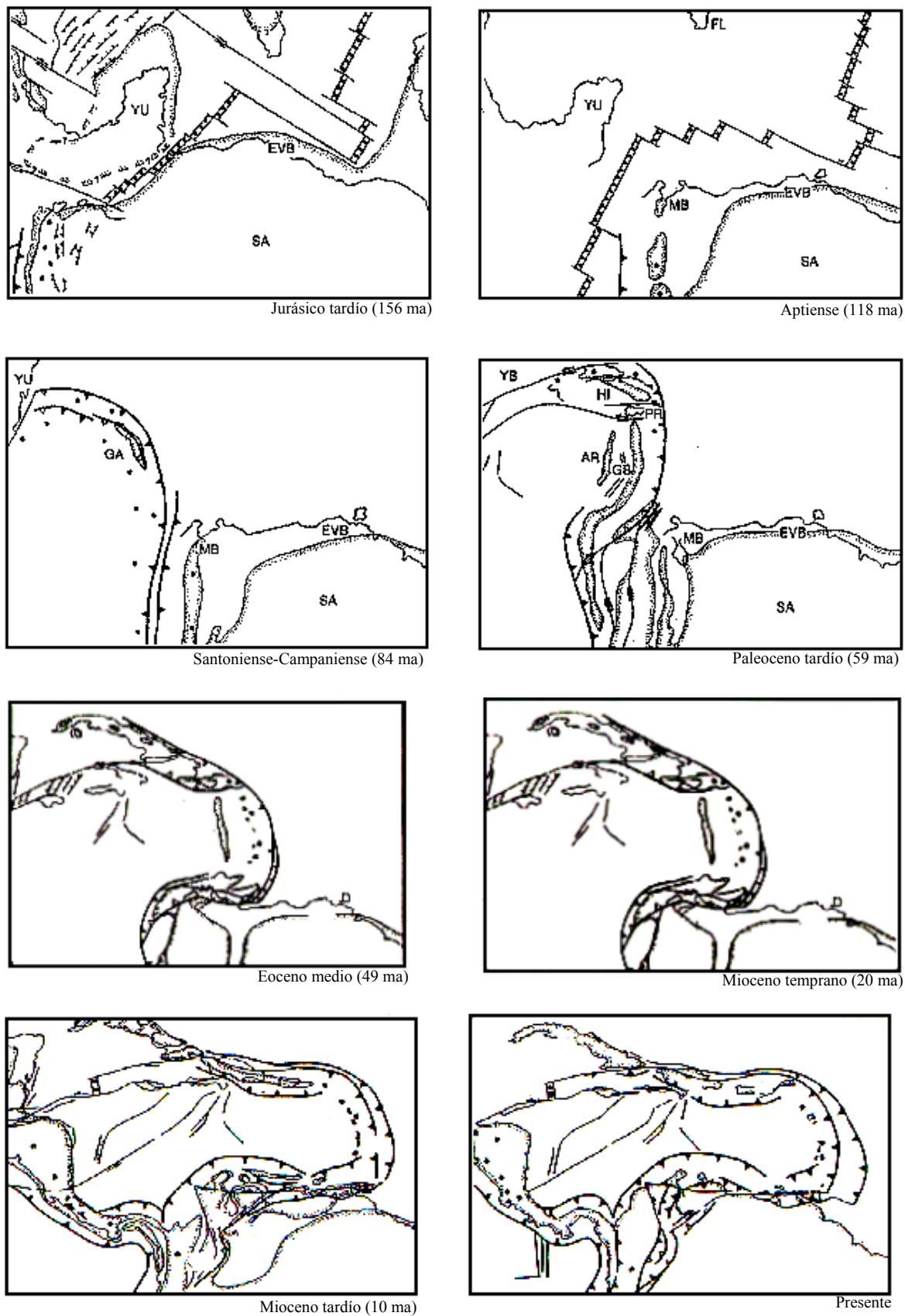
- a) una primera etapa en el Jurásico-Cretácico inferior con la predominancia del margen pasivo y la presencia de lo que ellos denominan el bloque de Yucatán en la porción noroeste al norte de Venezuela.
- b) Una segunda etapa en el Cretácico Paleógeno con la convergencia entre Norte América y Sur América y el desarrollo de varios arcos de terrenos y la presencia ya para esta fase de lo que se podría llamar proto Caribe que se encontraría enmarcado entre fallas transformantes. En el norte venezolano se presenta subducción y la formación de las napas de Villa de Cura (por obducción); es importante resaltar que en esta etapa Burke *et al.* (1984) proponen el comienzo del movimiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a Suramérica hace aproximadamente 38 ma (Eoceno Superior); como consecuencia comienza la deformación causada por el movimiento transpresional en el norte de Suramérica que ocurrió a partir del Paleoceno Tardío hasta el presente de forma diacrónica de oeste a este (Pindell & Barrett, 1990; Lugo & Mann, 1995).

c) Una tercera etapa que resulta del movimiento post-Eoceno de la placa Caribe en relación con Norte y Suramérica, y que ocasiona una zona transcurrente de límite de placa.

Posteriormente Stephan *et al.* (1990) en Di Croce (1995) proponen siete etapas (Fig. 2):

Para el tiempo comprendido entre el **Jurásico Tardío al Paleoceno**: 1) al final del Jurásico la apertura de la Pangea entre Nor y Suramérica, datada en menos de 162 ma que es la edad de las rocas basálticas del graben Espino (Feo Codecido *et al.*, 1984); 2) el desarrollo del margen pasivo al norte de Suramérica 3) Continua desarrollándose el margen pasivo y un incipiente sistema de arco paleoantillano; 4) Colisión de las Antillas Mayores (o Proto Arco de Las Antillas, según Audemard 2001, comunicación personal) con la parte occidental del margen pasivo de Suramérica.

Para el tiempo comprendido entre el **Eoceno hasta el presente** (Fig. 2) postulan otras tres etapas: 5) Deformación compresional debido a que el Caribe-Suramérica afecta el noroccidente de Venezuela; 6) Continuación de la convergencia oblicua de las placas de Caribe y Suramérica, que trae como resultado el emplazamiento del cinturón plegado de deformación y la migración hacia el este de los depocentros de la cuenca antepaís; 7) Cambio cinemático en la Cuenca Oriental de Venezuela asociado a un decrecimiento en la contracción y un decrecimiento en la deformación transcurrente.

Fig. 2. Evolución del Caribe según Stephan *et al.* (1990).

Más específicamente en el norte de Suramérica, Ostos (1990) propone un modelo tectónico que define a los cinturones tectono-estratigráficos de orientación aproximada E-O en el norte de Suramérica como cinturones alóctonos, siendo estos cinturones el resultado de la colisión del arco de islas-microcontinente con Suramérica durante el Noecomiense. En este período, el alineamiento del Baúl divide la sedimentación entre el Occidente y el Oriente venezolano. Los cinturones en principio estarían acoplados subduciendo por debajo de Suramérica pero luego, el transporte noreste produjo terrenos transpresionales. Este transporte ocurrió desde el Santoniense-Campaniense, luego de la colisión de la placa Caribe con Suramérica y la generación de una zona de subducción buzando al oeste en el límite este de la placa Caribe. El transporte NE cambió a E luego de que el arco de las Antillas Mayores colisionó con las Bahamas en el Eoceno tardío, manifestándose el cambio de dirección de transporte con una compresión NO-SE en el norte de Suramérica y el desarrollo de cuencas pull-apart de dirección E-O durante el Oligoceno. En el Oligoceno tardío se inició la migración hacia el norte del bloque Santa Marta-Maracaibo que continua actualmente, y fue reforzada en el Mioceno por la colisión del arco Panamá-Costa Rica. Dicha migración causa el cinturón deformado de Suramérica que se caracteriza por un límite transcurrente dextral hacia el este.

2.2.2 Principales elementos estructurales

La Cuenca Oriental de Venezuela es el producto de convergencias y transcurencias de bloques de la corteza que muestran diferencias en cuanto a la naturaleza del “basamento”, edad y facies de la cobertura sedimentaria y estilo tectónico (Vivas *et al.*, 1985). De aquí se deriva que las características de los elementos estructurales puedan parecer un poco complejas (Fig. 3), ya que tienden a ser numerosas e interactuantes entre sí.

A continuación se resume una descripción de los principales elementos tectónicos regionales presentes en el oriente venezolano.

Falla de El Pilar

Al sistema de fallas de El Pilar se le considera como parte del sistema de fallas activo más importante del norte de Suramérica. Se conecta al oeste con el sistema de fallas de San Sebastián (Fig. 3) y al este con el sistema de fallas de Los Bajos- El Soldado. Vivas, *et al.* (1985) mencionan un sistema de fallas conjugado sintético y antitético asociado a la falla de El Pilar, formado por fallas de rumbo NE y SE. Beltrán & Giraldo (1989) la consideran el límite principal entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana, lo cual define un límite de placas que supone una ancha zona de deformación. Dentro del marco de esta zona de deformación se tendría que tomar en cuenta los límites interactuantes con ella (incluyendo el cratón ubicado al sur), y la relación existente entre los mismos y los estilos de deformación (como al que se aboca el presente trabajo en una zona más al sur).

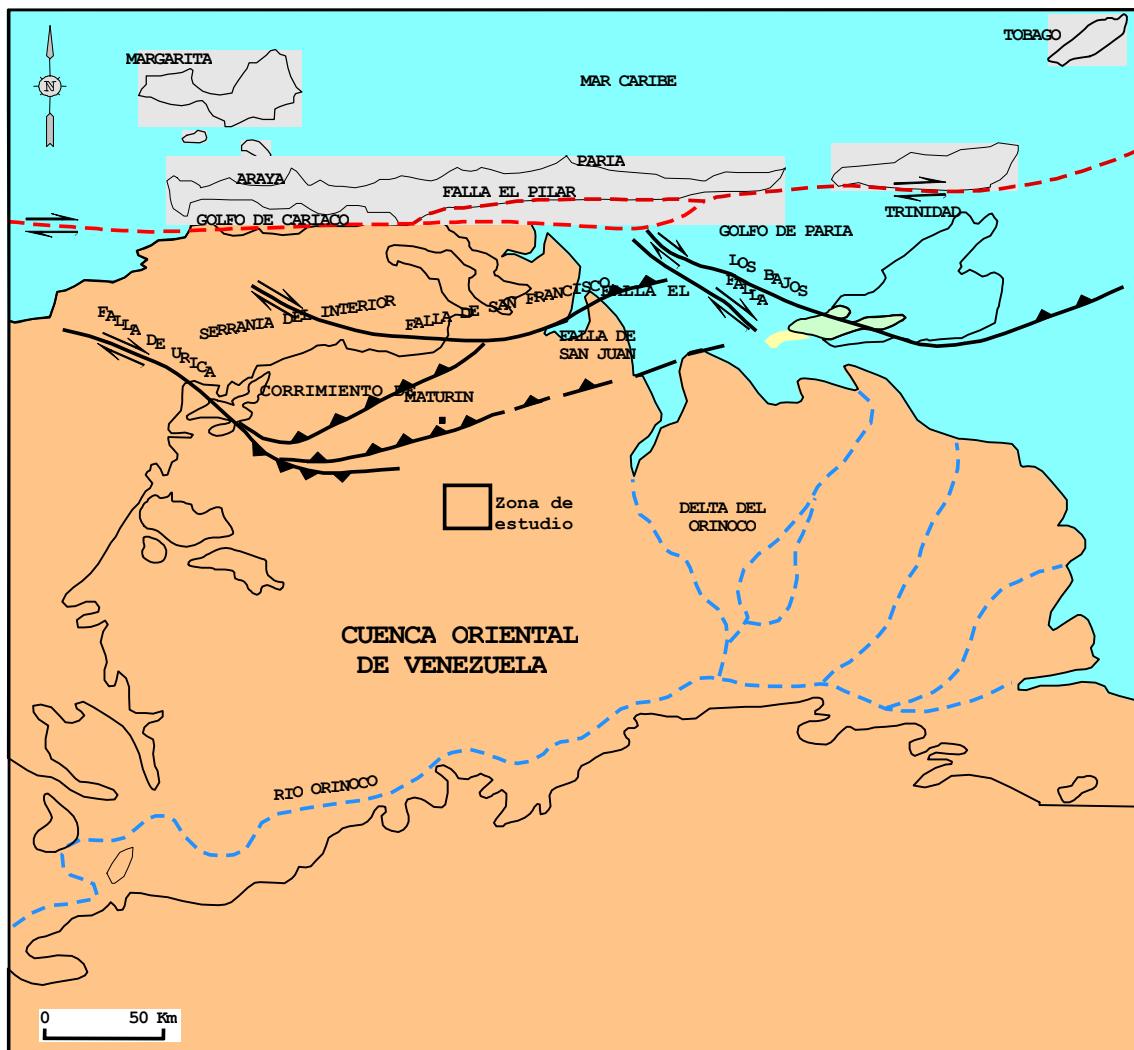


Fig. 3. Mapa de ubicación regional de los principales rasgos estructurales del oriente venezolano. Modificado de Parnaud *et al.* (1995).

La actividad cuaternaria de la falla de El Pilar ha sido objeto de estudio por FUNVISIS, entre sus autores figuran Beltrán *et al.* (1995), quienes calculan la longitud de la falla en aproximadamente 350 km de longitud, con sólo 80 km aflorantes en tierra y un movimiento cuaternario transcurrente dextral; mencionan cuatro tramos diferenciados principalmente por sus características geomorfológicas, interpretación de subsuelo, rasgos batimétricos, disposición geométrica del fallamiento, y datos paleosismológicos. Es importante destacar que Beltrán (*op. cit.*) asocian al

movimiento cuaternario (transcurrente dextral) de la falla de El Pilar con el movimiento reconocido para los sistemas de falla transcurrentes de Boconó y Oca.

En un entorno geográfico un poco más amplio, Pindell (1994) utiliza el término de transpresión, en lugar de régimen transcurrente compresivo, para aplicarlo a la zona de colisión Caribe-Suramérica durante el Neógeno con su máxima expresión en aproximadamente 10-12 ma, también aplica el término trastensión, en lugar de régimen transcurrente extensivo, en una fase posterior que según el autor domina el desarrollo regional que enmarca a la falla de El Pilar; Beltrán & Giraldo (1989) en un análisis de campo de esfuerzos en el Cuaternario del nororiente venezolano proponen una fase compresiva desde el Plio-Pleistoceno hasta el Reciente.

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 10-15 Ma** con una velocidad promedio de 1-1,5 cm/año y que dicho desplazamiento es contemporáneo con la **fase tectónica compresiva** causante del acortamiento de la Serranía del Interior con vergencia el sureste en el Mioceno medio-Superior; luego, Audemard & Giraldo (1997) como resultado de considerar los acortamientos transversos al sistema dextral principal recalculan el movimiento de esta falla y estiman unos 55 km de desplazamiento dextral lo que sería una velocidad de 0.367-

0.55 cm/año (tal cálculo fue realizado antes del sismo ocurrido el mismo año).

Passalacqua *et al.* (1995) dividen el movimiento generado en la zona de la falla de El Pilar en tres estados tectónicos interactuantes: uno al norte de la falla caracterizado por una casi transcurriencia pura, al sur de la falla una zona de acortamiento N-S involucrando el alóctono, y en profundidad subducción continental con buzamiento norte de la litósfera suramericana con una corteza suprayacente indentada que sufre un abultamiento o "back stop".

La Serranía del Interior

Se considera la Serranía del Interior Oriental como un elemento complejo estructural y estratigráficamente. Sin embargo, en este sistema montañoso se observa el mayor número de formaciones aflorantes de la cuenca oriental (desde el Cretácico hasta el Reciente), razón por lo que se han realizado innumerables trabajos de campo para luego establecer correlaciones con la estratigrafía del subsuelo (Fig. 4). La Serranía del Interior está limitada al norte por la falla de El Pilar y el flanco sur está cubierto por sedimentos de la subcuenca de Maturín. Se extiende desde la zona de falla de Urica al oeste hasta el Golfo de Paria en el este. La Serranía puede ser dividida de acuerdo Murany (1972) en Vivas *et al.* (1985), en tres bloques seccionados por Las fallas de San Francisco y Urica, denominados como los bloques de Caripe, Bergantín y Santa Rosa, ubicados de este a

oeste respectivamente. Luego, González de Juana, *et al.* (1980) postulan dividirla de acuerdo a la falla de San Francisco en dos bloques el de Bergantín al oeste y el de Caripe al este. Hung (1997) define a la Serranía enmarcada en cuatro elementos: a) La falla de El Pilar al norte; b) El complejo de fallas inverso de Pirital (N70E) al sur; c) La zona de falla de Urica de rumbo NO-SE al oeste; d) La zona de falla de Los Bajos al este. Méndez (1999) la considera como el tramo más oriental de la Cadena Sur-Caribe, cadena extendida desde la Sierra de Aroa al oeste hasta la isla de Trinidad.

La historia de la Serranía comienza con la pulsación orogénica del Eoceno superior que inició el levantamiento, y posteriormente renovados empujes en el Mioceno, con una fuerte componente NS ocasionaron grandes

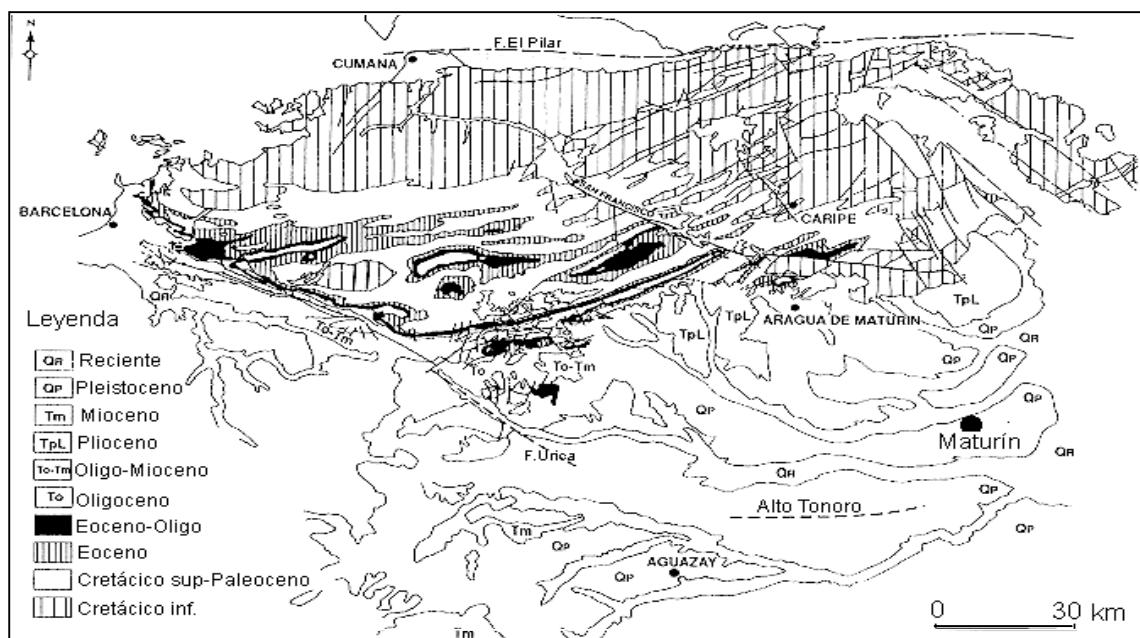


Figura 4. Mapa geológico de la Serranía del Interior. Tomado de Chevalier *et al.*(1995).

Líneas de sobrecorrimento hacia el sur, como son los corrimientos de Pirital y Anaco (González de Juana *et al.*, 1980).

Chevalier *et al.* (1995), resumen la geodinámica en movimientos transcurrentes, plegamiento y “cizalla tangencial” (tangential shears). Di Croce (1995) agrupa los estilos estructurales como pliegues asociados a despegues, fallas inversas y fallas transcurrentes. Estos pliegues tienen vergencia sur, formando sinclinales y anticlinales; entre las fallas inversas se encuentra la falla de Manresa y la falla de Pirital; entre las fallas transcurrentes se encuentran la falla de Urica, la falla de San Francisco y la falla de Los Bajos, todas anteriormente descritas. En la Serranía del Interior las tendencias encontradas son principalmente de orientación noreste y consisten de pliegues de estratos Cretácicos y Paleógenos y en menor cantidad sedimentos Neógenos

Falla de Anaco

La falla de Anaco ha sido definida en la bibliografía como una falla de rumbo NE. Murany (1972) la define como transcurrente siniestral relacionada con la falla de Urica, aunque reconoce que el plano de falla está inclinado unos 45° hacia el norte, donde se da una notación de “corrimiento” a los sedimentos de la Formación Oficina y las fallas transcurrentes que son verticales o muy poco inclinadas.

Arnstein *et al.* (1982) le asigna edad post-Mioceno medio, pre-Mioceno superior y con un promedio de desplazamiento de 1,33 km y localmente pone en contacto el Mioceno inferior con el Mio-Plioceno. Vivas *et al.* (1985) sugieren que esta falla fue inicialmente lístrica normal y que luego pasó a ser inversa.

Di Croce (1995) la menciona como el sistema de fallas inversas de Anaco (Fig. 5), y la define con tendencia SO-NE asociada a numerosos campos petroleros. El alineamiento de la falla de Anaco puede estar superpuesto al sistema de graben de Espino que es fallamiento normal y quizás persista a través del Mesozoico, el Paleógeno y el Mioceno temprano.

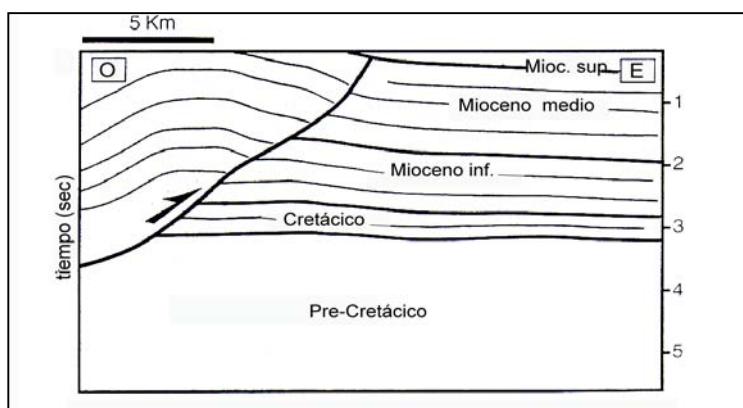


Fig. 5. Segmento interpretado de un perfil sísmico ubicado a unos 100 km al suroeste de Maturín con rumbo E-O, donde se observa la falla de Anaco con un anticlinal asociado (Modificado de Di Croce, 1995).

Falla de San Francisco

Rosales (1972) le calcula un rumbo promedio de N 65° O en una zona cercana a Guanaguana, y menciona que la falla se aparta muy poco de dicho rumbo. Se le asigna un desplazamiento de 18-25 km, calculado a partir de los desplazamientos de los ejes de pliegues de unos 30 km estimados a partir de los mapas isópicos de la Formación San Juan (Rosales, 1972;

1976). Vivas *et al.* (1985), a través de estrías encontradas, sugieren para dicha falla movimientos de todos los tipos.

Esta falla se inicia al norte de la población de Cumanacoa, hasta hacerse paralela al corrimiento de Pirital al sur de Caripito, por intermedio de la falla de Quiriquire, de orientación E-O, en contraste con la orientación NO de la falla de San Francisco (Vivas *et al.*, 1985; Hung, 1997).

Se considera con movimiento transcurrente dextral con actividad reciente y con una terminación hacia el este unida el sistema inverso piemontino y al sistema de fallas tensionales NO-SE de Azagua (Beltrán *et al.*, 1995).

La falla de Urica

La falla de Urica la define Rod (1959) como una falla transcurrente que sigue aproximadamente los límites entre los estados Anzoátegui y Monagas desde la zona petrolera de Tácata. La falla no aflora por estar cubierta por los sedimentos de la Formación Mesa según González de Juana *et al.* (1980) pero, Vivas *et al.* (1985) observan cinco aspectos resaltantes de esta falla: 1) Pliegues cónicos asociados; 2) Una zona de brechas donde se presentan areniscas facetadas, trituradas y estriadas en arreglo caótico; 3) Alineación de ríos y quebradas 4) Estrías y cambios abruptos en los rumbos y buzamientos; 5) Terminación de charnelas de pliegues asociados a fallas de corrimiento que se vuelcan y mueren contra la falla de Urica. Beltrán *et al.*

(1995) le calculan una longitud de 225 km en dirección NO-SE y la consideran una rampa lateral de con una componente principal transcurrente dextral, y una terminación hacia el sur en "cola de caballo" contra la falla de Anaco.

La falla de Urica es mencionada por Ostos (1990) como la división de pequeños espesores relativos de los sedimentos de la Cuenca de Guárico frente a gruesos espesores de la Cuenca de Maturín. Frente a esta observación de diferencia en los espesores de la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín, el autor resalta que esta falla correspondería no a un marco tectónico, sino a una característica particular de diferencia de espesor en el basamento que soporta el emplazamiento dado por el frente de corrimientos.

La actividad reciente de esta falla está evidenciada según Beltrán *et al.* (1995) con escarpes de falla de edad Holocena en el Golfo de Barcelona además de desplazamiento de edad menor a 2000 años.

Fallas El Soldado y Los Bajos

El desplazamiento lateral dextral de la falla de Los Bajos fue calculado en aproximadamente 10 km (Wilson, 1968). Soulás (1985) menciona que en el extremo del Golfo de Paria el sistema Boconó-San Sebastian-El Pilar sufre una abertura en “pata de gallina” en la cual el tren de fallas Los Bajos –El Soldado es el más activo.

El movimiento de este par de fallas es considerado por Vivas *et al.*, (1985) como transcurrente dextral y con rumbo Noroeste-Sureste. Beltrán & Giraldo (1989) y Beltrán *et al.* (1994) en Beltrán *et al.* (1995) mencionan una terminación en "cola de caballo" contra el frente inverso que domina la Península de Paria unidos a su vez con la terminación este de la falla de El Pilar. Considerando el mapa de rasgos neotectónicos de Venezuela elaborado por Funvisis (Beltrán, 1993); Audemard *et al.*, 2000) las fallas de El Soldado y Los Bajos estarían dentro de las fallas de actividad cuaternaria.

La falla de Los Bajos es observada en el mapa de Audemard & Lugo (1996), como inversa en su parte sur con un rumbo ENE, al igual que la falla de San Francisco.

Corrimiento Frontal

El Corrimiento frontal coincide en un sector con el Corrimiento de Pirital; Vivas, *et al.* (1985) mencionan a la deflexión de Barcelona (o depresión de Unare) como la parte frontal del corrimiento en su zona occidental; y la definen entre las fallas de Urica-Cerro Grande y Santa Inés, con rumbo Noroeste- Sureste. Posteriormente Singer *et al.* (1995) mencionan una franja de aproximadamente 40 km con evidencias de corrimientos con vergencia sur asociados al plegamiento de la Serranía del Interior Oriental en un régimen tectónico imperante asociado a un despegue; además de un fallamiento normal e inverso, de una orientación aproximada OSO-ENE. Estos corrimientos se conectan con las fallas transcurrentes de orientación

NO-SE que actúan como rampas laterales; y se le considera una actividad reciente debido a la reactivación o conservación del movimiento hasta la edad Cuaternaria.

Corrimiento de Pirital

Esta estructura comienza al este de la falla de Urica y continúa hasta alcanzar la falla de San Francisco. De hecho, Rosales (1972) menciona que hacia el este de la falla de San Francisco, ésta se confunde con el corrimiento de Pirital. El corrimiento de Pirital no constituye el límite sur de las fallas de corrimiento en superficie, y coincide aproximadamente con los campos de Santa Bárbara, Jusepín y Quiriquire, donde localmente emplaza al Cretácico sobre el Mioceno (Vivas *et al.*, 1985).

Di Croce (1995) considera a este fallamiento como el mayor elemento tectónico del subsuelo y le asigna un desplazamiento vertical de unos 4 a 5 km y un desplazamiento horizontal de unos 20 a 30 km.

Méndez (1999) define este corrimiento como un frente tectónico alóctono de la Serranía del interior debido al cabalgamiento observado en secuencias Cretácicas- Terciarias, le asigna un rumbo N 80° E hacia su parte occidental, y lo describe como un plano de cizalla, que cerca de la superficie presenta un buzamiento de 50°-60° hacia el norte y en profundidad se aplana llegando a tener 3°N.

Aunque ésta constituye un rasgo de suma importancia para el estudio de las fallas de corrimiento en la cuenca oriental, no representa el mayor rasgo compresivo hacia el sur, ya que el cabalgamiento frontal se localiza decenas de kilómetros más al sur.

De los rasgos anteriormente descritos se define que la zona de interés en el presente trabajo se encuentra enmarcada dentro de un conjunto de fallas de rumbo NO-SE con una componente transcurrente (Urica, San Francisco, El Soldado y Los Bajos) definidas como rampas laterales según Beltrán *et al.* (1995), y otro conjunto de fallas frontales inversas de rumbo NE-SO (Anaco, Pirital y la misma San Francisco y Los Bajos), y más hacia el norte pasando la zona de la falla de El Pilar (inclusive) un conjunto de fallas de orientación aproximada E-O con una fuerte componente transcurrente dextral, Passalacqua *et al.* (1995).

Fallas normales del sur

En el flanco sur de la cuenca se encuentran un conjunto de fallas normales que González de Juana *et al.* (1980) consideran la característica estructural más destacada de este flanco. Entre estas fallas, los autores mencionados destacan a las fallas de Tucupita, Pilón, Jobo y Temblador; esta última con numerosas ramificaciones. Renz *et al.* (1963 en González de Juana *et al.*, op. cit.) sugieren que la causa de estas fallas fue la formación de una faja de articulación o flexión que se encontraba bajo tensión, lo cual desencadenó en fallas normales. González de Juana *et al.* (1980) postulan

como origen de las mismas al peso de la columna de sedimentos blandos que ocasiona su propio colapso por cizallamiento. Posteriormente Zeuss & Lena (1983) mencionan que el conjunto de fallas normales del sur se pueden dividir en tres sistemas el primero de rumbo N70°E (falla principal de Temblador), el segundo de rumbo N40°O y el tercero de rumbo N20°E; todas con un buzamiento que varía entre 30 y 50°. El origen de las mismas se debe según los autores citados a dos factores principales: a) "La acción y forma del basamento, el cual tuvo movimientos ascendentes, a veces, graduales y en otras ocasiones bruscos, especialmente en el Mioceno superior y en el Plioceno"; y b) "La subsidencia de la cuenca durante el tiempo de sedimentación de la Formación Oficina generó fallamiento casi al mismo tiempo que se efectuaba la depositación de los sedimentos".

2.2.3 Subcuenca de Maturín

2.2.3.1 Aspectos generales

La subcuenca de Maturín se encuentra separada de la Faja del Orinoco principalmente por la variación del crudo (Chevalier *et al.*, 1995), y se divide según Parnaud *et al.* (1995) de acuerdo a la información obtenida de pozos, a la información estructural y a la estratigrafía, en dos provincias tectónicas y en tres megasecuencias sedimentarias asociadas a la cuenca antepaís, que surge en una fase geodinámica final con la creación de la Serranía del Interior. Constituye el principal objetivo petrolero de la Cuenca Oriental y como tal está dividida operacionalmente en dos unidades una al norte del Corrimiento de Pirital y otro al Sur. Al norte de la falla de Pirital, la

estratigrafía de la subcuenca de Maturín está representada en buena parte en la Serranía del Interior (Fig. 6), al sur de la Falla, encontramos una columna de sedimentos que va desde el Cretácico con el Grupo Temblador, un Eoceno-Oligoceno todavía en discusión, y una secuencia que abarca el Oligoceno hasta el reciente que comprende sedimentos fluvio-deltaicos hasta marinos profundos hasta llegar a los sedimentos continentales y los aluviones del reciente.

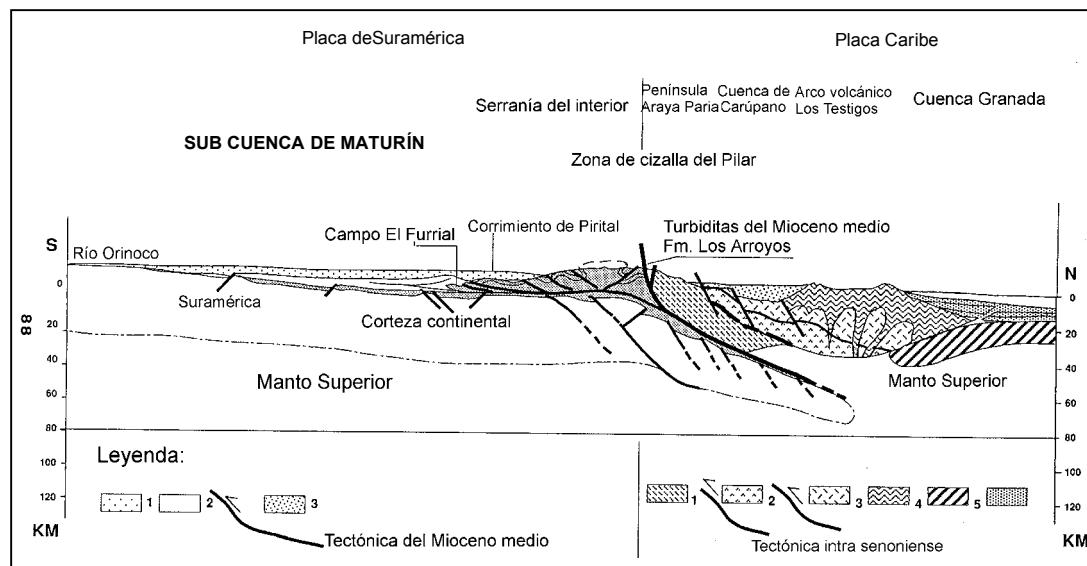


Fig. 6. Sección esquemática desde la Cuenca de Granada hasta el Río Orinoco mostrando la Subcuenca de Maturín (Modificado de Chevalier, 1987).

2.2.3.2 Elementos tectónicos y estratigráficos

Parnaud *et al.* (1995) realizaron un estudio integrado en la parte central de la cuenca definiendo dos provincias petrolíferas principales para esta zona, una en la plataforma de antepaís cercana al Orinoco, hacia el sur en los campos de petróleo pesado de la Faja del Orinoco y otra al norte en el

campo gigante de El Furrial y las trampas relacionadas con los cabalgamientos frontales en la Serranía del Interior.

Se debe recordar que de acuerdo a lo expuesto en el capítulo 2.2.2 existe una provincia tectónica de carácter compresivo en la zona de estudio, pero dentro de tal marco se encuentra una zona con un marcado estado extensivo causado por la acción de la gravedad y analizado más detalladamente en el capítulo 4.3. Según Hernández (2001, comunicación personal) existe una tercera "provincia" formada por las acumulaciones estratigráficas en sedimentos Plio-Pleistocenos que contiene a los campos de Quiriquire, Jusepín, Santa Bárbara y Orocual.

Con datos bioestratigráficos, el primer indicio de compresión se obtiene en el Mioceno inferior y es el causante de la creación de la discordancia que describen Lamb & Sulek (1968), entre la zona de la *C. Dissimilis* y la zona de la *G. Ampliapertura* en el área de Quiriquire. El segundo indicio de compresión fue reportado por Rossi *et al.* (1985) quien destaca que es de edad Mioceno inferior tardío. El tercer indicio y el más notable según Rossi *et al.*, (1985), en el área de Quiriquire, se da en las lutitas del miembro Chapapotal de edad Mioceno medio en la zona *G. Fohsi*.

Duval *et al.* (1994) destacan que la inversión en Venezuela Oriental *no ocurre antes del Plioceno*, que el acortamiento es principalmente en secuencia y la gran mayoría de los puntos altos estructurales han estado

siempre altos, esto trae como consecuencia que si existen varias fases de expulsión de las rocas generadoras, entonces las posibilidades de grandes acumulaciones de petróleo son mayores.

En la zona extensiva existe un tipo de fallas clasificadas como fallas normales lístricas (Daza & Prieto, 1990), que están asociadas con estructuras “rollover”; en líneas sísmicas se observan como reactivación de grandes fallas durante el Plio-Pleistoceno (Daza & Prieto, 1990) enraizadas en un grueso paquete lutítico que involucra a las formaciones Carapita y Freites. Estas fallas afectan sedimentos del Mioceno y son de sumo interés para el presente trabajo, ya que representan el evento tectónico más llamativo de la zona en cuestión y al cual se dedicará especial importancia en el capítulo 4.3.2.2. En la figura 7 se puede observar un mapa generalizado de las grandes fallas en el área de Mapirito-Soledad-Casma que se observan en el tope de la Formación Freites .

Duval *et al.* (1994) mencionan que las fallas normales originadas durante la extensión de la corteza continental estuvieron activas sólo durante la formación de la cuenca de separación ("rift"), pero sin embargo consideran que la falla inversa de Pirital es más joven que la falla de El Furrial, y se lo atribuyen a que la falla de Pirital corresponde a una reactivación Plio-Pleistocena de las fallas normales del Jurásico, como respuesta a una importante pérdida de la presión geostática, consecuencia de la erosión de la serranía del interior.

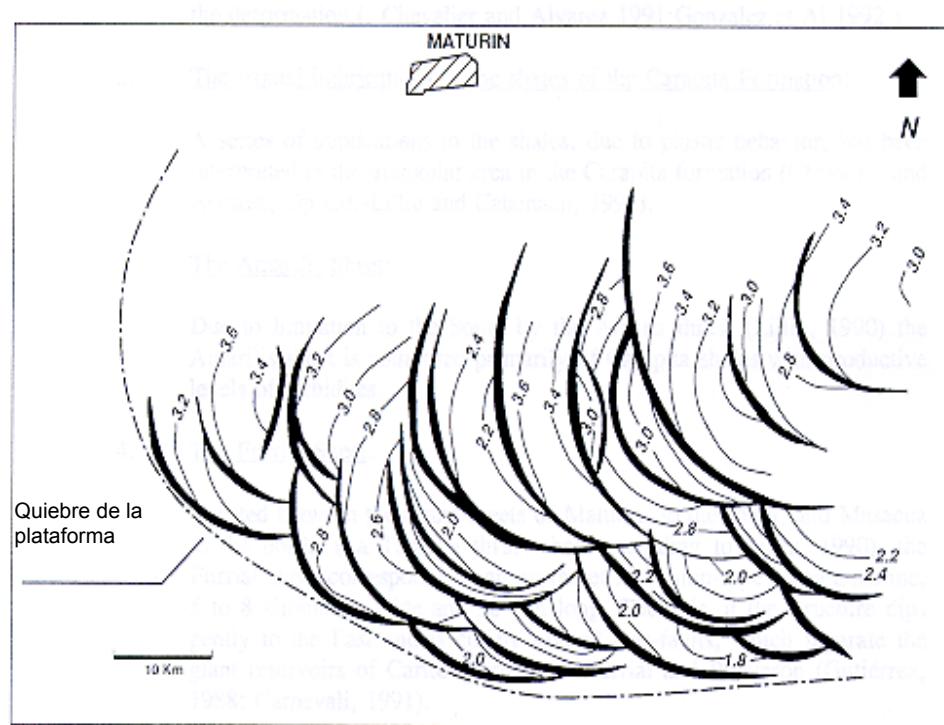


Fig. 7. Tope de la Fm Freites (Tomado de Daza & Prieto, 1990).

De acuerdo a interpretación sísmica, Chevalier *et al.* (1995) reconocen dos provincias tectónicas debajo de los sedimentos Plio-Pleistocenos. La primera es una provincia extensional que se encuentra ubicada al sur, y la segunda es una provincia compresional al norte provocada por la compresión frontal causada por la Serranía del Interior. La provincia extensional está caracterizada por fallas normales que atraviesan el basamento ígneo-metamórfico del Precámbrico, y se presentan con bastante frecuencia en la faja petrolífera del Orinoco, entrampando el petróleo que viene en migración.

En cuanto a la provincia compresional, limitada al sur por la zona frontal y desarrollada durante la deposición de la Formación Carapita,

Chevalier *et al.* (1995) resumen la geometría del área a partir de una sección esquemática norte-sur desde el suroeste de Maturín hacia el norte del frente de montañas en las cercanías de Manresa, en seis unidades, en orden hacia el antepaís: el “backthrust” frontal; la imbricación frontal de las lutitas de la Formación Carapita; la escama Amarilis; la escama Furrial; la escama Orocual; y por último la escama Manresa.

A estas pulsaciones compresivas los autores citados atribuyen el resultado de la migración progresiva de los solapamientos (onlaps) hacia el sur sobre la cuenca foredeep y la migración al sur de los depocentros de la Formación Carapita; esta última de sedimentación contemporánea con la deformación tangencial de la subcuenca de Maturín de edad Mioceno temprano a medio.

Lilliu (1990) en Di Croce (1995) y Carnevali (1991) mencionan la hipótesis de la presencia de una cuenca lomo de cochino (piggy back) al norte del alto de Pirital y esta hipótesis se encuentra objetada por estudios realizados por González & Mata (1991) y Linares (1992), que sugieren que los sedimentos de la Formación Morichito representan la facies proximal de una secuencia más extensa, que se extiende al sur del actual alto de Pirital. Una de las hipótesis es que existen varios niveles de despegue en el mismo orden de creación de las estructuras observadas en el modelo de deformación y esto sugiere un plano de despegue en algún nivel estratigráfico de edad pre-Barranquín en el Cretácico temprano. Y según

Lilliu (1990) en Di Croce (1995), un segundo nivel de despegue igual de grande se desarrolla en las lutitas negras y calizas de la Formación Querecual de edad Cenomaniense-Turoniana.

2.3 MARCO ESTRATIGRAFICO REGIONAL

Parnaud *et al.* (1995), a partir de la división de Eva *et al.* (1989), clasifican la estratigrafía del área de acuerdo a datos sísmicos y de pozos en cuatro megasecuencias como se describen a continuación:

- ✓ Megasecuencia pre-separación ("pre-rift")

Esta corresponde a la sedimentación del Paleozoico, Di Croce (1995) identifica mediante perfiles sísmicos el tope del basamento cristalino perteneciente a esta fase mediante la profundización de los reflectores y con el contraste de impedancia acústica entre el basamento cristalino y la secuencia sedimentaria suprayacente.

Según Parnaud *et al.* (1995) las formaciones Hato Viejo y Carrizal del Paleozoico en la subcuenca de Guárico pertenecen a esta magasecuencia y fueron depositadas en ambiente marino nerítico a costero; se reconocen en perforaciones como areniscas de grano fino a grueso, ligeramente calcáreas e intercaladas con lutitas verdes y conglomerados. A esta secuencia se le estiman espesores de 3.000 a 5.000 m. Di Croce (1995) menciona que el Paleozoico se encuentra un poco metamorfizado al norte del graben de Espino.

✓ Megasecuencia de separación ("rift")

Según Erlich & Barrett (1992), la separación (evento "rifting") que afectó el margen norte de Suramérica fue parte de la apertura del Atlántico Norte Central durante la separación de Gondwana y Norteamérica. Pindell (1985) en Erlich & Barrett (1992) propone dos fases de separación, una entre Norteamérica y Yucatán y otra entre Yucatán y el norte de Suramérica. La edad del evento sería por lo menos pre-Barremiense según Pindell (*op. cit.*); con una datación radiométrica en rocas ígneas que indica una edad Triásico tardío-Jurásico temprano (Macdonald & Opdyke, 1974; Feo Codecido *et al.*, 1984; Moticska, 1985; en Erlich & Barrett, 1992)

Según Parnaud *et al.* (1995) la megasecuencia de separación ("rift") ocurre durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano y está caracterizada por la presencia de la Formación La Quinta al oeste del área de estudio en el graben de Espino. Esta formación se sedimenta en un ambiente continental y consta de lutitas rojas con sills basálticos (Hedberg, 1950 y Bartok, 1993 en Parnaud, *op. cit.*). Los flujos basálticos según Di Croce (1995) suprayacen a clásticos Carboníferos y a la Formación Carrizal.

Esta megasecuencia alcanza espesores de cerca de 3600 m y puede ser reconocida sísmicamente en semigrábenes (Parnaud, *et al.*, 1995).

Para esta fase las evidencias de extensión no son tan claras, pero se puede dejar una ventana abierta a pensar que el evento de separación ("rifting") afectó y dejó huellas en la Cuenca Oriental Venezolana.

✓ Megasecuencia de margen pasivo

El espesor sedimentario del margen pasivo suramericano puede incluir sedimentos Jurásicos pero consiste principalmente de clásticos y carbonatos Cretácicos, carbonatos y clásticos Cenozoicos (Di Croce, 1995). En el momento geológico de la sedimentación de esta megasecuencia, el margen norte de Suramérica subsidió lo suficiente como para permitir la acumulación de 3 a 4 km de sedimentos, principalmente clásticos marinos, aunque en la sección del Cretácico temprano existen varios espesores de carbonatos (Erlich & Barrett, 1990).

En el Oriente de Venezuela, Parnaud *et al.* (1995) mencionan que dicha megasecuencia de edad Cretácico-Paleógeno comprende tres fases transgresivas principales que culminan en el Turoniense, Paleoceno-Eoceno temprano, y Oligoceno respectivamente, de las cuales la mejor observada en área continental es de edad Cretácea.

La primera fase transgresiva se inicia con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquín (Van der Osten, 1957 en Parnaud *et al.*, 1995). Las plataformas carbonáticas indican el máximo avance transgresivo y surgen de norte a sur, reconociéndose en líneas

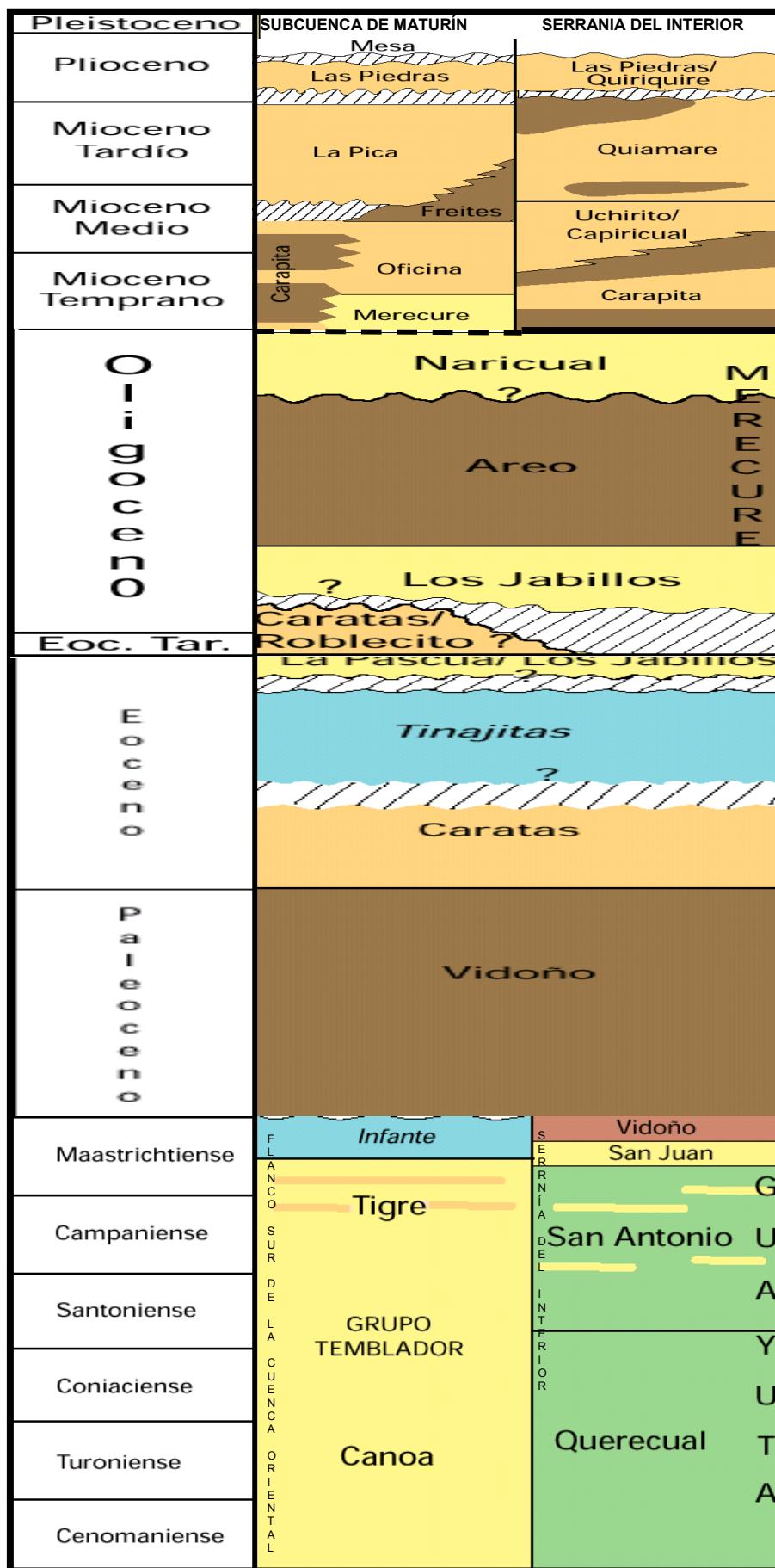


Fig. 8. Cuadro estratigráfico generalizado de la subcuenca de Maturín y de la Serranía del interior Oriental para el Cretácico sup. al Cenozoico.
(Modificado de Yoris & Ostos, 1997).

sísmicas como la secuencia intermedia Cretácica (Parnaud *et al.*, 1995). Al norte en el área de El Pilar, estas calizas corresponden a los niveles superiores de la Formación Barranquín (Fig. 9) de edad Barremiense y al área de afloramientos de la Formación El Cantil de edad Albienense más al sur.

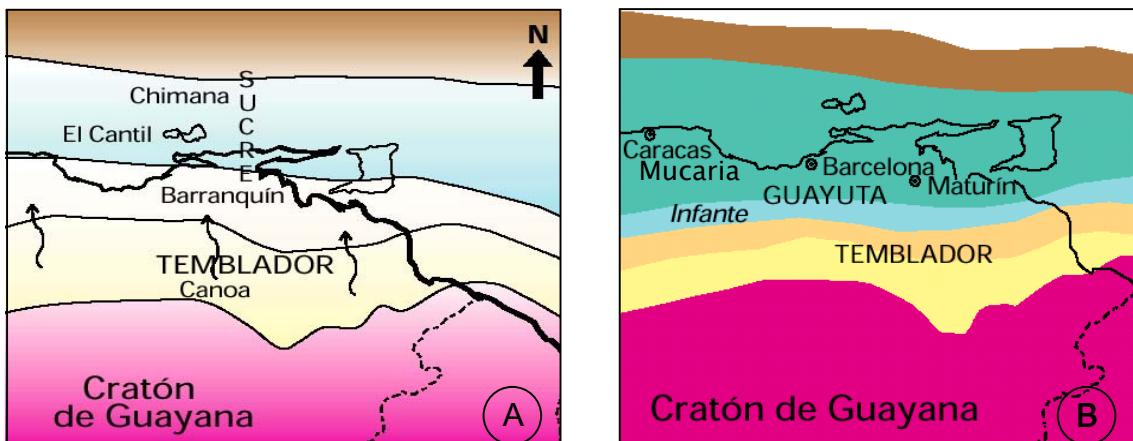


Fig. 9. Configuración de las unidades formacionales en la cuenca oriental para: A) Cretácico temprano y B) Cretácico tardío. (Tomado de Yoris & Ostos, 1997).

Yoris & Ostos (1997) mencionan que en el Oriente venezolano el Cretácico temprano está representado por la sedimentación del Grupo Sucre (Fig. 9). Dicho Grupo evidencia el margen pasivo generado. Luego del final del Albienense, según los mismos autores, ocurre la transgresión marina que coincide con la transgresión marina mundial del Cretácico tardío, y se depositan las Formaciones Querecual (Fig. 8), Mucaria y San Antonio en Oriente y las Formaciones Navay y La Luna en occidente; muy conocidas por la gran importancia que tienen Querecual, La Luna y Navay como rocas madre. El máximo transgresivo se encuentra entre el Turoniense y el Campaniense. La sedimentación del Cretácico tardío en Venezuela Oriental finaliza con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de

la roca madre, y se manifiesta en el flanco sur de la Cuenca Oriental con las formaciones Canoa y El Tigre del Grupo Temblador (Fig. 8).

La segunda transgresión ocurre durante el Paleoceno-Eoceno Yoris & Ostos (1997) mencionan que el Oriente de Venezuela no tuvo influencia del frente de deformación del Caribe durante el Paleoceno-Eoceno, por lo que se acumularon los sedimentos finos de talud continental de la Formación Vidoño y más arenosos de la Formación Caratas (Fig. 8). El efecto de la colisión oblicua estaría quizás representado en el Eoceno Medio en ambientes de carbonatos arenosos, glauconíticos y con presencia de foraminíferos (en el norte de Venezuela Formación Peñas Blancas, Punta Carnero y el Miembro Tinajita de la Formación Caratas).

La tercera transgresión descrita por Parnaud *et al.* (1995) se inicia al comienzo del Oligoceno con la deposición de las arenas basales de la Formación Merecure (principal reservorio del área del Furrial) de ambiente continental en la parte sur de la cuenca (área de Cerro Negro) y ambiente de plataforma interior en la parte norte de la cuenca (afloramientos de la Serranía del Interior), la fuente de estos sedimentos es el Escudo de Guayana). La Formación Merecure más al sur, cambia de facies hacia el norte a las formaciones Areo de edad Oligoceno superior según Di Croce (1995) y Carapita de edad Mioceno inferior-medio (edad para la que ya el margen activo está vigente) y se les asigna un ambiente de plataforma exterior (Stainforth, 1971).

✓ Megasecuencia de colisión oblicua o fase "foredeep"

Una vez culminada la sedimentación de la megasecuencia de margen pasivo tiene lugar la transcurriencia de orientación aproximada este-oeste como consecuencia del choque Placa Caribe-Placa Suramericana (Burke *et al.*, 1984; Stephan *et al.*, 1990; Ostos, 1990; Audemard, 1991; Pindell *et al.*, 1991; Erlich & Barrett, 1992; Passalacqua *et al.*, 1995; Pindell *et al.*, 1998), tal movimiento ocasiona la cuenca antepaís en el oriente venezolano que según (Di Croce, 1995) ocurre específicamente en el Oligoceno superior. Parnaud, *et al.* (1995) mencionan tres áreas en las que se divide la cuenca antepaís debido a esta colisión oblicua y posterior migración progresiva hacia el este durante el Oligoceno tardío a Mioceno temprano: 1) Un área al sur que indica la zona de plataforma (desde Cerro Negro a Oritupano); 2) Una zona central que indica la zona foredeep (Acema-Casma a Pirital), en esta área se encuentra ubicada la zona objetivo del presente trabajo; y 3) Un área al norte de la falla de Pirital caracterizada por una zona de sobrecorrimento.

Di Croce (1995) define esta fase específicamente como una fase de antefosa ("foredeep") asociado al cinturón plegado por transpresión y que posee aporte de sedimentos provenientes de tres direcciones, ellas son: a) de oeste a este, b) sedimentos provenientes del sur desde el Escudo de Guayana y c) un aporte de sedimentos desde el nor-noroeste dado por el levantamiento de la Serranía del Interior.

Yoris & Ostos (1997) mencionan que en el Eoceno-Oligoceno mientras el frente de corrimiento migraba al este, se produjo el traslado del surco de Guárico hacia el sur y se desarrolló la Formación Roblecito (Eoceno Tardío a Oligoceno) y se depositaron clásticos arenosos (equivalentes diacrónicos más antiguos de la Formación La Pascua) más al sur, como consecuencia de la flexión litosférica asociada al peso de las napas. El final del Eoceno y el Oligoceno está representado en la Serranía del Interior por las formaciones Los Jabillos (clásticos arenosos de ambientes diversos), Areo (clásticos finos) y parte de Naricual(?) (clásticos arenosos de ambientes fluvio costeros y marinos someros) (Fig. 8), mientras más al sur continúa el diacronismo con el aporte de sedimentos esencialmente del cratón, representados por la Formación Merecure en el subsuelo de la subcuenca de Maturín.



Fig. 10. Configuración geológica para la cuenca oriental durante el Mioceno- Plioceno. (Tomado de Yoris & Ostos, 1997).

Según Yoris & Ostos (1997), la sedimentación de ambientes transicionales deltaicos están representados por las formaciones Oficina y

Merecure, que pasan lateralmente hacia el este a formaciones más profundas como Carapita (turbidítica) y Capiricual (figuras. 8 y 10). Hacia el sur de la cuenca Oriental, en los campos de Oficina y en la Faja del Orinoco se encuentran los equivalentes diacrónicos más jóvenes que son la Formación Merecure comúnmente discordante sobre el Grupo Temblador, y subyacente a la Formación Oficina. Para el Mioceno, en el flanco sur de la cuenca la Formación Freites suprayace a la Formación Oficina; y para concluir, el relleno final lo constituyen los sedimentos de los ciclos deltaicos de la Formación La Pica y los sedimentos molásicos post-anterpaís del Plioceno al Reciente de las formaciones Las Piedras y Quiriquire que subyacen a la Formación Mesa y a los sedimentos aluvionales (figuras 8 y 10).

Capítulo III Análisis estratigráfico local

3.1 MARCO ESTRATIGRÁFICO LOCAL

La estratigrafía local está dada por el conjunto de elementos tectónicos y estratigráficos dominantes en la cuenca. El área se ubica en la porción central de la cuenca antepaís y esto condiciona una sedimentación típica (Fig.11). Sin embargo, el tectonismo imperante condiciona la formación de rasgos estratigráficos que conllevan a una complicación estratigráfica-estructural.

La columna estratigráfica del área de trabajo comienza con sedimentos de edad Cretácica (probablemente finales del Cretácico) infrayaciendo discordantemente a una unidad terciaria. La secuencia terciaria comienza en su base con sedimentos del Mioceno temprano y evoluciona hasta llegar a la colmatación de la cuenca con los sedimentos de la Formación Mesa de edad Pleistoceno-Reciente.

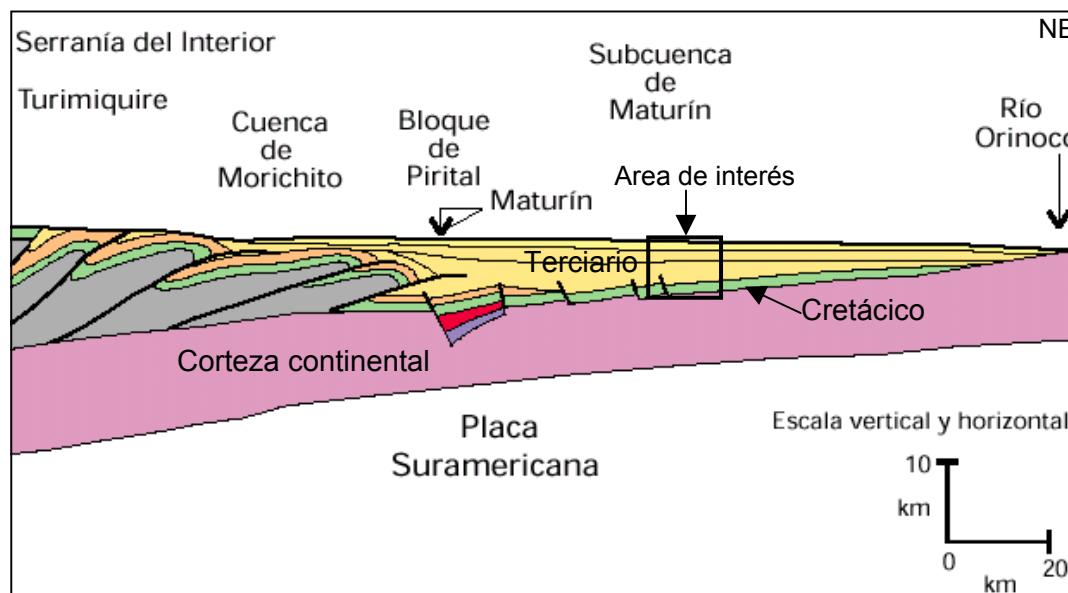


Fig. 11 Ubicación relativa de la zona de interés en la cuenca antepaís (Modificado de Yoris & Ostos, 1997).

3.1.1 DESCRIPCION LITOLOGICA. DESCRIPCION DE NÚCLEOS

En el área de estudio se encuentran ubicados cinco pozos (figuras 12, 13 y 14), de los cuales se obtuvo núcleo en el pozo P-4 y en el pozo P-5, estando este último ubicado sobre la línea sísmica A-A'. El núcleo del pozo P-4 consta de 29'6'' y el pozo P-5 posee 108' en totalidad repartidos en cuatro núcleos. Estos fueron objeto de análisis a escala mesoscópica.

La estratigrafía del área fue interpretada a partir de datos arrojados por la información sísmica (2D), de datos obtenidos de los pozos y de la información litológica suministrada por los reportes internos de la empresa Lagoven S.A. Además se analizaron cinco núcleos, uno en la secuencia Cretácica en el pozo P-4 y cuatro núcleos de la Formación La Pica en la unidad estructural de interés que presenta el fallamiento cóncavo hacia arriba en el pozo P-5.

Las formaciones involucradas en la estratigrafía del área de base a tope son: Grupo Temblador, Formación Oficina, Formación Freites, Formación La Pica, Formación Las Piedras y Formación Mesa. En la figura 13 puede observarse un resumen de las unidades litoestratigráficas obtenidas de los datos sedimentológicos que señalan las carpetas de los pozos. De aquí se deriva que las profundidades formacionales mostradas en las figuras 15 a 21 son diferentes a las mostradas en la figura 13, ya que las profundidades arrojadas por la interpretación sísmica y de los registros de pozos del presente trabajo no coinciden con las correspondientes a los datos

de dichas carpetas. Es de recalcar que para efectos de trabajo se acordó unificar las formaciones atravesadas por los diferentes pozos (Fig. 14), razón por la que en la figura 13 aparecen la Formación Oficina y la Formación Freites y no se señala la presencia de la Formación Carapita. En cuanto a la unidad formacional Mesa-Las Piedras se debe señalar que el límite entre las ambas no se encuentra presente por no estar incluido en los intervalos analizados sedimentológicamente y bioestratigráficamente, pero para efectos del presente trabajo se estableció el límite formacional mediante las secciones sísmicas y los registros de pozos (ver capítulo 3.3 y 4.3) .

A continuación se resumen algunos datos importantes de los pozos utilizados.

Pozo P-1: La profundidad alcanzada por este pozo fue de 16207'; atravesando de tope a base las formaciones Mesa, Las Piedras, La Pica, Freites, Oficina y el Grupo Temblador.

Pozo P-2 : La profundidad total de este pozo fue de 15873'. Este pozo no posee núcleos, siendo los análisis practicados por la empresa Lagoven S.A. hechos a partir de muestras de canal, de pared y ripios. Las formaciones atravesadas de tope a base por este pozo son Mesa-Las Piedras, La Pica, Freites, Oficina y Grupo Temblador.

Pozo P-3 : La profundidad de este pozo llega hasta 15604'. En este pozo no se tomó núcleo. Las formaciones atravesadas de tope a base son Mesa-Las Piedras, La Pica, Freites, Oficina y Grupo Temblador.

Pozo P-4 : La profundidad final del pozo fue 18730' con recuperación de núcleo en el intervalo 18699'-18728'6''. Las formaciones atravesadas de tope a base por este pozo son las formaciones Mesa, Las Piedras, La Pica, Freites, Oficina y Grupo Temblador (sin penetrar su base).

Pozo P-5 : La profundidad total de este pozo alcanza los 19717' recuperándose núcleos en los intervalos 9950-9979'; 12650-12668'; 12696-12730'; y 17500-17527'. Las formaciones atravesadas de tope a base son Mesa, Las Piedras y La Pica.

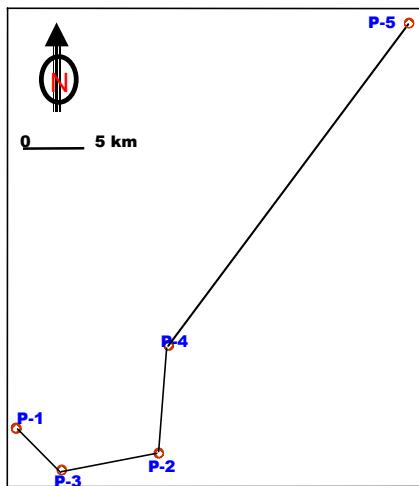


Fig. 12. Mapa de ubicación relativa de los pozos utilizados.

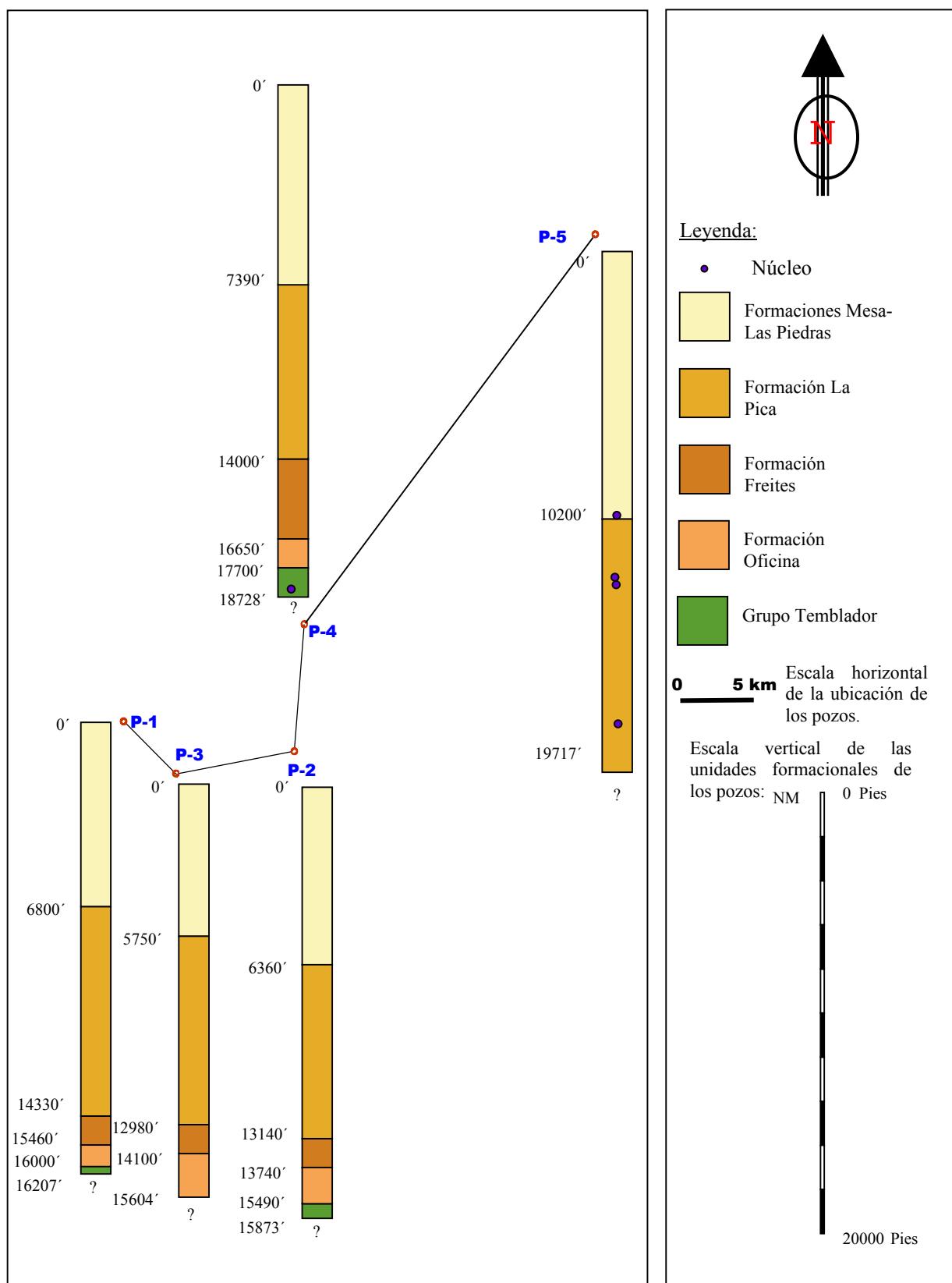


Fig. 13. Mapa de ubicación relativa de los pozos utilizados integrado a la ubicación en profundidad de las unidades litoestratigráficas designadas en las carpetas de los pozos respectivos.

Resumen de las características formacionales del área de trabajo a partir de los pozos utilizados.

Grupo Temblador:

Pozo P-1: el tope según la interpretación sísmica y de registros de pozos se encuentra a 16000', no se le conoce la base por no ser penetrada, consta de arenisca con presencia de lutitas.

Pozo P-2: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) el tope se encuentra a 15490' y no se conoce la base porque no se alcanza a penetrar. La conforman areniscas de color rojizo, de grano fino, sin porosidad visual, con sobrecrecimiento de sílice e inclusiones de glauconita. Estas areniscas se encuentran intercaladas con lutitas de color gris a negro en ocasiones verde y marrón claro intercalada con arcillita y limolita. Contiene fragmentos de carbonatos y sedimentos retrabajados, caliza glauconítica, calcita, pirita y chert.

Pozo P-4: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope está ubicado a 17700', la base no fue perforada. Constituido principalmente por areniscas consolidadas masivas de grano medio a fino. Además contiene dolomita color crema que contiene inclusiones de carbón. El núcleo de este pozo se encuentra ubicado al nivel de este grupo formacional (ver anexos hoja sedimentológica del núcleo # 1

pozo P-4) Se describe a continuación las características más resaltantes del núcleo:

Profundidad **18699'-18728'6"**, el núcleo está compuesto por areniscas de color gris claro, de grano fino a muy fino, calcáreas, con presencia de porosidad secundaria por disolución, bioturbadas, con esporádicas marcas de oxidación, micáceas y algunas veces glauconíticas; la presencia de lutitas se hace efectiva al tope del núcleo, estas lutitas son micáceas y muchas veces arenosas por lo que se definen como lutitas heterolíticas.

Formación Oficina:

Pozo P-1: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) las profundidades de ésta van desde 15460'-16207'. Está descrita como la facies arenosa de la Formación Carapita equivalente a la Formación Oficina. Constituida por areniscas de cuarzo cristalino, mal consolidada, algunas veces con carbón.

Pozo P-2: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope se encuentra a 13740' y la base a 15490'. Conformada principalmente por lutitas, que se dividen en dos unidades, una unidad al tope que se caracteriza por color gris, negro, marrón y verde, calcárea, glauconítica, pirítica, fosilífera; y una segunda unidad hacia la base que se caracteriza por su color gris oscuro a negro, intercalada con limolita

moderadamente calcárea, y margas de color blanquecino, con inclusiones glauconíticas.

Pozo P-3: de acuerdo a la interpretación del presente trabajo el tope se encuentra a 14100' y la base no fue perforada. Según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) es considerada como la Formación Carapita conformada por lutitas de color gris y areniscas a partir de la profundidad de 15190' hasta los 15470'.

Pozo P-4: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope de ésta se ubica a 16650' y la base a 17700'. Está compuesta por lutitas de colores gris, marrón, verde y negro; intercalaciones de limolitas con areniscas de grano fino con inclusiones de glauconita. En esta formación se encuentran capas carbonosas de hasta 2 pies de espesor.

Formación Freites:

Esta formación es tratada como Formación Carapita u Oficina según algunos autores. Para el presente trabajo no se considera la presencia de la Formación Carapita, se unifica la información y se le designa como Formación Freites, aunque no se descarta la posibilidad de la presencia de dichas formaciones en lugar de la Formación Freites. Esta unificación no afecta los resultados estructurales ya que para los efectos de comportamiento del material estas formaciones son equivalentes entre sí.

Pozo P-1: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope se encuentra a 14330', y la base a 15460'. Principalmente conformada por lutitas de color gris oscuro a medio, presenta un nivel glauconítico.

Pozo P-2: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) el tope de ésta se ubica a 13140' y la base a 13740'. Se caracteriza por lutitas grises, limosas, con materia orgánica e intercalada con limolita.

Pozo P-3: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) el tope se encuentra a 12980' y la base a 14100'. Compuesta por lutitas duras de color gris, micáceas, con intercalaciones de arena cuarzosa de grano grueso.

Pozo P-4: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) esta formación tiene una profundidad que va desde 14000' hasta 15410' y es descrita como Formación Carapita en el intervalo 15410-16650' (las profundidades calculadas a partir de la interpretación del presente trabajo no coinciden con las profundidades mencionadas, ver Fig. 13). Está constituida por lutitas de color gris, presenta inclusiones de materia orgánica y está intercalada con lentes de arenisca de grano fino a medio y limolitas. Contiene margas fosilíferas, presenta lutitas con microfracturas

rellenas con calcita y moderadamente calcáreas. Trazas de glauconita limolita y pirita hacia el tope.

Formación La Pica:

Pozo P-1: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope se ubica a 6800' y la base 14330'. A esta formación se le divide, según Barnola (1960) en González de Juana (1980), en tres intervalos que de tope a base son Miembro Cotorra, Miembro Pedernales y Miembro Amacuro. Está constituida principalmente por lutitas de color gris, gris verdoso, en ocasiones marrón, y areniscas algunas veces arcillosa, de color gris.

Pozo P-2: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) va desde 6360' hasta 13140'. Es una secuencia de lutitas intercaladas con limolitas gris claro, ligeramente calcáreas; y areniscas de color blanco-gris, de grano fino. Contiene también delgados lentes de carbón.

Pozo P-3: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) el tope se encuentra a 5750' y la base a 12980' (según la presente interpretación ocupa el intervalo 5500-12900'). Está conformada por lutitas de color gris y gris verdoso, intercalaciones de arenisca de grano fino y limolitas, presenta conchas de bivalvos, hacia el

tope contiene inclusiones de materia orgánica, óxidos y laminaciones de carbón.

Pozo P-4: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope está ubicado a 7390' y la base a 14000'. La formación se encuentra compuesta por una secuencia de lutitas intercalada con limolitas ligeramente calcáreas y algunas veces micáceas, y areniscas blanco-grisáceo de grano fino. También se encuentra la presencia de carbón.

Pozo P-5: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) el tope se encuentra a 10200' (9950' según la interpretación del presente trabajo) y la base no fue perforada. Descrita como una secuencia de lutitas, moderadamente duras con intercalaciones de limolitas de color gris claro, ligeramente calcáreas, y areniscas de color blanco grisáceo, de grano fino no cementada de matriz arcillosa, contiene delgados lentes de carbón, calizas blanquecinas, dolomitas marrones y margas de color beige. Los núcleos obtenidos en este pozo pertenecen a esta formación (ver anexos de hojas sedimentológicas de los núcleos # 1,2,3 y 4 del pozo P-5). Los resultados de la descripción de núcleos fueron los siguientes:

Para el núcleo # 1 de profundidad **9950-9979'** la litología consta de lutitas de color gris oscuro a negro y areniscas grises de grano medio a muy fino con presencia de concreciones; además se presentan trazas de restos

vegetales y bioturbaciones (ver anexos hoja sedimentológica del núcleo # 1 pozo P-5).

En el núcleo # 2 de profundidad **12650-12668'**, la litología está compuesta de lutitas de color marrón, limolitas arenosas y areniscas de grano muy fino ligeramente calcáreas; se presentan trazas de bioturbaciones. Se observaron fracturas llenas de arena de grano fino (ver anexos hoja sedimentológica del núcleo # 2 pozo P-5) las cuales se pueden asociar a la probable licuación que indican las microestructuras descritas en el capítulo 4.2.

En la profundidad comprendida entre **12696-12730'** en el núcleo # 3 se encontraron lutitas de color marrón oscuro a negras, limolitas algunas veces micáceas y algunas areniscas grises de grano muy fino, existe presencia de trazas de bioturbación. Destaca la presencia de fracturas llenas de arena de grano muy fino (ver anexos hoja sedimentológica del núcleo # 3 pozo P-5).

El núcleo # 4 de profundidad **17500-17527'** está principalmente compuesto por lutitas de color marrón con delgadas capas de oxidación, y algunas areniscas de grano muy fino. Se observaron microfallas normales (ver anexos hoja sedimentológica del núcleo # 4 pozo P-5).

Formaciones Mesa- Las Piedras:

Pozo P-1: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) alcanza 6800'. Formada por arenisca conglomerática, intercalaciones de limolita de color marrón claro, arcilla gris claro, arenisca marrón claro a gris claro mal seleccionada. También posee lignito, y como accesorios pirita, Ftanita y siderita.

Pozo P-2: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1996) la base se encuentra a 6360'. Consta de sedimentos finos, mal consolidados, con inclusiones cuerpos limolíticos y areniscas de grano fino a medio, intercaladas con capas de arcilla y abundante capas de carbón. También se presentan hacia el tope series delgadas de gravas continentales y arenas de grano grueso; hacia la base se hace más lutítica.

Pozo P-3: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) ocupa el intervalo 0-5750', consta de microconglomerado hacia el tope, hacia la parte media de la sección se hace carbonosa, en la base posee areniscas, lignitos y presencia de abundante pirita y siderita.

Pozo P-4: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) la profundidad de la base se encuentra a 7390', consta principalmente de sedimentos finos, mal consolidados con inclusiones de cuerpos limolíticos y areniscas de grano fino a medio, intercaladas con

capas de arcillas y capas de carbón. Existe presencia de delgadas gravas continentales hacia el tope y en la base una zona lutítica.

Pozo P-5: según información litológica de la empresa Lagoven, S.A. (Reporte interno, 1994) la base se encuentra a 10200'. En este pozo la unidad formacional se encuentra constituida por sedimentos finos mal consolidados, limolitas y areniscas de grano fino a medio, intercaladas con arcillas. La Formación Mesa en el pozo P-5 tiene su base a 4000'. Conformada por sedimentos no consolidados arcillas grises, areniscas de grano medio a fino algunas veces de grano grueso a microconglomerático, también se presentan intercalaciones de capas de carbón.

3.2 DATOS BIOESTRATIGRAFICOS

Los datos bioestratigráficos del área están basados casi exclusivamente en la Recopilación de Estudios Bioestratigráficos realizados para el Proyecto Monagas Central y Este de Maturín, por Genaro Giffuni, (Informe interno, 1998). Dicha recopilación incluye el análisis de los pozos de interés para el presente trabajo como lo son los pozos P-1, P-2, P-3, P-4 y P-5, además de los pozos P-6 y P-7, tomados como apoyo para la interpretación de los registros de pozos.

De esta recopilación bioestratigráfica se obtienen las edades propuestas para las profundidades analizadas que son tentativas y sujetas a posibles cambios.

Las diferentes condiciones de sedimentación de la sección estratigráfica estudiada facilitan la interpretación de ambientes y su correlación. Dicha sección abarca desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno, donde la sección terciaria es de edad Mioceno Temprano-Plioceno; sin embargo, el citado autor menciona que la datación desde el Mioceno superior hasta el Plioceno se dificulta por no poseer fósiles marcadores de edad de rango corto, carecer de foraminíferos pláncticos y nannoplancton calcáreo y poseer escasos palinomorfos de rango largo.

En cuanto a las posibilidades exploratorias de interés petrolero desde el punto de vista bioestratigráfico Giffuni et al. (2000) concluyen en la existencia de cuerpos arenosos que progradan y agradan sobre las discordancias 22 ma y 21 ma del Mioceno inferior caracterizadas por poseer una base erosiva bien marcada, destacan además, que las lutitas de la superficie de máxima inundación de 13.4 ma representan el último sello regional confinante de hidrocarburos para las arenas del Mioceno temprano.

A continuación se menciona el contenido faunal en las litologías previamente descritas y los ambientes asociados. Debe destacarse que toda la información bioestratigráfica, a menos que se especifique lo contrario pertenecen al trabajo de Giffuni (Informe interno, 1998).

Grupo Temblador: contiene algunos moluscos y palinomorfos. Según el mencionado autor, la presencia de palinomorfos, especialmente de eláter de

Ariadnaesporites, da evidencias contundentes para restringir la edad al Cretácico. El ambiente de deposición de este Grupo formacional corresponde a plataforma, probablemente plataforma interna.

Formación Carapita: ver también a la Formación Oficina considerada como equivalente para el presente trabajo. Según Di Croce (1995) posee los siguientes foraminíferos plantónicos: *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoencis ciperoensis*, *Globorotalia kugleri*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinatela insueta*, *Globorotalia fohsi*, *Globorotalia mayeri* y *Globorotalia menardii*. Según el mismo autor también posee abundantes foraminíferos bentónicos. El ambiente de esta formación es, según Di Croce (1995), desde plataforma continental externa hasta sedimentos de aguas profundas y de edad Mioceno inferior-Mioceno medio y según Lamb & Sulek (1968) en González de Juana *et al.* (1980).

Formación Oficina: posee lutitas negras fosilíferas. Esta formación se utiliza algunas veces de forma equivalente con la Formación Carapita. El marcador importante para el tope de la Formación Oficina (equivalente a Carapita "C") es la *Globorotalia fohsi fohsi*, esta última fósil marcador del Mioceno medio temprano en la tabla de ciclos Mesozoico-Cenozoicos de Haq *et al.* (1988). En general la Formación Oficina posee nannoflora y foraminíferos especialmente de los géneros *Bolivina*, *Operculinoides*, *Robulus*, *Elphidium*, *Rotalia*, *Buliminella*, así como *Globorotalia Fohsi* (Di Croce, 1995). El

ambiente correspondiente a dicha formación es terrestre a marginal o marino somero y la edad se estima Mioceno inferior-Mioceno medio (Di Croce, 1995).

Formación Freites: posee limolitas y lutitas grises oscuras fosilíferas. Esta formación se utiliza equivalente a la Formación Carapita en el intervalo denominado en la empresa PDVSA como Carapita “A/B” del Mioceno tardío (reporte interno, 1995). A la profundidad de esta formación se dan las primeras apariciones de nannopláncton calcáreo y posee moluscos y foraminíferos. Es estimada de edad Mioceno medio parte tardía por Giffuni *et al.* (2000).

A esta formación se le asigna un ambiente marino abierto de aguas moderadamente profundas. Con respecto a este aspecto, se debe recalcar que el plano de despegue mencionado en el capítulo 4.3 se encuentra entre lo que se considera Formación Freites y la Formación Oficina. Sin embargo, debido a la posible presencia de la Formación Carapita en lugar de la Formación Freites y el ambiente de aguas profundas que representa la misma, es posible que en algunos momentos sea considerado un ambiente de aguas profundas, como un medio para explicar el grueso paquete lutítico que genera la ductilidad suficiente para permitir el deslizamiento lístrico de las rocas suprayacentes. Se debe destacar que Giffuni *et al.* (2000) mencionan que en la secuencia más joven que 16 ma, donde predomina la interestratificación de sistemas transgresivos y sistemas encadenados de alto nivel, se incrementa la presencia de paquetes de parasecuencias

retrogradacionales transgresivas que poseen lutitas negras fosilíferas, alcanzando el máximo nivel de profundidad de las aguas en la superficie de máxima inundación (mfs) de 13.4 ma (correspondiente a ambientes batiales de talud medio).

Formación La Pica: es estéril en nannopláncton calcáreo, pero rica en foraminíferos según Di Croce (1995) (Zona de *Discamminoides tobleri*; Zona de *Sigmoilina*; Zona de *Textularia*; y Zona de *Globorotalia menardi*, la cual se utiliza como fósil marcador del Mioceno superior temprano en la tabla de ciclos Mesozoico-Cenozoicos de Haq *et al.*, 1988). Giffuni *et al.* (2000) la consideran de edad Mioceno tardío-Plioceno.

La Formación La Pica fue depositada en un ambiente marino somero (Di Croce, 1995). Sin embargo, debido al marco tectónico dominante que acarrea una fuente de sedimentos variada (Fig. 9) y cambiante según las pulsaciones tectónicas, se pudieran presentar ambientes marinos más profundos, que permitieran intercalaciones de sedimentos más lutíticos relacionados con la base (despegue) de posibles fallamientos intra Unidad Estructural II (ver capítulo IV). Giffuni (Informe interno, 1998) reporta intervalos con ambiente de talud superior para los pozos P-1, P-3, P-6 y P-7 y talud medio para el pozo P-3.

Formación Mesa-Las Piedras: es normalmente estéril en fauna, pero la Formación Las Piedras contiene algunos moluscos. Cabe destacar que el

estudio bioestratigráfico-sedimentológico no ha sido exhaustivo en los últimos años, por lo cual se pudiera inferir la existencia de palinomorfos en dicha sección. Predomina el ambiente continental (fluvial-deltaico-paludal) a litoral, y la edad de la unidad se estima Plio-Pleistoceno a Reciente (Di Croce, 1995); y según Giffuni *et al.* (2000), la sección correspondiente a la Formación Las Piedras es de edad Pliocena y de edad Pleistocena para la Formación Mesa.

3.3 Correlación estratigráfica a partir de registros de pozos

Como ya se mencionó se analizaron cinco pozos y se incluyeron los pozos P-6 y P7 como apoyo para la correlación (Fig. 14).

Los registros utilizados en la correlación de pozos fueron Gamma Ray y el registro de resistividad ILD. La adquisición de información de los registros se hizo tomando en cuenta la interpretación de los estilos estructurales, de aquí que los registros de pozos se utilizaron para identificar paquetes formacionales y cambios de espesores en los mismos, para posteriormente integrarlos a la correlación con las unidades estructurales (ver capítulo IV). No se observó repetición de ninguna electrofacies que pudiera indicar fallamiento inverso, aunque no se descarta la presencia de repetición, mas aun cuando se dispone de tan sólo dos tipos de registros para el análisis.

Los criterios utilizados para la interpretación fueron cambios en el comportamiento de la curva, identificación de paquetes formacionales en el caso del Gamma Ray y comportamiento resistivo de la roca en el caso de la curva del ILD (perfil de inducción profunda).

Los resultados de la interpretación de los registros se muestran en las figuras 15 a 21. Se debe recalcar que la interpretación de los registros se realizó conjunta con la interpretación de las líneas de reflexión sísmica, lo que permitió establecer una correlación de las unidades sismo-estratigráficas con las unidades estratigráficas definidas en los pozos P-1, P-2, P-3, P-4 y P-5; estos se encuentran amarrados con las líneas sísmicas, lo cual no es el caso de los pozos P-6 y P-7 que sólo fueron interpretados mediante las electrofacies, debido a que la distancia a las líneas más cercanas es significativa (10,15 km y 13,3 km a E-E' desde P-6 y P-7 respectivamente).

El pozo P-1 fue proyectado y amarrado a las líneas D-D', E-E', G-G' y F-F'; igualmente el pozo P-2 con las líneas I-I'; el pozo P-3 con las líneas A-A' y H-H'; el pozo P-4 a las líneas A-A', D-D', E-E' y J-J'; el pozo P-5 a las líneas A-A' y B-B'.

A partir de las descripciones litológicas de cada formación, se realizaron las interpretaciones formacionales para cada pozo. Efectivamente, las profundidades de las litologías involucradas fueron encontradas donde se estimaron. Las profundidades de los topes formacionales definidas mediante

las líneas sísmicas y su correlación con los pozos, discrepan de las profundidades definidas en las Carpetas Oficiales de los pozos y de las definidas mediante bioestratigrafía por Giffuni (Informe interno, 1998). Se debe recordar que debido al método de trabajo utilizado en la presente tesis, la resolución alcanzada es menor que la alta resolución de la información bioestratigráfica. Sin embargo, esto no nos indica que no sea posible una buena interpretación sísmica.

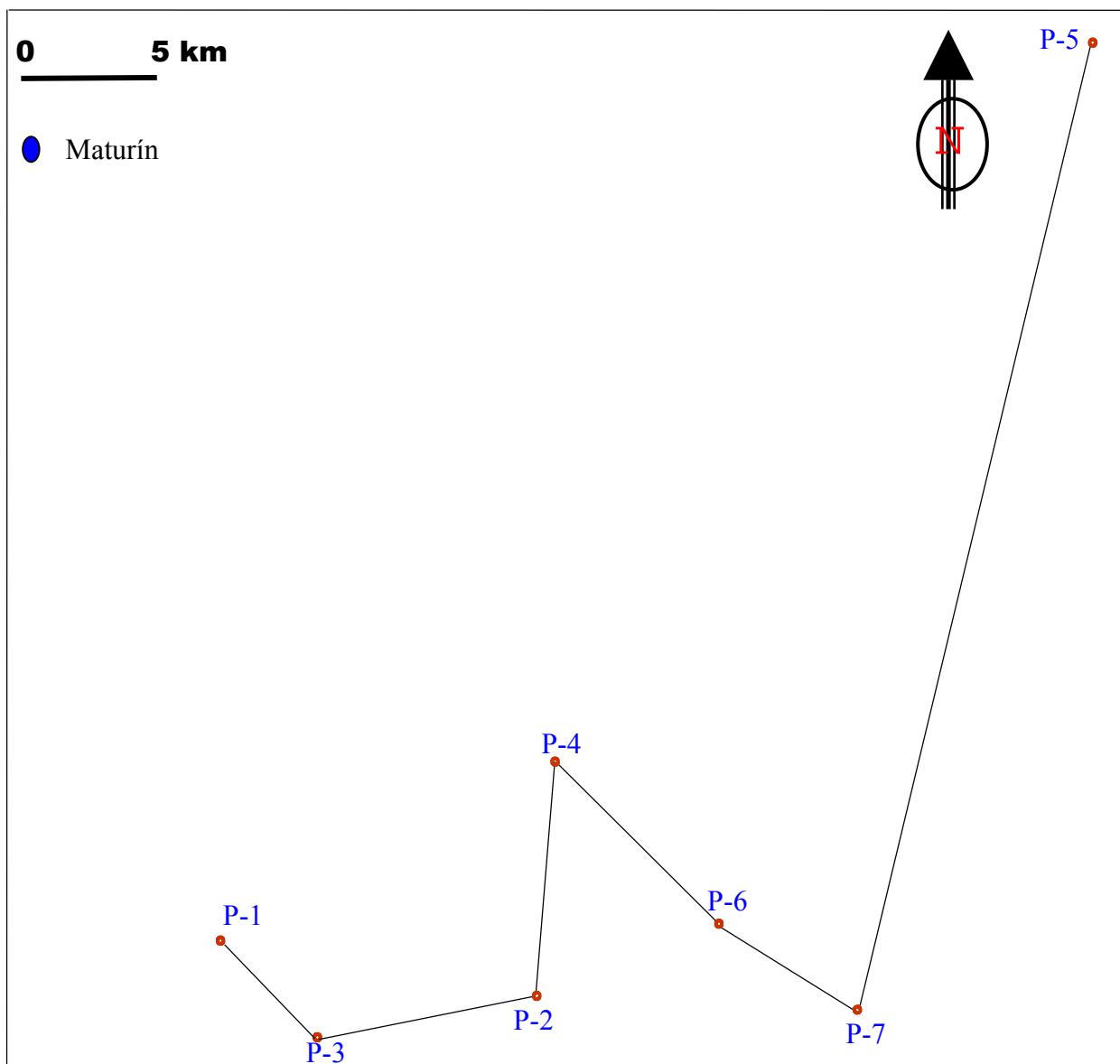


Fig. 14 Mapa de ubicación relativa de los pozos utilizados.

A continuación se muestra una breve descripción de las características asociadas a cada unidad formacional.

La Formación Mesa se caracterizó por una curva GR pronunciada, pudiéndose interpretar como intercalación de sedimentos predominantemente arenosos, tal como efectivamente se espera para una unidad de ambiente continental-litoral. De acuerdo a las profundidades que ocupa la formación en cada pozo (P-1, 0-2700'; P-2, 0-3000'; P-3, 0-3000'; P-4, 0-2700'; P-5, 0-3200'; P-6, 0-3000'; P-7, 0-2800') este intervalo tiene un espesor aproximado de 3000' (900 m aproximados). Su base corresponde con la discordancia D1 (figuras 15-21).

La Formación Las Piedras se identificó en el registro Gamma Ray como una unidad de curva oscilante en un rango menor que la Formación Mesa. Sin dejar de representar una unidad arenosa, la resistividad de la Formación Las Piedras es menor que la que la de la Formación Mesa. Con estas características se definieron los topes en cada pozo y la base se identificó mediante el cambio a una unidad menos resistiva y más homogénea en la curva Gamma Ray comparado con la formación infrayacente. El intervalo que ocupa esta formación está limitado en el tope por la discordancia D1 y en la base por la inconformidad D2. Los intervalos para cada pozo son los siguientes: P-1, 2700-5550'; P-2, 3000-6200'; P-3, 3000-5500'; P-4, 2700-7200'; P-5, 3200-10000'; P-6, 3000-6600'; P-7, 2800-

6800'. Es claramente observable que presenta un valor variable, lo cual es muy frecuente para un intervalo limitado por inconformidades.

La Formación La Pica discordante en su tope con la Formación Las Piedras se identifica por poseer una curva GR uniforme en cada uno de los paquetes que se observan (a la escala de los registros que se están trabajando), aun cuando se sabe que dicha formación es una mezcla de sedimentos provenientes de varias fuentes y depositados en un momento tectónicamente activo. El registro de resistividad indica que es un formación menos resistiva que la Formación Las Piedras, aunque en el pozo P-5 se observa lo contrario. Su resistividad parece denotar la presencia de fluidos, que podría deberse a su posición particular en la cuenca a diferencia de los otros pozos evaluados. El tope formacional está dado por la inconformidad D2 y presenta intraformacionalmente a las discordancias D4 y D3 (tope de la unidad estructural lístrica). En los pozos P-2 y P-3 la discordancia D4 no se observa, y el paso de Mioceno medio a Mioceno tardío está dado por una falla lístrica. Los intervalos correspondientes a esta formación para cada pozo son los siguientes: P-1, 5550-13500'; P-2, 6200-13150'; P-3, 5500-13700'; P-4, 7200-14600'; P-5, 10000-¿?'; P-6, 6600-13200'; P-7, 6800-13250'.

La Formación Freites, como ya se sabe, está constituida por una litología predominantemente lutítica, lo que ocasiona que el registro Gamma Ray tenga una curva con tendencia relativa hacia la derecha (mayor valor en

la escala Gamma Ray). La resistividad es predominantemente baja, debido a que existe una zona anómala de alta presión, ubicada entre las lutitas de la Formación Freites y la Formación Oficina. Los intervalos para cada pozo son los siguientes: P-1, 13500-13900'; P-2, 13150-14200'; P-3, 13700-14000'; P-4, 14600-15600'; P-6, 13200-14350'; P-7, 13250-14900'.

La **Formación Oficina** constituye la base de la secuencia terciaria y se identifica en los registros de pozo mediante un ligero pico transgresivo hacia el tope. La base se establece a través de la interpretación sísmica, ya que resulta difícil discernir entre las curvas del Grupo Temblador y las de la Formación Oficina, debido a que la base de la Formación Oficina está dada por un paquete arenoso que se puede confundir en la interpretación con el Grupo Temblador. La curva de resistividad muestra una baja resistividad relativa en la sección sección lutítica (ubicada hacia el tope de la formación), esto se debe a la misma zona de alta presión mencionada anteriormente para la Formación Freites. La Formación Oficina se hace más resistiva hacia la base en la una unidad arenosa interpretada (figuras 15-21). Los intervalos constituidos por la Formación Oficina para cada pozo son los siguientes: P-1, 13900-16000' ; P-2, 14200-15500' ; P-3, 14000-¿?' ; P-4, 15600-17700' ; P-6, 14350-¿?' ; P-7, 14900-¿?'.

El **Grupo Temblador** es la unidad formacional más antigua perforada en los pozos utilizados. Las curvas de dicho Grupo son irregulares, siendo la curva de resistividad relativamente alta comparada con las formaciones

suprayacentes. La base no fue perforada y el tope se correlaciona a través de las líneas sísmicas con la discordancia D5. Los topes son los siguientes: P-1, 16000'; P-2, 15500'; P-4, 17700'.

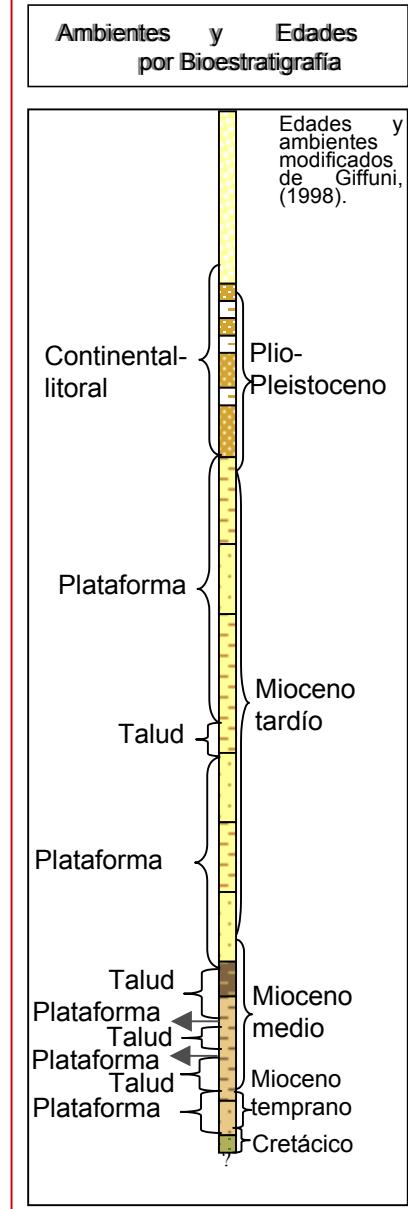
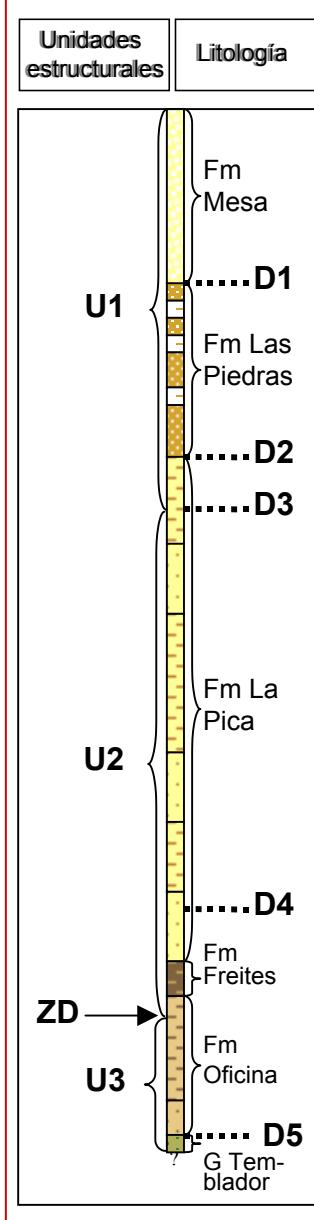
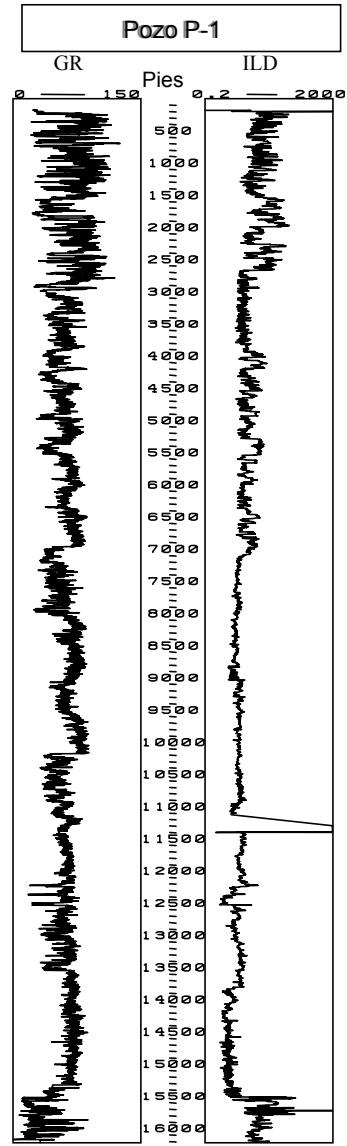


Fig.15. Registros GR e ILD, columna litológica, límites de unidades estructurales y límites estratigráficos a partir de los datos sísmicos y de pozos; ambientes y edades a partir de la información bioestratigráfica para el pozo P-1.

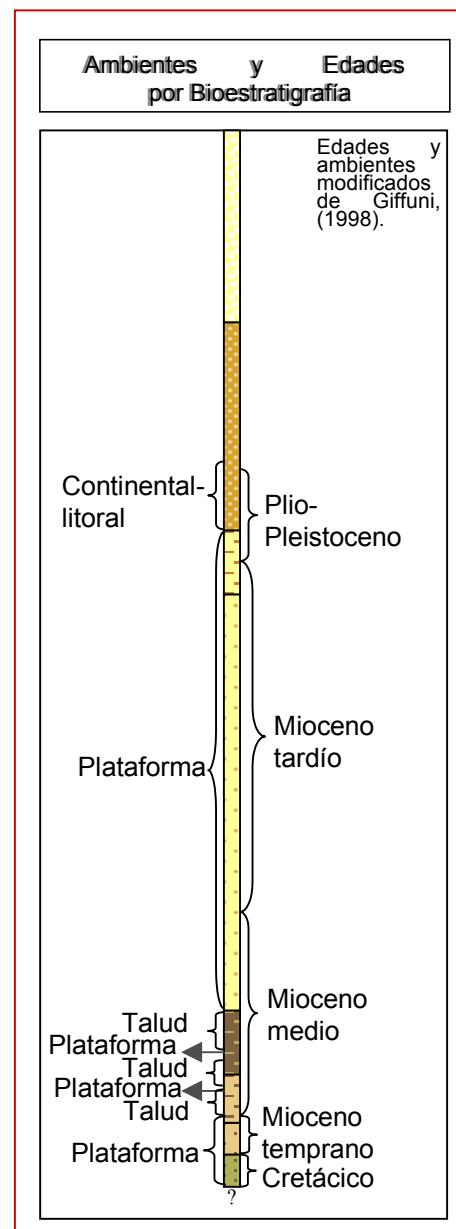
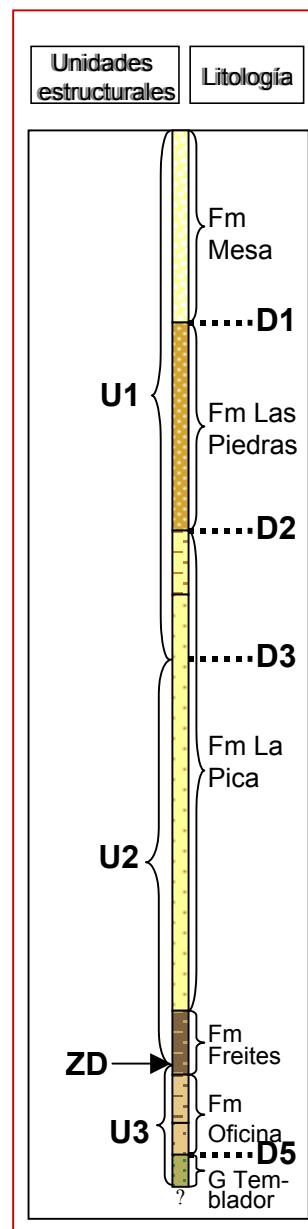
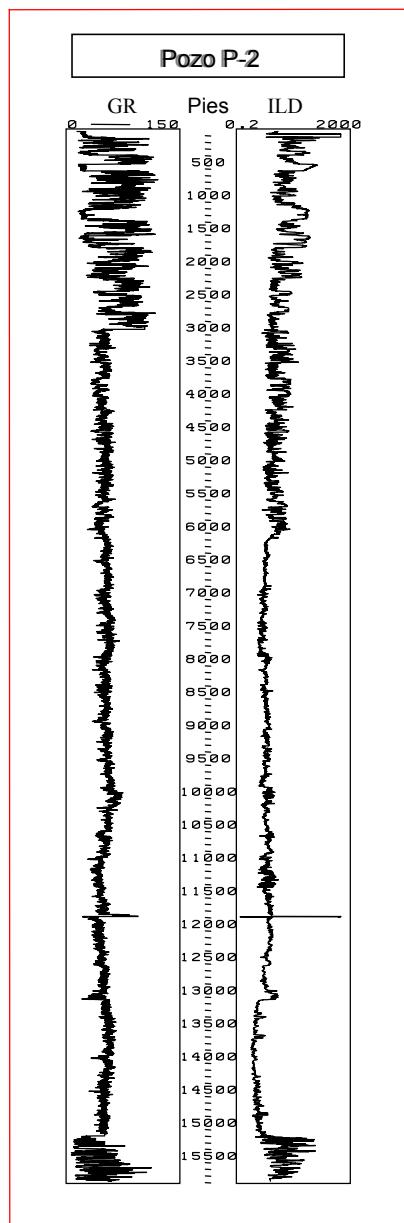
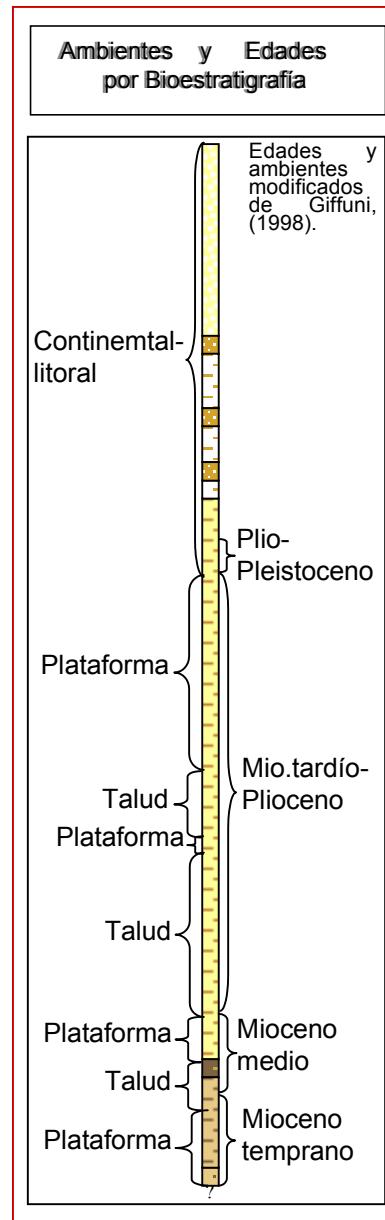
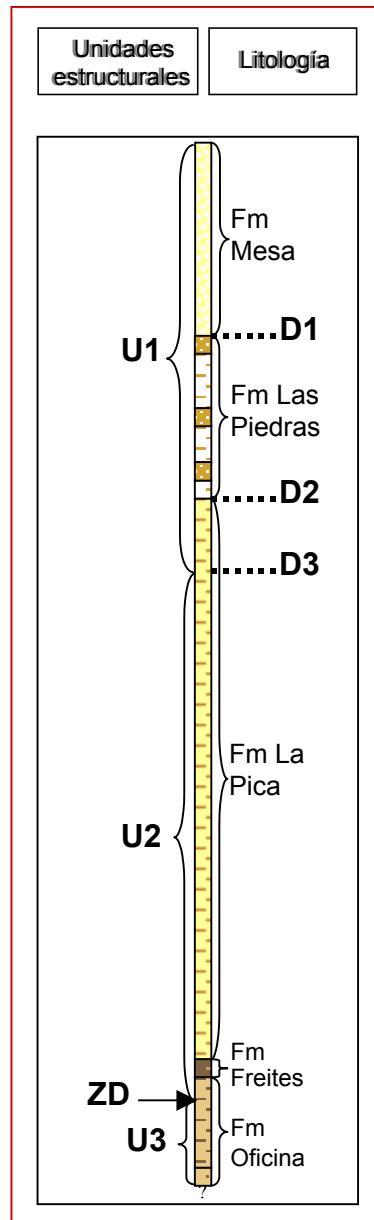
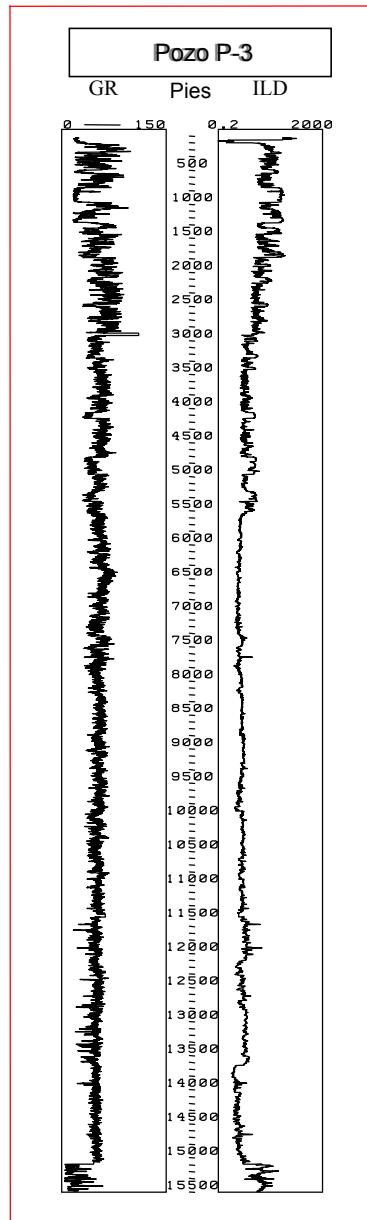


Fig.16. Columna litológica a partir de registros del pozo P-2 y de las líneas sísmicas, se anexan los datos de ambientes y edades a partir de la información bioestratigráfica.



Leyenda

- D1, D2, D3 Discordancias
- U1, U2, U3 Unidades Estructurales
- ZD Plano de despegue

Fig.17. A partir de los datos de pozo, sísmicos y bioestratigráficos del pozo P-3 se presentan los registros GR e ILD correlacionados con la columna litológica y unidades formacionales, las unidades estructurales definidas en el capítulo 4.3, ambientes y edades.

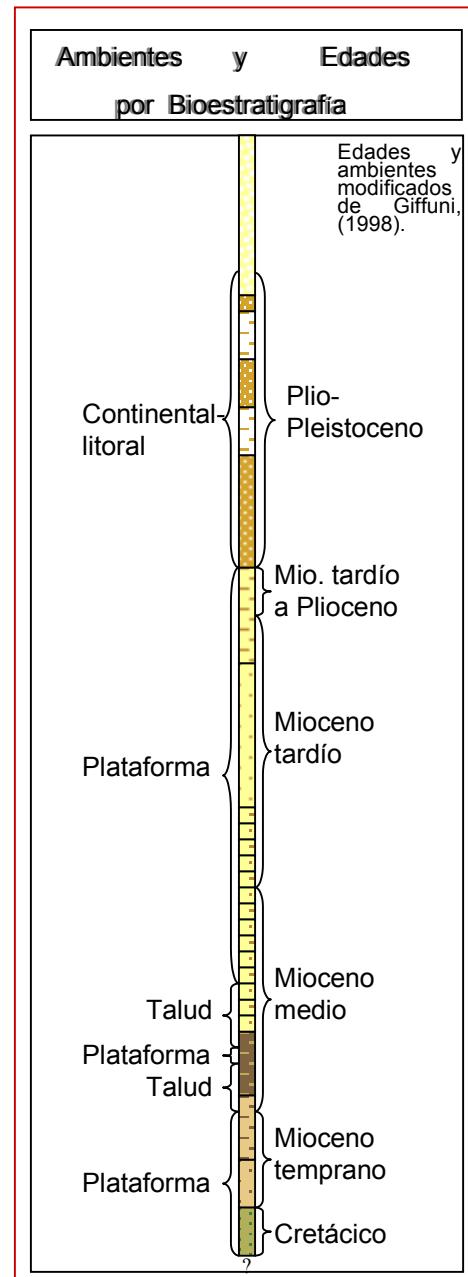
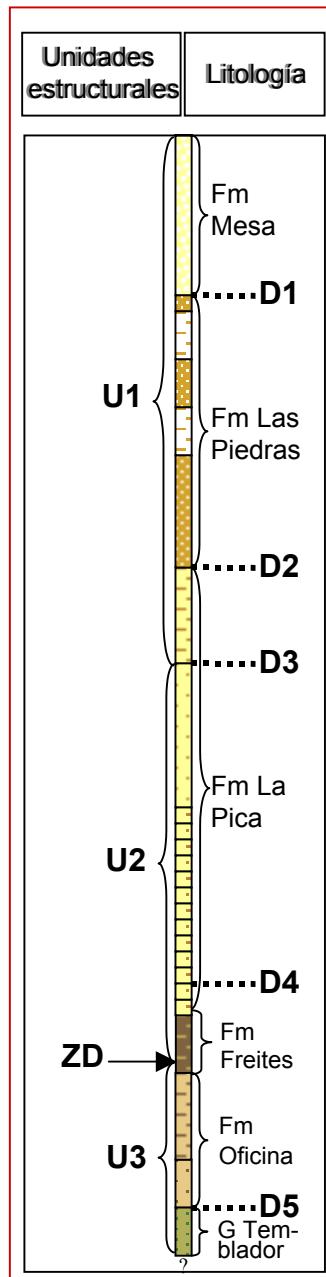
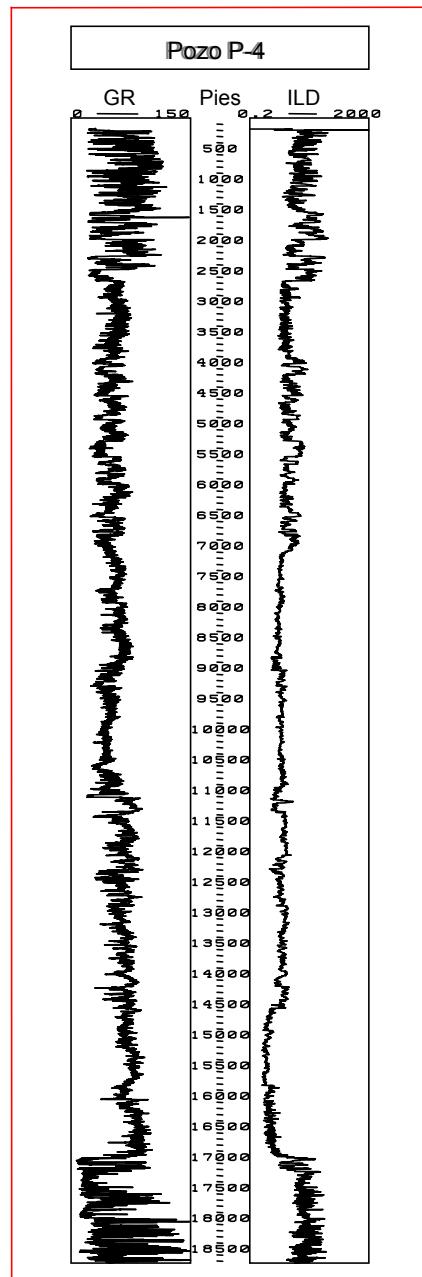


Fig.18. Correlación de datos de pozo, sísmicos y bioestratigráficos para el pozo P-4.

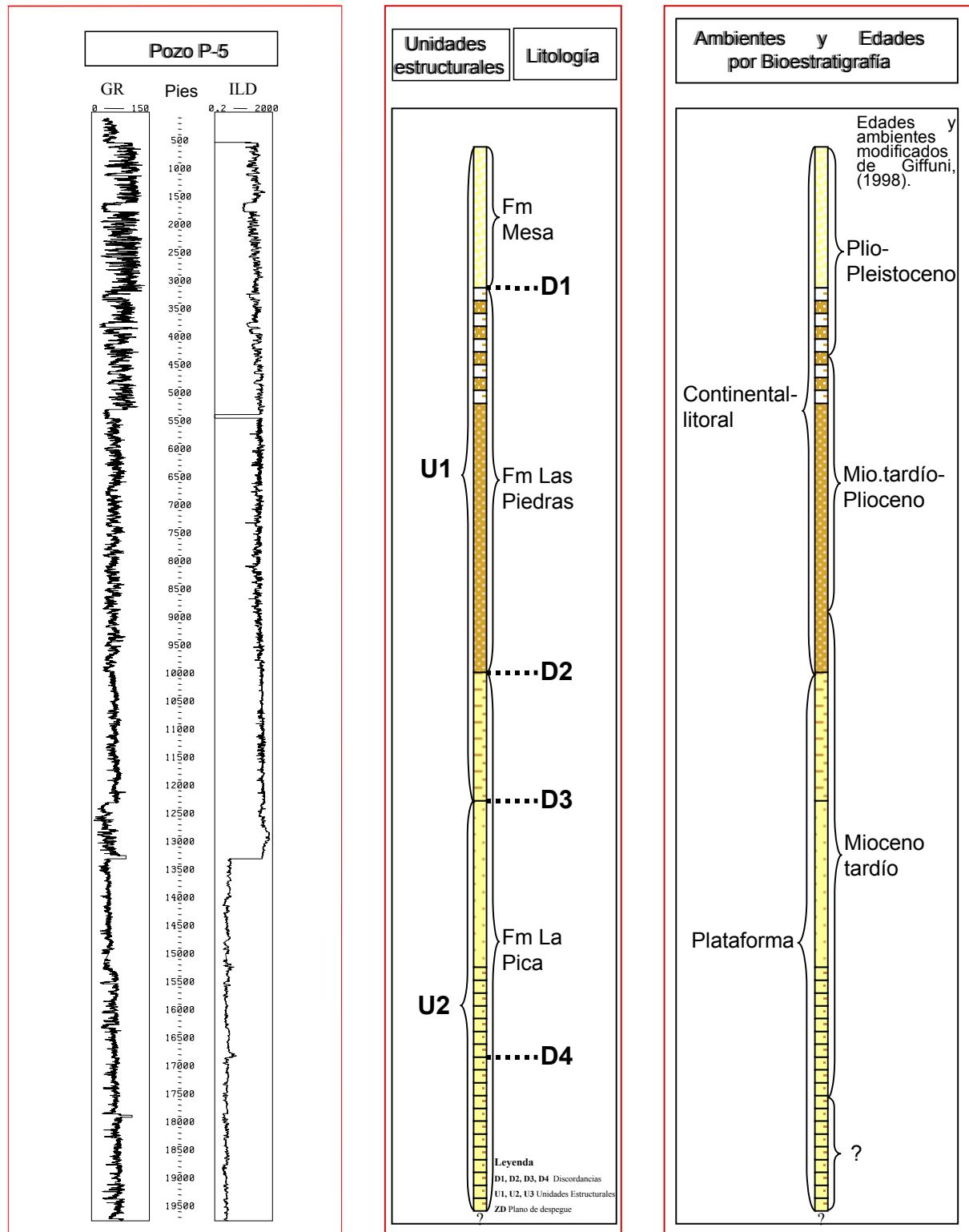


Fig.19. Columna litológica y unidades formacionales a partir de los registros GR e ILD; unidades estructurales y límites estratigráficos a partir de las líneas sísmicas y datos de pozos. Se anexan los datos de ambientes y edades a partir de la información bioestratigráfica.

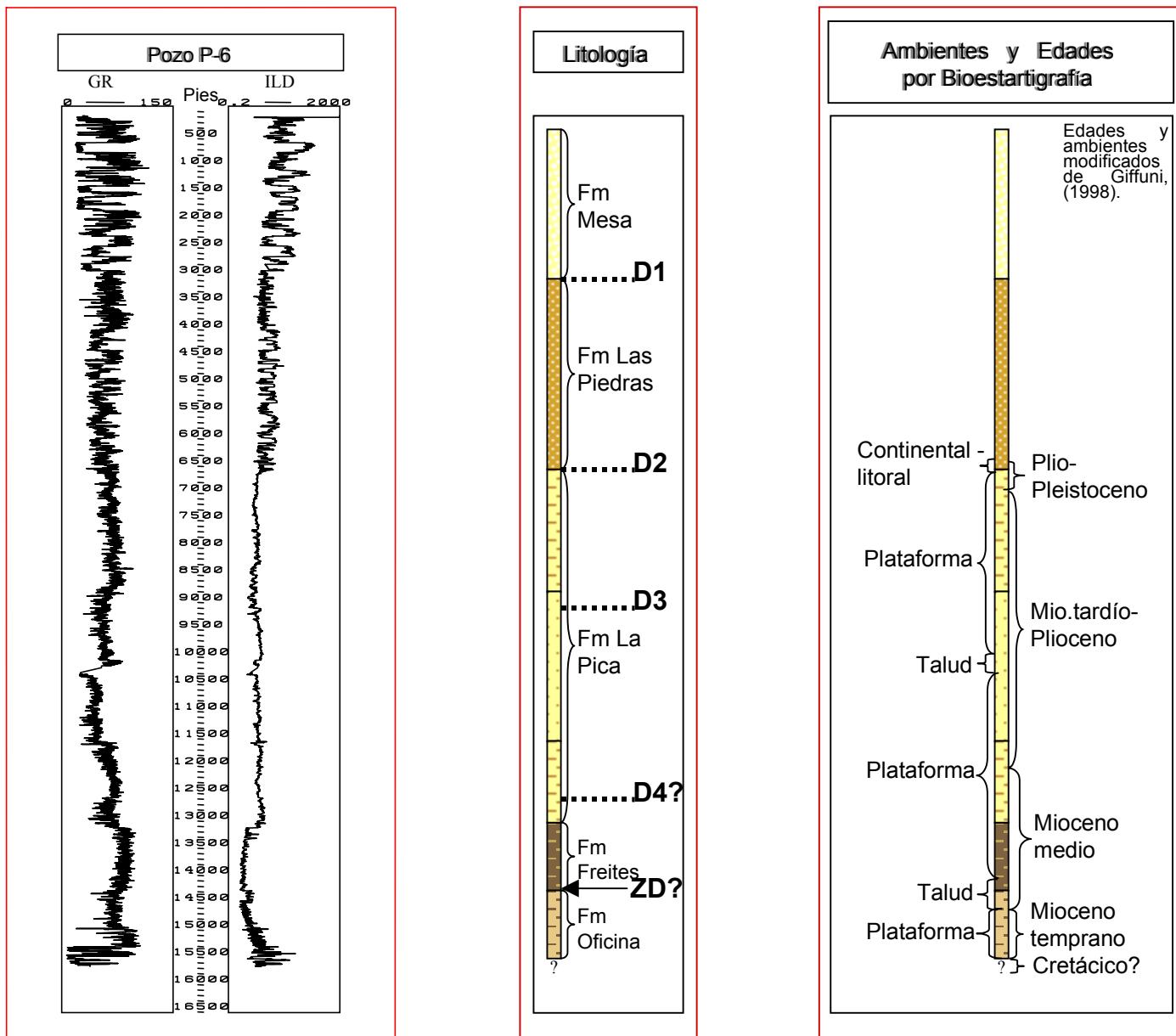


Fig.20. Columna litológica, unidades formacionales, límites estratigráficos, unidades estructurales, ambientes y edades a partir de los registros GR e ILD del pozo P-6, datos de pozos, datos sísmicos e información bioestratigráfica.

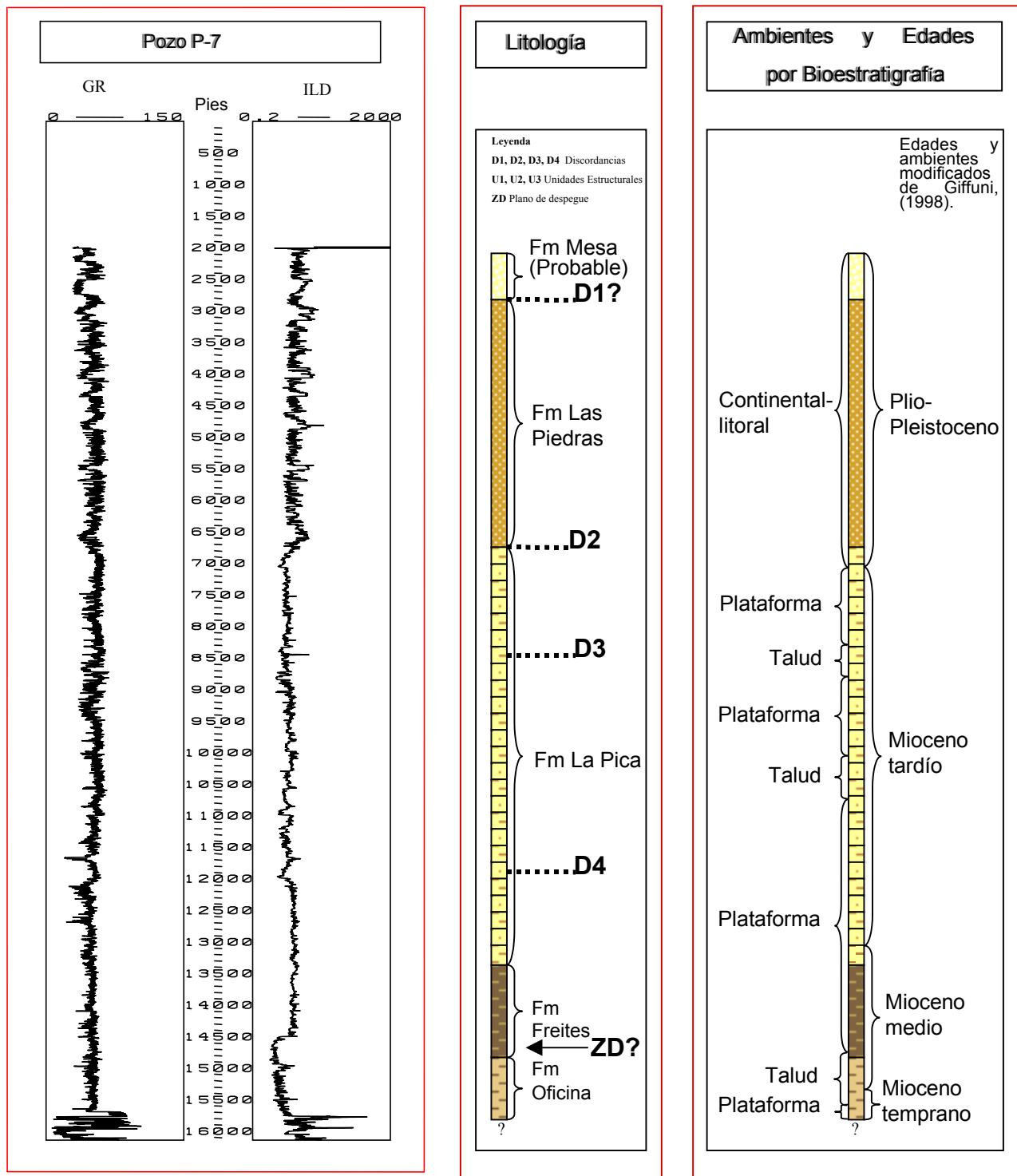


Fig.21. Columna litológica y límites estratigráficos a partir de registros del pozo P-7 y de las líneas sísmicas, se anexan los datos de ambientes y edades a partir de la información bioestratigráfica.

3.4 Variación lateral de espesores

De acuerdo a los valores de las profundidades de las cinco discordancias (ver capítulo 4.3.1 y figuras 15 a 21) y señaladas para la zona en cada pozo (P1 a P5) a partir de la interpretación sísmica y de los registros de pozos, se realizó una comparación de la variación lateral de los espesores de los intervalos comprendidos entre dichas discordancias.

Tal evaluación se realizó a través del "Método Bischke", el cual realiza una comparación de la variación de espesor a partir de un pozo de referencia. En el presente caso se designó al pozo P1 como pozo de referencia para la comparación, ya que dicho pozo contiene la mayor cantidad de profundidades de menor magnitud y esto nos proporciona magnitudes positivas al calcular la diferencia con los otros pozos.

Este método realiza un gráfico representativo de la variación de espesor a partir de un diagrama que plotea en el eje de las Y las diferencias de profundidad entre el pozo a comparar y el pozo referencia; en el eje de las X se plotean las profundidades de las discordancias en el pozo referencia.

Aunque el "Método Bischke" sólo indica relaciones comparativas entre las profundidades de la superficie que se desea analizar, facilita la identificación de los intervalos donde se pueden deducir cambios ya sean estratigráficos o tectónicos, y de acuerdo a los demás datos geológicos permite establecer las interpretaciones geológicas correspondientes. Según Sánchez *et al.* (1997),

existen formas en las curvas del gráfico que involucran posibles características geológicas, por ejemplo:

- ❖ "Una ruptura dentro de un tren de la curva puede ocurrir debido a: una falla, una discordancia, un límite de secuencia, un período de no depositación, un cabalgamiento o despegue, o una mala correlación".
- ❖ "Una alineación de puntos puede indicar que los topes involucrados pertenecen a una serie de capas que tienen una historia de sedimentación similar".

A continuación se muestran las profundidades en pies correspondientes a cada discordancia en su respectivo pozo.

Discor.\Pozo	P1	P2	P3	P4	P5
D5	16000	15500		17700	**25000
D4	12500	*14100	*12200	13900	16850
D3	6400	7950	6500	8800	12300
D2	5550	6200	5500	7200	10000
D1	2700	3000	3000	0	5250

Tabla #1

* Profundidad inferida ya que el pozo no corta la discordancia debido a la presencia de una falla.

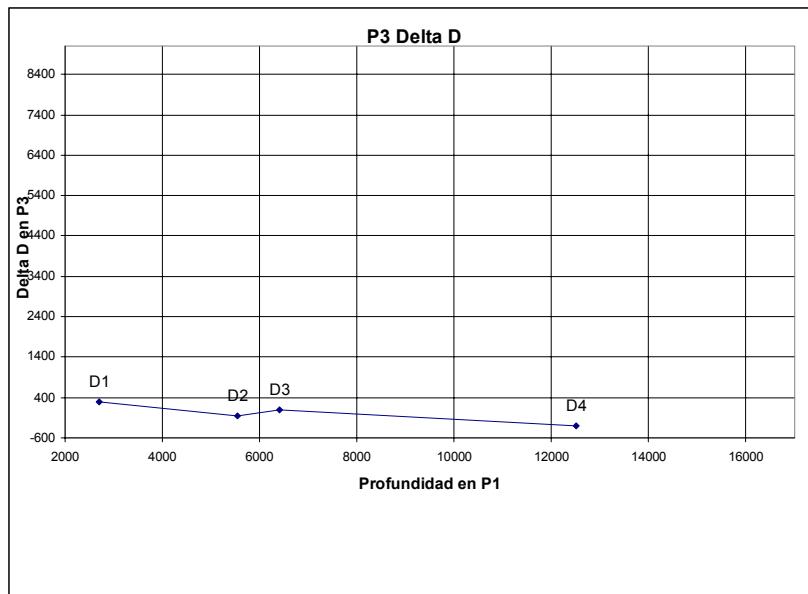
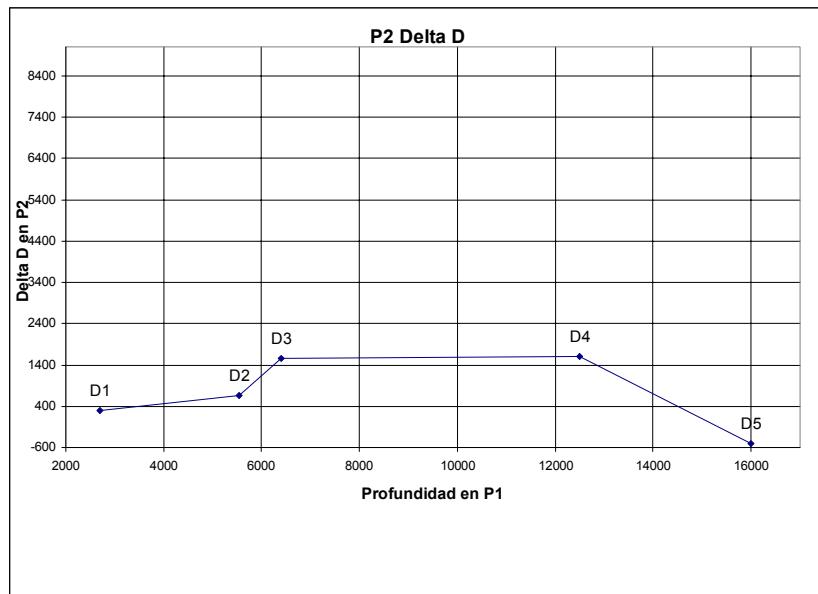
** Profundidad inferida debido a que el pozo no alcanza tal profundidad.

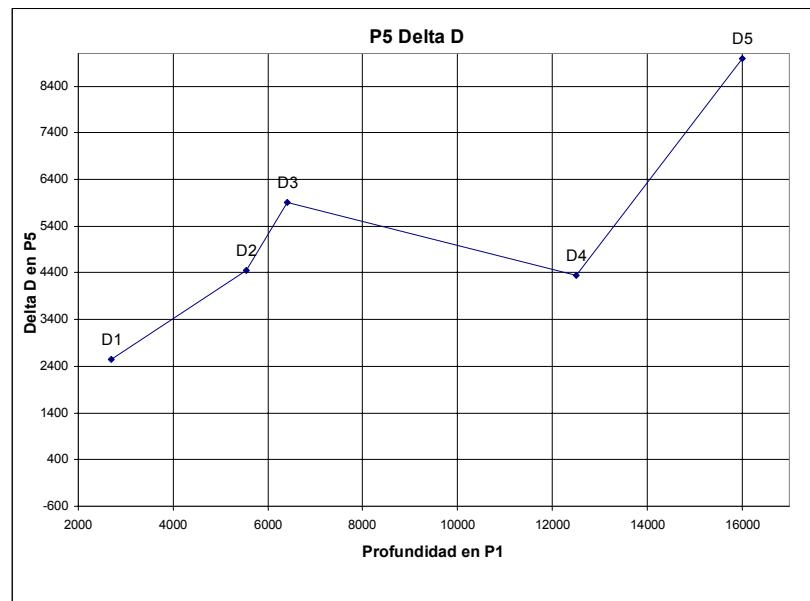
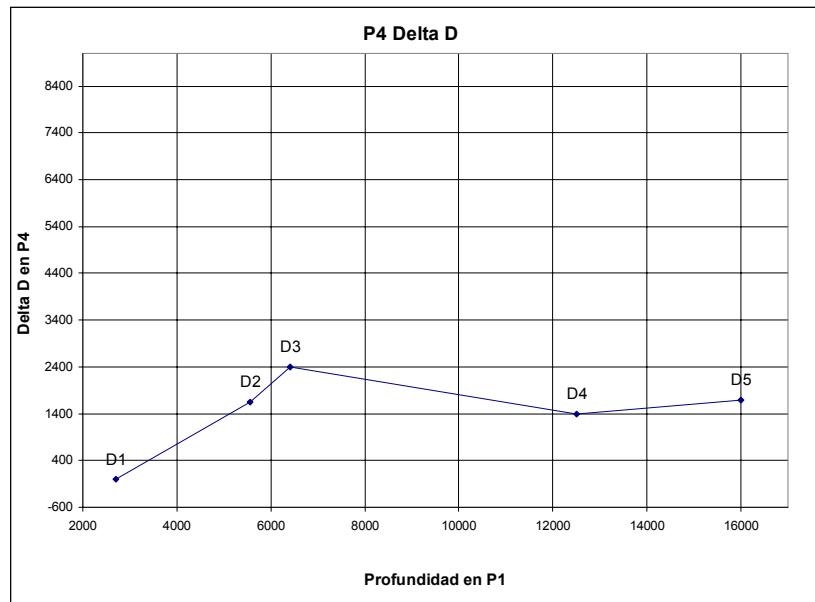
A continuación se muestra un cuadro con las diferencias de profundidad ("Delta D") para cada discordancia con respecto a los valores de tales discordancias en el pozo P1.

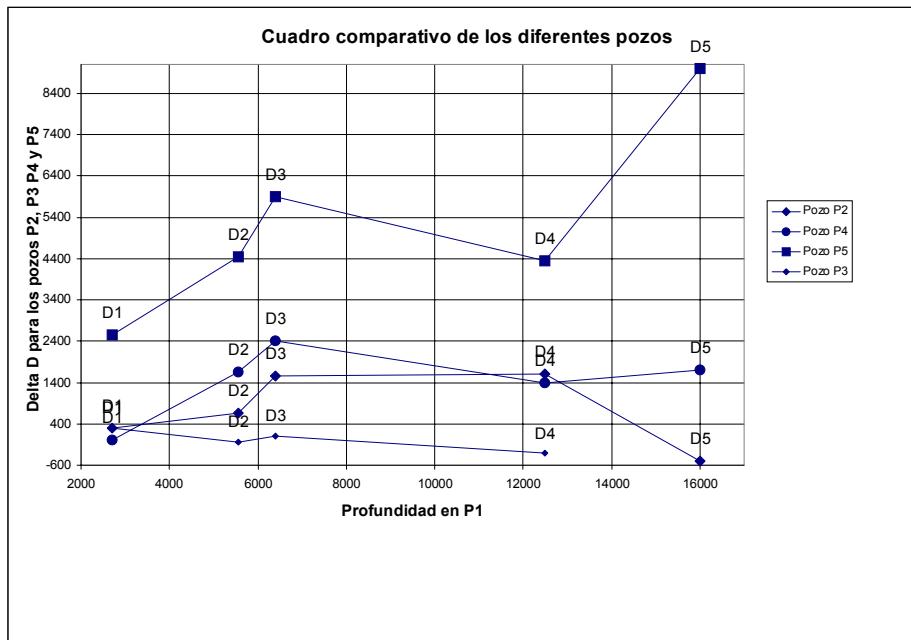
Pozo Discordancia	P1	P2	P3	P4	P5
D5	16000	-500		1700	9000
D4	12500	1600	-300	1400	4350
D3	6400	1550	100	2400	5900
D2	5550	650	-50	1650	4450
D1	2700	300	300	0	2550

Tabla #2

A partir de los datos de las tablas #1 y #2 se presentan a continuación las curvas correspondientes a las variaciones en los espesores de la secuencia sedimentaria involucrada.







De estos datos se deduce que:

- ❖ El comportamiento de la variación lateral de espesores entre los pozos P4 y P5 es similar entre las discordancias D1 y D4, y se interpreta a través de las secciones sísmicas que también es similar en el intervalo por encima de D1 hasta la superficie. Sin embargo, entre las discordancias D4 y D5 se observa un engrosamiento hacia el pozo P5 (noreste de la zona), lo que se interpreta como un depocentro local. Sin embargo, ha de tenerse cuidado con las interpretaciones que puedan realizarse de este posible gran espesor sedimentario observado, ya que como se menciona en el capítulo 4.3, es un caso delicado y todavía en discusión dentro del contexto geológico.

- ❖ Entre los pozos P1 y P3 igualmente se observa un comportamiento muy parecido con base en la tendencia de la curva. Geológicamente esto tiene explicación ya que ambos pozos se encuentran en la misma posición de la cuenca y en posiciones geográficas cercanas.
- ❖ En el pozo P2 se observa que su comparación con el pozo P1 arroja similitud de comportamiento entre las discordancias D1 a D3 comparado con la tendencia observada en los pozos P4 y P5 (en tal intervalo se interpreta un engrosamiento de la secuencia sedimentaria hacia el noreste). En el intervalo comprendido entre las discordancias D3 y D4 no se observa variación en el espesor comparado con P1, lo que nuevamente indica que se encuentran ubicados en el mismo bloque, o por lo menos los eventos que puedan estar afectando no influyen notoriamente en el cambio de espesor. En el intervalo comprendido entre las discordancias D4 y D5 se observa un aparente adelgazamiento del paquete sedimentario.
- ❖ Entre las discordancias D4 y D5 para todos los pozos debe señalarse que los cambios de espesores obedecen al fallamiento lístrico que afecta la zona. Dependiendo de la ubicación del pozo, arroja espesores que no necesariamente se corresponden con el espesor de la secuencia sedimentaria.
- ❖ Entre las discordancias D3 y D4 ocurre que la presencia de las cuñas sedimentarias creadas durante el fallamiento lístrico modifican dependiendo nuevamente de la ubicación del pozo, el espesor dado para este intervalo.

3.5 Análisis de resultados sedimentológicos

Como ya se mencionó anteriormente, la zona comprende una sección estratigráfica que incluye el Cretácico en la base y continúa discordantemente con una unidad Neógena de edad Mioceno inferior a Reciente.

El Grupo Temblador de edad Cretácea se interpreta sedimentado durante un ambiente somero de acuerdo a la presencia de bioturbaciones y fragmentos de conchas; estas últimas indicando cierto retrabajo por transporte desde un lugar más somero. En cuanto a la porosidad secundaria observada a lo largo del núcleo del pozo P-4, debe destacarse que la persistencia de la misma hace suponer que la porosidad absoluta de la roca ha de ser más alta que la porosidad primaria, aun cuando se observaron ocasionalmente mineralizaciones calcáreas rellenando la porosidad secundaria.

En cuanto a la posible existencia de sedimentos de edad Oligocena, estos no se incluyen por no estar presentes en la zona, aunque con respecto a este tema en el presente trabajo no se ahonda en las opiniones que conllevan a controversias acerca de la existencia en la zona de dichos sedimentos y las posibles modificaciones que esto pueda causar a la bioestratigrafía, a la sedimentología y a las edades formacionales del área. Aunque es de mencionar que Di Croce (1995) reporta la presencia de Oligoceno al norte del área de estudio y en la costa afuera de la Cuenca

Oriental Venezolana. Este Oligoceno está comprendido entre los límites de secuencia de 36,0 y 25,5 ma y corresponde a las formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual, seguidas por la base del Mioceno representada por la Formación Carapita. Según Crespo & Gianni (1994) el Oligoceno en Venezuela Oriental aparece predominantemente en la subcuenca de Guárico ya que la subcuenca de Maturín se encontraba expuesta y sometida a erosión probablemente durante todo el Oligoceno. Posteriormente, se convierte en el principal depocentro del Mioceno temprano, sedimentándose la Formación Carapita en ambientes esencialmente batiales, con baja tasa de sedimentación y alta productividad biológica; esta última hipótesis es tomada como referencia en el presente trabajo para descartar la presencia de edad Oligocena en el intervalo estratigráfico analizado y se considera que los reportes de fósiles y/o polen se deben al transporte postdepositacional. Cabe mencionar que Giffuni *et al.* (2000) reportan la presencia de edad Oligocena representada por la Formación Mercurio al este del área de estudio, destacando que en el área los sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno pudieron haber sufrido erosión.

El Mioceno temprano y la parte inferior del Mioceno medio representado en las formaciones Oficina y Freites, transcurre en un ambiente cambiante de aguas someras a aguas más profundas. De las características de las microfracturas se deduce que en las formaciones Oficina y Freites existió paso de algún fluido que pudiera permitir el crecimiento del material calcáreo, el cual pudo ser sin o post tectónico. La sedimentación de la parte

superior del Mioceno medio se encuentra representada por la Formación La Pica.

El Mioceno tardío está dado en la sección estudiada por la Formación La Pica, las bioturbaciones y marcas de oxidación observadas a lo largo de los núcleos 1,2,3 y 4 del pozo P-5 dan evidencia de un ambiente somero, a esto se suma la presencia de restos vegetales en el núcleo 1. En la descripción de los núcleos 2 y 3 del pozo P-5 se encontraron fracturas llenas de arenisca de grano fino, éstas dan evidencia de que la sedimentación de la roca en ese nivel es sintectónica con el fallamiento lístrico. Si se compara las profundidades de los núcleos que presentan estas fracturas con las profundidades de las unidades estructurales definidas en el capítulo 4.3 (véase anexos sección sísmica A-A') y mencionadas en este capítulo (Fig. 19), se notará que coinciden con el tope de la unidad estructural II y mas específicamente con una cuña de crecimiento de la cual se deduce se encontraba aún no litificada en el momento del fracturamiento. Cabe destacar que las microestructuras descritas en el capítulo 4.2 se encuentran a pocos pies de dichas fracturas.

Capítulo IV Análisis estructural local

4.1 MARCO TEORICO

4.1.1 FALLAMIENTO LÍSTRICO

4.1.1.1 Introducción

Según Bally *et al.* (1981) la definición de las fallas "lístricas" ("listric", "shovel-shaped") dentro de la terminología geológica se remonta a la primera década del siglo veinte, cuando Eduard Suess necesitó definir fallas cóncavas hacia arriba en las minas de carbón ubicadas en Alemania, Bélgica y el norte de Francia. Sin embargo, la definición sólo incluía fallas inversas. Posteriormente Kirchmayer & Mohr (1963), según los autores citados, estudiaron las terminologías aplicadas para fallas curvilíneas y curviplanares e incluyeron en su trabajo ejemplos de fallas lístricas, así como experimentos de las mismas utilizando materiales de diferente comportamiento. Pero fue a partir de la década de los setenta cuando el término lístrico se comienza a relacionar con fallas normales y con el crecimiento de las mismas, aún cuando ya en los años treinta los geólogos petroleros del Gulf Coast de U.S.A. habían reconocido crecimiento en fallas normales que se aplanaban con la profundidad. Actualmente, el término es aplicado principalmente a fallas normales y se deja de lado a las fallas inversas ya que éstas por su mayor complejidad han sido descritas y definidas con mayor detalle. Sin embargo, las fallas normales lístricas invertidas siguen constituyendo un grupo de fallas lístricas bien documentado dentro de la literatura geológica.

A través de las líneas de reflexión sísmica en la actualidad se han resuelto incógnitas acerca de estas fallas y muchas antiguamente descritas han sido reinterpretadas como fallas normales lístricas, asociadas de alguna manera a: ■ extensión de la corteza, ■ extensión de la sección sedimentaria, y ■ extensión del basamento y/o sección sedimentaria.

Definición

El término “lístrico” es un término meramente descriptivo utilizado para definir una geometría cóncava hacia arriba de un plano de falla, ya que exhibe un decrecimiento del ángulo de buzamiento con la profundidad, hasta aplanarse hacia la zona de despegue, pudiendo la falla ser inversa o normal. Las fallas lístricas necesitan una zona común de poca resistencia a los esfuerzos (bajo ángulo de fricción) para utilizarla como zona de despegue, que finalmente constituye un elemento determinante en el origen y control de la falla o el conjunto de fallas lístrico asociado (Fig. 23). Nótese la utilización de la palabra zona en lugar de plano o superficie, ya que dependiendo de la escala en la que se trabaje se puede considerar un plano o una zona. Sin embargo, observaciones más detalladas del aplanamiento de un conjunto de fallas lístricas con la misma génesis indican que no necesariamente el despegue ocurre a través de un plano estratigráfico dado, sino que puede este despegue incluso tomar más de una capa de roca, que comúnmente está constituido por sal o lutitas ya que éstas ofrecen las condiciones para el deslizamiento. Cuando se observa una falla normal lístrica en un mapa de planta ésta se observa con forma de arco cóncavo hacia la dirección del buzamiento (Fig. 22-c), si por el contrario, se realiza un corte vertical de una zona

con fallamiento lístrico se podrá observar de dos formas: a) con una geometría cóncava hacia arriba y su terminación inferior reposando sobre el plano de despegue (Fig. 22-a) y c) cuando es observada de frente su geometría se asemeja a una cubeta cóncava hacia arriba (Fig. 22-b).

A partir de esta definición surge un conjunto de elementos asociados a estas fallas que constituyen el objetivo de interés de muchos geólogos. La definición se presta para las distintas interpretaciones que se puedan hacer de las mismas en cuanto a su origen, cinemática, configuración geométrica, acción de los procesos sedimentarios involucrados y eventos ocurridos post-fallamiento que puedan modificar las características iniciales.

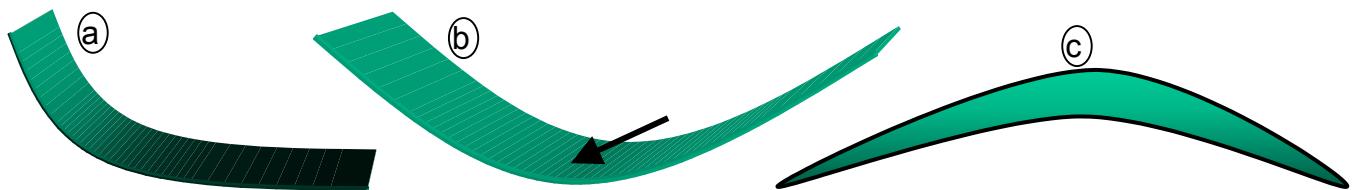


Fig.22. Formas geométricas del plano de falla lístrico dependiendo del ángulo del observador, a) vista de perfil, b) vista frontal y c) corte con un plano horizontal de una falla normal lístrica.

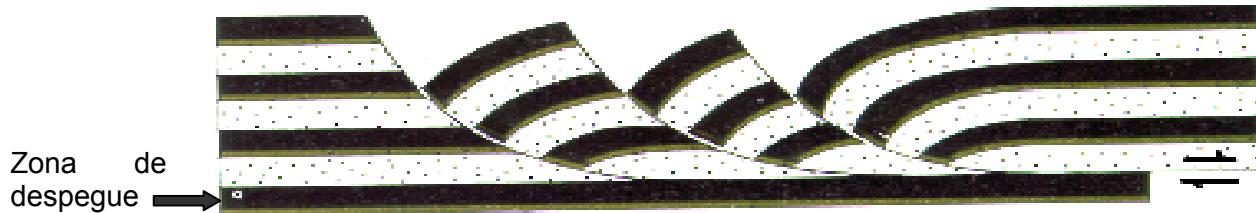


Fig.23. Perfil diagramático de una sucesión de fallas normales lístricas. Tomado de Ramsay (1987).

4.1.1.2 Fallas normales lístricas

Las fallas normales lísticas las clasifica Shelton (1984) de acuerdo a la rotación en: a) rotacionales y b) no rotacionales. Las rotacionales a su vez se subdividen en □ fallas con rotación de capas a lo largo de la falla lístrica y □ fallas con rotación de capas a lo largo de fallas planares y/o fallas lísticas. También es común que se clasifiquen de acuerdo a la presencia o ausencia de crecimiento.

Bally *et al.* (1981) las dividen de acuerdo al contexto geológico que las involucra en:

1) Fallas normales lísticas que involucran el basamento en los márgenes pasivos. Fueron descritas en principio en el Mar Rojo, pero fue en la bahía de Vizcaya donde fueron descritas más claramente a través de líneas sísmicas. Allí se observó la discontinuidad mecánica dentro de la corteza (8-9 km de profundidad) que representaba el plano de despegue de las fallas, coincidiendo con el límite entre la corteza superior y la inferior (ver figura 24).

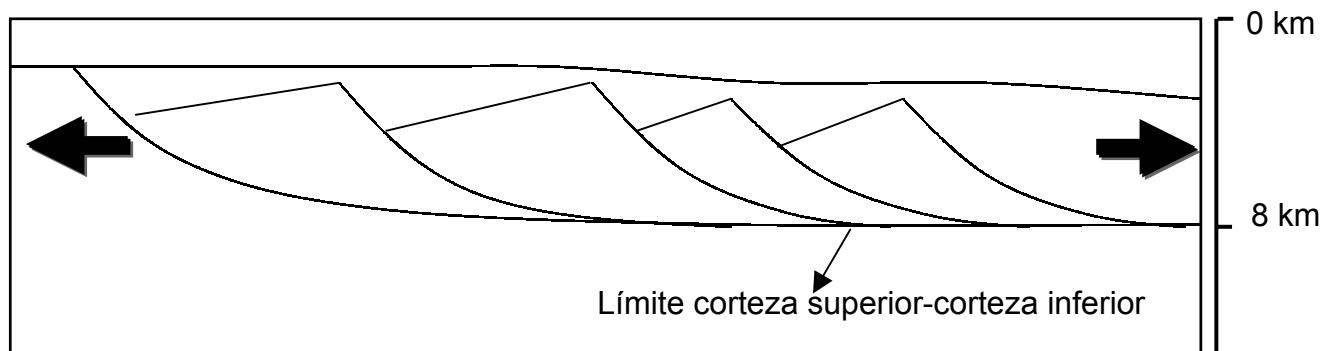


Fig. 24. Perfil esquemático de fallas normales lísticas ocasionadas por extensión de la corteza involucrando márgenes pasivos.

2) Fallas normales lísticas que limitan los sedimentos de los márgenes pasivos (sin involucrar basamento). Cuando en el margen pasivo existe un delta

ocurren estas fallas, comúnmente se relacionan con diápiros. Existen buenos ejemplos en el Golfo de México y en Nigeria. Según Audemard (2001, comunicación personal) no son de origen tectónico sino que se generan por inestabilidad en el delta subacuático, y pueden ser inducidas por sismos de ubicación relativamente cercana.

3) Fallas normales lístricas en los márgenes activos (prisma de acreción)

4) Fallas normales lístricas sinorogénicas o postorogénicas asociadas a los cinturones plegados y las cuencas antepaís. Ocurren por colapso en los cinturones plegados y cuencas antepaís, y generalmente se pueden asociar a fallas transcurrentes. Ejemplos típicos de ellas se encuentran en la cuenca de Viena, en la cuenca de Pannonia, y la Basin and Range.

5) Fallas normales lístricas asociadas a núcleos metamórficos complejos "metamorphic core complex". Este fallamiento se produce cuando por adelgazamiento de la corteza asciende un complejo metamórfico que ocasiona el deslizamiento de la roca suprayacente por "tectonismo gravitacional".

Según Shelton (1984) también se pueden dividir de acuerdo a su génesis en fallas que ocurren como respuesta a:

A) Extensión causada por extensión de la corteza, comúnmente asociada a procesos de separación ("rifts") en los márgenes divergentes. También puede

ocurrir por arqueamiento en expansión termal, o por trastensión en fallas transcurrentes o transformantes. En este caso la carga de los sedimentos y la contracción termal ocupan un papel importante en la subsidencia sin- y post-fallamiento.

B) Extensión de la sección sedimentaria en respuesta a:

- flujo de algún sustrato dúctil,
- incremento en el buzamiento de los estratos trayendo como consecuencia el deslizamiento gravitacional de la sección sedimentaria,
- arqueamiento o laminación ocurrida durante levantamiento, (ejemplo de ello ocurre frecuentemente a partir del diapirismo y durante las intrusiones ígneas) y plegamiento flexural o concéntrico asociado con plegamiento compresional,
- fallamiento transcurrente, que posea por lo menos una zona de separación con fallamiento normal (dicho fallamiento es frecuentemente en cizalla riedel).

C) Extensión del basamento y/o sección sedimentaria como resultado de:

- levantamiento durante la transpresión de movimiento transcurrente,
- colapso axial asociado a subducción,
- levantamiento y/o arqueamiento de cinturones plegados.

4.1.1.2.1 Cinemática de las fallas normales lístricas, materiales

La cinemática de las fallas lístricas se encuentra relacionada con todos los procesos involucrados en la formación de la falla y los procesos ocurridos post-fallamiento. De una manera muy especial, al analizar fallamientos lístricos se deben considerar las condiciones ambientales que involucran los mismos, ya que

en el proceso de formación de una falla lístrica influye de una manera determinante la presencia de material dúctil que funcione como zona de deslizamiento (zona de despegue) de la masa rocosa suprayacente. Este material dúctil es común en secciones sedimentarias que generalmente envuelven grandes espesores de lutitas y/o sal, que cuando sufren extensión por sobrecarga debido al flujo o despegue del sustrato se convierten en zonas de deslizamiento. Un aspecto importante para la existencia de las fallas normales lístricas es el contraste de ductilidad dentro de la secuencia deformada, este contraste actúa en combinación de lutita-arenisca, o por atenuación de la corteza cuando las fallas involucran el basamento y llegan hasta el límite entre la corteza inferior y la superior. Dicha atenuación ocurre en la corteza superior (6 a 8 km de profundidad) por efecto de las fallas lístricas pero en la corteza inferior la causa el estiramiento o “stretching”. Dicha atenuación de la corteza forma grábenes y semigrábenes rotados, que en ocasiones forman bloques separados por fallas de transferencia (comunicación personal, Loureiro, 2000).

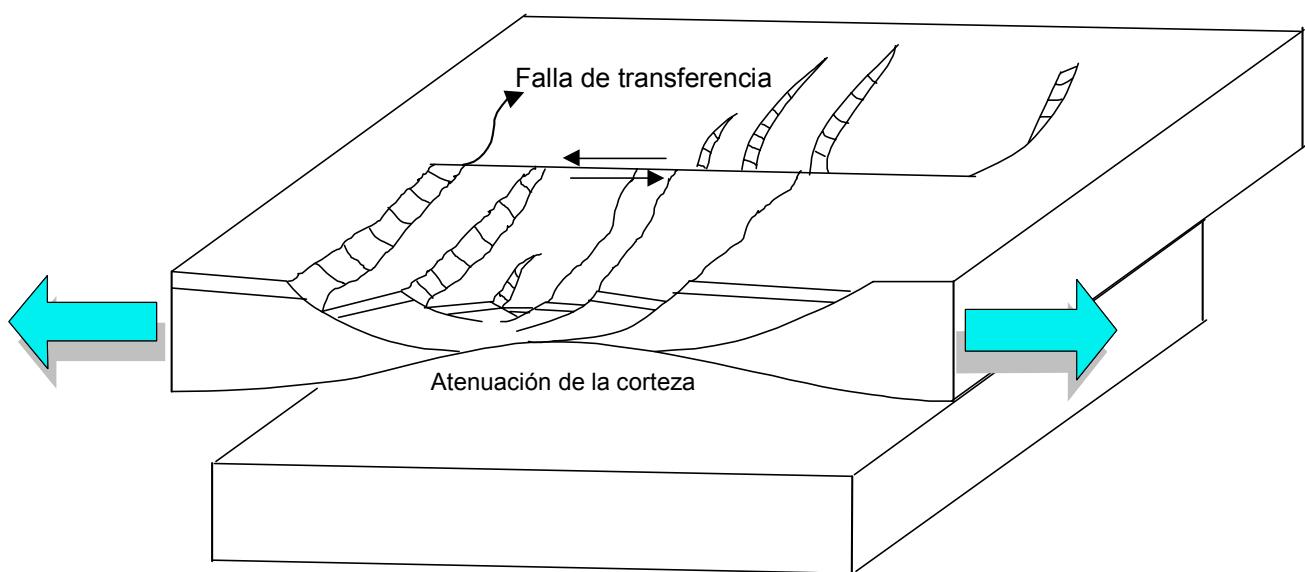


Fig. 25. Diagrama esquemático representando los bloques de fallas normales lístricas rotadas, separados por una falla de transferencia, nótense que el proceso ocurre como consecuencia de la atenuación de la corteza. Modificado de Liggett & Childs (1974) en Bally & Oldow (1984).

El material dúctil puede deformar fallas preexistentes para convertirlas en fallas lístricas. Esto ocurre como consecuencia de la compactación del material dúctil (del piso o “footwall”) o el flujo del mismo (Fig. 26). Se debe considerar que también existen otros procesos posteriores al fallamiento que modifican la geometría de la misma y pueden convertir fallas preexistentes en fallas lístricas, se observan ejemplos de ello en levantamientos de la roca subyacente que sucede comúnmente durante intrusiones ígneas o diapirismo. También se crean fallas lístricas con el aumento de la inclinación de los estratos en el techo de una falla, ocurriendo por rotación del techo a lo largo de un eje paralelo al rumbo de la falla y trae como consecuencia el colapso del bloque del techo.

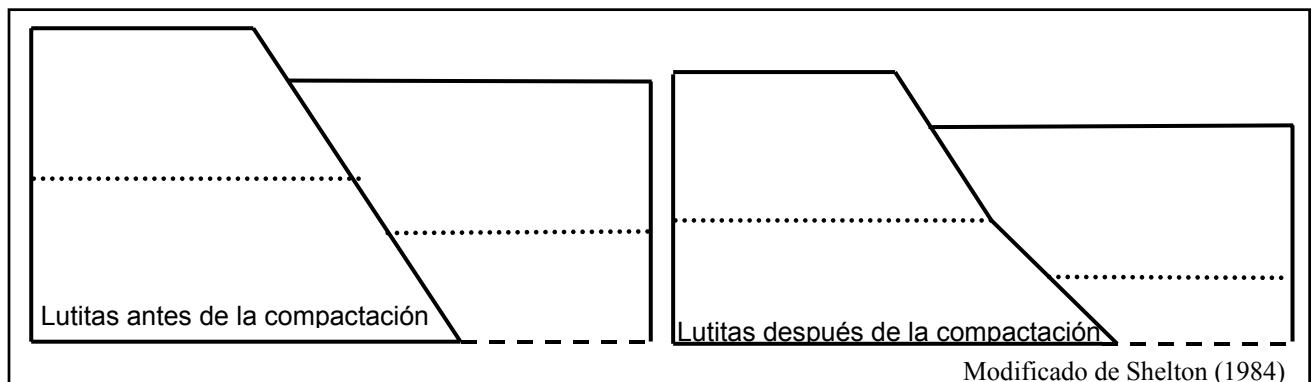


Fig. 26. Perfil esquemático de la formación de una falla lístrica por compactación del piso.

Cuando existen ligeros buzamientos regionales en el sustrato dúctil es posible que acarree fallamientos lístricos. Así vemos que no sólo se debe tener un material “jabonoso”, sino que también se deben cumplir condiciones geométricas, Sin embargo, puede ocurrir como se ha observado en la mecánica de suelos, que un sustrato dúctil sin buzamiento fluya en respuesta a cargas asimétricas. Esto

último se relaciona con el flujo hacia las zonas de menor presión que se experimentan en zonas de fallas lísticas, donde el flujo es considerado como una "extrusión" lateral que resulta en extensión y subsidencia del área que experimenta la carga.

Cuando las lutitas dúctiles no actúan como plano de despegue y se fallan, es posible que al sufrir compactación generen escalonamiento y decrecimiento del buzamiento y/o salto de la falla (Fig. 27), pero debe considerarse que muchas pequeñas fallas normales en "echelón" también pueden ocasionar el decrecimiento del buzamiento (Fig. 28), por lo tanto se deben tomar en cuenta los dos factores o la combinación de ambos.

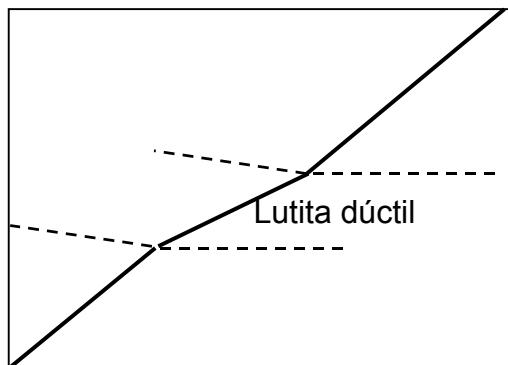


Fig. 27. Efecto causado por lutitas dúctiles falladas.

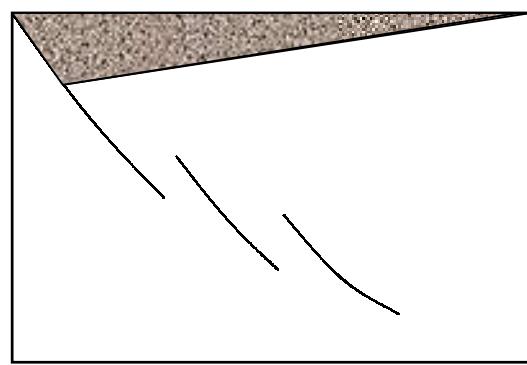


Fig. 28. Perfil diagramático de pequeñas fallas en echelon que modifican el buzamiento de la falla lístrica.

En general, para una falla lístrica, se observa una zona de despegue en los niveles dúctiles y un plano de falla cóncavo hacia arriba. Nótese que en ningún caso es necesaria la presencia de tectonismo. El deslizamiento ocurre debido a

gravedad, aunque el marco regional pueda estar asociado a un tectonismo dado y éste pueda influenciar y/o modificar el fallamiento lístrico.

4.1.1.2.2 Crecimiento

Si se toma en cuenta que una falla de crecimiento es una falla con deposición de sedimentos durante el fallamiento, entonces, casi todas las fallas normales son fallas de crecimiento, ya que mientras el bloque del techo cae es muy probable que ocurra sedimentación en el espacio dejado por este. Por lo tanto, es de esperarse que en el proceso que involucra la formación de una falla normal lístrica exista una alta probabilidad de creación de una cuña de crecimiento, sin embargo puede sufrir posteriormente erosión, en cuyo caso se dificulta la interpretación de la evolución de la falla. Esto último puede ser resuelto si se encuentran remanentes de la cuña de crecimiento y se logra reconstruir la estratigrafía del área.

Si para el momento de fallamiento, la superficie del bloque del techo de una falla normal lístrica se encuentra como una zona positiva, entonces es probable que no exista sedimentación debido a la erosión. La combinación de varios factores será entonces la que decida la presencia de sedimentos encima del bloque deprimido.

Aunque no lo parezca, las cuñas sedimentarias de las fallas normales lísticas pueden poseer una estratigrafía compleja de deducir si no existen datos de perforación de la misma, ya que estas fallas pueden ir muchas veces asociadas

a procesos geológicos complejos, que pueden incluir sucesivas erosiones y sedimentaciones. Si la cuña de crecimiento posee capas que se depositaron horizontalmente, entonces la falla se generó con un desplazamiento que genera un espacio mayor al que la tasa de sedimentación puede llenar. Si por el contrario, la cuña de crecimiento muestra rotación y engrosamiento hacia la falla principal, entonces la falla se generó durante un desplazamiento de los bloques que permite una generación de espacio menor o igual que la capacidad de relleno de la sedimentación.

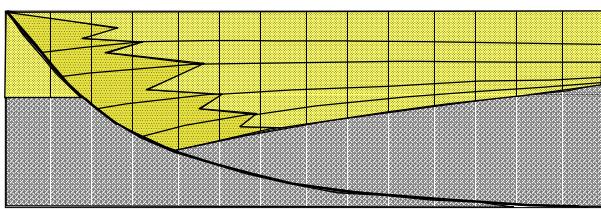


Fig. 29.a Cuña de crecimiento de una falla normal lístrica con una relación capacidad de crear espacio / tasa de sedimentación igual o menor de uno.

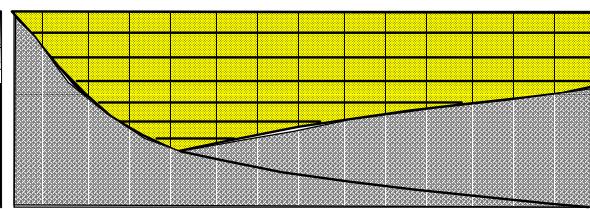


Fig. 29.b Cuña de relleno de una falla normal lístrica con una relación capacidad de crear espacio / tasa de sedimentación mayor de uno.

La sedimentación del área será reflejada en el crecimiento de la falla normal lístrica. Shaw *et al.* (1997) propusieron un modelo para determinar a través del crecimiento de la falla la geometría e historia estructural de un semi-graben asimétrico en una cuenca de separación ("rift"), a partir del modelo de "pliegue en doblez de falla" ("fault- bend fold"). Este método puede ser adaptado por similitud a las fallas normales lístricas, pero debe tenerse especial cuidado ya que la determinación de las superficies axiales es mucho más compleja que para una falla normal planar. El método para analizar las cuñas de crecimiento utiliza como principio considerar la tasa de sedimentación con respecto a la subsidencia del bloque del techo. A continuación se resume el método mencionado.

La caída del bloque del techo en fallas normales horizontalizadas en profundidad crea el llamado "pliegue rollover". Esta estructura tiene una particular importancia para la industria petrolera porque forma una potencial trampa para los hidrocarburos. El bloque del techo sufre rotación mientras desliza sobre el plano de la falla principal causando una estructura arqueada en los estratos de dicho bloque (Fig. 30). Los "rollovers" son estructuras exclusivamente geométricas que muchas veces sufren complicaciones estructurales y estratigráficas de acuerdo al marco geológico que los involucra. Se vera más adelante en el capítulo 4.3 a través de la información sísmica del área de estudio del presente trabajo las modificaciones de los "rollovers" presentes.

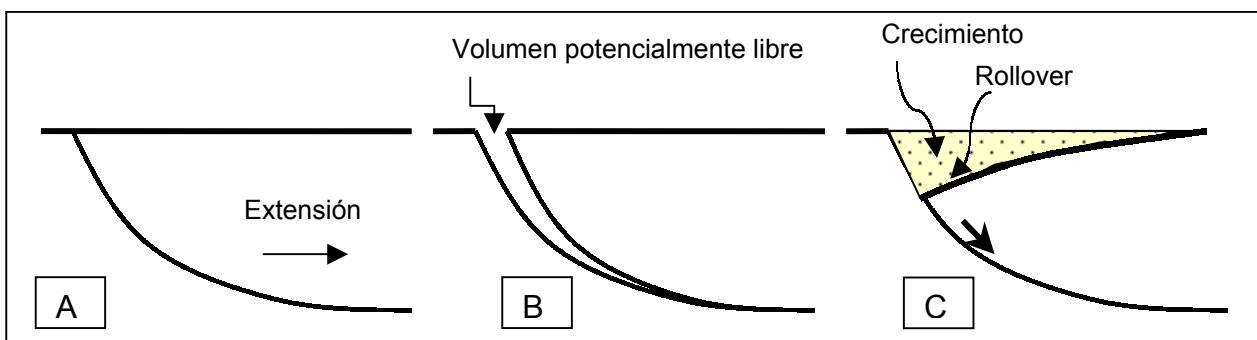


Fig. 30. A) Falla normal lístrica incipiente; B) Volúmen hipotético causado por la extensión; C) Rollover y cuña sedimentaria de crecimiento. Modificado de Hamblin, (1965).

Según Price & Cosgrove (1990), frecuentemente sucede que en secuencias de fallas normales consideradas semigrábenes una de las fallas presente un "rollover" de baja amplitud y de gran anchura y las siguientes fallas en dirección del buzamiento no presenten la típica forma geométrica del "rollover" sino que muestran una geometría aplanaada (Fig.31).

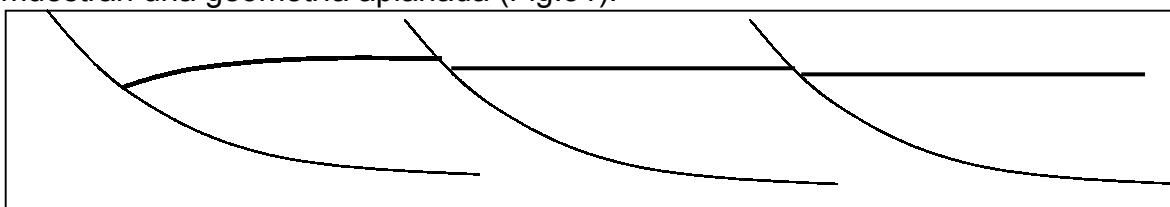


Fig. 31. Secuencia de fallas lístricas donde se aprecia que la curvatura del rollover se presenta en una de ellas y luego desaparece para hacerse planar en las siguientes fallas en dirección del movimiento.

El “rollover” fue modelado por Xiao & Suppe (1992) para fallas planares de acuerdo a superficies axiales deducidas a través de los círculos de esfuerzos de Coulomb. Estas superficies axiales serán activas si producen curvaturas (“bend”) en la roca. Si por el contrario, no la producen serán superficies axiales inactivas. Las superficies axiales sufrirán la cizalla producida durante el fallamiento y estarán orientadas de forma antitética con respecto a la falla principal. Entre una superficie axial activa y una inactiva paralela se define un panel (“rollover”). Dichos paneles se engrosan a medida que ocurre el deslizamiento de la falla (Fig. 33). Los planos de falla que se componen por segmentos planares y que se horizontalizan con la profundidad muestran un claro ejemplo de las superficies axiales y los paneles que forman. La geometría de la falla y su asociación con sus respectivos paneles controlan el espacio libre para la deposición de material.

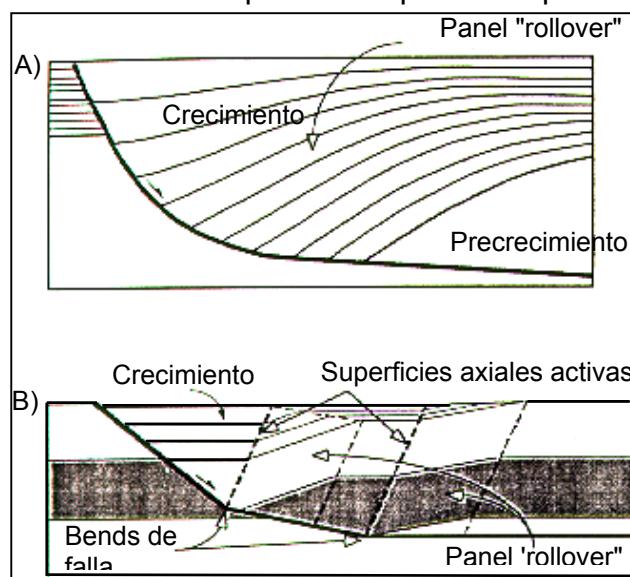
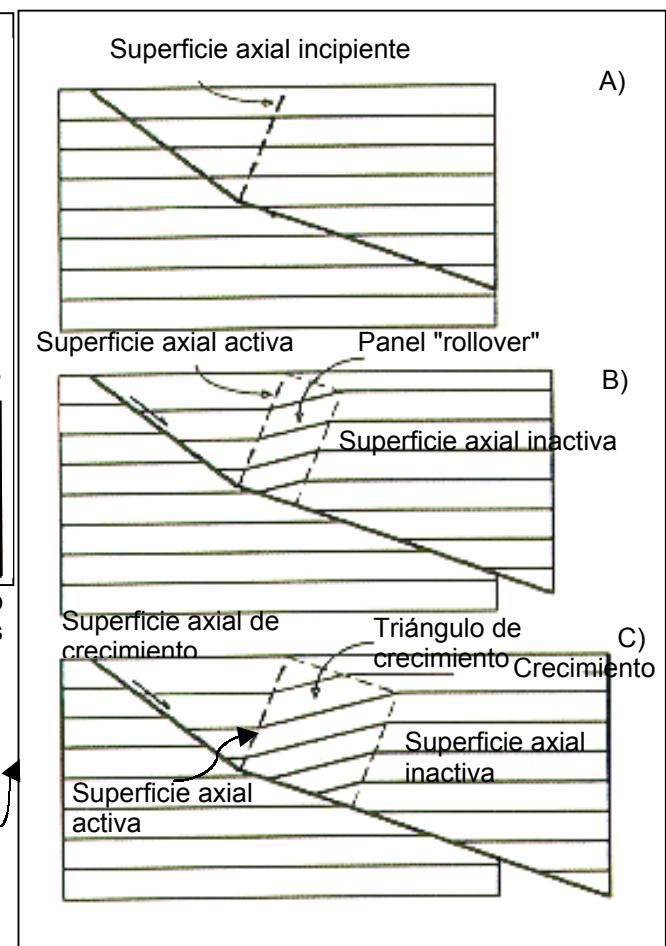


Fig. 32. A) Falla lístrica; B) Falla normal mostrando las superficies axiales, los paneles “rollover” y los bend de falla. Modificado de Shaw *et al* (1997).

Fig. 33. A) Falla cóncava hacia arriba incipiente; B) “Rollover” del bloque del techo producido por cizallamiento a través de la superficie axial activa; C) Engrosamiento del panel “rollover” y desarrollo de la cuña de crecimiento. Modificado de Shaw *et al.* (1997).



El crecimiento de la falla lo define la tasa de sedimentación con respecto a la tasa de subsidencia de la falla. Si se tiene que la tasa de sedimentación es mayor que la subsidencia del bloque del techo, entonces, se formará una cuña de crecimiento, formada por el extremo superior de la superficie axial inactiva del panel "rollover", la superficie axial activa y una superficie axial inactiva que se creará en la cuña de crecimiento que se definirá como superficie axial de crecimiento (Fig. 33). En el caso de que la tasa de sedimentación sea menor o igual que la tasa de subsidencia no se formará este triángulo de crecimiento, sino que se truncarán las capas contra la superficie de erosión. La cuña de crecimiento en este caso no cubrirá totalmente el espacio creado por la rotación del "rollover" como consecuencia del deslizamiento de la falla (Fig. 34). El "rollover" de los sedimentos del crecimiento indica el deslizamiento ocurrido desde su depositación.

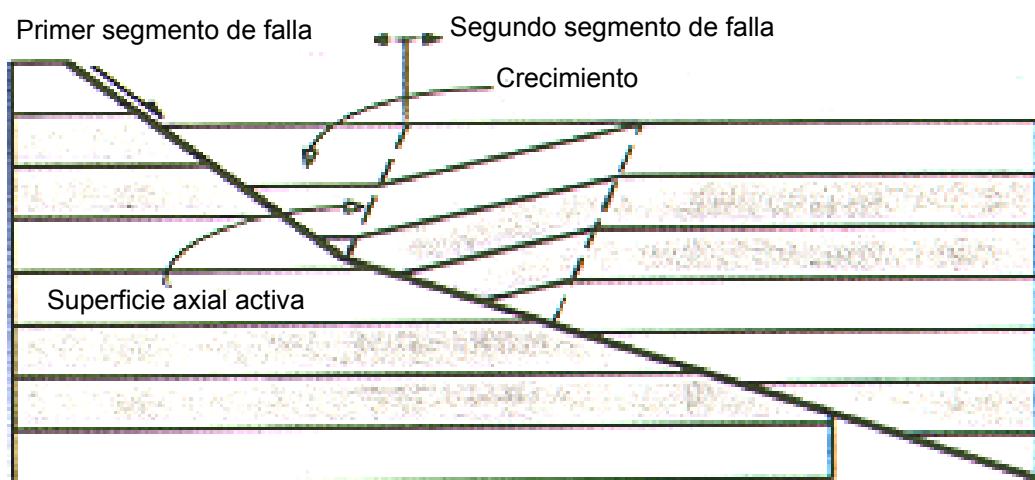


Fig. 34. Falla cóncava hacia arriba segmentada, nótese que el crecimiento sólo llega hasta el extremo superior de la superficie axial inactiva sin formar cuña de crecimiento. Modificado de Shaw *et al.* (1997).

En los crecimientos que experimentan una tasa de sedimentación menor o igual que la tasa de subsidencia, y posteriormente invierten la relación, se creará una discordancia angular entre los estratos que representen cada condición (Fig. 35). Frecuentemente esta discordancia es interpretada como límite entre diferentes períodos de deformación sin tomar en cuenta las diferencias entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación.

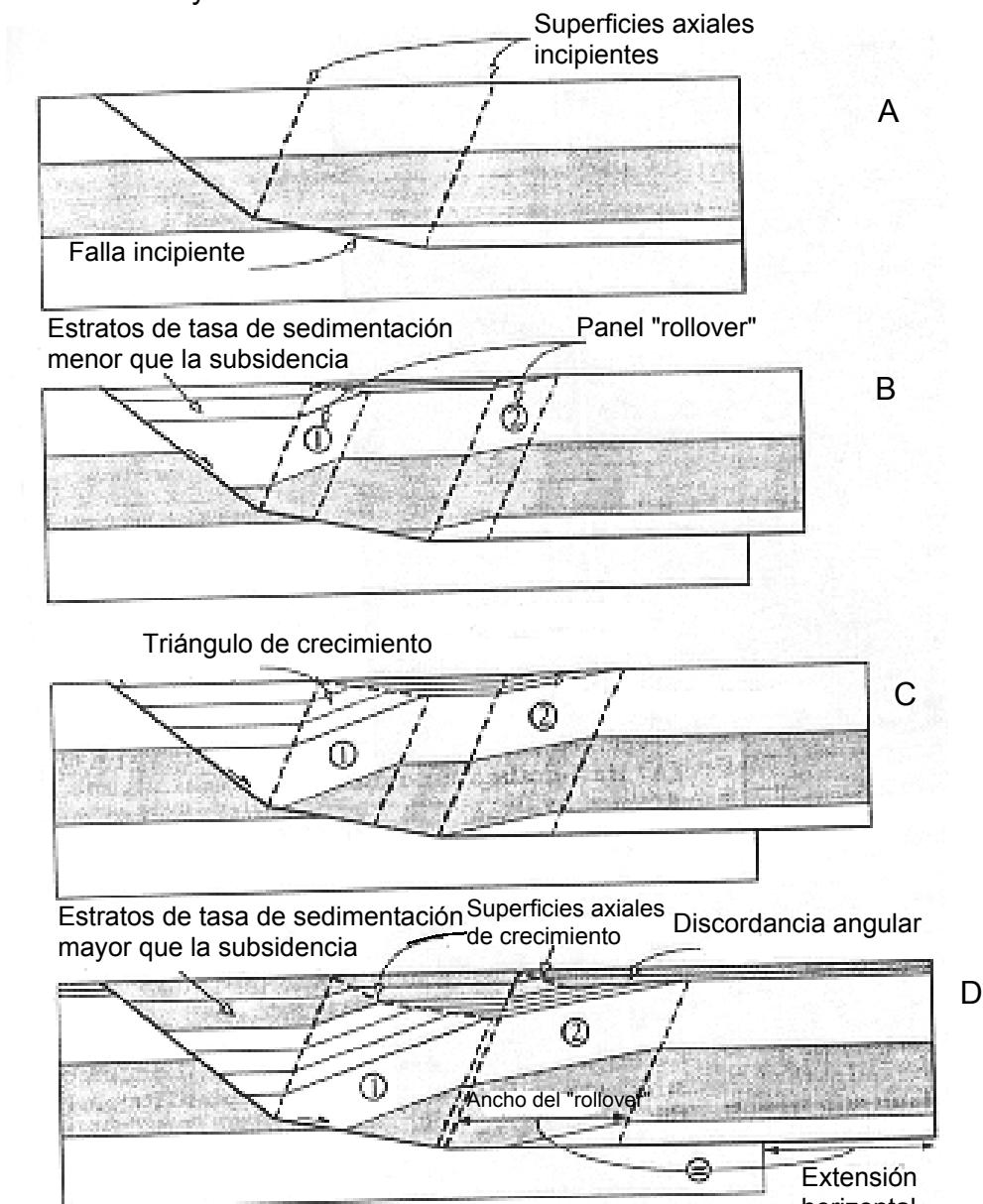


Fig. 35. Evolución de un "rollover" en un semigrabén que posee dos segmentos de falla planar antes de horizontalizarse en profundidad. A) Falla incipiente, B) y C) Desarrollo del "rollover" y crecimiento de menor o igual que la tasa de subsidencia, D) Crecimiento de tasa de sedimentación mayor que la tasa de subsidencia, nótese la discordancia angular que ocasiona el cambio de relación entre la subsidencia y la sedimentación. Modificado de Shaw *et al.* (1997).

Según este modelo, la interpretación de la extensión horizontal dependerá del ancho del "rollover", medido como la anchura del panel "rollover". Este método es válido cuando las segmentaciones de la falla están claras, pero en los casos en donde la curvatura de la falla es suave y no presenta cambios abruptos en el plano de falla (por ejemplo fallas lístricas) los cálculos pueden contener un margen de error grande al no poder determinarse con exactitud las superficies axiales, ya que debe tomarse en cuenta que el cálculo de las superficies axiales puede tener múltiples interpretaciones. En cuyo caso, la extensión será la diferencia entre la longitud inicial y final del tope del bloque del techo.

Sin embargo, la interpretación de fallamiento normal lístrico puede producir diferentes resultados, por lo que este método tan exacto podría arrastrar errores.

4.1.1.2.3 Estructuras asociadas

Las fallas normales lístricas se pueden interpretar a partir de algunas evidencias, entre las que merecen mención:

- Geometría de falla arqueada abruptamente
- Cuencas o levantamientos arqueados abruptamente
- Incremento en el buzamiento de los estratos del techo con la profundidad, acompañado de un incremento en el buzamiento hacia la falla ocasionado por la creación de pliegues de arrastre.
- Pliegues de arrastre en el bloque del techo, combinado con cambios laterales del salto de la falla.

- Geometría cóncava hacia arriba, y presencia de material dúctil hacia el aplanamiento de los estratos.
- Estratigrafía progradacional con engrosamiento de material dúctil debajo de areniscas.
- Y quizá el elemento estructural más importante en una falla lístrica lo constituye el "rollover", anteriormente descrito y definido por la curvatura que se produce durante la caída del bloque del techo en los semi-grábenes. Para ajustar los volúmenes de material deformado durante la creación de un "rollover" es probable que se creen fallas menores distribuidas dentro del bloque del techo, las cuales pueden ser sintéticas, antitéticas o paralelas a la estratificación.

4.1.1.2.4 Inversión de fallas normales lístricas

La geometría aplanada en profundidad de las superficies lístricas hace que éstos se conviertan en superficies vulnerables a ser reactivadas bajo regímenes compresivos.

El grado de dificultad en la reactivación de una falla normal lístrica depende de la variación del ángulo de buzamiento que experimenta la falla (Sibson, 1995), debido a que los buzamientos menores de los niveles más profundos serán los más fáciles de reactivar bajo un régimen tectónico compresional (aproximadamente $< 30^\circ$; Benkovics, 2001; comunicación personal), debido a esta reactivación diferencial se podrán encontrar dos tipos de expresiones estructurales

características. Una desarrollada en el bloque del techo y que consiste en el abultamiento (“buckle”) de la parte superior del mismo replegado el “anticlinal” del “rollover”. La otra estructura ocurre en el bloque del piso, consistiendo en la formación de una falla de atajo (“shortcut”) cóncava hacia arriba que generalmente desarrolla una isla flotante (“floating island”) en el bloque del piso (“footwall”) (Wang *et al.*, 1995). Esta isla flotante estará limitada por la falla normal lístrica y por la falla de atajo (Fig. 36). Esta falla de atajo frecuentemente asume la compresión, quedando inactiva la falla normal lístrica. En este caso se debe tener especial cuidado al definir los bloques techo y piso. Cuando las fallas de atajo ocurren a partir de una familia de fallas normales lístricas, su generación ocurrirá diacrónicamente. Si los esfuerzos compresivos son bajos, las fallas de atajo tendrán un cambio de buzamiento abrupto.

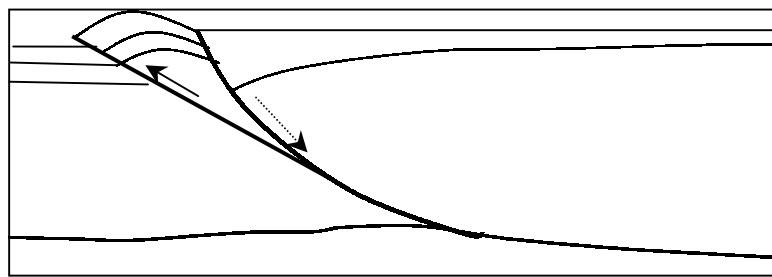


Fig 36. Falla de atajo detrás de una falla normal lístrica, véase la isla flotante en el bloque del piso.

McClay (1995) propuso un modelo de inversión a partir de modelaje analógico, donde el esfuerzo se aplicó perpendicularmente a las fallas normales lístricas. El experimento contó con una laminación uniforme de arena. Dicho autor parte de la hipótesis de que en el “rollover” de la falla normal lístrica se desarrolla un colapso, el cual estaría comprendido entre una falla antitética planar y una falla

sintética sigmoidal. Durante la inversión se produce la rotación de las capas del bloque del techo en sentido contrario al de la rotación causada por extensión, donde la cantidad de capas involucradas en la rotación va a depender de la magnitud de los esfuerzos compresivos. Las fallas preexistentes a la inversión se reactivarán formando una cuña y fallarán los sedimentos post-extensión, conservando la geometría de falla (la litología post-extensión es la misma que la pre- y sin-extensional). A medida que transcurre la inversión, el graben de colapso se hace más angosto y la reactivación de las fallas desarrolla corrimientos que forman así las típicas estructuras "pop-up" (estructura que "surge hacia arriba"), sobre estas estructuras la sedimentación sintéctónica será *más* delgada que en sus adyacencias, debido a que constituyen una zona positiva.

4.1.1.2.5 Ejemplos

Los ejemplos de fallamiento lístrico son abundantes en la literatura, y sería una misión difícil tratar de hacer un resumen de todos los ejemplos reportados, sin embargo, a continuación se presenta un resumen de algunos ejemplos llamativos que pudieran servir de referencia al lector.

- ❖ Curtis (1970) en Di Croce (1995) menciona que los sistemas de falla de crecimiento del Golfo de México y Nigeria son típicos de desarrollo de sistemas de depocentros deltaicos con alta tasa de aporte sedimentario, y se originan fuera de la plataforma continental frente a los sistemas deltaicos progradantes.
- ❖ Bally *et al.* (1981) mencionan los siguientes ejemplos de fallamiento lístrico: sistema de fallas normales lístricas que involucra al basamento

en el norte de la Bahía de Vizcaya; fallas normales lístricas en el Delta del Niger, representando un sistema deltaico de rápida deposición; en la Costa del Golfo menciona fallas normales lístricas (descritas ampliamente en la literatura) en un sistema deltaico asociadas a secuencias evaporíticas y lutitas sobrepresurizadas; en el Golfo de México dominadas por tectónica gravitacional y frecuentemente asociadas a diápiros que involucran sal o lutitas sobrepresurizadas, donde las fallas son más jóvenes hacia el golfo (hacia la cuenca), pero existen zonas donde se rompe la secuencia y se consiguen fallas jóvenes dentro de las más antiguas; en la Cordillera occidental de Estados Unidos asociadas al cinturón plegado; en la cuenca de Viena, en la cuenca de Pannoia, y la cuenca de Range ocurridas por colapso en los cinturones plegados, y generalmente asociadas a fallas transcurrentes.

- ❖ Shelton (1984) menciona como ejemplos de fallas normales lístricas en zonas de separación (“rift”) en el Mar del Norte, Bahía de Vizcaya, en la costa afuera del oriente de Estados Unidos, Mediterráneo central, Golfo de Suez, Rift Precámbrico del Lago Superior y en el Rift de Río Grande. En márgenes pasivos el autor citado menciona el Delta del Niger, mar del Norte, la costa afuera del oriente de América del Norte y la costa afuera de Brasil.
- ❖ En la costa afuera de Noruega, Dula (1991) reporta fallas normales lístricas despegando sobre evaporitas triásicas.

- ❖ Boesi & Goddard (1991) muestran mediante un perfil sísmico una falla lístrica en el Edo. Falcón de Venezuela noroccidental, esta falla posee en el bloque del piso roca metamórfica.
- ❖ En Guinea Ecuatorial, Lawrence (1998) propone para los sistemas petroleros pre-sal de Río Muni tres fases tectonoestratigráficas: "rift" (Neocomiense-Aptiense), transicional (Aptiense-Cenomaniense) y post "rift" (Turoniense- P.D.), el mismo autor postula que en la zona costa afuera se encuentra dominada por tectónica gravitacional que tiene lugar en el Santoniense-Coniacense en respuesta al levantamiento resultante por la reactivación transpresional de las zonas de falla transformantes, ésta corresponde con una fase tectónica reconocida en muchas partes de África occidental.
- ❖ En el Atlántico Sur, Mohriak & Palagi (1998) realizaron un estudio integrado para las cuencas de sal desde Brasil (desde cuenca de Campos hasta Sergipe-Alagoas) y desde Kwanza hasta Gabon (África occidental), el cual incluye evolución tectónica y geología petrolera. El trabajo consistió en la integración sísmica, datos de pozos exploratorios, datos geoquímicos de petróleo y de la roca madre. Dichos autores consideran que las cuencas sedimentarias en ambos lados del Atlántico generalmente son consideradas independientes por su limitación geográfica y la aplicación de las diferentes metodologías tecnológicas, pero que con la evolución del conocimiento geológico y la necesidad de racionalizar la exploración petrolera se pretende con su análisis mostrar una visión a gran escala de estas cuencas. Según los autores, las

cuencas de sal en el Atlántico Sur se pueden dividir en cinco megasecuencias: pre separación “rift”, continental o “rift”, transicional (o evaporítica), marino transgresiva y marino regresiva. Los autores citados concluyen que el mecanismo geodinámico es similar para todas las cuencas en génesis y patrones de evolución estratigráfica dentro de un marco regional, pero en algunos aspectos están caracterizadas por peculiaridades en la evolución geológica. Para estas cuencas Norvick & Schaller (1998) proponen elementos comunes para estratigrafía y estructura incluyendo historia “rift”, movimiento de sal en una etapa inmediatamente posterior al “rift”, carbonatos en el Albiense y sedimentación de gruesos espesores turbidíticos en el Cretácico superior y el Terciario medio, que incluyen diapirismo de sal, caídas de talud por deslizamiento gravitacional y plegamiento.

- ❖ Raillard *et al.* (1998) presentan un ejemplo de fallas lístricas que se encuentra en la cuenca terciaria en El Congo inferior, costa afuera de África occidental. Las fallas gravitacionales que despegan en sal cortan la secuencia Albiense-Reciente. La cuenca terciaria presenta una zonación E-O y contiene una parte extensiva (buzamiento arriba) y otra compresiva (buzamiento abajo) (“toe-thrusts”). La parte extensiva presenta estructuras “slump”, y el desplazamiento en el área central es de 70 km hacia el océano, mientras hacia el norte y sur la extensión causa un desplazamiento de 10 km, el relleno siliciclástico causado por esta extensión es de 8 km de espesor. En la zona central donde el desplazamiento extensivo alcanza 70 km, una falla inversa se asocia a

una lengua (“tongue”) de sal alóctona hacia el este y a capas de sal hacia el oeste. La zona compresiva gradualmente se convierte en grandes pliegues con núcleos salinos.

- ❖ Massimo (1998) menciona fallamiento lístrico interpretado mediante datos sísmicos en la cuenca Canning, ubicada en el oeste de Australia.
- ❖ Kimura (1998) interpreta en Japón en el complejo acrecionario de Shimanto fallamiento normal lístrico.
- ❖ En Bulgaria occidental Graf *et al.* (1998) interpretan fallas normales lístricas (que actúan en el Eoceno-Oligoceno, y posiblemente Mioceno) de rumbo NO-SE y buzamiento SO en un sistema sedimentario pero penetrando el basamento.
- ❖ En Brasil central, Winge (1998) reporta, en la provincia estructural de Tocantins, fallamiento lístrico asociado a magmatismo, adelgazamiento de la corteza y pérdida de presión litostática.
- ❖ En Venezuela en la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire, Porras (2000) propone un modelo que incluye fallamiento lístrico con buzamiento hacia la cuenca y culminadas en estructuras compresivas de pie de talud (“toe-thrusts”), estas últimas alineadas en sentido noroeste-sureste que forman el actual cinturón de pliegues de la costa falconiana. El fallamiento esta dado por la desestabilización de taludes pre-existentes, la cual estaría ocasionada por el avance del frente de deformación andino en el Plioceno. La sección estratigráfica afectada va desde el Eoceno tardío hasta el Plioceno.

Particularmente en el área de estudio, Di Croce (1995) propone un modelo que abarca el oriente venezolano hasta Trinidad. A continuación se presenta un resumen de dicho trabajo:

El autor mencionado propone en la cuenca antepaís del oriente venezolano el modelo de fallamiento lístrico, tanto para la zona costafuera ("offshore") como para tierra adentro ("onshore"). En la zona "onshore" este modelo asume un fallamiento lístrico que inicia su actividad en el Mioceno medio y culmina en el Mioceno tardío, ocasionándose como consecuencia de colapso gravitacional, de deslizamiento o de discretos taludes submarinos que producen inestabilidad gravitacional. El deslizamiento ocurre sobre lutitas de edad Mioceno inferior. El sistema extensivo suprayace a un sistema de fallas inversas y plegamientos. Las fallas *más* jóvenes estarían detrás en un proceso que se denomina "regresión" ("backstepping") y tendrían un rumbo de tendencia NW-SE y un buzamiento hacia el NE. En la zona costafuera "offshore" las fallas lístricas se presentan con mayor desplazamiento y con engrosamiento estratigráfico, su despegue se encuentra sobre lutitas sobrepresurizadas y se encuentran asociadas a diápiros. La evolución de estas fallas ocurre hacia delante ("foresteeping"). Algunas de las fallas de crecimiento analizadas por el citado autor sugieren que son sincrónicas con por lo menos un pliegue compresional en el frente de los sistemas deltaicos desarrollados en el talud. Se debe recalcar que el modelo contempla "toe thrusts" detrás del complejo acrecionario de Barbados.

4.1.2 Fallas por compactación

La compactación se define como la reducción física del volumen de los sedimentos como consecuencia de la pérdida de la porosidad y/o volumen ocupado por minerales de la estructura generalmente cuando estos sufren soterramiento. Por lo tanto las fallas de compactación son aquellas que se producen como consecuencia de la subsidencia que produce la compactación de los sedimentos.

4.1.3 Diapirismo

El desequilibrio de peso o densidad es algo común en las secuencias rocosas que causa el proceso conocido como diapirismo. Se define entonces un diápiro como el ascenso de material hacia la superficie como respuesta a una relación de densidad de roca suprayacente mayor que la roca infrayacente ($\rho_s > \rho_i$). Los diápiros más comunes son formados por lutitas y por evaporitas (frecuentemente se estudian los diápiros de sal por su relación con los entrampamientos de hidrocarburos). Su forma puede variar de acuerdo al material que asciende, siendo las formas más comunes: los “stocks”, lengüetas, anticlinales, almohadillas y domos.

Según Duque-Caro (1984), la magnitud de deformación combinada con el levantamiento de un diápiro cataloga como orogénico un diapirismo, además la intensidad del levantamiento y la deformación se relacionan directamente con la sedimentación turbidítica.

Duque-Caro (1984) analizó dos cinturones de diápiros en el noroccidente Colombiano, estando estos relacionados con dos episodios de prisma acrecionario (ubicados en la región de San Jacinto y en la región de Sinú). La sedimentación posterior al diapirismo aparece relacionada con depósitos de ambiente terrestre y marino somero y con poca deformación. La edad del principal evento diapírico de San Jacinto se encuentra durante el Paleoceno-Eoceno medio, y durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, y el principal evento diapírico del cinturón de Sinú ocurrió durante el Mioceno medio y el Mioceno tardío-Plioceno temprano. El mencionado autor asocia este diapirismo con un proceso orogénico debido a las evidencias de deformación y levantamiento relacionadas también con la sedimentación turbidítica.

Contrariamente, Choukroune (1994) define los diápiros como estructuras desligadas en su génesis de esfuerzos compresivos, y menciona a los diápiros como aquellas estructuras ocurridas por la combinación de desequilibrios en la densidad, y a los levantamientos orogénicos como intrusiones no diapíricas. Este concepto difiere con muchos ejemplos de diápiros, incluyendo la franja de diápiros que se observa en la zona oriental venezolana.

4.2 ASPECTOS RESALTANTES EN NÚCLEOS (MICROESTRUCTURAS)

El análisis de los núcleos de pozos proporcionó una información resaltante sobre estructuras de escala pequeña. Partiendo de la hipótesis de que las estructuras observadas a escala pequeña (cm a mm) pudieran ser análogas con las estructuras mayores observadas en líneas sísmicas 2D (km), se presenta el siguiente análisis de las estructuras observadas.

Como ya se especificó en el capítulo 3.1.1, se analizó un núcleo del pozo P-4 en el intervalo 18699'-18728'6'' y cuatro núcleos del pozo P-5 en los intervalos 9950-9979'; 12650-12668'; 12696-12730'; y 17500-17527'. En el pozo P-4 no se encontraron evidencias microtectónicas, ya que como se mencionó en los capítulos 2.3 y 3.1, éste núcleo muestra el Grupo Temblador, que representa una roca de tiempo de sedimentación cretácica, para la cual las condiciones geodinámicas durante la sedimentación corresponden a la fase del margen pasivo, en la que se esperaba conseguir evidencias postsedimentarias de la formación de la cuenca antepaís. En el pozo P-5, las evidencias microtectónicas resultaron diversas y bastante claras para el núcleo que ocupa el intervalo 12696' hasta los 12730', además de las varias microfallas normales a lo largo de los otros tres núcleos.

Tomando en cuenta la definición de Aubouin *et al.* (1988), la microtectónica es aquella que exige para su análisis el uso del microscopio y

consta de estructuras de menos de un mm. Por otra parte la minitectónica es considerada para las estructuras que van desde un mm hasta el metro. Sin embargo, estos dos dominios no están tan claramente diferenciados por lo que se emplean generalmente los datos del microscopio con los datos de afloramiento (con estructuras mesoscópicas). Siguiendo las indicaciones del mencionado autor, las estructuras que se tratan en este capítulo corresponden al dominio de la minitectónica, sin embargo, de acuerdo a la jerga geológica es de más fácil compresión agruparlas dentro del dominio de la microtectónica; además de que en las diferentes bibliografías son tratadas como tal. Por lo tanto, en el presente trabajo son definidas como microestructuras.

Las microestructuras, ya sean estratigráficas o estructurales, son utilizadas comúnmente para: a) obtener el estado de esfuerzos que pueda afectar un área en determinado momento (con la previa obtención de la orientación de la microestructura); b) determinar la reología del material expuesto y c) determinar la dirección del transporte sedimentario. En el presente trabajo son utilizadas para comparar y establecer similitudes con las estructuras de falla observadas en las líneas sísmicas.

Para maximizar los datos que puedan aportar las microestructuras, hace falta que éstas se encuentren orientadas en el espacio, pero éste es un dato que muchas veces no se obtiene en los núcleos de pozos, ya que generalmente no se encuentran orientados, a menos que sea programada

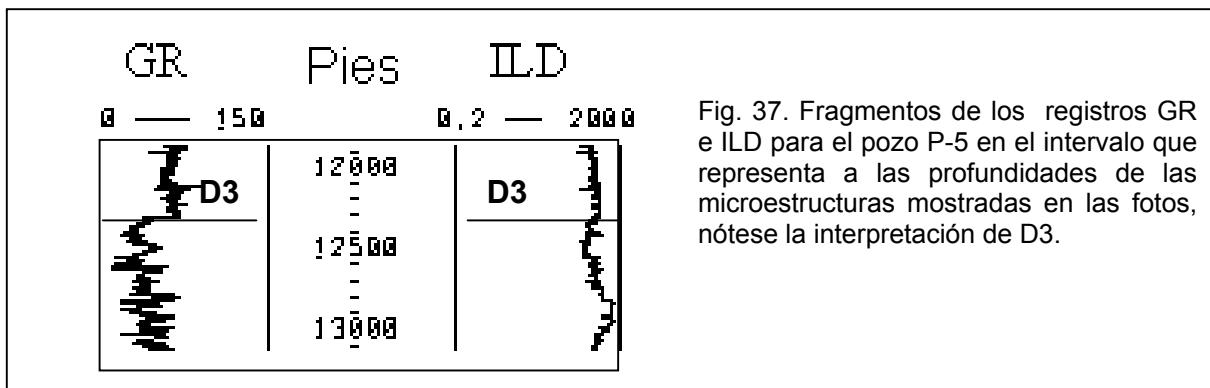
previa a la perforación. En este caso no hay orientación por lo que un análisis de esfuerzos o cinemática no ha sido posible. Sin embargo, es de importancia indicar que ciertas analogías pudieron establecerse entre las microestructuras y las fallas normales lístricas de la unidad estructural II, aún cuando no se cuenta con su orientación ni tampoco con un núcleo tomado totalmente en forma vertical, por lo que cualquier cálculo de ángulos es sólo una referencia.

Como ya sabemos las fallas lístricas están controladas por el medio dúctil que permite el movimiento del bloque sometido a rotación. Este medio dúctil está dado por la presencia de lutitas en las microestructuras lístricas observadas, que actúan como superficie de despegue. Además, la roca también contiene micas, que más allá de su capacidad de alterarse a arcillas, también pueden actuar formando un plano de debilidad, aun cuando no hayan sido alteradas.

Evans (internet, 1998) estudió las evidencias de microestructuras involucradas con fallas lístricas en la Península de Lleyn, pero el hincapié sólo estuvo en la sedimentología de las microestructuras y no en la dinámica que las involucra con las fallas lístricas.

La discordancia D3, como veremos más adelante en capítulo 4.3.2.2, fue interpretada mediante la información de los registros del pozo P5 a una profundidad de 12300' (ver Fig. 37) y mediante la información sísmica a una

profundidad de 12600' aproximadamente (se debe recordar que la resolución vertical de las líneas sísmicas analizadas es de aproximadamente 100 ms lo que se traduce en aproximadamente 300') Dicha discordancia ocurre posterior al fallamiento lístrico y se ubica en el tope de las fallas lísticas. Las microestructuras lísticas observadas se encuentran ubicadas a unos 12720'; es decir, que dichas microestructuras han sido observadas casi al tope de la unidad de fallamiento lístrico, aunque podrían encontrarse a lo largo de toda dicha unidad. Estas microestructuras no han sido observadas en los núcleos restantes, aun cuando si existen numerosas expresiones de fallamiento normal.



En los registros del pozo en cuestión se ha interpretado que la roca del intervalo al que hacemos referencia se presenta en una unidad arenosa, la cual pertenece a la Formación La Pica; unidad que fue sedimentada en el Mioceno Tardío, caracterizada por un ambiente marino somero cercano a la costa y definido como deltaico por Yoris & Ostos (1997). Esta unidad transicional se deposita en un contexto de margen activo, en una cuenca antepaís. La figura 38 muestra que la fuente y dirección de aportes de sedimentos para éste momento es variada, ya que las áreas positivas se ubican en todos los alrededores a excepción de la región de Unare y la apertura de la cuenca hacia el Atlántico. Esta configuración determina que la Formación La Pica contenga una alta proporción de sedimentos arcillosos intercalados con arenas y arenas heterolíticas.

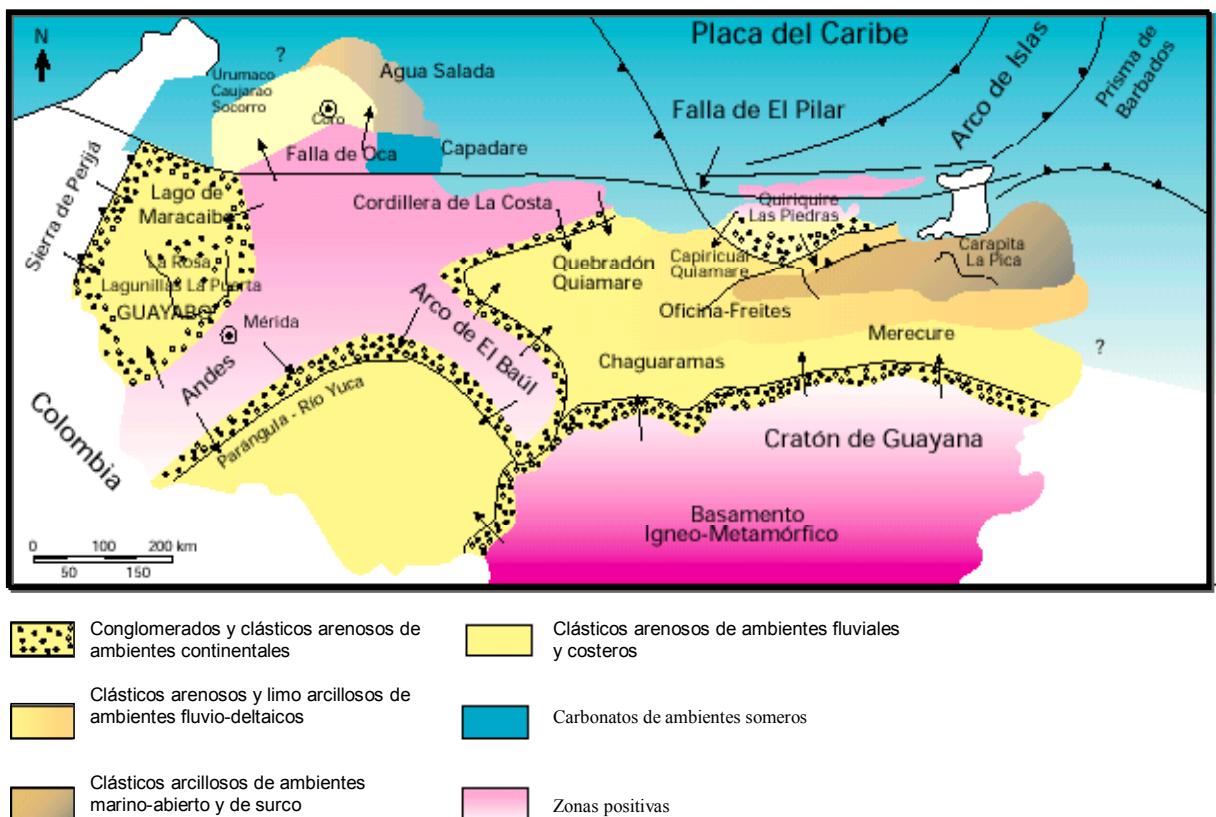


Fig. 38. Mapa generalizado de la configuración de la cuenca para el Mioceno Tardío. (Tomado de Yoris & Ostos, 1997)

A continuación se realiza una descripción de cada una de las microestructuras lístricas observadas, siendo las evidencias ilustradas a través de fotografías:

Evidencia # 1. Se observaron microestructuras lístricas a una profundidad de 12723' (Fig. 39). La litología de color oscuro corresponde a lutitas y la más clara a areniscas. Las microestructuras más resaltantes fueron designadas de A a J, siendo los principales “microplanos” de despegue identificados por los números 1, 2, 3, y 4. Los planos de falla no se encuentran mineralizados.

Las microestructuras observadas son lístricas normales en su mayoría, las cuales denotan diferentes direcciones de colapso. Se incluye en la figura 39b y 39d la interpretación de lo que pudiera ser un microfallamiento perpendicular al corte del núcleo representado por las fallas H, I, y de forma menos probable las microfallas K y L. Estas muestran la posible cubeta de las microestructuras. Todas estas últimas descansan sobre lutita. Cabe destacar que todas estas microestructuras fueron interpretadas como microfallas normales. Sin embargo, existe otra interpretación posible de tales microfallas, según Audemard (2002, comunicación personal) las imágenes que se presentan podrían corresponder a deslizamientos lístricos con un plano de buzamiento de ubicación próxima al corte del núcleo, como resultado se observa un lado normal de la microfalla hacia la derecha y la respuesta inversa al movimiento

en el lado izquierdo, las microfallas K y L parecen acatar esta hipótesis. El movimiento ocurre sobre material dúctil, en estos casos dos planos lutíticos.

Los microplanos de despegue corresponden a lutitas, destaca el plano 3, sobre el que descansan las microestructuras lístricas B, C, D, E, F y G; selladas B, E, F y probablemente G por el límite L3 que puede definirse como la superficie tope de tal familia de microfallas y sería geométricamente análoga a la discordancia D3 interpretada en las líneas sísmicas, que también es intersectada por varias fallas, sin embargo no existe relación genética entre ambas superficies. Este tope se encuentra asociado a una serie de estructuras de forma redondeada, que se pudieran interpretar como "boudines" debido a su forma, apariencia y al arqueamiento que presenta la superficie que las contiene, sin embargo, esta hipótesis queda descartada cuando observamos que la cercanía de estas "partículas redondeadas" a la secuencia (mayormente arenosa) ubicada inmediatamente por encima de ellas hace pensar que parecen despegarse de la misma. En cuanto a este tipo de estructuras Twiss & Moores (1992) mencionan que las marcas de fondo formadas durante o poco después de la sedimentación se asocian principalmente con corrientes turbidíticas y se preservan en la parte inferior de capas de areniscas que forman secuencias alternadas con lutitas. A tales marcas de fondo las dividen en depósitos estriados ("flute casts") y depósitos de carga ("load casts"), y estos últimos los definen como las estructuras formadas debido al descenso ocasionado por diferencia de densidad de areniscas sedimentadas sobre lodo saturado de agua, que aparecen como

abultamientos en la base de la capa de arenisca y en algunos casos pueden llegar a aislarse "bolas" de arena en una matriz de lodo, a tales estructuras los mencionados autores las describen como "estructuras de estallido" ("flame structures") las cuales asocian con cizalla de los sedimentos en la pendiente del talud; sin embargo, anteriormente Price & Cosgrove (1989) describen las "flame structures" como un diapirismo en pequeña escala que no necesariamente tiene el aislamiento de "bolas" del material suprayacente. Según Maltman (1994) los lóbulos arenosos de las estructuras son llamados comúnmente "load casts" y las zonas angostas de lodo "flame structures", los mismos autores mencionan de acuerdo a la clasificación de Owen (1987, en Maltman, 1994) basada en la interacción de pérdida de resistencia y la naturaleza de la fuerza aplicada, las "load casts" son diferenciados de las "bolas & almohadillas" ("ball & pillow") y seudonódulos ("pseudonodules") en que las primeras se presentan en múltiples capas no penetradas y las segundas son penetradas; ambas formadas a partir de licuación o fluidización durante efectos de la gravedad combinados con inestabilidad por densidad. De acuerdo a lo expuesto por los mencionados autores las estructuras observadas en el presente trabajo se asemejan a la descripción que los mismos realizan de las "ball & pillow".

Alfaro *et al.* (1997) realizan un estudio en la Cuenca Gaudix-Baza de La Cordillera Central Bética y mencionan los depósitos de carga "load casts", almohadillas ("pillows") y estructuras de escape de agua ("water-scape structures") como estructuras de deformación inducidas por terremotos en

depósitos lacustrinos de edad pliocena en una facies definida por los autores como lacustrina marginal. Tales estructuras pueden asociarse a licuación o fluidización. Los autores citados de acuerdo a Reineck & Singh (1980) y Allen (1982) mencionan dentro de sus observaciones estructuras de deformación definidas como: a) depósitos de carga hundidos ("sagging load cast"), b) depósitos de carga con forma de domo ("dome-like load casts"), c) estructuras en gotas ("drop structures"), d) depósitos de carga irregulares ("irregular load casts") y e) almohadillas ("pillows"). Tomando en cuenta la descripción que Alfaro *et al.* (1997) exponen acerca de las almohadillas ("pillows") y las estructuras en gotas ("drop structures"), se llega en el presente trabajo a la conclusión por analogía de que las estructuras observadas en la zona de estudio corresponden a estructuras muy parecidas a las descritas por los mencionados autores.

Nótese la cuña de crecimiento limitada por la superficie L1 y L2, que indica por lo menos una microfalla de crecimiento ubicada detrás de G ocurrida en una fase anterior a la familia de microestructuras B-G. El crecimiento de la familia de microestructuras B-G ocurrió en un tiempo por lo menos posterior a la superficie L1.

Se debe destacar que el ángulo de buzamiento aparente de los microplanos de despegue 1, 2, 3 y 4 es de aproximadamente 15°, 7°, 7° y 9° respectivamente, buzando hacia la izquierda de la foto, pero se estima que éstos debieron ser varios grados menores para el momento de la

sedimentación y obviamente buzando hacia la derecha para el caso del plano 3 y para el plano de descanso de la familia de microestructuras que se encuentra por debajo del plano 3, ubicadas en la parte inferior derecha de la foto. Los valores angulares no son representativos porque no hay control de orientación del núcleo ni verticalidad del pozo.

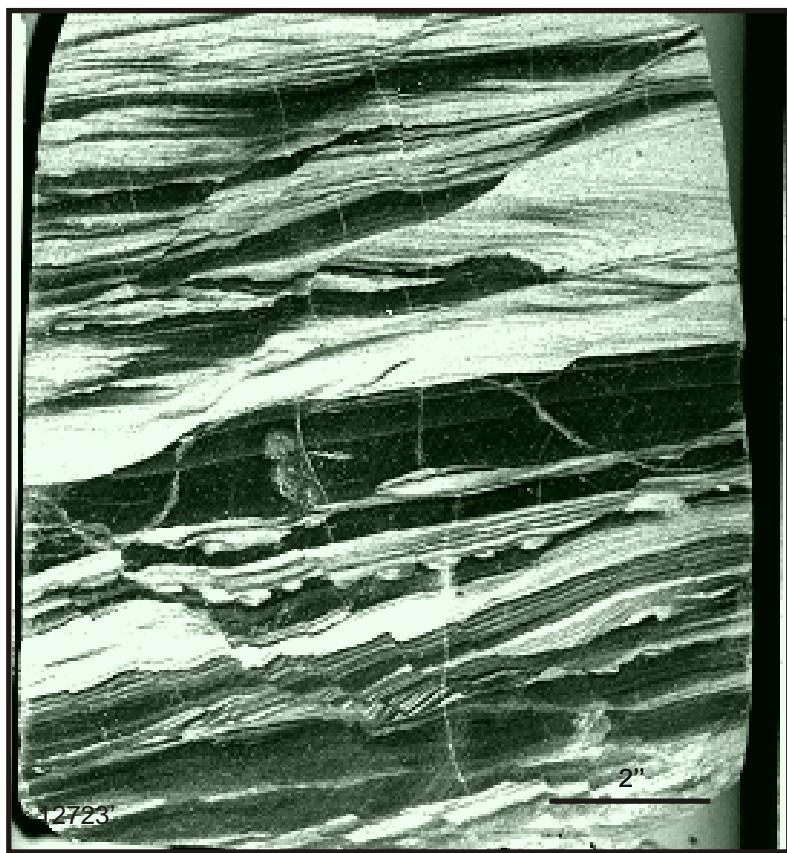


Fig. 39a. Fotografía de la evidencia 1 sin interpretar.

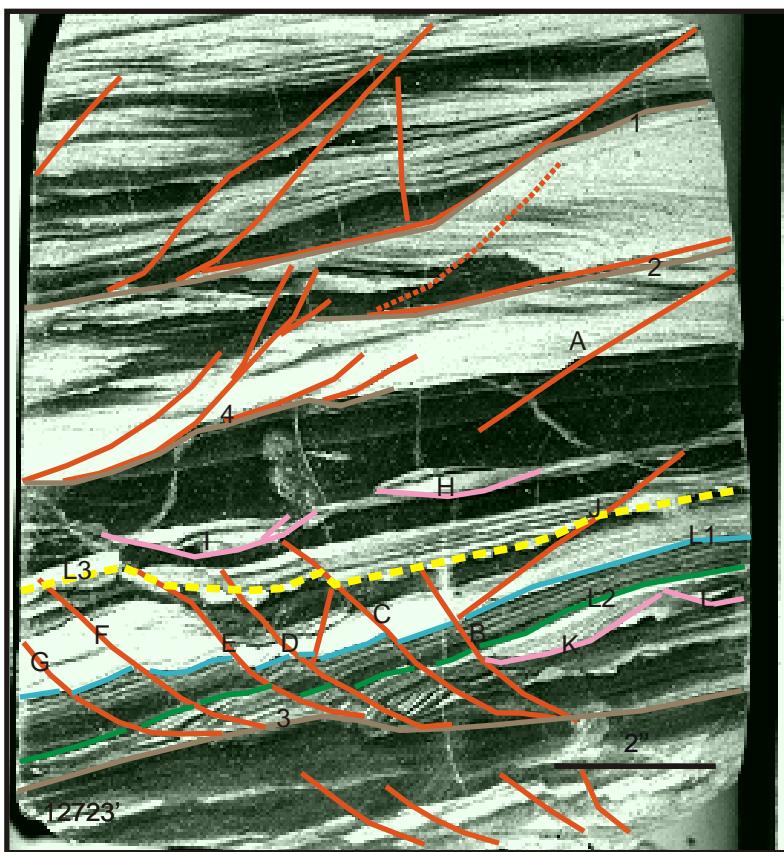


Fig. 39b. Fotografía de la evidencia 1 interpretada.



Fig.39c. Detalle de la evidencia 1 sin interpretar.

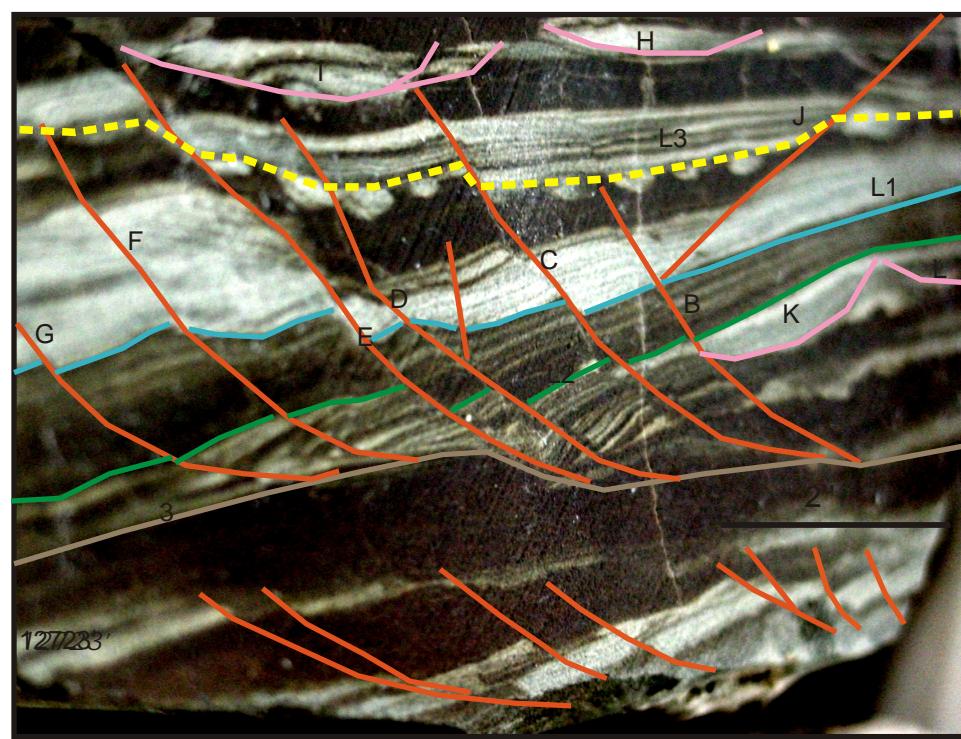


Fig. 39d. Detalle de la evidencia 1 interpretada.

Evidencia # 2. Esta es una evidencia observada a 12721'4" y mostrada en la figura 40. Se muestran las dos familias de microestructuras representativas del fallamiento lístrico identificadas como A, B y C que descansan sobre el plano de despegue 1 constituido por lutita. Las zonas de color oscuro corresponden a lutitas y las más claras a areniscas.

El detalle mostrado en la parte superior de la fotografía muestra que el reacomodo de material provoca localmente compresiones dentro del fallamiento normal.

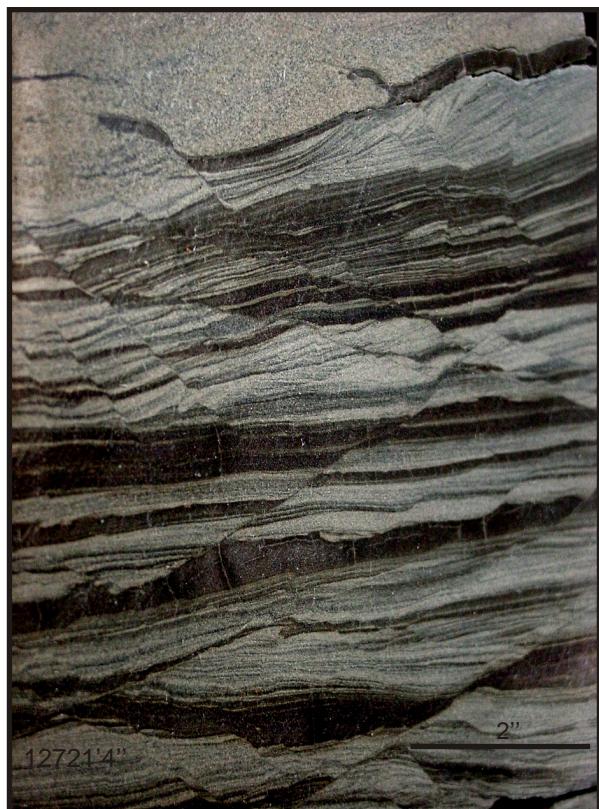


Fig. 40a. Evidencia #2 sin interpretar.



Fig. 40b. Evidencia #2 interpretada. Nótese la listricidad de las microfallas A, B y C. Obsérvese también el reacomodo de material mostrado a través de la superficie L y señalado con una flecha.

Evidencia # 3. La figura 41 muestra una variada cantidad de microestructuras normales intersectadas entre sí. Nótese que todas las microestructuras son normales con excepción de las identificadas dentro del recuadro ubicado en la parte superior izquierda que involucra reacomodo de material dentro del sistema extensivo. Se observa lo que pudiera asociarse con fallamiento lístrico perpendicular al plano, identificados como A y B; y como fallamiento normal lístrico, las microestructuras C y D que despegan sobre una capa lutítica. Al igual que en los ejemplos anteriores las lutitas están representadas por un color más oscuro que las areniscas.

Al igual que en el caso de la evidencia # 1 se observan estructuras de deformación que se identifican como L1. Tomando en cuenta los conceptos teóricos anteriormente mencionados, estas estructuras corresponden a almohadillas o "pillows" ocasionados por licuación o fluidización. A diferencia de las estructuras mostradas en la evidencia # 1, éstas no presentan aislamiento.



Fig. 41a. Evidencia # 3 sin interpretar.

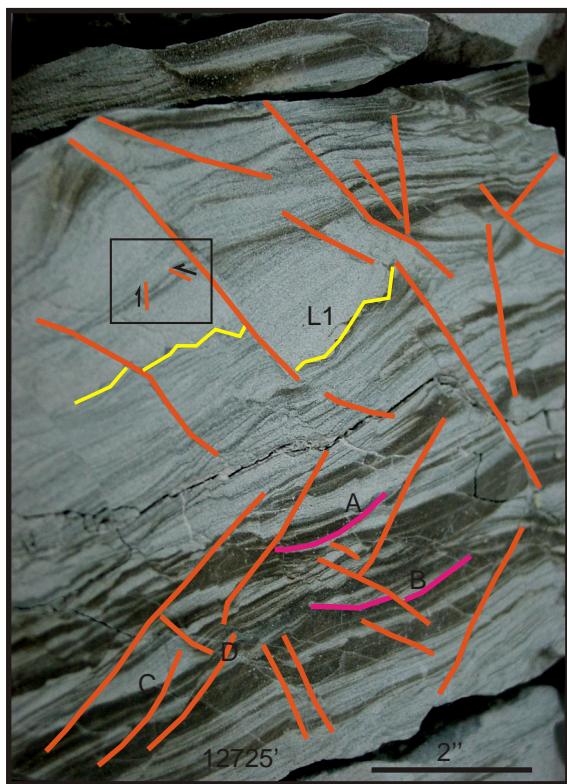


Fig. 41b. Evidencia # 3 interpretada. Obsérvese la superficie señalada como L1 que indica las estructuras de deformación presentes..

Evidencia # 4. En la figura 42 se presenta un caso llamativo de microfallamiento lístrico, que ocurre aún sin la presencia de material lutítico en el plano de despegue. Nuevamente el color oscuro es una litología lutítica y el color claro representa unidades más arenosas. Estas unidades arenosas son heterolíticas, con abundante presencia de micas como ya se mencionó en la descripción de núcleos del capítulo III. La existencia de una unidad arenosa lo suficientemente contentora de material micáceo, induce el fallamiento rotacional y crea el microfallamiento lístrico aún cuando no se observa claramente si existe crecimiento. Este caso puede asociarse a deslizamiento por licuación en sedimentos no consolidados.

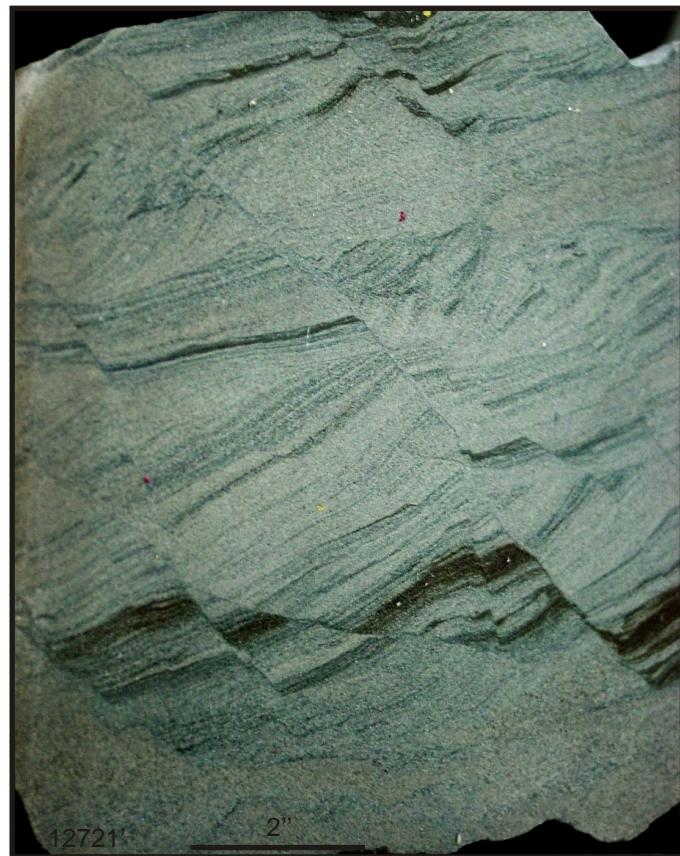


Fig. 42a. Evidencia # 4 sin interpretar.

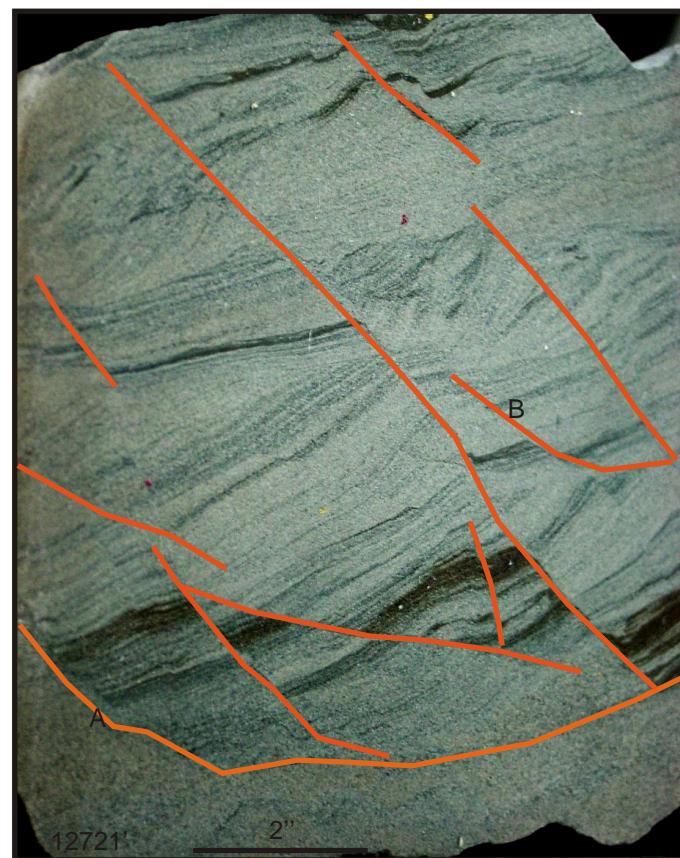


Fig. 42b. Evidencia # 4 interpretada. Se observan las microfallas nortales lístricas A y B.

Evidencia # 5. Se observa a 12723' 6" de profundidad y se muestra en la figura 43. La arenisca se encuentra representada por el color claro y lutita el color oscuro. Presenta una falla normal, con un salto aparente de 0,66"(pulgadas). Se destacan las dos superficies L1 y L2 con el propósito de señalar, el comportamiento del material a ambos lados de la microfalla. Nótese el abombamiento en el piso de la microfalla y la geometría siniforme en el techo, lo cual denota cierto arrastre de los materiales en proximidad y por efecto de la cinemática de la falla. Con una escala de mayor detalle se observan una cantidad de microestructuras lístricas indicadas en el recuadro de la figura 44b.



Fig. 43a. Evidencia # 5 sin interpretar.

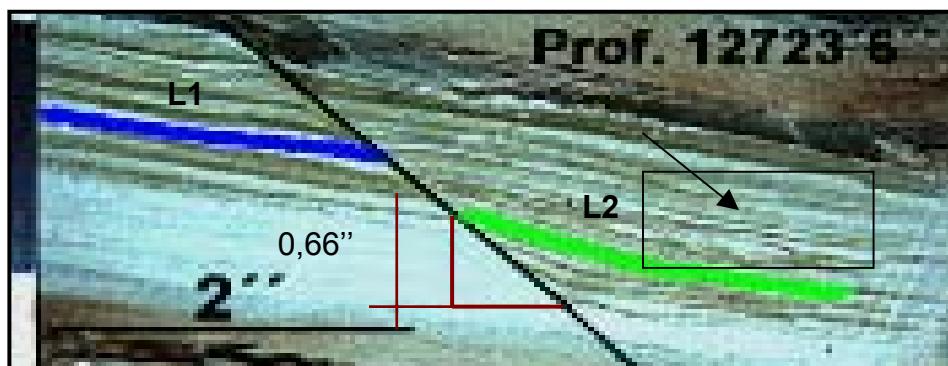


Fig. 43b. Evidencia # 5 interpretada.

Evidencia # 6: ésta se haya a 12728'3" y muestra nuevas expresiones de estructuras de deformación indicadoras de licuación o fluidización ya identificadas anteriormente como almohadillas ("pillows").

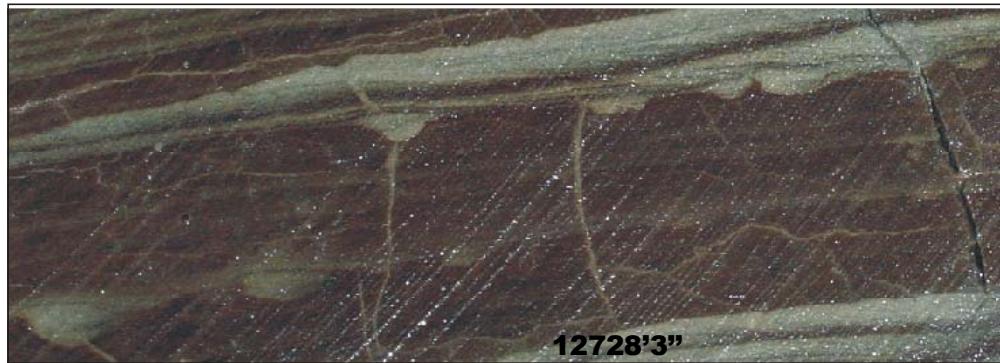


Fig. 44a. Fotografía tomada a 12728'3" sin interpretar.



Fig. 44b. Fotografía interpretada mostrando estructuras de deformación ("pillows").

4.3 Interpretación sísmica

4.3.1 Principales elementos sismo-estratigráficos

Mediante la interpretación sísmica se llegó a la identificación de cinco discordancias resaltantes que se definieron como D1a-D5, así como un paquete lutítico que funge como zona de despegue ("decollelement") ubicada entre las discordancias D4 y D5. A continuación se hace un resumen de los principales límites estratigráficos.

- **D1** corresponde a lo que se interpreta como la base de la Formación Mesa, discordante sobre la Formación Las Piedras. Fue interpretada en los registros de pozos tomando en cuenta el cambio abrupto que experimenta la curva GR consecuencia del engrosamiento de los granos de la roca (figuras 19-21). Fue amarrada a las secciones tomando en cuenta el criterio sísmico de los solapamientos y suaves truncamientos. La edad de la discordancia se estima Pleistocena.
- **D2** es la discordancia que marca el paso de la Formación La Pica a la Formación Las Piedras. El criterio sísmico utilizado fueron suaves truncamientos y solapamientos, aunado a una correlación con los registros de pozo. La edad de la discordancia se estima Pliocena. Giffuni *et al.* (2000) precisan y definen la base de la Formación Las Piedras como la discordancia de 3,8 ma. A partir de esta discordancia se obtienen los mapas # 1 y # 4 de los anexos.

- **D3** es la discordancia intra-Mioceno tardío que en forma generalizada sella a las fallas lístricas, marcando así el tope de la unidad estructural II, aunque algunas de estas fallas la cortan. Se reconoce en secciones sísmicas mediante claros, continuos y gruesos reflectores, truncamientos que se asocian a una erosión regional y solapamientos de la sismosecuencia que la suprayace. Di Croce (1995) le asigna una edad de 5,5 ma (tope del Messiniense según la tabla de ciclos de Haq *et al.*, 1988). Es llamada por algunos autores discordancia mayor por su carácter regional y constituye sin duda la discordancia más evidente del área. Los mapas # 2 y # 5 ubicados en los anexos representan a esta discordancia.
- **D4** identifica a la discordancia del tope del Mioceno medio, ubicada dentro de la unidad lístrica y por lo tanto fallada de forma uniforme. Giffuni *et al.* (2000) la consideran una discordancia de tercer orden, tectónicamente resaltada en las secciones sísmicas y de carácter regional, aunque en el área de trabajo se hace complejo su identificación en líneas sísmicas. Los mapas # 3 y # 6 de los anexos representan esta discordancia.
- **D5** corresponde al tope del Grupo Temblador (tope cretácico) y forma parte de la unidad estructural III. Sísmicamente, su observación es imprecisa debido a la forma caótica en que se presentan los reflectores. D5 representa la discordancia basal de la secuencia terciaria “basal foredeep unconformity”. Es decir, marca el cambio de margen pasivo a la cuenca antepaís. Por lo tanto, se

considera una discordancia regional. La edad de dicha discordancia se estima localmente de edad Mioceno temprano ya que los sedimentos que la suprayacen corresponden a esa edad. Di Croce (1995), de una manera general, le asigna una edad Oligoceno superior (25,5 ma), pero debe tomarse en cuenta que el modelo de dicho autor incluye una zona que se extiende hacia el oeste de la zona del presente trabajo. Sin embargo, para efectos del presente trabajo, se consideró, como ya se mencionó en el capítulo 3.4, que la zona de estudio estaría expuesta durante todo el Oligoceno y sólo hubo sedimentación a partir del Mioceno temprano.

- **ZD** o zona de despegue de la unidad II. Aunque no es un límite estratigráfico constituye el equivalente estructural de una discordancia. Está formado por el aplanamiento de las fallas lístricas en la zona dúctil definida por el grueso paquete lutítico de las formaciones Oficina y Freites. El plano de despegue ZD coincide aproximadamente en los pozos P-1, P-2, P-3 y P-4 con las profundidades propuestas por Giffuni (1998) para la superficie de máxima inundación de 13,4 ma (de segundo orden). Por lo tanto, se espera que dicho plano se encuentre asociado a esta superficie de máxima inundación debido al carácter regional que se espera en ambos. En cuanto al pozo P-5 este no se encuentra amarrado en la profundidad de ZD, ya que no alcanza esta profundidad. Los pozos P-6 y P-7 no fueron correlacionados con la información sísmica, pero las profundidades aproximadas estimadas para las formaciones Freites y Oficina (consideradas el grueso paquete lutítico que aporta la

ductilidad necesaria para el despegue) basadas en los registros de pozo disponibles coinciden con las propuestas por Giffuni (1998).

4.3.2 Unidades estructurales

El área consta en subsuelo de tres unidades estructurales. Hacia el sur las unidades definidas como UI y UII desaparecen y la secuencia terciaria que involucra a la unidad UIII se acuña contra el cratón sin alguna complejidad tectónica mas que las fallas normales ocasionadas por la flexión de la sección sedimentaria durante el emplazamiento de la Serranía del Interior. La definición de estas unidades estructurales se realizó a través de la interpretación de 11 líneas sísmicas 2D correlacionadas con los pozos utilizados. La figura 45 muestra la organización espacial de las líneas interpretadas.

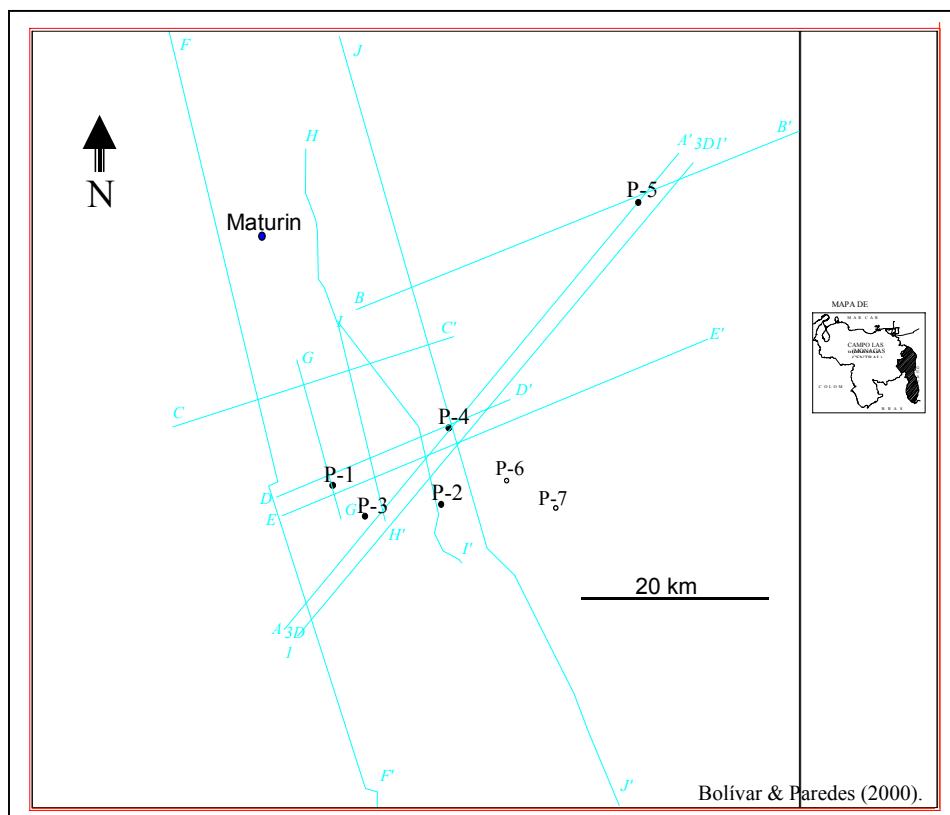


Fig. 45 Mapa de ubicación de las líneas sísmicas y los pozos utilizados.

A continuación se describen las tres unidades estructurales de base a tope.

4.3.2.1 Unidad estructural III

Se define la Unidad estructural III como la porción sísmico-estructural observada por debajo de ZD (plano de despegue). Estratigráficamente se considera como la unidad contenedora de los sedimentos del Mioceno inferior ubicados por debajo del plano de despegue, la secuencia cretácica de margen pasivo y todo el resto de la secuencia infrayacente (las rocas representantes de las fases pre-rift y rift), además del basamento. Las afirmaciones concernientes a la presencia de sedimentos de las fases pre-rift y rift carecen de argumentos sólidos en la zona de estudio, ya que además de la ausencia de perforaciones que sobrepasen la sección cretácica, la información sísmica está lejos de poseer calidad suficiente en las profundidades requeridas. No obstante, se debe tener en cuenta que Di Croce (1995) propone un posible semi graben Jurásico y menciona la presencia de las fases pre-rift y rift en la zona costa afuera de Trinidad y en las adyacencias de Maturín a aproximadamente 50 Km al suroeste.

Estructuralmente la Unidad III está caracterizada como una unidad de fallamiento normal (Fig. 46) generado por la flexión del margen pasivo. Tal flexión acarrea un estado extensivo en la porción superior del material rocoso involucrado, la cual resulta de la creación de la cuenca antepaís durante el emplazamiento de la Serranía del Interior. Entonces, se definen a las fallas normales observadas como la respuesta a esta flexión de edad Oligo-Miocena, que afecta esencialmente a la secuencia cretácica y que se generan en forma

diacrónica siendo las más jóvenes las ubicadas hacia el cráter. En muchas ocasiones, también involucran la sección del Mioceno inferior perteneciente a esta unidad (incluyendo en ocasiones al plano de despegue) así como al basamento.

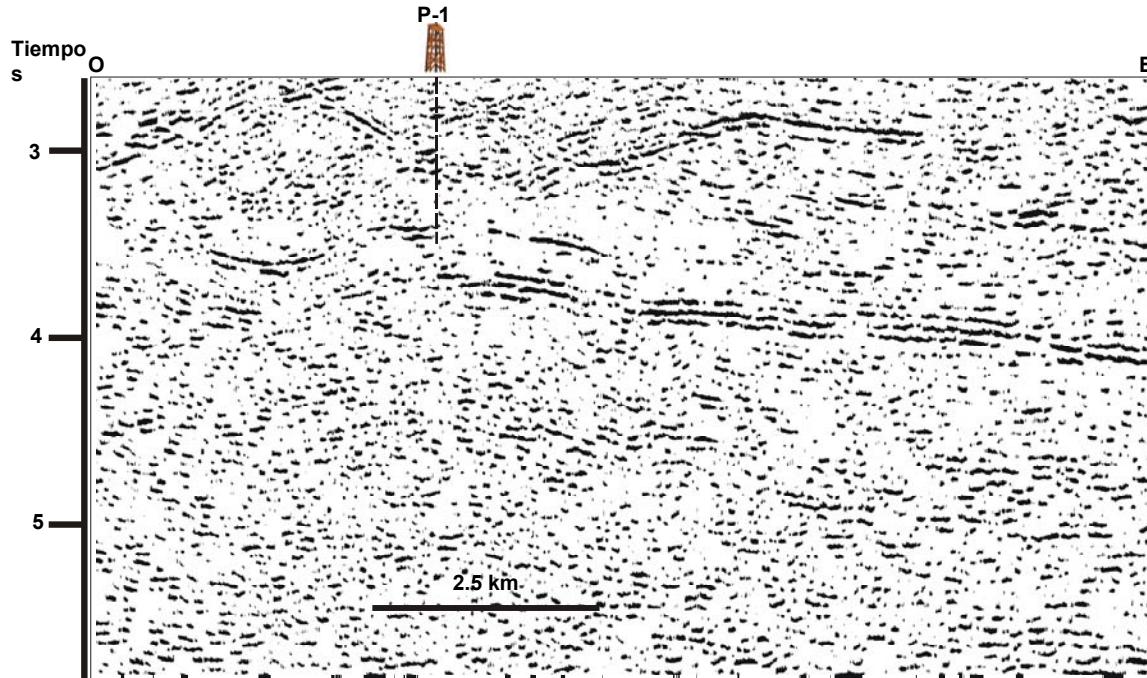


Fig. 46 a. Fragmento de la sección sísmica D-D' sin interpretar.

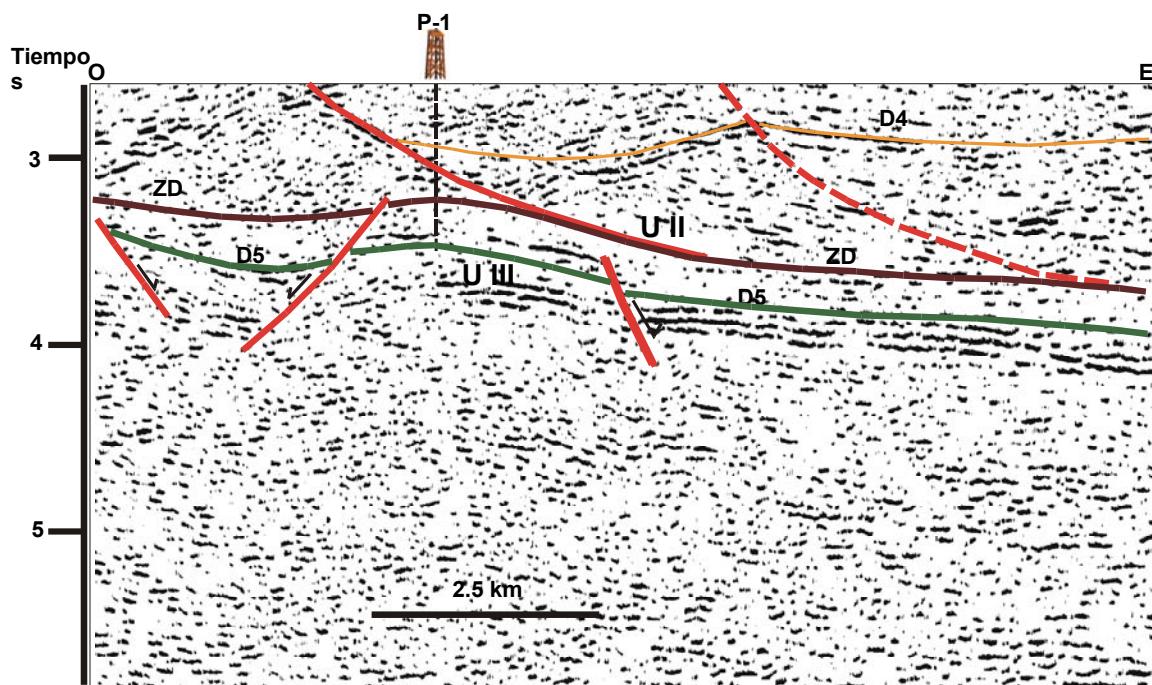


Fig. 46 b. Fragmento de la sección sísmica D-D' interpretado, obsérvese el fallamiento normal de la Unidad III.

Hacia el sur, en las adyacencias del cráton donde la secuencia sedimentaria se acuña, estas fallas normales se hacen más evidentes y se convierten en el estilo estructural predominante ya que no poseen fases tectónicas posteriores. En secciones sísmicas se observan con bastante cercanía a la superficie y muy probablemente aflorantes en superficie (Fig. 47).

Se observaron las fallas normales combinadas en algunas ocasiones con fallas inversas, este fenómeno se debe a que el estado compresivo que produce el levantamiento de la Serranía se activa posterior al fallamiento normal y produce las estructuras compresivas que se observan hacia el norte de la zona luego de los diapiros, en esta zona la compresión está clara, pero al sur de los diapiros "pareciera" que aún predominan las estructuras extensivas. En la presente interpretación se tomó en cuenta la unidad como una unidad predominantemente extensiva, pero difícilmente pueden obviarse algunos rasgos compresivos, pero se considera la creación de fallas inversas posteriores al fallamiento normal y la rotación e inversión de algunas fallas normales preexistentes. Sin embargo, una posible inversión de mayor influencia se discute en el capítulo 4.3.4.

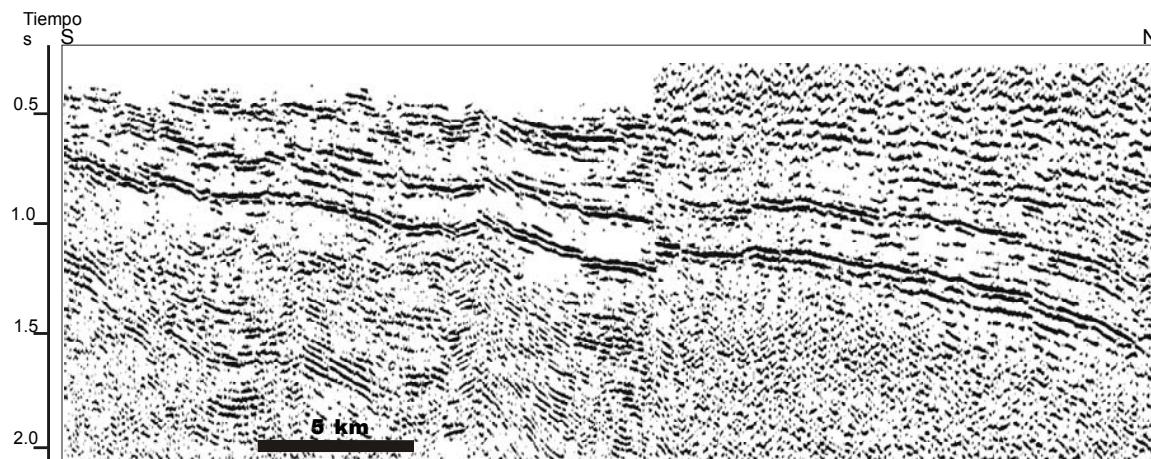


Fig. 47a. Fragmento de la sección sísmica F-F' sin interpretar.

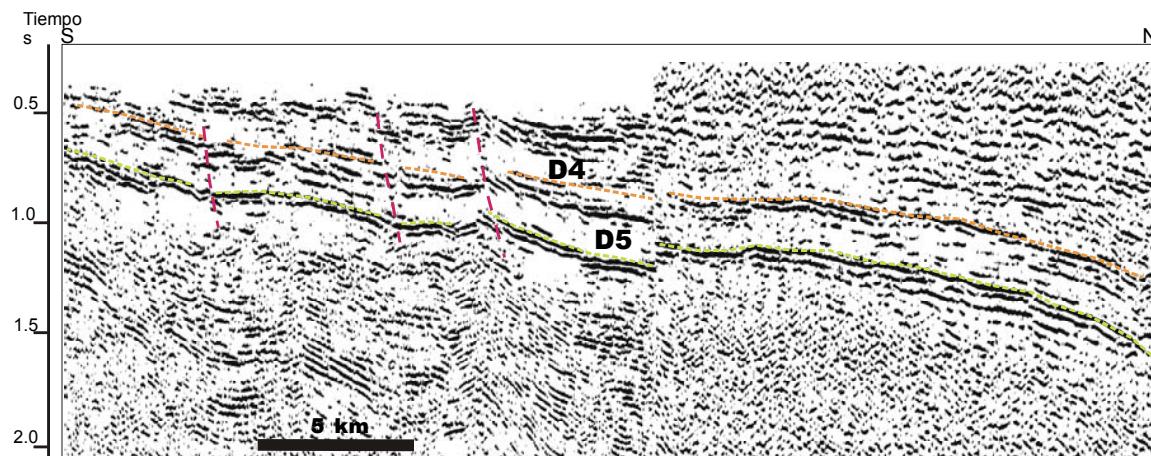


Fig.47b. Fragmento interpretado de la sección sísmica F-F' mostrando el acuñamiento que experimenta la secuencia sedimentaria hacia el sur de la subcuenca de Maturín y las fallas normales ocasionadas por la flexión dada por la creación de la cuenca antepaís.

En Las secciones sísmicas esta unidad muestra combamientos ("plegamientos") en diferentes zonas. Tal efecto es creado por la combinación de las siguientes causas: a) por la caída de los bloques durante el fallamiento normal (Daza 2000, comunicación personal), donde permanecen bloques tectónicos levantados relativamente ("horst"), b) por el flujo de las lutitas en la zona del plano

de despegue; las lutitas tienden a acumularse en zonas de menor presión, que en dichos casos estaría dada por las zonas ubicadas en la zona inferior del bloque del piso de las fallas normales lístricas de la Unidad II; y c) por los esfuerzos compresivos que sufre la unidad, que podría causar plegamiento dentro de la unidad. Además de estas causas, también debe tomarse en cuenta que la información sísmica puede estar presentando algunos "pull-up" como consecuencia del cambio de velocidad dado por el contraste entre las rocas que ponen en contacto las fallas lístricas de la Unidad II. La caída de los bloques durante el fallamiento normal provocaría grábenes y semigrábenes (Fig. 46) que ocasionarían diferentes espesores dentro de los sedimentos del Mioceno inferior. El flujo de las lutitas hacia una zona de menor presión induce el diapirismo de edad Mioceno tardío discutido en el capítulo 4.3.3. Por lo tanto, se espera que el flujo de las lutitas haya comenzado a esa misma edad, pero se sabe que simultáneo con el fallamiento lístico debe haber ocurrido un reacomodo del material lutítico para crear las acumulaciones de lutitas en la parte inferior del bloque del piso de las fallas lístricas. Para el análisis de estas acumulaciones debe tenerse en cuenta que precisamente en la porción sísmica que ellas ocupan podrían estar acentuándose los "pull-up" mencionados.

Según la definición de cuenca antepaís, en esta unidad deberían encontrarse la discordancia tope del basamento, la secuencia sinrift sellada por la "break-up unconformity" y la secuencia de margen pasivo sellada con la discordancia basal del foredeep. La discordancia tope del basamento, la secuencia sinrift y la "break-up unconformity" no se identifican, pero se consideran

ubicadas a una mayor profundidad de la estimada para la discordancia D5 que representa a la discordancia basal del "foredeep". La información sísmica se presenta caótica a la profundidad de la unidad, pero se pueden apreciar rasgos estructurales importantes para la interpretación de la Unidad II y para el entendimiento de la tectónica local, pero debe tenerse en cuenta la posibilidad de que las interpretaciones hechas de la unidad tengan falta de consistencia y puedan ser modificadas.

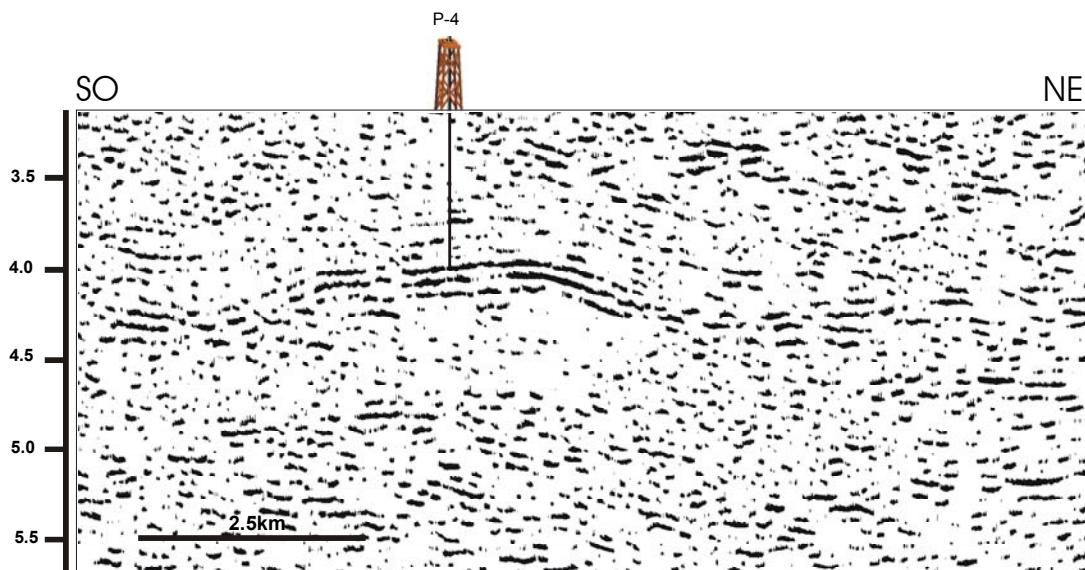


Fig. 48a. Fragmento de la sección sísmica D-D' sin interpretar.

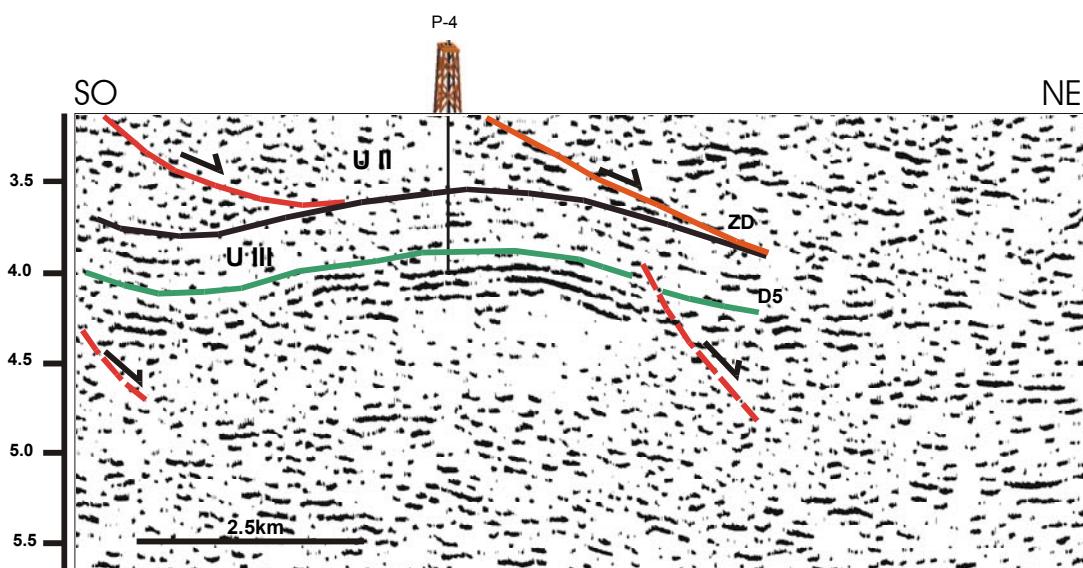


Fig. 48b. Fragmento de la sección sísmica D-D'interpretada, obsérvese las fallas normales de la Unidad III y el alto perforado por el pozo P-4 en la sección cretácica.

4.3.2.2 Unidad estructural II (Unidad de deslizamiento lístrico)

4.3.2.2.1 Criterio, descripción y ubicación sísmica

La unidad II ha sido definida de acuerdo al claro y regular deslizamiento lístrico observado. Dicho deslizamiento se encuentra con una orientación general NO-SE y buzamiento hacia el noreste, aun cuando se observaron algunos de orientación E-O y buzamiento hacia el norte. De acuerdo a los casos análogos y a la bibliografía existente se designa a este deslizamiento lístrico como "***fallamiento normal lístrico***" dejando claro que el origen del mismo es gravitacional y no tectónico, no obstante, de que el marco tectónico regional ya discutido induce los desniveles que ocasionan tal deslizamiento gravitacional.

Sismoestratigráficamente, la Unidad II se definió entre la discordancia D3 (Fig. 49) y el plano de despegue (ZD). Cabe resaltar que esta unidad se identifica con mayor influencia dentro de estos límites pero no se descarta, como se verá más adelante, que el fallamiento lístrico afecta a la Unidad I suprayacente. Sísmicamente y tomando en cuenta los bloques producidos por el continuo fallamiento lístrico, posee reflectores que respondiendo al momento geológico en su evolución, muestran diferencias en cuanto a su claridad y espesor, pudiéndose diferenciar de base a tope: un paquete de reflectores de aspecto un tanto caótico asociado a los sedimentos del Mioceno inferior-Mioceno medio; seguidos por un paquete de reflectores más o menos paralelos y de aspecto regular a caótico que representan parte del Mioceno tardío; posteriormente se observa un conjunto de reflectores de buen aspecto sísmico formando triángulos (cuñas de crecimiento) que corresponden igualmente al Mioceno tardío. Estos últimos a su vez se

encuentran sellados con reflectores fuertes y continuos que se asocian a la discordancia D3 ya descrita en el capítulo 4.3.1. Cabe resaltar que algunas fallas muestran como característica resaltante claros pero cortos reflectores en dirección opuesta a la estratificación. Tales reflectores indican la zona de falla.

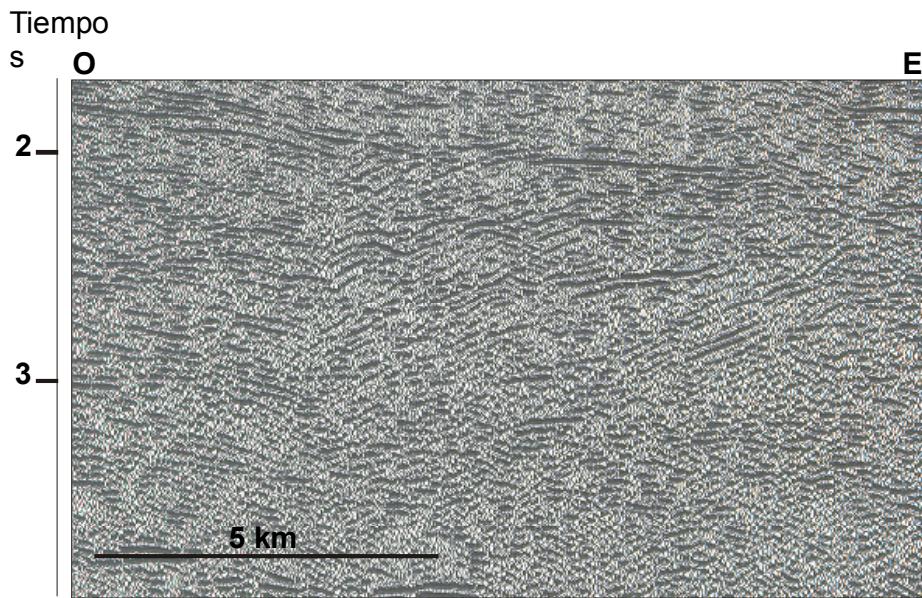


Fig. 49 a. Fragmento de la sección sísmica C-C' sin interpretar.

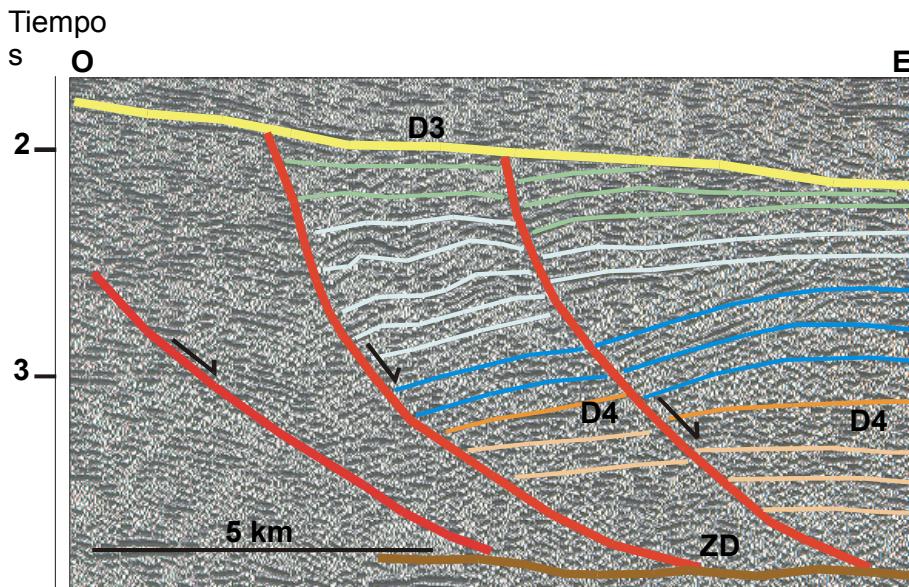


Fig 49 b. Fragmento de la sección sísmica C-C'. Obsérvese la interpretación y agrupamiento de los diferentes buzamientos en los paquetes sedimentarios. Nótese que los tres paquetes más jóvenes (identificados con los colores verde, azul claro y azul oscuro) muestran rotación.

En la zona noreste, la Unidad II posee sísmicamente profundidades de hasta 5.3 s medidos sobre los perfiles A-A' y B-B'. Al noroeste, justo antes de la zona de diápiros se tomaron medidas de hasta 4.4 s medidos sobre los perfiles F-F' y J-J'. Por el contrario, en el suroeste de la zona, sobre el perfil A-A', la profundidad de la zona es de sólo 2.4 s. En los perfiles F-F' y J-J', el despegue y por lo tanto las fallas lístricas desaparecen hacia la zona sur, donde los perfiles sobrepasan la zona de estudio y llegan hasta la zona del cráton. En las mediciones más al sur posibles la unidad alcanza la profundidad de 2 s aproximadamente.

4.3.2.2 Fallamiento normal lístrico

Las fallas normales lístricas ocurren en la cuenca antepaís del oriente venezolano y se encuentran limitadas: ► al sur por los sedimentos terciarios que se acuñan hacia el cráton; ► al norte por una zona diapírica; ► al oeste las unidades sedimentarias continúan siendo las mismas pero perdiendo su condición de fallamiento lístrico; ► y al este continúa el fallamiento luego del límite de la zona de estudio para convertirse en un fallamiento lístrico aún más complejo en la zona costa afuera. Estas fallas afectan esencialmente a la secuencia estratigráfica de edad Mioceno inferior –Mioceno tardío. Este límite superior está definido si no se toman en cuenta los movimientos posteriores ocurridos debido al flujo de material lutítico que provoca el diapirismo; y en otra instancia, si no se toma en cuenta la probable reactivación inversa que pudiera sufrir la unidad, en cuyo caso, se presentaría una diferente interpretación de la unidad. Se producen saltos de falla que varían entre un máximo de 600 ms (2000') y saltos mínimos tan

pequeños que no pueden ser medidos por la resolución de la escala utilizada. El fallamiento se estima ocurrido posterior a la discordancia tope del Mioceno medio, debido a las complicaciones estratigráficas que presenta, pero no se observaron cuñas de sedimentos indicadores de rotación sino hasta finales del Mioceno tardío. Tal aseveración se deduce a partir de las cuñas de crecimiento de edad Mioceno tardío ubicadas por encima de los "rollovers" de los bloques fallados y por debajo de la discordancia D3 (Fig. 49). Las cuñas de crecimiento están compuestas por una interestratificación de areniscas, limolitas y lutitas.

La creación del fallamiento lístrico transcurre durante la fase de relleno de la cuenca antepaís mientras la Formación La Pica se deposita. El aporte sedimentario proviene para este momento del Escudo de Guayana y del levantamiento de la Serranía del Interior. Según Di Croce (1995), también existe un aporte sedimentario en dirección oeste-este. Los depocentros creados por el paso de la placa Caribe en dirección oeste-este presentan diacronismo, siendo más antiguos hacia occidente y más jóvenes hacia el este. Durante la ocurrencia del fallamiento lístrico de la zona, el depocentro de la cuenca debió ubicarse hacia el noreste. La geometría irregular del borde del depocentro debe haber condicionado la actitud (orientación y buzamiento) de las fallas lístricas la cual es variable, aunque posee una clara tendencia preferencial.

Así se tiene que el fallamiento lístrico ocurrió debido a la combinación de:

- A) La pendiente suave hacia el norte del sustrato de la cuenca antepaís dada por el emplazamiento de la Serranía del Interior.

- B) La depositación de material dúctil durante una alta tasa de sedimentación, seguido por la depositación de material predominantemente frágil.
- C) Y como un factor de menor influencia, a la extensión causada por flujo del sustrato dúctil debido a la sobrecarga que acarrea la sección sedimentaria. Este factor puede existir independientemente de la presencia de diapirismo en la zona ya que el material que fluye puede reacomodarse en las zonas de menor presión cercanas al fallamiento. Estas zonas producen un aparente plegamiento en el sustrato dúctil.

También ha de tomarse en cuenta la extensión sufrida por la sección sedimentaria generada por el flujo del material dúctil que experimenta la cuenca hacia la zona diapírica. Este ocasiona que, aunque ya cesado el principal evento lístrico debido al paso de la placa Caribe hacia el este, las zonas de debilidad dadas por los planos de falla aunado a la subsidencia de las cuñas de crecimiento induzcan progresión del fallamiento en la unidad suprayacente(Fig. 50) Tal extensión es un elemento que no sólo ocasiona creación sino también modificación en el salto de las fallas lísticas existentes. A este proceso se le atribuye el hecho de que algunas fallas continúen luego de la discordancia D3 hacia la Unidad estructural I (ver secciones sísmicas G-G', B-B' en anexos). Estas "propagaciones" del fallamiento lístrico también pueden asociarse a la subsidencia sufrida por las cuñas de crecimiento que se discute en el capítulo 4.3.2.3 que trata acerca de la Unidad I.

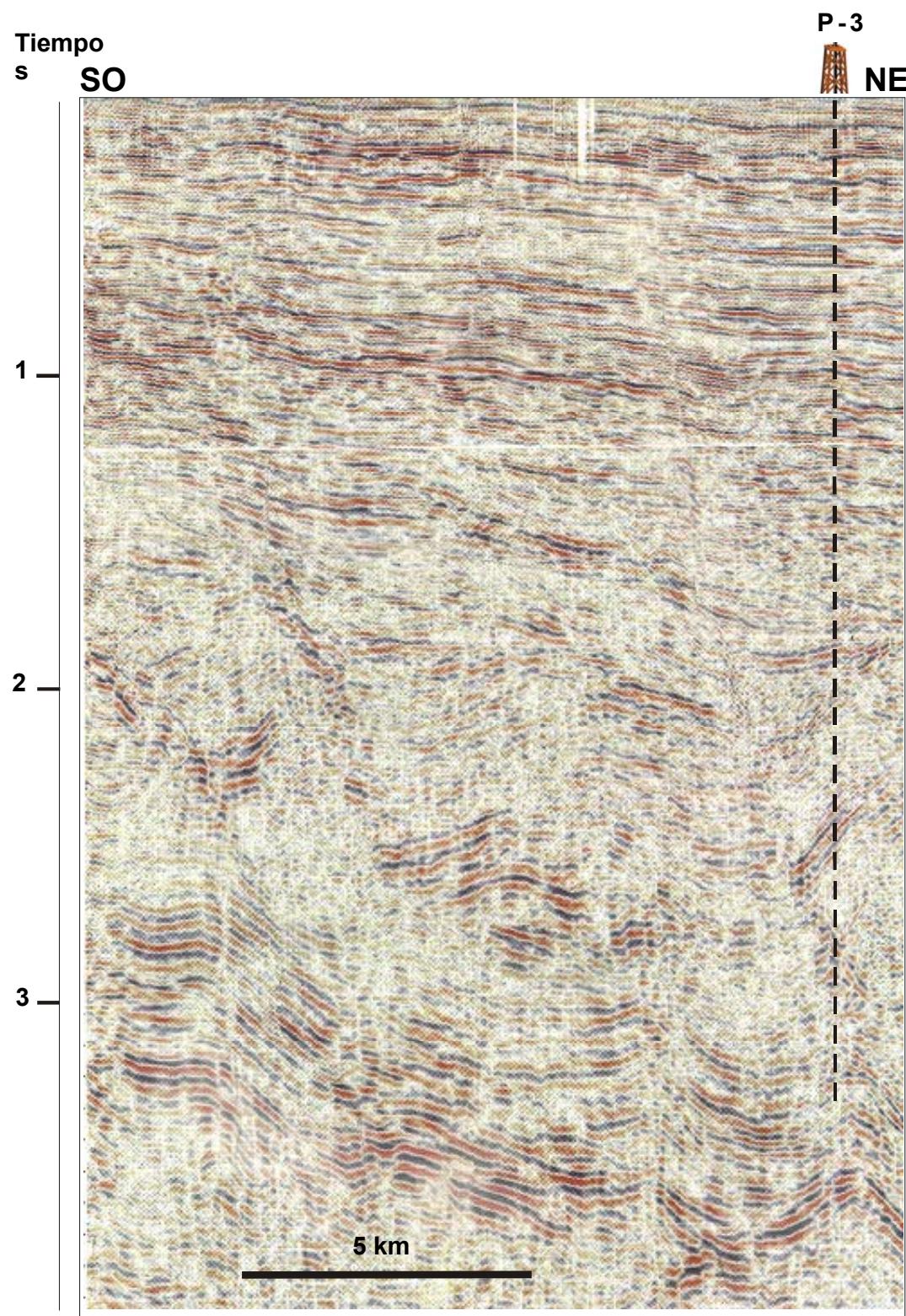


Fig.50a. Fragmento de la sección sísmica A-A' sin interpretar. Nótese los cortos reflectores en dirección opuesta a los reflectores indicadores de la estratificación que denotan el plano de falla.

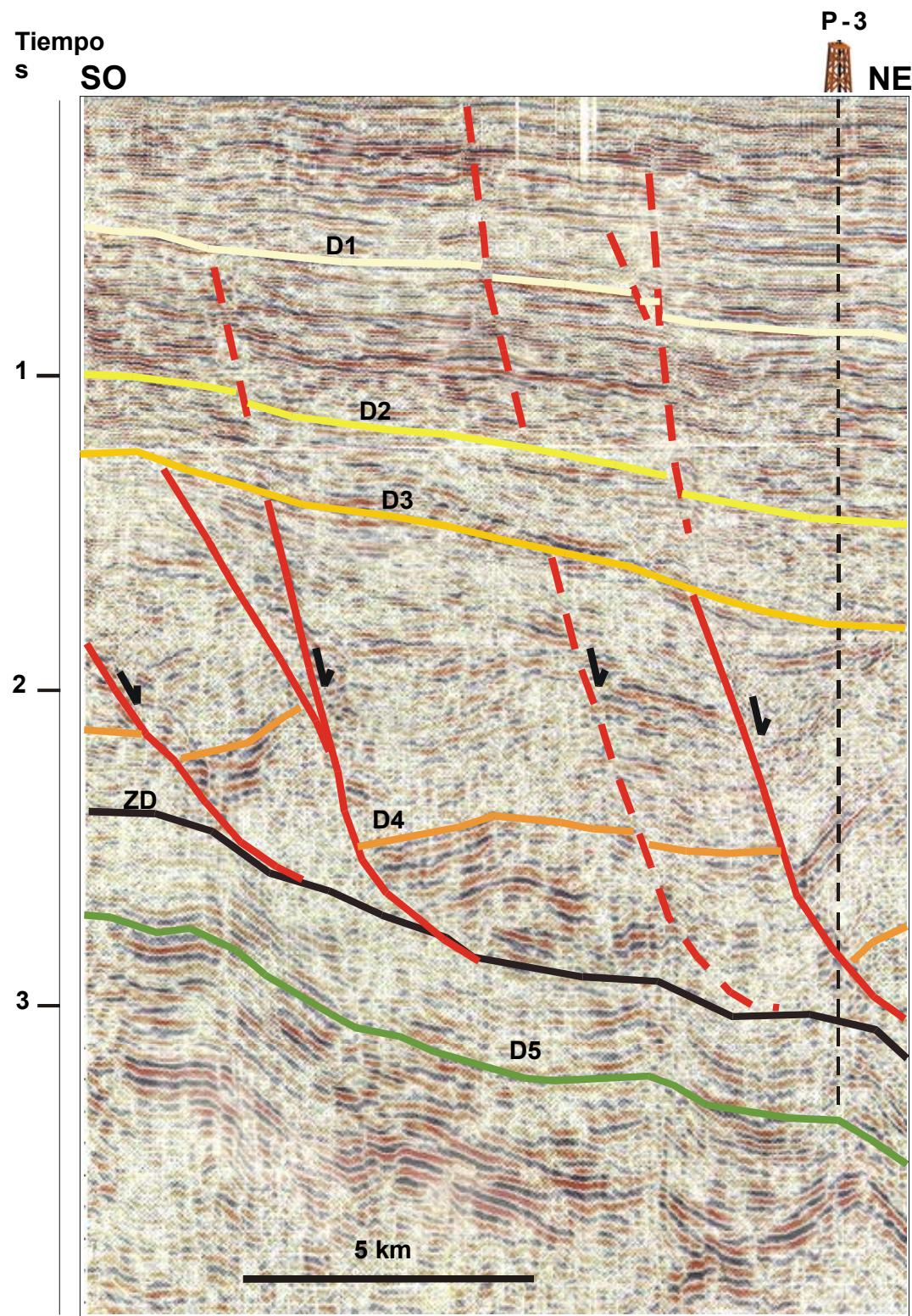


Fig. 50b. Fragmento de la sección sísmica A-A' interpretada mostrando un perfil estructural de la zona.

Comúnmente al formarse una cuenca antepaís, el buzamiento que adquiere el sustrato es de unos pocos grados, que varían dependiendo principalmente de las características elásticas de la corteza sobre corrida y de la carga que se impone. En la zona de estudio, el buzamiento actual de la sección Cretácica y el buzamiento del plano de despegue son aproximadamente paralelos y miden 2° (aproximados) sobre la sección sísmica B-B', 3° sobre la sección sísmica A-A' y 6° sobre la sección sísmica G-G' (Fig. 51). La causa que explica que esta última medición sea relativamente alta (además de los altos márgenes de error en las mediciones e interpretación) es la subsidencia posterior ocasionada por la carga sedimentaria que proporciona el relleno sedimentario que alcanza 16000' (4.8 km) en la zona menos profunda de la sección y 21000' (6,3 km) en la zona más profunda.

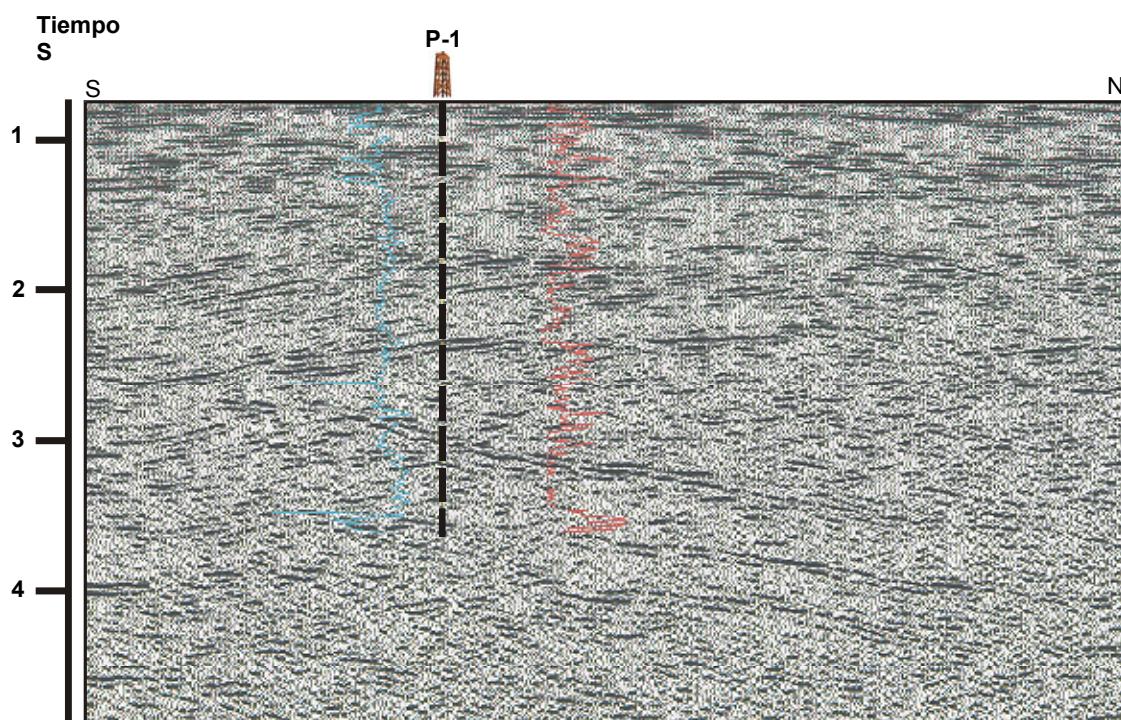


Fig. 51a. Fragmento de la sección sísmica G-G' sin interpretar, se anexan las curvas GR y el registro resistivo ILD del pozo P-1.

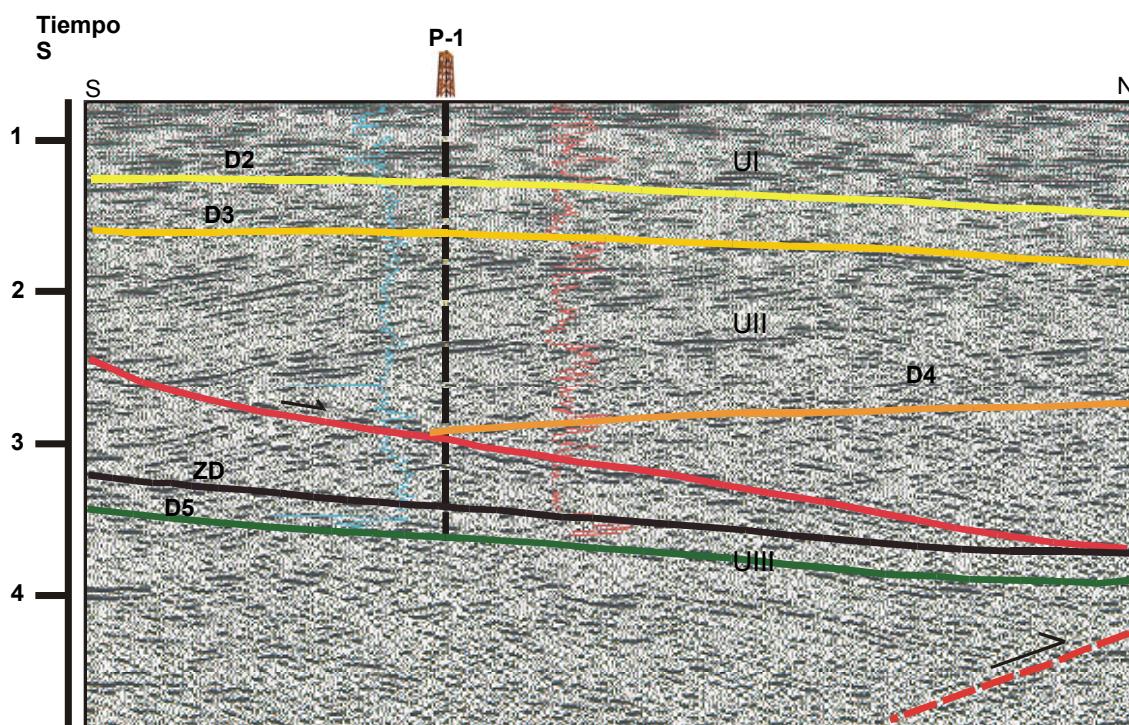


Fig. 51b. Interpretación del fragmento de la sección sísmica G-G'. Obsérvese la correlación de los registros sísmicos con las sismosecuencias y con la falla lístrica interpretada.

Las fallas lístricas de la zona se producen por lo tanto, sobre un plano de despegue en sedimentos de edad Mioceno inferior que poseen un buzamiento norte. Tales sedimentos debieron poseer durante su acumulación una taza de sedimentación rápida que no permitiera la total expulsión del agua de los sedimentos acumulados, de manera que pudiera existir la ductilidad necesaria para producir un plano de despegue. Debe destacarse que Giffuni *et al.* (2000) mencionan que la Cuenca Oriental se caracteriza por poseer una alta taza de sedimentación y una moderada subsidencia. El plano de despegue como se mencionó en el capítulo III coincide con lo que se asume como una superficie de máxima inundación.

La roca de edad Mioceno inferior-Mioceno medio se presenta generalmente con un buzamiento no representativo de la rotación que se observa en la roca suprayacente. Este fenómeno se puede explicar partiendo del hecho de que la cuenca se encuentra para el momento de la deposición de los sedimentos con un buzamiento norte que provoca una sedimentación con tal buzamiento, por lo tanto al sufrir rotación la roca adquiere menor buzamiento que el adquirido si la roca hubiera estado en total horizontalidad.

Se ha observado en algunos casos que los "roll-overs" presentes en una falla lístrica y realizados por medio de la discordancia D4 desaparecen en las siguientes fallas hacia el norte (Fig. 52), convirtiéndose en superficies planares (ver sección sísmica G-G' en anexos y Fig. 30).

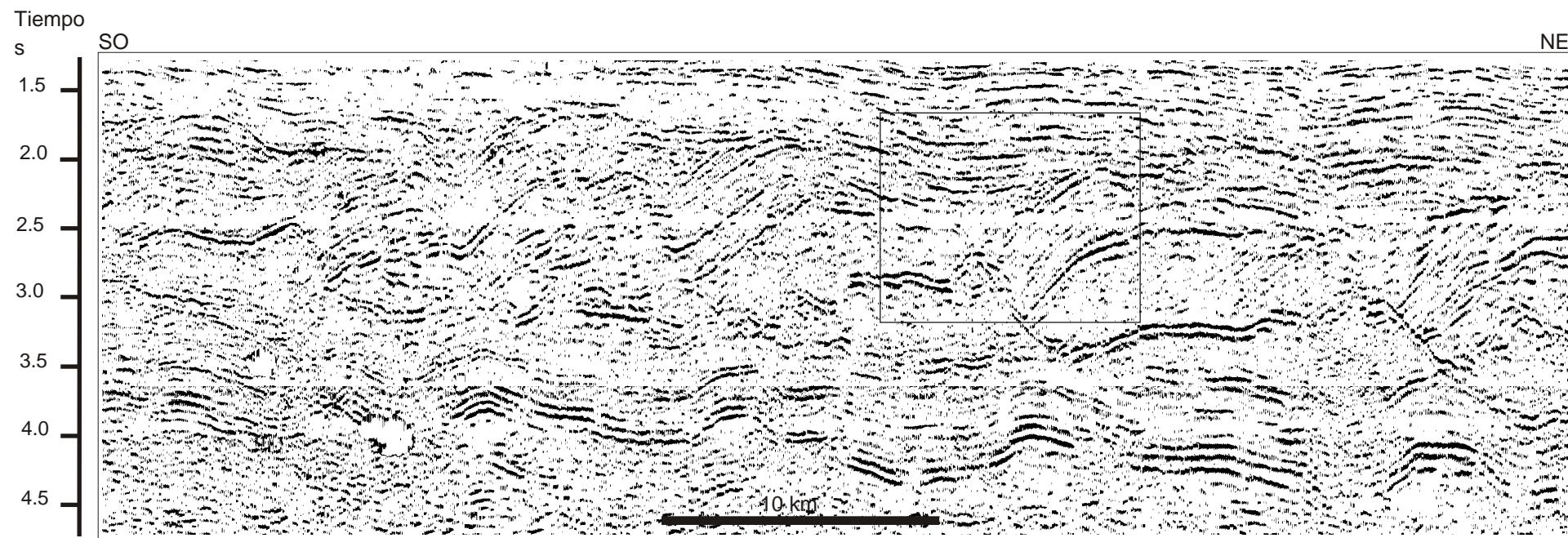


Fig. 52a. Fragmento de la sección sísmica 3D1-3D1' sin interpretar. El recuadro incluido indica la ubicación de la figura 53.

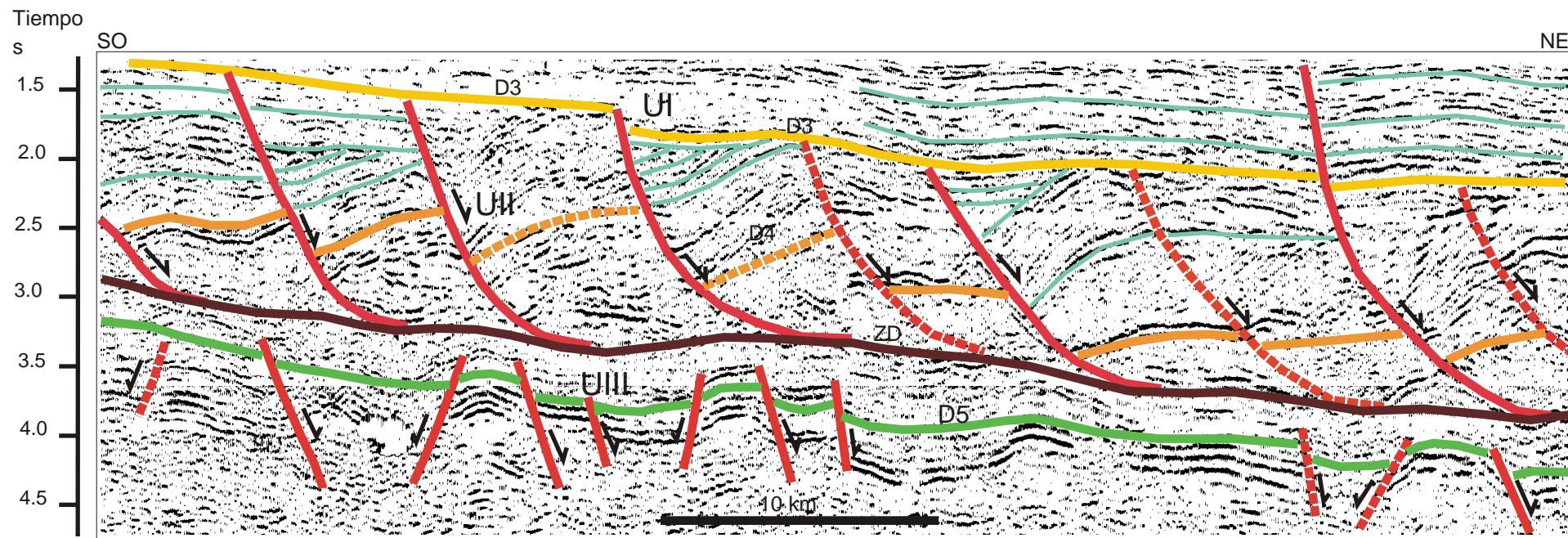


Fig. 52b. Interpretación de fragmento de la sección sísmica 3D1-3D1'. Se muestra un perfil general del área incluyendo las discordancias D3, D4 y D5. Nótese la forma sinusoidal de los reflectores remarcados sobre la discordancia D3, obsérvese también las zonas remarcadas en color azul claro que indican los reflectores de las cuñas de crecimiento del Mioceno tardío.

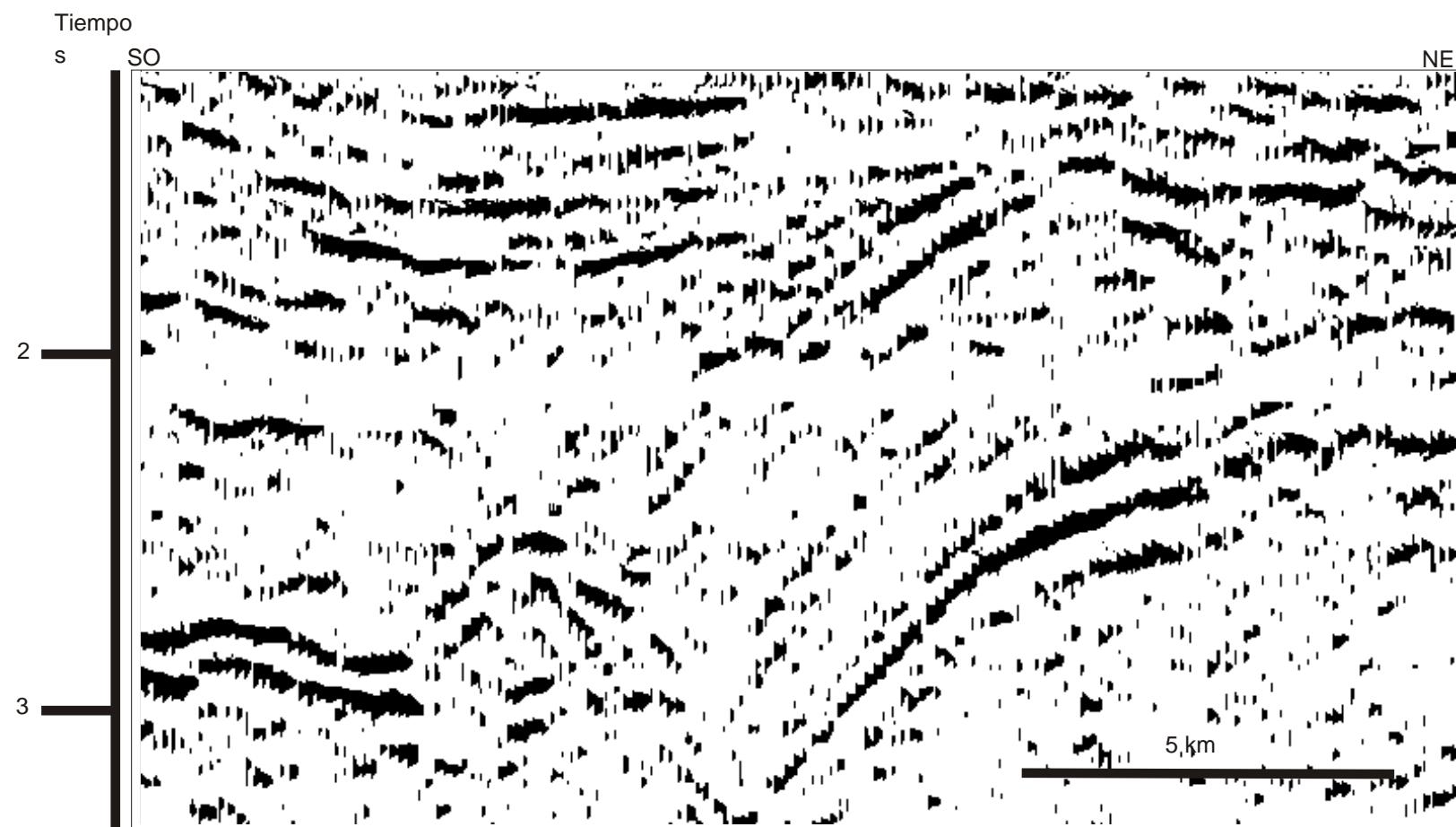


Fig. 53a. Fragmento de la sección sísmica 3D1-3D1' sin interpretar. Ver ubicación en la figura 52.

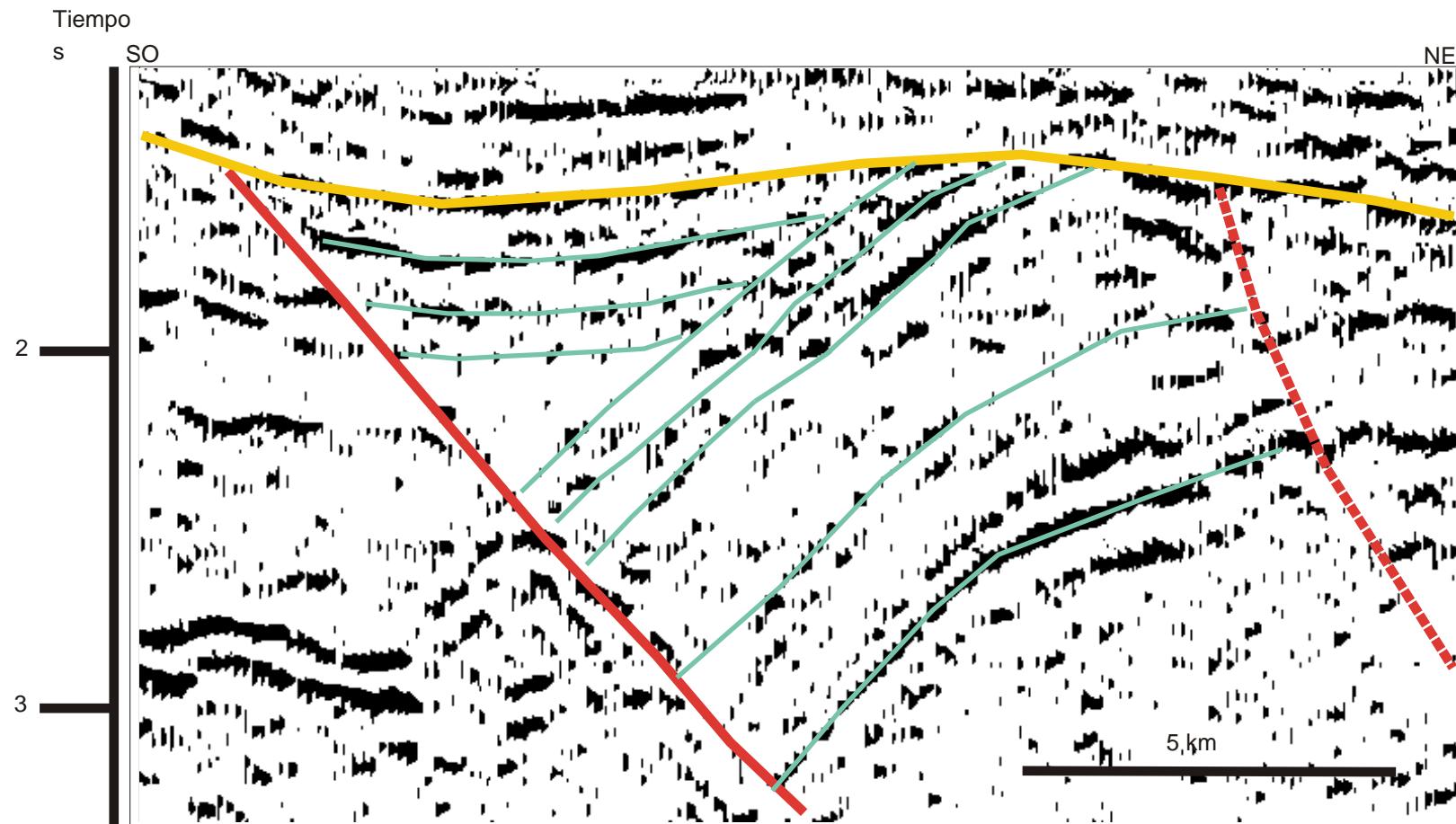


Fig. 53b. Fragmento de la sección sísmica 3D1-3D1'; donde se observa el contraste entre el buzamiento de los reflectores que representan los sedimentos post-rotacionales y las cuñas de crecimiento del Mioceno tardío. El plegamiento observado en la discordancia D3 se pudo interpretar como la consecuencia de la subsidencia de los sedimentos de la cuña (drape fold) aunado a los movimientos de la falla posteriores al Mioceno tardío. La fuerte erosión localizada en la discordancia D3 corta los bloques s de fallas incluyendo los sedimentos post-rotacionales, lo que implica que para el momento de la discordancia la superficie estaría muy probablemente expuesta.

La forma adoptada por las capas depositadas pre-fallamiento lístrico en los bloques del techo o "hanging-wall" no siempre expresa la forma típica esperada para un "roll-over", este hecho se explica tomando en cuenta el orden de ocurrencia de las fallas. Si se toma en cuenta lo expuesto en el capítulo 4.1.1.2.5, donde Di Croce (1995) menciona que el sistema de fallas lísticas se estima con un desarrollo hacia atrás ("backstepping"), aun cuando el crecimiento no es observado, entonces, por analogía se infiere que en la zona de estudio la primera falla de la zona ocurre hacia el noreste y van evolucionando hacia el suroeste. Por lo tanto, inmediatamente antes de ocurrir la falla el espacio creado por la extensión se hace efectivo hacia adelante de la falla, lo que provoca que la caída del bloque del techo sea más uniforme sin causar los claros combamientos del "roll-over". También debe tomarse en cuenta para explicar la inconsistencia dentro de los bloques del techo la presencia de los paquetes lutíticos que no guardan las relaciones geométricas esperadas. Y según Audemard (2002, comunicación personal) las cantidades importantes de material dúctil en la base de la secuencia deslizada puede provocar disarmonía que interfiere en la formación de los "roll-over" típicos de una rotación.

Inmediatamente posterior a la discordancia D4 (tope del Mioceno medio), se espera que los paquetes sedimentarios de edad Mioceno tardío se hagan menos gruesos hacia el norte debido a que para esta edad se estiman activas las fallas lísticas. Sin embargo, algunas veces se observa todo lo contrario (los paquetes sedimentarios se hacen más gruesos hacia el norte, ver Fig. 51), debiéndose a que el inicio de movimiento de las fallas lísticas ocurre mientras el buzamiento de

la cuenca es marcadamente norte. Por lo tanto las zonas, donde se observa esta característica, son consecuencia de un salto de falla que no provoca el espacio suficiente para acomodar la tasa de sedimentación. En consecuencia, el espacio para sedimentar lo controla el ángulo de buzamiento norte, teniéndose presente que todo este proceso sucede por debajo del nivel del mar. En esta sección estratigráfica y desde un punto de vista exploratorio, Giffuni *et al.* (2000) proponen como elemento resaltante la superficie de máxima inundación correspondiente a 9,2 ma, donde dicha superficie constituye los depósitos de ambiente de plataforma externa a talud superior.

El final de la sedimentación sinfallamiento lístrico está caracterizado por poseer la forma triangular típica en fallas rotacionales. Tales triángulos fueron definidos en el capítulo 4.1.1 como cuñas de crecimiento (figuras 49-53). Dentro de las cuñas frecuentemente se identifican diferencias en cuanto a la relación tasa de sedimentación- tasa de subsidencia. Estos contrastes crean superficies que se pueden confundir con discordancias dadas por las pulsaciones de los deslizamientos lísticos. La figura 53 muestra un ejemplo típico de una tasa de sedimentación menor o igual a la tasa de subsidencia. Por el contrario, en las secciones sísmicas A-A' y 3D1-3D1' se observan buenos ejemplos (ver anexos y figuras 50 y 52) de una mayor tasa de sedimentación comparada con la subsidencia, aunque a lo largo de todas las secciones interpretadas se observaron estos cambios. Justo antes de la discordancia D3 se interpreta, en muchas secciones sísmicas, una relativa subida de la tasa de sedimentación, pudiéndose concluir, que poco antes de finalizar la actividad lístrica el aporte

sedimentario se incrementó para luego sufrir la erosión regional señalada por la discordancia D3 (Fig. 54). Tal discordancia consume gran parte de estas cuñas sedimentarias. Se observaron pliegues de arrastre en las cuñas de crecimiento, lo que indica que el fallamiento es sinsedimentario, y puede tener otra evidencia de que existe reactivación de la lístricidad posterior a la depositación de la cuña.

La forma cóncava hacia arriba caracteriza a los planos de las fallas. Estos se aplanan hasta hacerse casi horizontales en profundidad (Fig. 55), pero no totalmente, ya que poseen el ligero buzamiento norte (antes mencionado como el buzamiento aproximado del buzamiento inicial de la cuenca antepaís, sin tomar en cuenta la subsidencia). Los planos de falla aumentan el buzamiento hacia la superficie (Fig. 54) comúnmente pudiendo medirse ángulos cercanos a los 60°.

La interestratificación de lutitas con areniscas dentro de los bloques fallados hace que al compactarse las lutitas el plano de falla pueda aparecer en forma escalonada debido a la compactación diferencial (generalmente las lutitas poseen una mayor tasa de subsidencia que las areniscas), sin embargo, esto no se observa en las secciones sísmicas presumiblemente debido a la escala utilizada y a la resolución de las mismas.

Otro factor que no puede obviarse al tratar de interpretar este fallamiento es la posibilidad del flujo de las lutitas dentro de los bloques, que como se pudo ver y comparar por analogía en las microestructuras discutidas en el capítulo 4.2, puede

producir "intra-deslizamientos" en los bloques fallados. No obstante, no se observaron tales deslizamientos en las secciones sísmicas interpretadas.

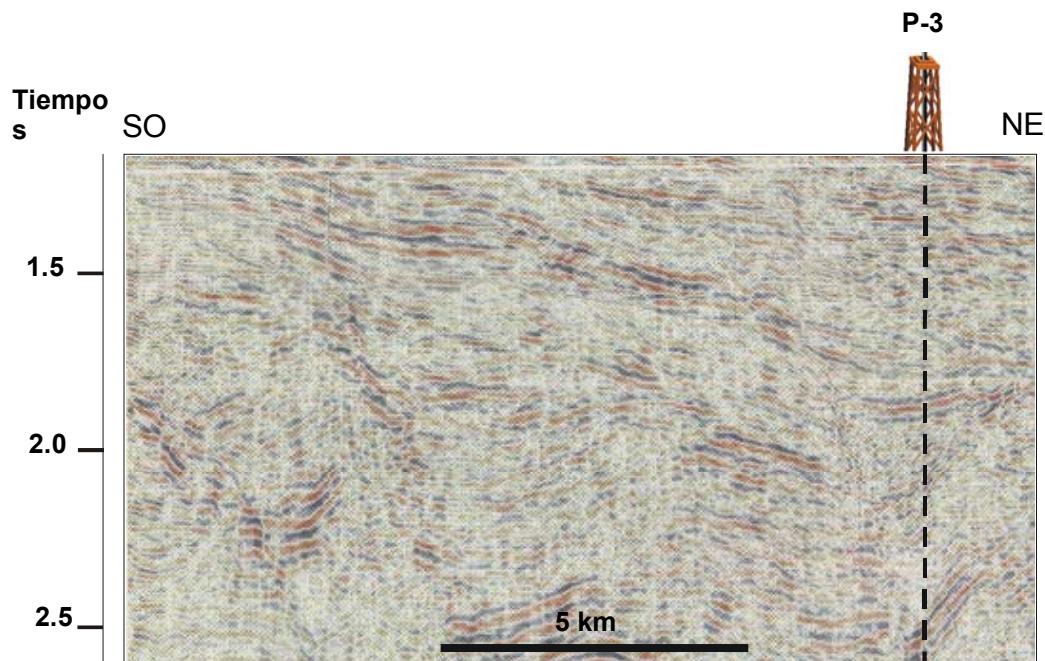


Fig. 54a. Fragmento sin interpretar de la sección sísmica A-A'.

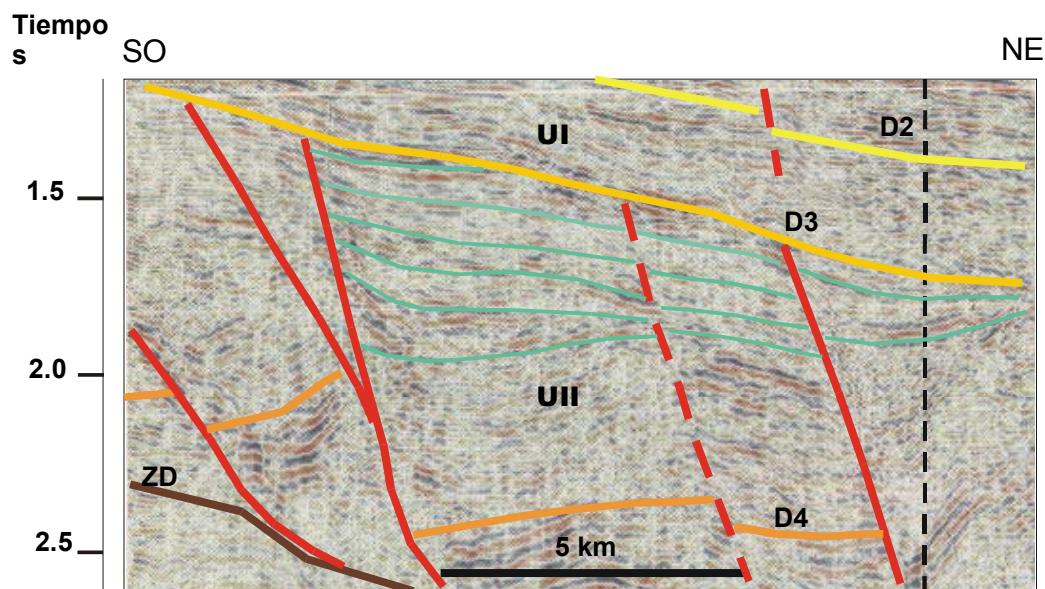


Fig. 54b. Fragmento interpretado de la sección sísmica A-A', mostrando la rotación representada por las cuñas de crecimiento y la sedimentación anterior a la discordancia D3, indicadora de una tasa de sedimentación alta respecto a la subsidencia dada por las fallas. Se resaltan algunos reflectores de las cuñas de crecimiento para poner en evidencia la geometría de las mismas. Obsérvese los cortos reflectores que contrastan con la dirección de la estratificación y que indican la zona de falla.

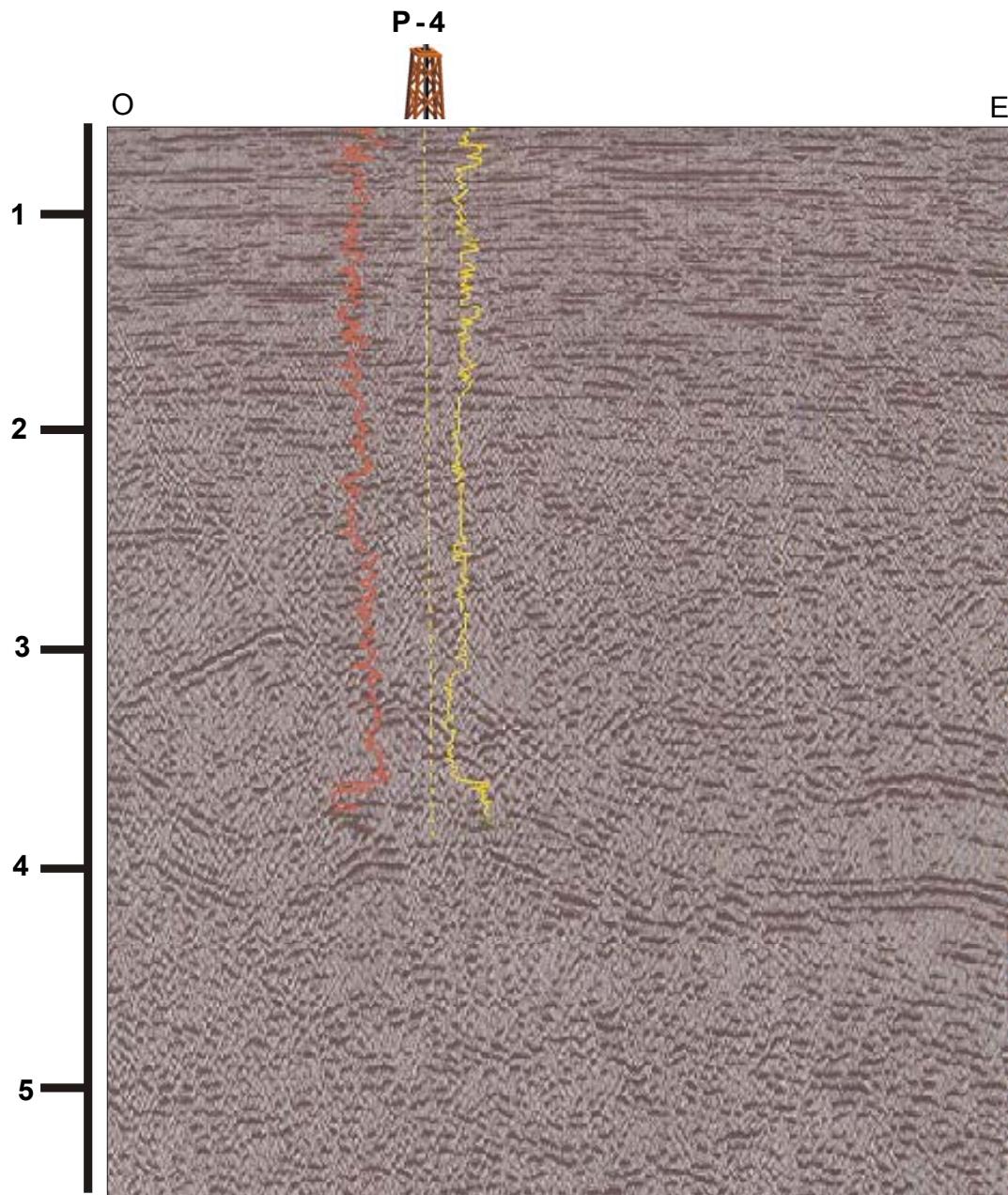


Fig. 55a. Fragmento de la sección sísmica E-E' sin interpretar.

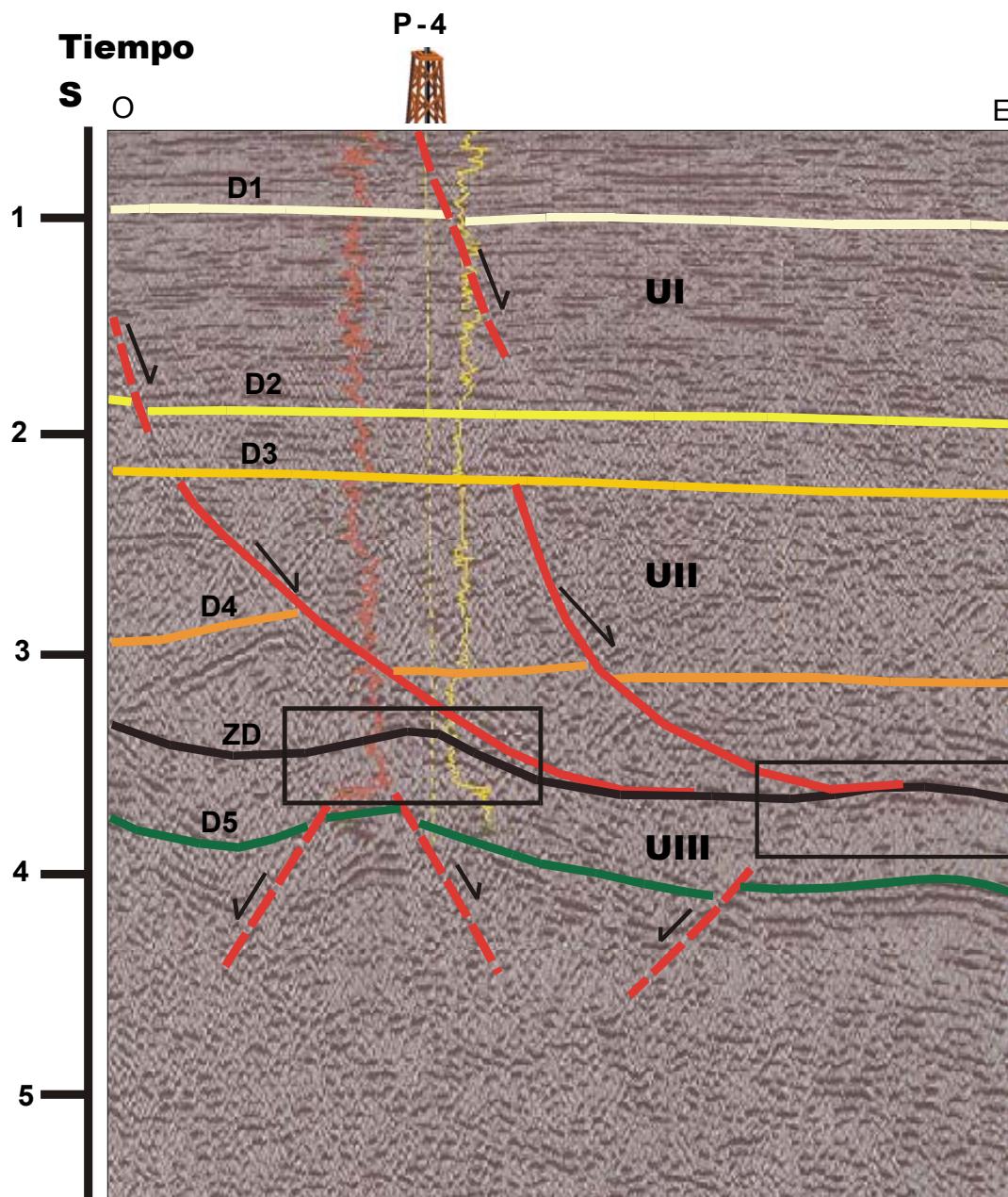


Fig. 55b. Fragmento interpretado de la sección sísmica E-E'. En este perfil se pueden observar las tres unidades estructurales del área. Nótese que la interpretación del fallamiento normal lístrico se encuentra amarrada a los registros GR y resistividad. Se señalan mediante recuadros los altos observados en el plano de despegue delante de las fallas que denotan el reacomodo de las lutitas de las formaciones Freites y Oficina durante el fallamiento. Nuevamente se observan los cortos reflectores indicadores de la zona de falla.

4.3.2.3 Unidad estructural I

Sísmicamente, es una unidad bien definida con reflectores claros y generalmente paralelos entre sí, con excepción de la zona norte donde la acción de una franja de diápiros afecta las secciones sísmicas. La secuencia no está afectada tectónicamente, pero, como se discutirá en la sección 4.3.4, una posible inversión puede influir en la parte inferior de la misma.

La Unidad I se localiza en perfiles sísmicos entre la superficie y la discordancia D3, conteniendo a las discordancias D1 y D2. Estratigráficamente, comprende a las formaciones Mesa-Las Piedras (Plio-Pleistoceno-Reciente) y la parte superior de La Pica (Mioceno tardío). Estas últimas son unidades formacionales representativas del relleno final de la cuenca antepaís, correspondiendo a sedimentos molásicos (origen fluvial-marino somero); característicos de la fase regresiva que experimenta la cuenca.

Estructuralmente, está comprendida por un conjunto de fallas que presentan como principal característica buzamientos segmentados, con un buzamiento generalizado hacia el norte (en dirección de la parte más profunda de la cuenca), aunque se observan algunas fallas con buzamiento sur (ver secciones sísmicas J-J' y B-B' en anexos). Tales fallas pueden ser explicadas a través de tres hipótesis:

- A) por compactación de la secuencia. Esta compactación produce una apariencia segmentada de las fallas ocasionadas en los sedimentos que como se mencionó anteriormente son de origen continental litoral.

- B) por deslizamientos lístricos en las fallas de la Unidad II posteriores al principal evento que causa el fallamiento de la unidad. Como se discute en el capítulo 4.3.4, el diapirismo ubicado al norte de la zona ocasiona una inestabilidad de la Unidad II debida al flujo de material dúctil de la base hacia la zona de menor presión. A esto se debe que algunas de las fallas sean la continuación del fallamiento lístrico, y esto se encuentra evidenciado en la Fig. 52 con la ruptura de la discordancia D3.
- C) por compactación diferencial de las cuñas de crecimiento de los bloques fallados de la Unidad II, tal compactación ocasiona un fallamiento que tendría planos preferenciales inducidos por las fallas de la unidad infrayacente. Las cuñas de crecimiento de la Unidad II están formadas por interestratificación de areniscas, limolitas y lutitas de ambientes principalmente platformales. El espesor de las mismas varía para cada bloque fallado de acuerdo al salto de falla, tasa de sedimentación y cantidad de erosión sufrida. Ésto hace que la compactación sea distinta para cada cuña. Sin embargo, si se asume por ejemplo una cuña con un espesor de 3000' en su zona más profunda y se infiere una subsidencia de 15% tomando en cuenta que las areniscas presentan comúnmente una subsidencia cercana al 10% y las lutitas un 50% (Helwig, 2002 comunicación personal) y que las cuñas tienen un origen mayoritariamente arenoso, entonces, se tendrá una subsidencia de 450', que se adapta perfectamente al salto observado en las fallas de la Unidad I. Cabe resaltar que estos son cálculos totalmente inferidos, por

lo tanto señalan la hipótesis, pero no la confirman de modo cuantitativo. Tal subsidencia produciría ciertos "plegamientos" o "drape fold" (ver Fig. 53), por lo tanto las fallas normales de compactación tendrán planos y buzamientos preferenciales que podrán en algunos casos conectarse a las fallas lístricas (ver sección sísmica I-I' en anexos). Estos plegamientos, también puede ser interpretados como "rollovers" producto de la reactivación de las fallas de la Unidad II descritas en la hipótesis B, en cuyo caso, la asociación de las fallas de compactación con el fallamiento normal lístrico estará dada por tal reactivación.

La combinación de las hipótesis expuestas no queda descartada, a través de tal combinación se explican las diferencias entre las fallas de la unidad tanto en apariencia como en la ubicación de las mismas, ya que algunas se observan más segmentadas que otras y la ubicación no necesariamente se puede asociar siempre a algún plano de falla de la Unidad II infrayacente (ver las 11 secciones sísmicas en los anexos). Al igual que no existe evidencia de que todas la fallas sean la completa continuación del fallamiento normal lístrico, ya que algunas no terminan de conectarse totalmente.

Para aclarar el posible origen de cada falla debe tomarse en cuenta que un salto mayor hacia la superficie se asocia a compactación y un aumento de salto con la profundidad indica su probable génesis asociada al deslizamiento de la hipótesis B; o a la subsidencia de la cuña de crecimiento del bloque subyacente mencionada en la hipótesis C. En el caso de la Fig. 56 se observa como el salto

de falla aumenta con la profundidad, por lo tanto, se asocia con una mayor influencia de las hipótesis B y C. Al contrario en la Fig. 50 se observa como una falla pierde su salto de falla hasta desaparecer en profundidad.

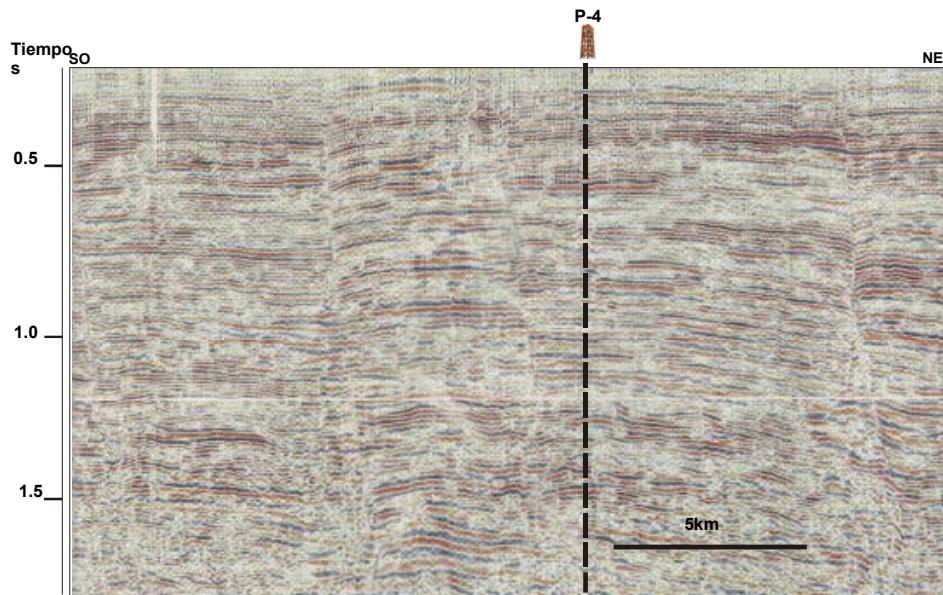


Fig 56a. Fragmento de la sección sísmica A-A' sin interpretar

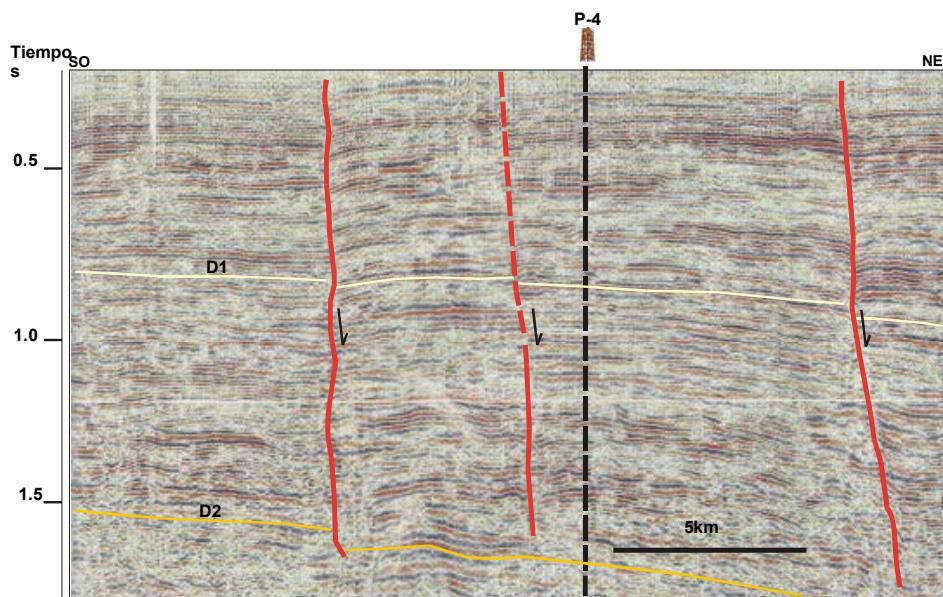


Fig.56b. Fragmento de la sección sísmica A-A' interpretada. Obsérvese los pequeños saltos de falla y la forma sinusoidal de la inconformidad D2.

4.3.3 Rasgos compresivos

En las unidades definidas anteriormente no se toman los rasgos indicadores de inversión como un hecho que afecte notoriamente a las unidades estructurales. Sin embargo, si damos un poco más de importancia a esos rasgos aislados, se puede generar un modelo que involucre la inversión de algunas fallas normales y la creación de nuevas fallas inversas como consecuencia de la presencia del frente de deformación.

Al norte de la zona de estudio, la tectónica compresiva que provoca el avance hacia el sur de la Serranía del Interior espera ser evidenciada hasta la zona de diápiros (límite norte de la zona de estudio). No obstante, existen diferentes indicios en la información sísmica de que podría encontrarse un poco más al sur (Fig. 57).

En la Unidad III se observó la mayor parte de la influencia compresiva, aunque la profundidad de ésta no permite una información sísmica de calidad. La presencia de anticlinales que involucran la secuencia cretácica indica que existen rasgos estructurales que con una tectónica netamente extensiva o por inestabilidad gravitatoria no pueden ser explicados (Fig. 57).

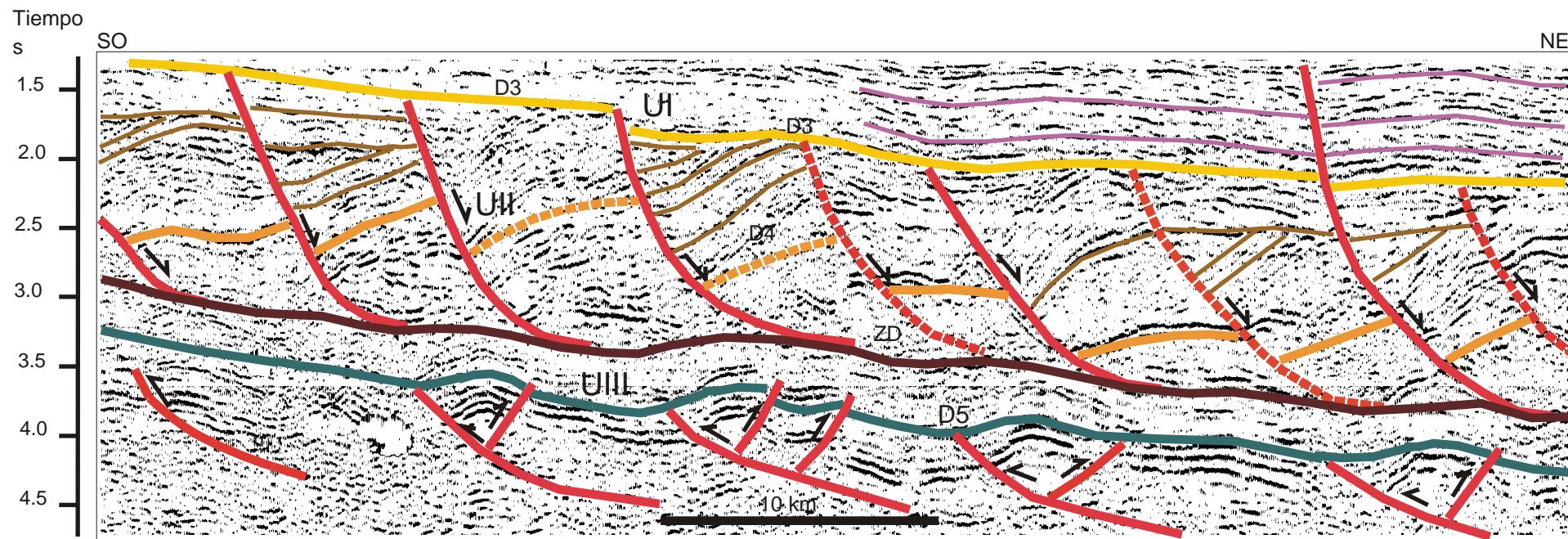


Fig.57. Interpretación del fragmento de sección sísmica de la figura 52 de la línea sísmica 3D1-3D1' mostrando los rasgos estructurales indicadores de compresión en la Unidad III.

La falla basal de despegue para tal tectónica compresiva no se infiere, pero se presume por lo menos cercana a las fallas inversas interpretadas más hacia el sur en la sección sísmica I-I' (ver Fig. 58 y sección sísmica I-I' en anexos). Siendo esto cierto, entonces, el frente de compresión activo se localizará a aproximadamente a 50 km al sur de la franja de diápiros observados.

Al interpretar la Unidad estructural II se encuentran dificultades para el seguimiento de algunos reflectores sin tomar en cuenta la probable ocurrencia de inversión. En algunos bloques fallados lístricamente, los abultamientos de los estratos hacia el plano de falla parecieran reflejar compresión. Sin embargo, en la interpretación de la Unidad II no se toman en cuenta por no ser consistentes y se presenta un modelo netamente extensivo. Pero difícilmente se podrían obviar y dejar de mencionarse algunos de estos rasgos que se pueden interpretar como compresivos.

De ciertamente estar presentes en el área evidencias de una compresión, y si se toma en cuenta que ocurriría en pulsaciones, ésta habría actuado durante el Mioceno inferior y en el Mioceno tardío. Por lo tanto, se infieren al menos dos pulsaciones. El Mioceno tardío es incluido ya que se ha observado en la sección sísmica I-I' una falla de atajo ("shortcut") que involucra la creación de una isla flotante (Fig. 58), donde tal rasgo estructural estaría ocurriendo durante la depositación de los sedimentos y estaría evidenciado por los solapamientos observados en la roca del Mioceno tardío. Esta falla de atajo podría ser interpretada como una falla inversa consecuencia de una falla normal lístrica

ubicada por delante de ésta y de buzamiento opuesto, no obstante, esta última no se observó.

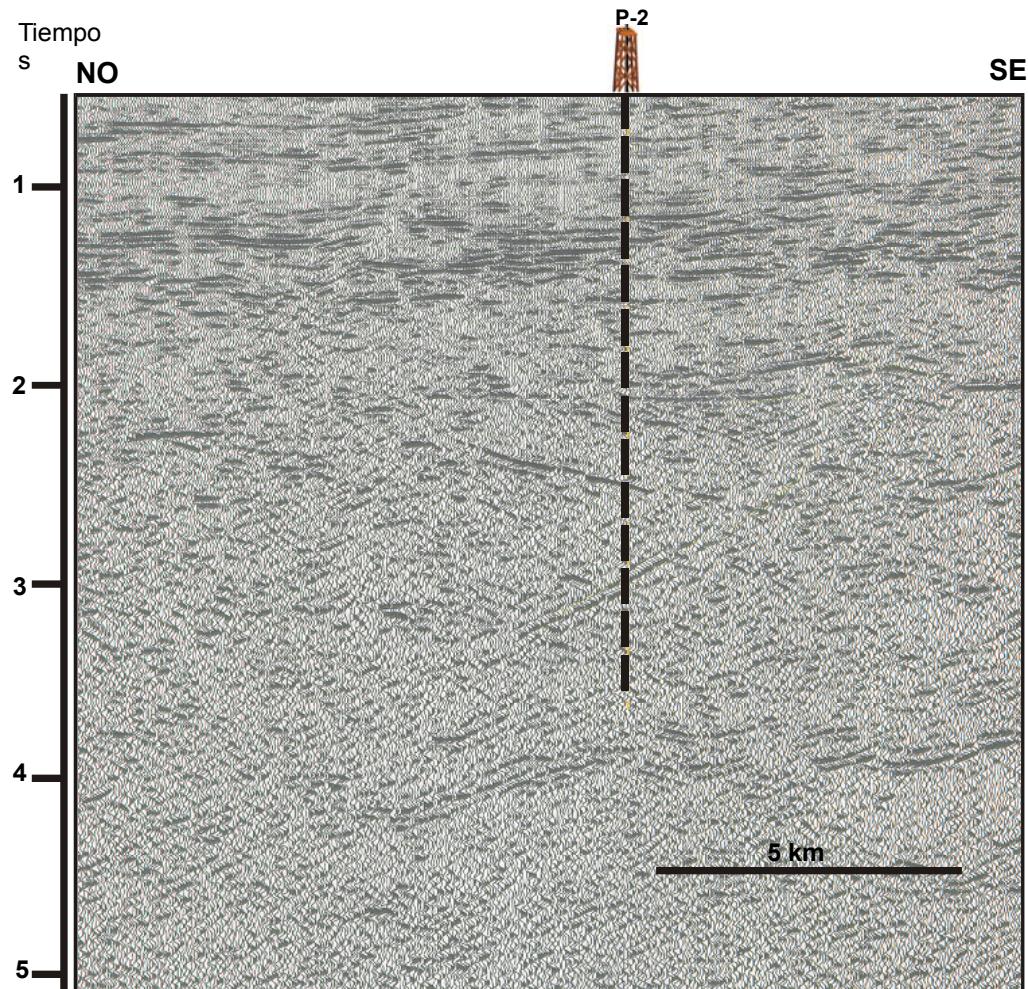


Fig. 58a. Fragmento de la sección sísmica I-I' sin interpretar.

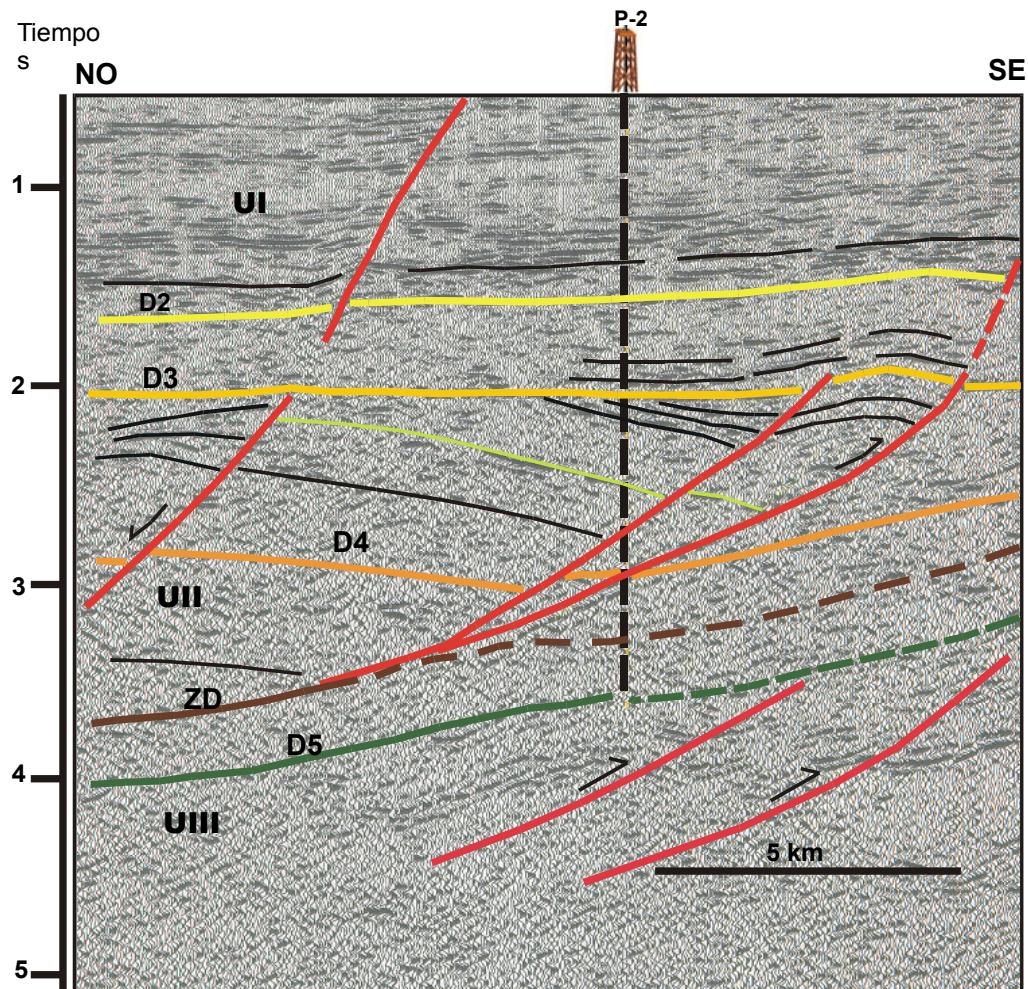


Fig. 58b. Fragmento de la sección sísmica I-I' interpretada. Se muestra lo que podría interpretarse como la inversión de una falla lístrica y la creación de una falla de atajo (“shortcut”). En la unidad III se pueden observar fallas inversas en la Unidad III. Se resaltan algunos reflectores para observar mejor el arreglo de los mismos..

De acuerdo a la información sísmica, estos rasgos compresivos pueden expresarse a través de reactivación inversa de las fallas normales preexistentes o creación de fallamiento inverso que provoca un acortamiento de la secuencia involucrada (figuras 59, 60 y 61). El fallamiento inverso provoca una

desestabilización en la secuencia suprayacente que involucra al plano de despegue lístrico, esto produce un ángulo en los pliegues creados por compresión que contribuye con el deslizamiento lístrico (Fig. 61 y 62) y que por lo tanto puede ocurrir al mismo tiempo y favoreciendo al evento lístrico.

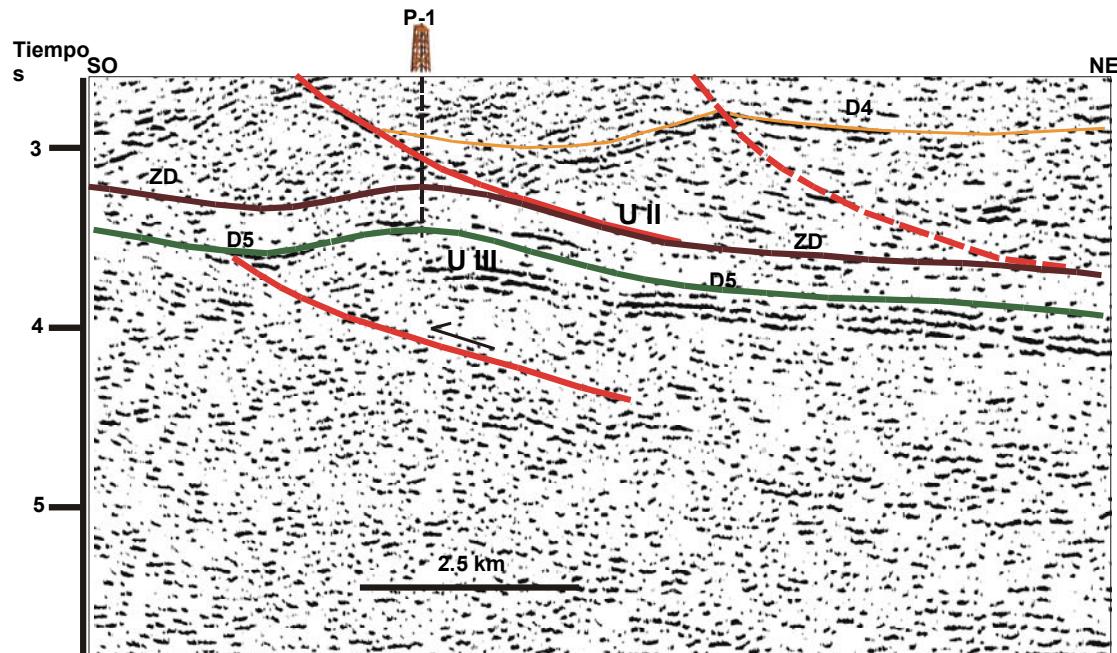


Fig. 59. Interpretación del fragmento de sección sísmica D-D' mostrado en la figura 46a. Nótese la influencia de la compresión en la Unidad III en el anticinal creado por debajo del plano de despegue.

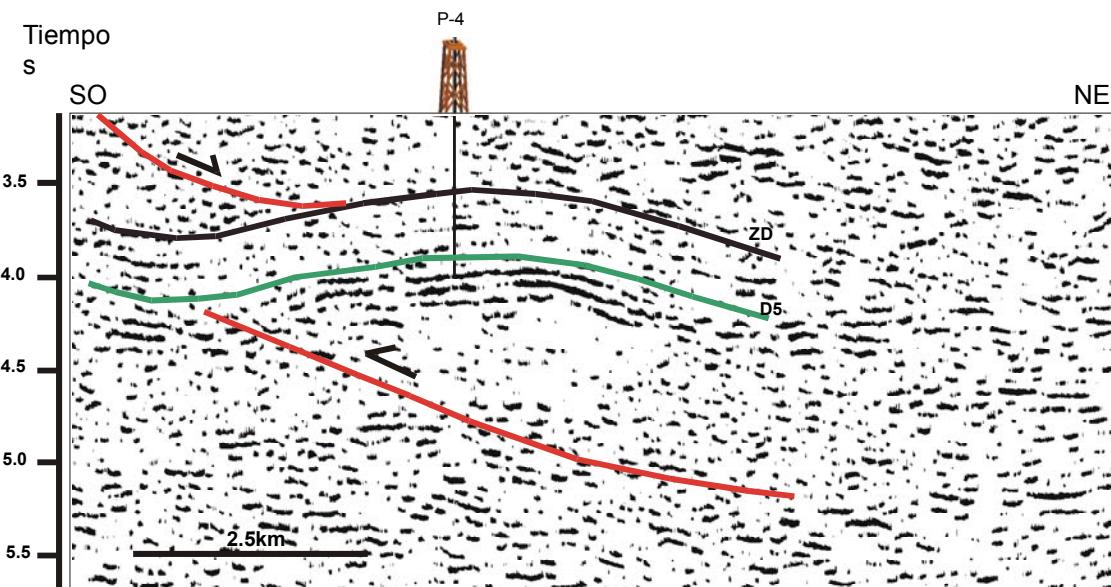


Fig. 60. Interpretación tomando en cuenta la compresión para el fragmento de sección sísmica D-D' mostrado en la figura 48a.

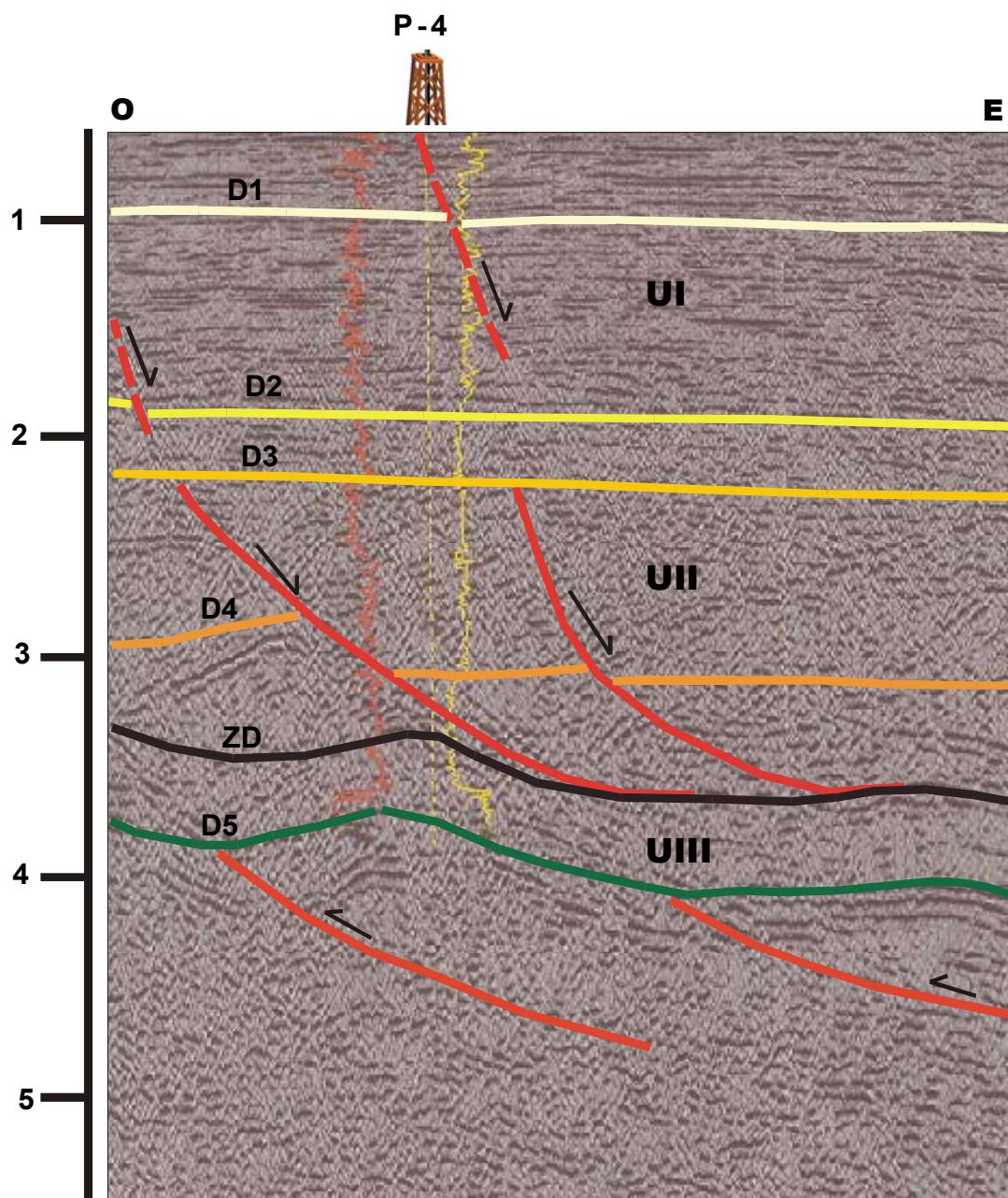


Fig. 61. Fragmento sísmico de la línea E-E' mostrado en la figura 55 nuevamente interpretado tomando en cuenta la influencia de una tectónica compresiva. Nótese que las fallas inversas afectan sólo la roca de la Unidad III y presenta una aparente influencia sobre el plano de despegue que inestabiliza la secuencia suprayacente.

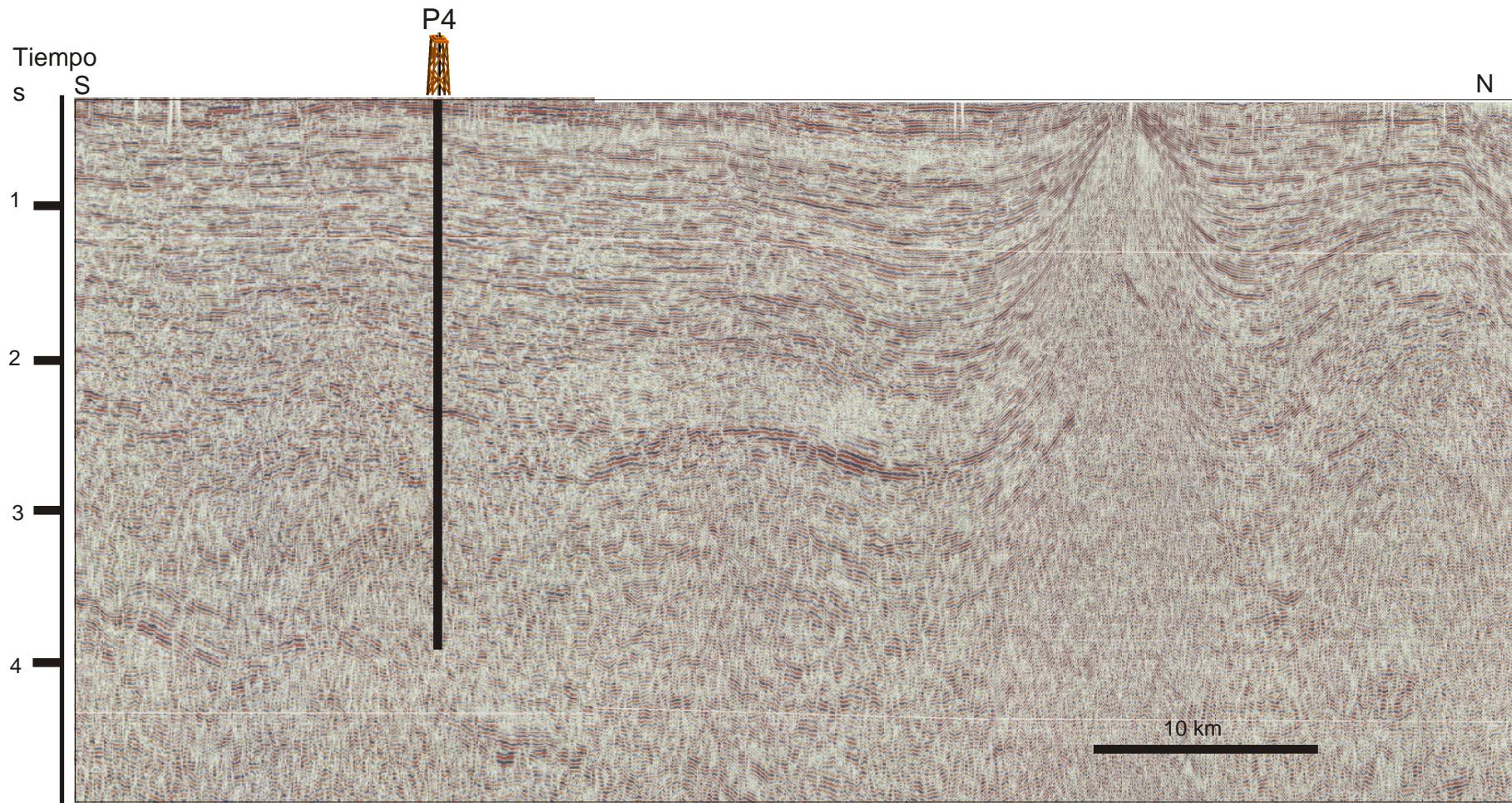


Fig. 62a. Fragmento de la sección sísmica J-J' sin interpretar.

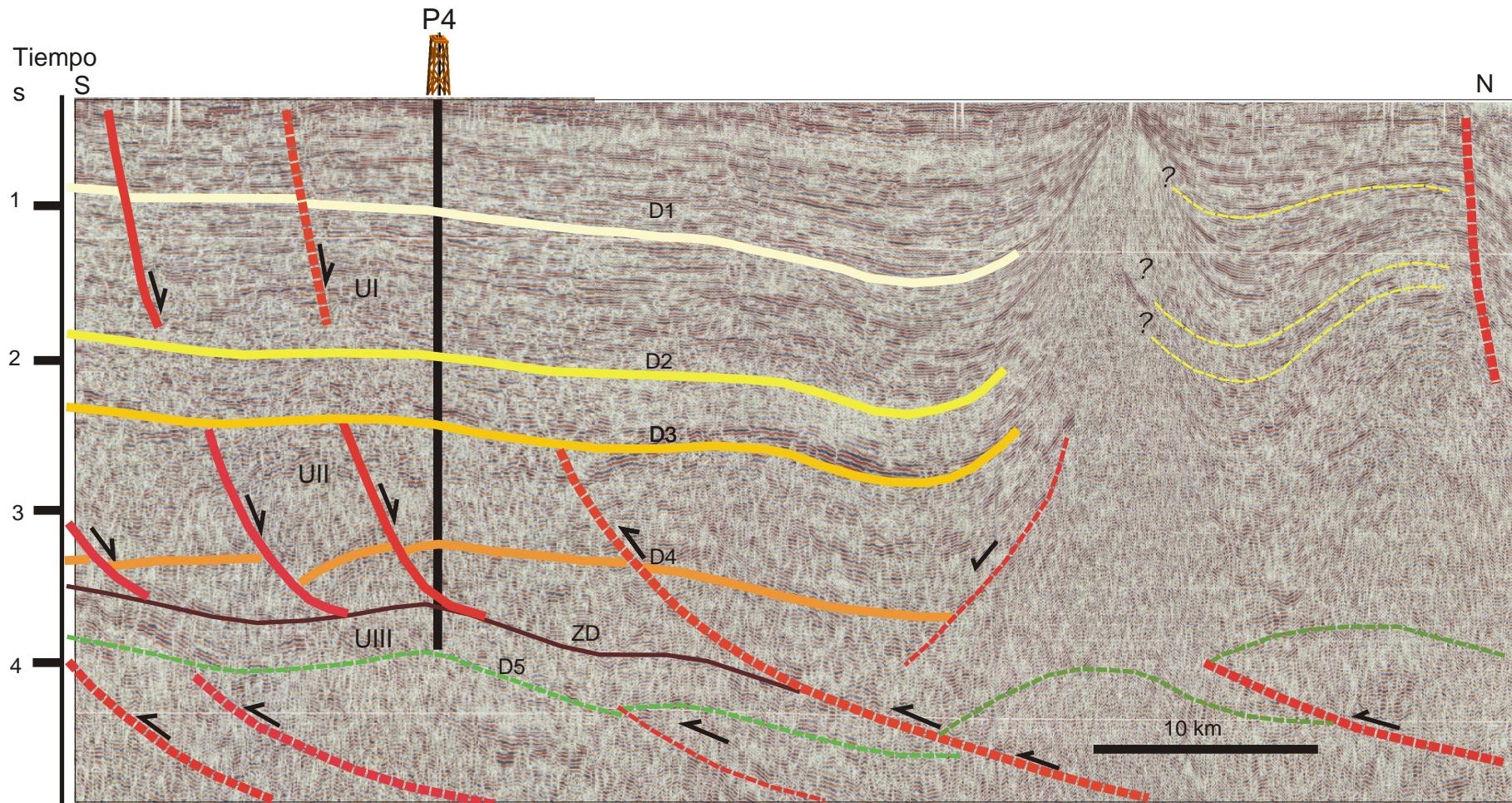


Fig. 62b. Fragmento interpretado de la sección sísmica J-J'. El perfil muestra un corte representativo del área, incluye en la zona norte una vista perpendicular de un diárido, la compresión de la zona norte se expresa mediante las fallas inversas interpretadas.

4.3.4 Diapirismo

Al norte de la zona de estudio se encuentra una franja, cuya característica sísmica es de baja resolución (Fig. 63), tal zona se interpreta como un ascenso de material de baja densidad relativa con respecto al material arenoso que compone el relleno final de la cuenca. Por lo tanto, se interpreta un proceso diapírico.

En la zona oriental venezolana han sido reportadas emanaciones de fluido que se conocen como volcanes de lodo, asociados al diapirismo de la zona que según Mariño & Zannin (1985) poseen una ubicación comprendida entre los 9°30' y 10°30' de latitud norte y los 62° y 63°30' de longitud oeste. Méndez (1985) menciona que los más importantes se encuentran en la parte nor-central de la subcuenca de Maturín, con predominancia en los Estados Monagas y Delta Amacuro, y se encuentran también en el sur de la Isla de Trinidad. El mencionado autor reporta específicamente al volcán de lodo de San Joaquín en el Edo. Anzoátegui. Lo describe como una manifestación superficial de gas y lodo que resulta básicamente, de las condiciones estructurales y estratigráficas, que mediante un tectonismo compresional provocaron el afloramiento de las formaciones Freites y Oficina en las crestas erosionadas de los domos formados por el corrimiento de Anaco y aunado esto a la existencia de grietas tensionales en la cresta del domo, produjeron el escape de gas y lodo.

Parnaud *et al.* (1995), como ya se mencionó en el capítulo 2.3, definen una zona central (Acema-Casma a Pirital) que corresponde a la zona más profunda de la cuenca durante el tiempo comprendido entre el Oligoceno tardío a Mioceno

temprano. Como consecuencia de estas máximas profundidades se depositan los sedimentos finos que, como lo mencionan Giffuni *et al.* (2000), poseen una alta tasa de sedimentación. A partir de estos sedimentos finos y dúctiles cargados de agua por la rapidez con la que se depositan, se establece una zona de alta presión dada por la carga litostática que ejerce la columna sedimentaria suprayacente.

De acuerdo a lo expuesto en los capítulos 4.3.2 y 4.3.3, la compresión provoca fallas inversas generalmente localizadas en la zona norte. Tal fallamiento se hace mucho más complejo a medida que se avanza hacia el norte. Si se interpreta el frente de deformación sobre la zona diapírica, entonces, se asume que los cabalgamientos de la cuña compresiva tienen su límite sur en la misma zona, que como consecuencia de la presión litostática posee fluidez en las arcillas y forman el cinturón de diápiros de lodo y arcilla alineados siguiendo la traza de la zona principal de corrimiento. Sin embargo, como se mencionó en los capítulos 4.3.2 y 4.3.3 se observaron cabalgamientos más al sur.

Las secciones sísmicas H-H', J-J' y F-F' exhiben diapirismo. Tal información se extrapoló y se interpretó como un solo diálogo perteneciente a la franja de diápiros de la Cuenca Oriental. Los mapas 1, 2, 3, 4, 5 y 6 de los anexos señalan las profundidades en tiempo y pies a las que se encuentra el diálogo, tomando en cuenta las discordancias D2, D3 y D4.

El ascenso del diálogo genera pliegues de arrastre y solapamientos sinsedimentarios que involucran roca de edad comprendida entre Mioceno tardío-Plioceno-Pleistoceno y Reciente (Fig. 62 y 63).

Se estima una estrecha relación entre el diapiro, el evento compresivo y el fallamiento lístico. Por lo que no sería posible un análisis de la zona sin tomar en cuenta a estos tres factores interactuando entre sí.

Por delante del diálogo se interpretó una falla lística generada por colapso creado por arqueamiento, tal falla posee un buzamiento sur y se diferencia de las fallas lísticas descritas en la Unidad II en su génesis debida al diapiro. (ver Fig. 63 y mapas en anexos).

Di Croce (1995) reporta en la zona costa afuera (desde el delta del Orinoco) diápiros asociados a las fallas lísticas. Estas fallas tendrían aumento en su desplazamiento en profundidad y engrosamiento estratigráfico sustancial en el bloque del techo.

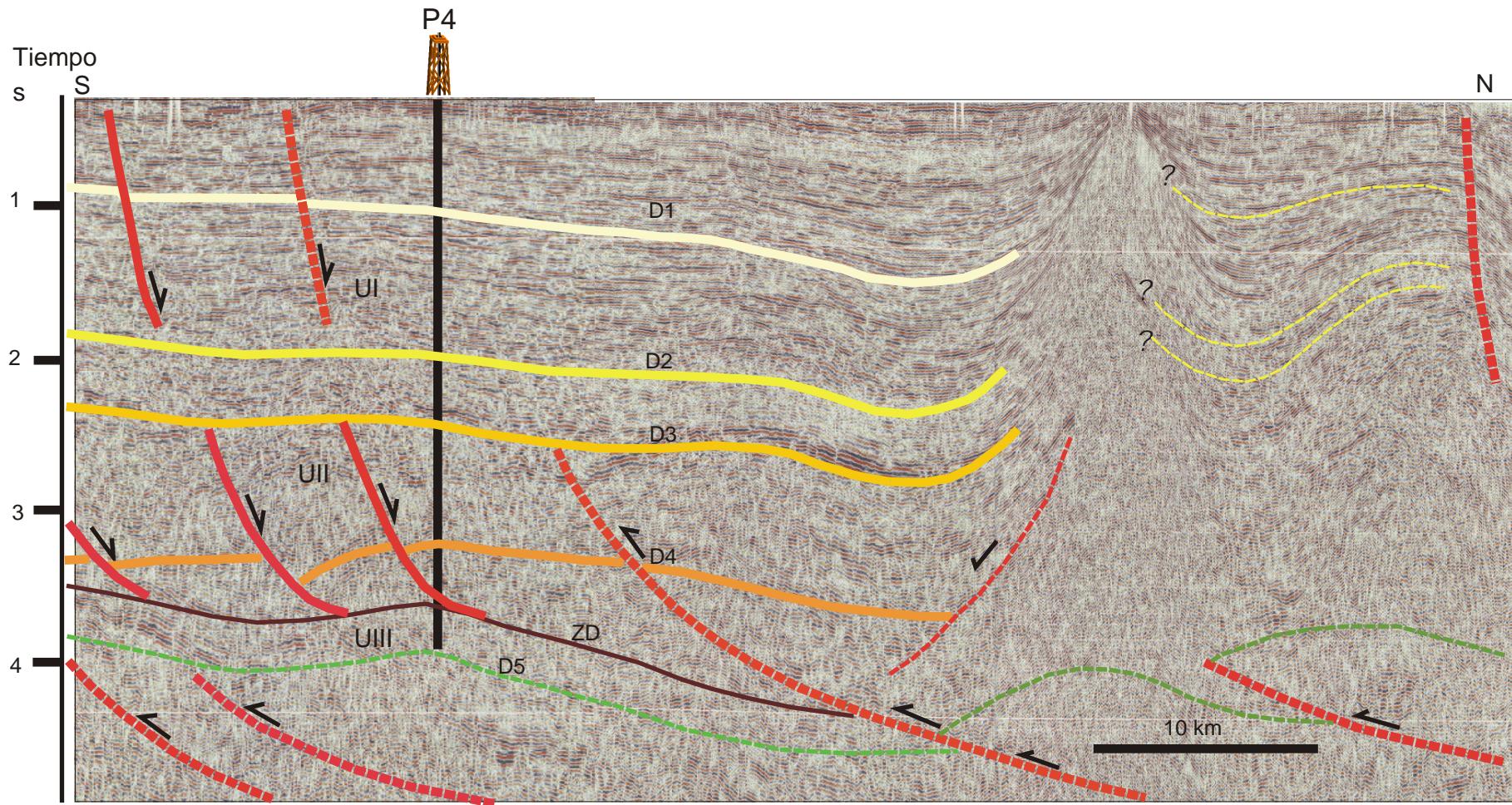


Fig. 63. Interpretación del fragmento de la sección sísmica J-J'de la figura 62a, fue interpretado tomando en cuenta un modelo del área de estudio con rasgos extensivos predominantes.

4.4 RESULTADOS Y MAPAS

4.4.1 Conversión tiempo profundidad

Todas las conversiones de tiempo a profundidad realizadas para la correlación de los pozos (distancia en "pies") con la información sísmica (tiempo en "segundos") se realizó a través de las tablas de valores del tiempo con la profundidad (tablas TZ). La construcción de las curvas Tiempo vs Profundidad se muestra en los graficos Tiempo vs Profundidad. Los pozos utilizados para el presente trabajo como ya se mencionó anteriormente fueron los pozos P-1 a P-5, de los cuales se obtuvo tres grupos de datos diferentes, ya que los valores de las tablas T-Z para los pozos P-1, P-3 y P-4 son idénticas, esto debido a la cercanía entre los mismos y a la secuencia estratigráfica similar para los tres.

En la elaboración de los mapas de las discordancias D2, D3 y D4 la conversión tiempo a profundidad fue extrapolada a las superficies mapeadas, trabajando en resumen con un solo pozo debido a que, al comparar todos los datos disponibles estos coincidieron (ver grafico G5) de forma tal que el error de asumir un solo pozo se minimiza. Las ecuaciones calculadas para cada curva resultante son expresadas con las variables "x" dependiente en el eje horizontal y "y" independiente en el eje vertical.

Gráfico Tiempo vs. Profundidad para el pozo P-1

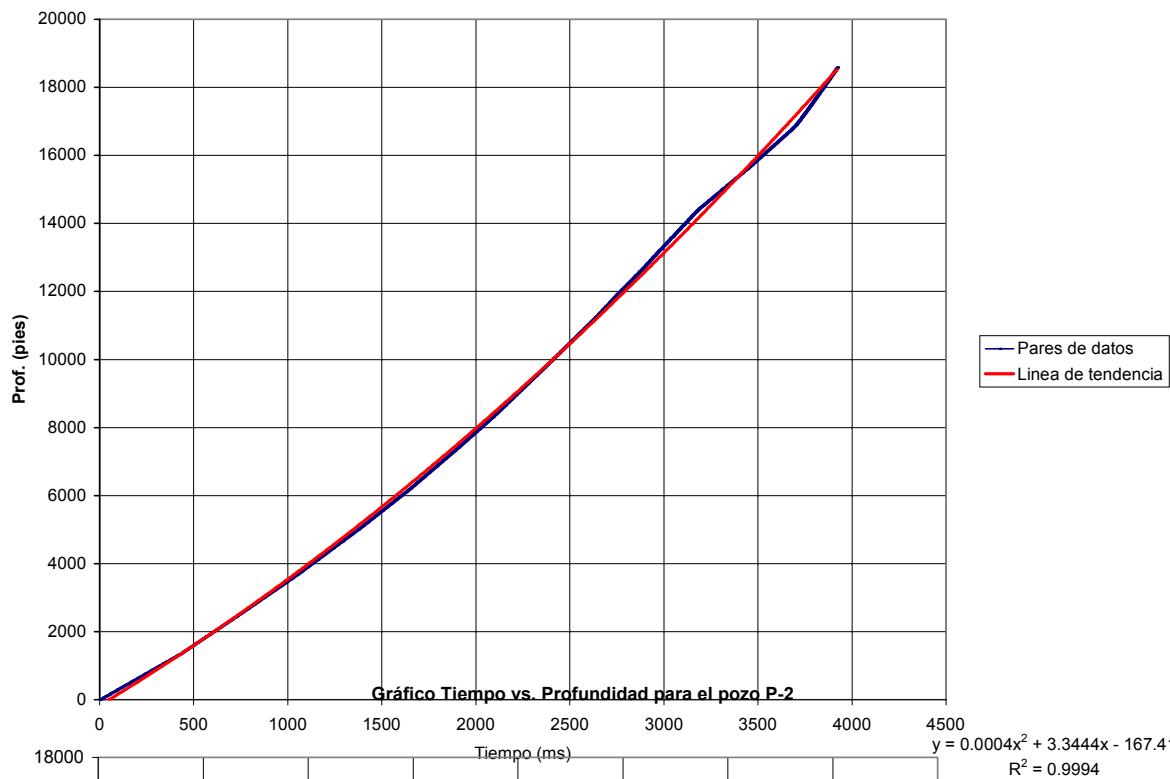


Gráfico Tiempo vs. Profundidad para el pozo P-2

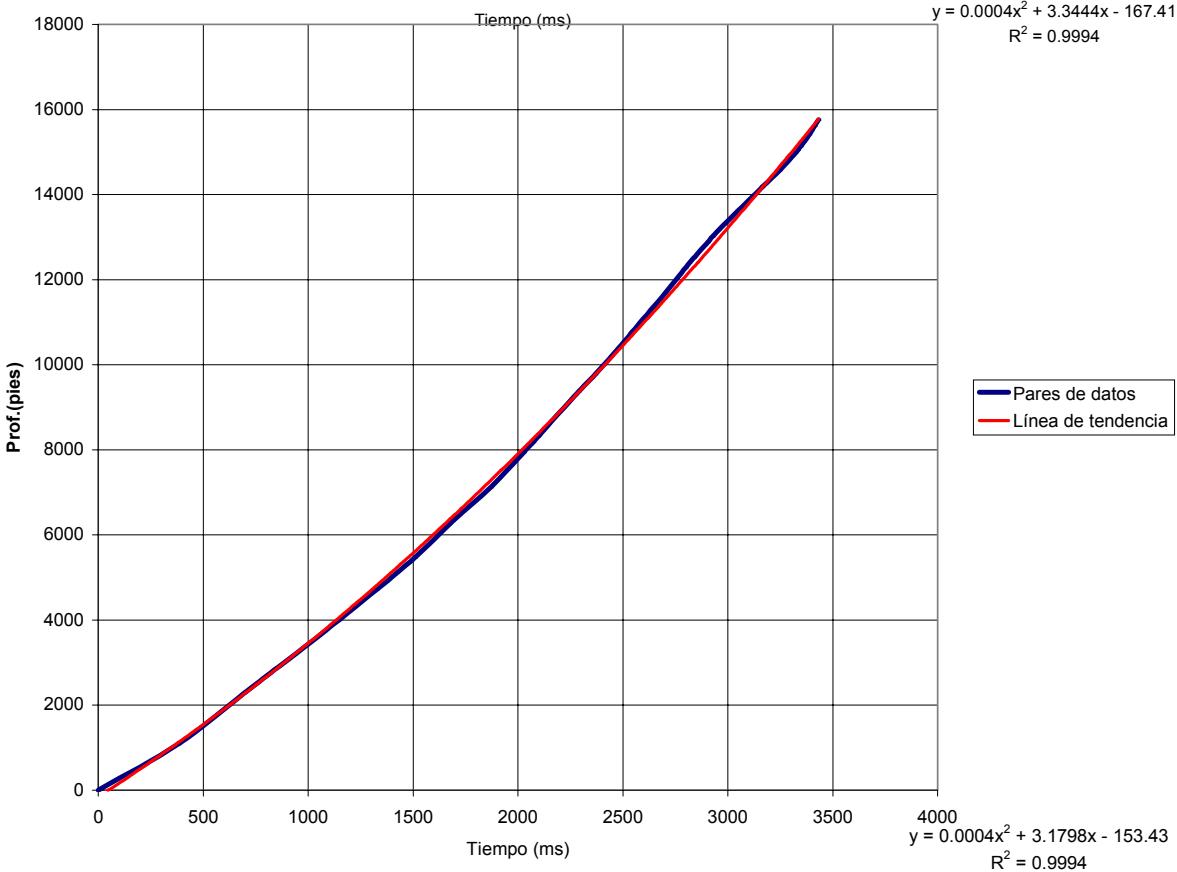


GRAFICO DE LA VARIACION DEL TIEMPO CON LA PROFUNDIDAD PARA EL POZO P-4

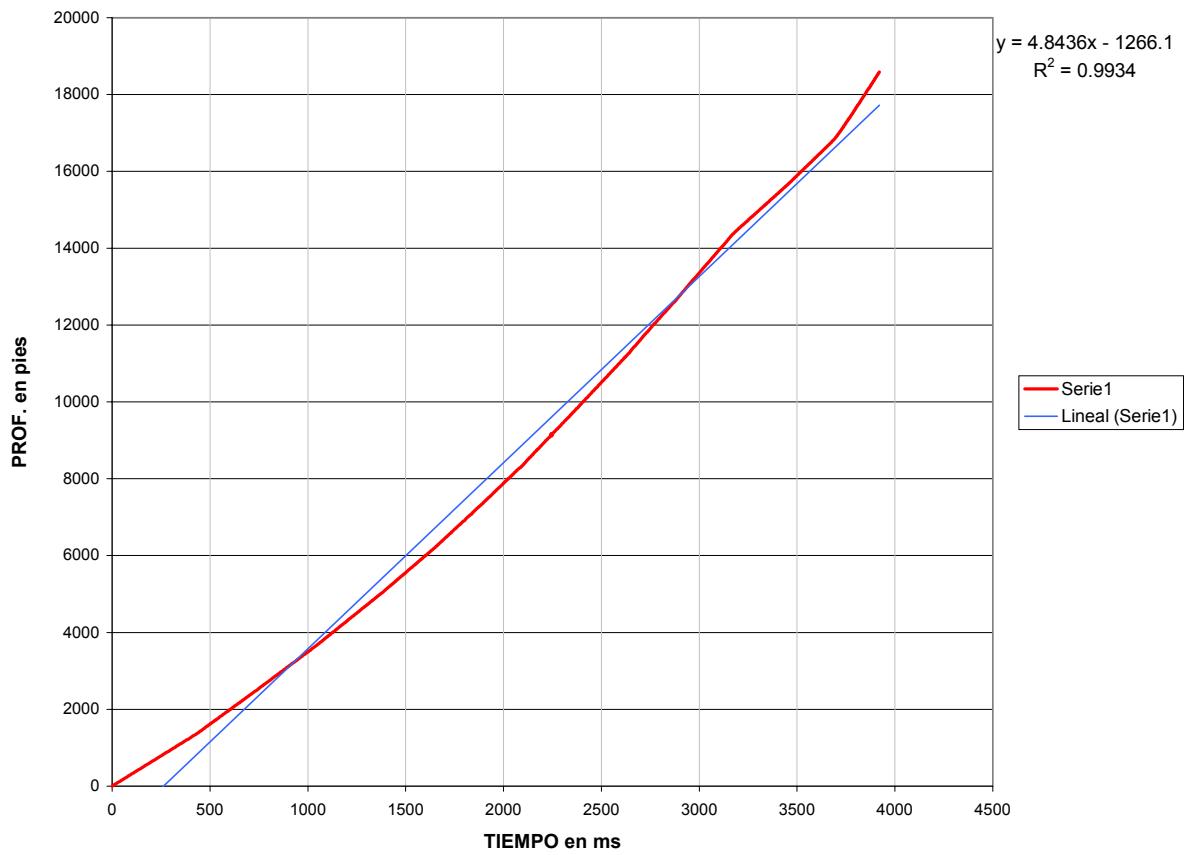
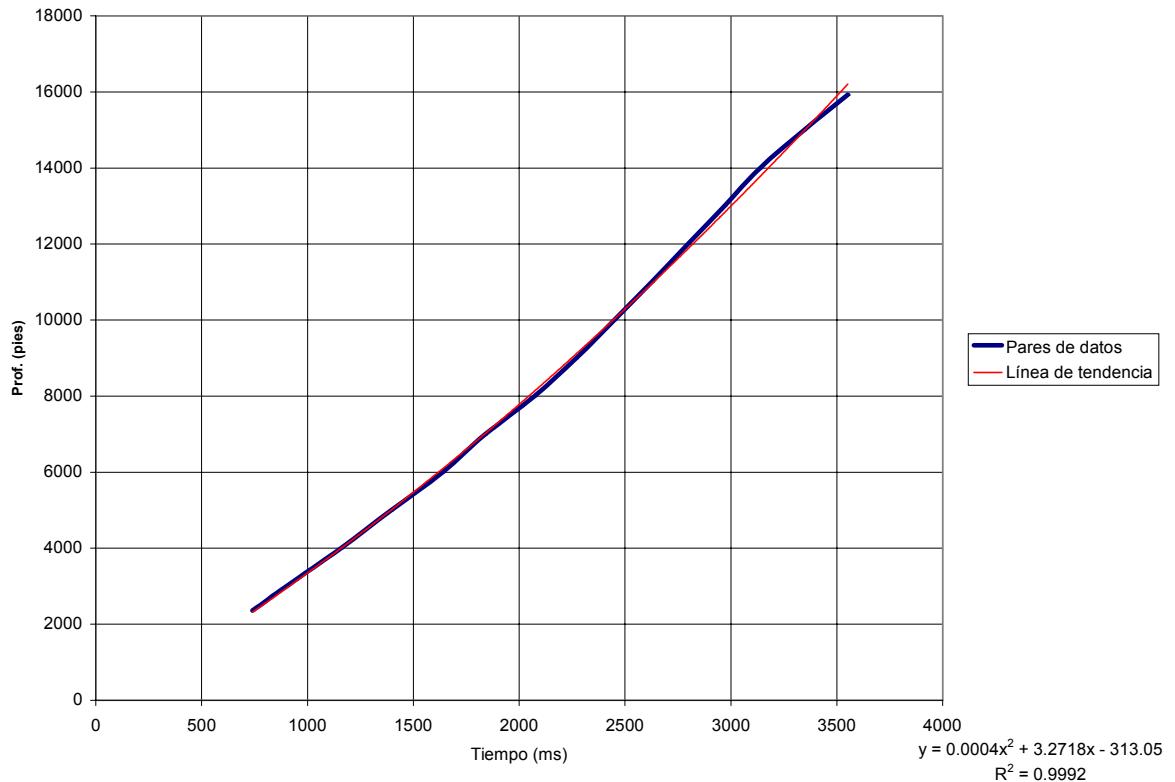
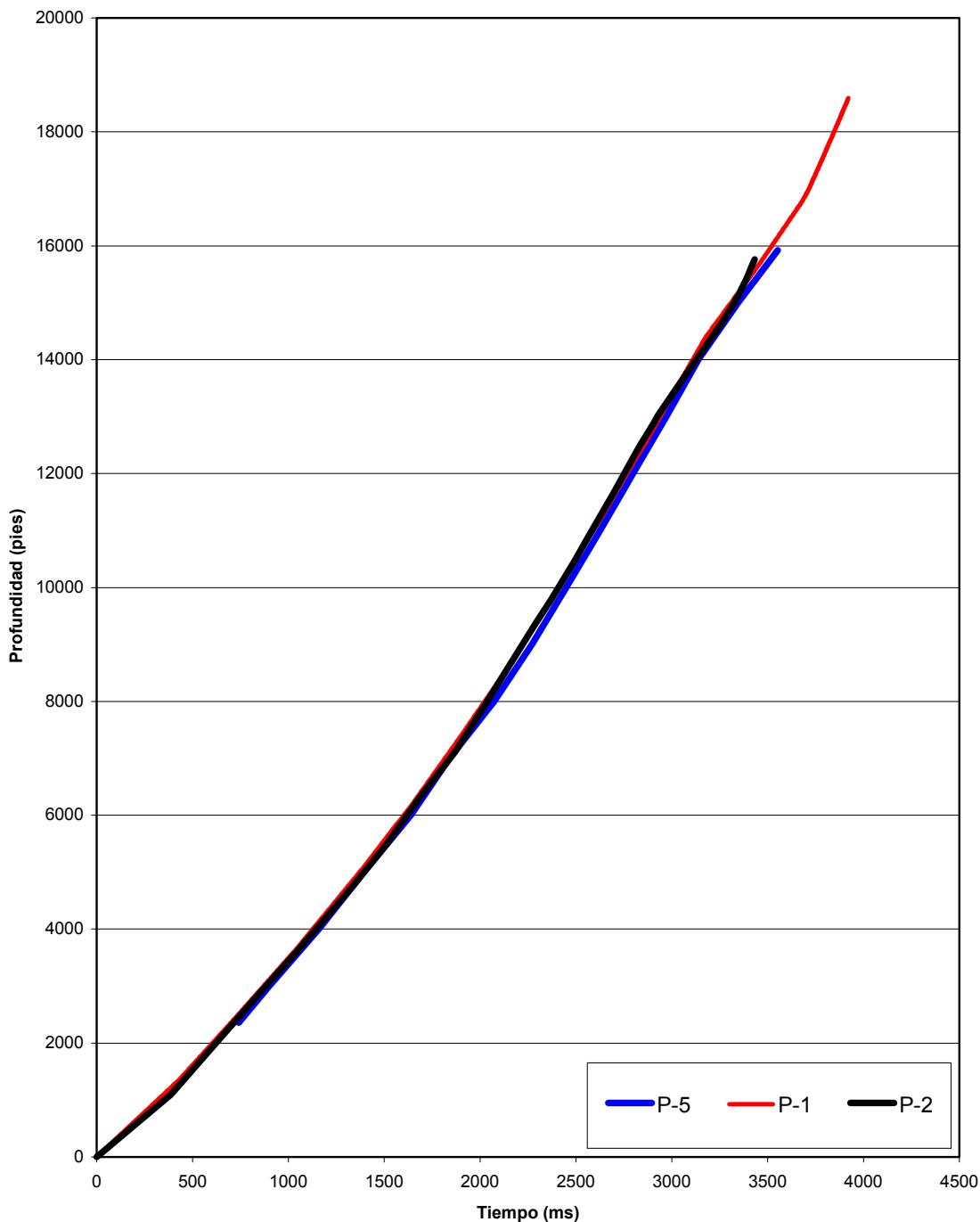


Gráfico Tiempo vs Profundidad para el pozo P-5



Yuxtaposición de las curvas tiempo-profundidad de los diferentes pozos

4.4.2 Discusión de resultados

Los mapas realizados tomando en cuenta las discordancias D2, D3 y D4 constituyen el resultado más obvio de los rasgos estructurales analizados en la zona. A partir de los mapas se observa como la profundización (por lo tanto el depocentro) de las discordancias D2, D3 y D4 se produce hacia el noreste. Esta característica es el elemento más resaltante y consistente en los tres niveles mapeados, además de la presencia del diálogo ubicado en la zona norte del área de estudio.

En los mapas # 1 y # 4 se observan pocas fallas cortando la discordancia D2 (paso de la Formación La Pica a la Formación Las Piedras). Como se mencionó en el capítulo 4.3.2.3 la Unidad I posee fallas normales de poco salto con buzamiento norte, en dichos mapas se observa que tal buzamiento es esencialmente noreste, aunque existe una falla de buzamiento norte, de aquí se deduce que los posibles orígenes de estas fallas discutidos en el capítulo 4.3.2.3 son corroborados con la vista en planta de las mismas.

Los mapas # 2 y # 5 nuevamente muestran la predominancia del fallamiento normal de buzamiento noreste, con las mismas consecuencias mencionadas. Se observan dos "altos" resaltantes en la discordancia, el primero coincide con el alto estructural que fue perforado como prospecto petrolero por el pozo P5, y que se debe a un "rollover", a la probable influencia de la compresión en la zona, o muy probablemente a la combinación de ambas. El segundo "alto" se observa al suroeste de la sección sísmica B-B', con las mismas posibles causas del descrito

anteriormente, y compuesto por dos pequeños contornos de las curvas de nivel, este "alto" también puede ser observado en los mapas # 1 y # 4.

Los mapas # 3 y # 6 son los mapas más complejos, ya que muestran el comportamiento en planta de la discordancia más fallada y estructuralmente es el nivel más complejo. La cantidad de fallas normales lísticas es el rasgo más relevante, nuevamente con un buzamiento predominantemente noreste. En la porción noreste de la zona mapeada, las fallas adquieren un buzamiento con una dirección este más marcada, ésto indica que incluso dentro del principal evento lístrico se pudieron haber tenido subeventos que se limitaran a formar algunas familias de fallas.

Resalta hacia la zona del diápiro la presencia de una falla de gravedad con buzamiento sureste y una contraparte inversa de buzamiento contrario. En cuanto al origen de estas última falla se interpreta a partir de la sección sísmica J-J' que la compresión que proviene del norte pudo haber reactivado una falla normal lístrica, no obstante a partir de las secciones I-I' y H-H' se observa como es más probable que sea la respuesta al deslizamiento que ocurre como consecuencia del levantamiento del diápiro.

La influencia de la compresión proveniente del norte, dada por el emplazamiento de la Serranía del Interior Oriental, en la discordancia D3 sólo es observada en las adyacencias del diápiro, lo que indica que en la zona la

compresión proviene del noroeste y se encuentra relacionada con el cinturón de diápiros que bordea al frente del corrimiento.

Conclusiones

Del presente trabajo se concluye que:

- Estructuralmente la zona se divide en tres unidades:
 - 1) *Unidad III*, representa el fallamiento normal dado por la extensión del margen pasivo (roca cretácica) y toda la roca subyacente, la depositación de la Formación Oficina ocurre durante dicha extensión. Las fallas inversas interpretadas representan la compresión dada por el posterior emplazamiento de la Serranía del Interior. Tal emplazamiento provoca la creación de fallas inversas, la inversión de fallas normales preexistentes y en algunos casos la basculamiento de las mismas.
 - 2) *Unidad II*, definida por el deslizamiento gravitacional lístrico que provoca un conjunto de fallas normales con presencia de "rollovers" en la secuencia sedimentada anterior al fallamiento y cuñas de crecimiento que indican los sedimentos sinfallamiento.
- ✓ Los límites del fallamiento lístrico de la zona son: al norte el cinturón de diápiros; al este el fallamiento lístrico de mayor complejidad que se extiende costa afuera hacia la isla de Trinidad; al sur limitado por el acuñamiento de la secuencia sedimentaria contra el cratón; y al oeste se pierde la condición de fallamiento lístrico, aún cuando la secuencia sedimentaria se mantiene.
- ✓ La Unidad comprende estratigráficamente la roca de edad Mioceno inferior a Mioceno tardío y la edad del fallamiento se estima ocurrido durante el Mioceno tardío.

✓ El ángulo del sustrato sobre el que ocurre el fallamiento lístrico se estima de 2° a 3° en la actualidad, con su mayor buzamiento hacia el norte de la zona de estudio en lo que se considera la antefosa. Pero, se interpreta que varió desde ser aproximadamente horizontal durante el margen pasivo y aumentó con el emplazamiento de la Serranía del Interior.

✓ La geometría interna de los bloques fallados está directamente relacionada con el comportamiento reológico de la roca. Así se tiene que, los "rollovers" se producen sólo si la roca permite el arqueamiento.

✓ El origen de esta unidad se debe a:

- La pendiente hacia el norte del sustrato de la cuenca antepaís dada por el emplazamiento de la Serranía del Interior.
- La depositación de material dúctil durante una alta tasa de sedimentación, seguido por la depositación de material predominantemente frágil.
- La extensión causada por flujo del sustrato dúctil debido a la sobrecarga que acarrea la sección sedimentaria.
- La extensión de la sección sedimentaria generada por el flujo del material dúctil que experimenta la cuenca hacia la zona diapírica.

✓ El fallamiento lístrico se divide en un evento principal que define la Unidad II, y una continuación del deslizamiento lístrico que involucra a la Unidad I y que es producto del diapirismo

3) *Unidad I*, constituida por un fallamiento normal con saltos de poca magnitud.

Algunas veces las fallas se presentan con planos de falla segmentados, y

muchas veces asociadas al fallamiento lístrico de la unidad estructural infrayacente. Este fallamiento puede ser debido a:

- Compactación de los sedimentos de la secuencia.
- Por deslizamientos lísticos de la Unidad II infrayacente.
- Por compactación diferencial de las cuñas de crecimiento de los bloques fallados en la unidad II.
- Por la combinación de todos los factores antes mencionados.

➤ La estratigrafía de la zona de estudio se involucra directamente con la formación de la cuenca antepaís y por lo tanto con las unidades estructurales definidas. Así se tiene que:

- 1) La *Unidad III* contiene como secuencia sedimentaria parte de la Formación Oficina y al Grupo Temblador; este último con un origen asociado al marco geológico regional del margen pasivo reinante en el norte venezolano para el Cretácico.

La discordancia D5 constituye el tope del Grupo Temblador y representa la discordancia basal de la antefosa (“basal foredeep unconformity”), que marca el cambio de margen pasivo a la cuenca antepaís. Considerada en el área de estudio de edad Mioceno temprano.

- 2) La *Unidad II* contiene una secuencia sedimentaria que refleja el avance de la placa Caribe hacia el este y la creación de la cuenca antepaís. Así se observa que:

- La base de la unidad corresponde a un paquete esencialmente lutítico que representa el inicio de la antefosa ("foredeep"), representado por las lutitas de la Formación Oficina y la Formación Freites (Mioceno temprano a Mioceno medio).
- El plano de despegue (ZD) del fallamiento lístrico corresponde a una superficie de máxima inundación (13,4 ma y de segundo orden según Giffuni, 1998).
- Suprayaciendo a la formación Freites se encuentra la Formación La Pica, que representa la fase de relleno de la cuenca con aportes sedimentarios provenientes principalmente desde el norte y el sur, y en menor proporción desde el oeste.
- La discordancia tope del Mioceno medio, D4, ocurre intra Formación La Pica.
- La Formación La Pica contiene cuñas de crecimiento, que involucran intercalaciones de lutitas arenas y limolitas.
- Las inconformidades encontradas dentro de las cuñas de crecimiento no necesariamente corresponden a discordancias, deben revisarse para su interpretación las relaciones entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación.
- La discordancia D3 intra Mioceno tardío, de fuerte expresión en la reflexión sísmica, marca el final del principal evento lístrico de la zona, definido en la Unidad II.

3) La *unidad I* representa la fase de relleno final de la cuenca, constituida por sedimentos de origen continental a fluvial, representados por las formaciones Las Piedras y Mesa de edad Plioceno a Reciente y en menor proporción hacia la base de la unidad la presencia de la Formación La Pica.

- La discordancia D2 marca el paso de la Formación La Pica a la Formación Las Piedras. Su edad se estima Pliocena.
- La discordancia D1 corresponde a lo que se interpreta como la base de la Formación Mesa, discordante sobre la Formación Las Piedras. Su edad se estima Pleistocena.

➤ Las estructuras lístricas observadas son independientes de la escala de estudio aplicada, ya que son análogas las estructuras descritas en las secciones sísmicas y las microestructuras interpretadas en los núcleos muestreados en la roca de edad Mioceno tardío.

➤ De las microestructuras lístricas interpretadas se deduce que:

- Los planos de falla observados desde un plano perpendicular al buzamiento de la falla son observados con forma de arco.
- La presencia de "ball & pillows" y el deslizamiento lístrico con un plano de despegue en arenisca puede indicar fluidización o licuación en la zona.
- Debido al reacomodo de material en los bloques fallados se pueden presentar casos de "aparentes" fallas inversas.

- La compresión dada por el avance de la Serranía del Interior hacia el sur se aprecia en la Unidad I mediante plegamiento.
- La compresión en la zona no se encuentra sustentada en los datos que se poseen en el presente trabajo por suficientes evidencias que permita realizar un modelo que involucre un régimen compresivo posterior al fallamiento lístrico. Sin embargo, rasgos aislados permiten dejar una ventana abierta para interpretaciones posteriores que involucren un régimen compresivo ligado al emplazamiento de la Serranía del Interior.
- Hacia el sur de la zona de estudio el fallamiento normal interpretado tiene su origen en la flexión de la secuencia sedimentaria durante el emplazamiento de la Serranía del Interior y la formación de la cuenca antepaís.
- El diapirismo interpretado se origina en la zona más profunda del área y es creado por el ascenso del material dúctil que posee alta presión en profundidad. Se estima que se encuentra activado desde el Mioceno tardío hasta el Reciente.
- La estrecha relación entre el diapirismo, el evento compresivo y el fallamiento normal lístrico hacen que cualquier interpretación de la zona deba incluir los tres aspectos.

Recomendaciones

De acuerdo al trabajo realizado se recomiendan las siguientes actividades:

- El análisis de secciones finas en las diferentes litologías de una misma microestructura, con la finalidad de obtener más evidencias del comportamiento de la roca ante los esfuerzos aplicados y las repercusiones por analogía que pudiera tener en las estructuras de la zona.
- Para el estudio detallado de las microestructuras observadas se recomienda la orientación de los núcleos durante la toma.
- El análisis de los cálculos de subsidencia en la sección del Mioceno tardío-Reciente (Unidad I), con la finalidad de comparar la subsidencia diferencial con los pliegues observados en tal unidad.
- Tomar en cuenta en las interpretaciones de las cuñas de crecimiento del Mioceno tardío, las probables superficies indicadoras de cambios en la relación tasa de sedimentación-tasa de subsidencia con la finalidad de no interpretar discordancias erradas.
- El uso de magnetoestratigrafía para el análisis estratigráfico, además de énfasis en el análisis palinológico enfocado particularmente para la secuencia sedimentaria de edad Mioceno tardío- Reciente.

- El uso de la información sísmica 3D para la interpretación estructural de una tectónica compresiva en el área, con énfasis en el fallamiento lístrico, debido a que estructuralmente podría implicar posibles acumulaciones de hidrocarburos.
- Debido a la presencia de una falla de atajo ("shortcut"), se recomienda la búsqueda en el área de otras similares fallas de igual origen.
- La búsqueda de posibles estructuras inversas o invertidas en las zonas ubicadas más hacia el sur y adyacentes a las fallas evaluadas en el presente trabajo.
- El cálculo de las profundidades de la sección cretácica en las zonas más profundas de la antefosa mediante la sísmica 3D, ya que se observó en las secciones analizadas que las profundidades parecieran avanzar a magnitudes por encima de los 25000', lo que implica una secuencia sedimentaria por encima de dicho valor y necesitaría un marco geológico que no está considerado en el presente trabajo.
- Finalmente, se recomienda al lector tomar en cuenta la existencia de la información sísmica 3D en la zona, ya que ésta ofrece mayor resolución, mayor presición, menores problemas de migración y por lo tanto mayor posibilidad de una interpretación más acertada.

Bibliografía

Alfaro, P., Moretti, M. & Soria, J. (1997). "Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera)".

Arnstein, R.; Betoret, C.; Molina, E.; Monpart, L.; Ortega, J.; Russomano, F. & Sánchez, U. (1982). Geología petrolera Cuenca de Venezuela Oriental: XLV Reunión a Nivel de Expertos de Arpel, México, 17-21 Mayo, 1982, p. 229-252.

Arnstein, R.; Cabrera, E.; Russomano, F. & Sánchez, H. (1985). Revisión estratigráfica de la cuenca de Venezuela oriental. VI Congreso Geológico Venezolano. p.41-69.

Aubouin, J., Brousse, R. & Lehman J. P. (1988). Tectónica tectonofísica y morfología. Tratado de geología. Segunda edición.

Audemard, F. & Giraldo, C. (1997). Desplazamientos Dextrales a lo largo de la Frontera Meridional de la Placa Caribe, Venezuela Septentrional: Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano., Soc. Venezolana de Geólogos, tomo 1, 101-108.

Audemard, F. (2001). Comunicación personal.

Audemard, F. & Lugo, J. (1996). Petroleum Geology of Venezuela Course Notebook, AAPG/ Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, Venezuela 1996.

Bally, A., W. (1989). Phanerozoic basins of North América. An overview: Boulder Colorado, Geological Society of America, v.A, p. 397-446: en Di Croce (1995).

Bally, A., W., Bernoulli, D., Davis, G. A. & Montadert, L. (1981). Listric normal faults. Oceanologica Acta, v.4, n. 1, p. 87-101.

Bally, A., W. & Oldow, J. S. (1984). Plate Tectonics, Structural Styles and the Evolution of Sedimentary Basins., Rice University, p. 1-166

Bartok, P. (1993). Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, v. 12, p. 441-459, en Parnaud, *et al.* 1995.

Beltrán, C. & Giraldo, C. (1989). Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, Tomo III, p.1000-1021.

Beltrán, C.; Rodríguez, J. A. & Singer, A. (1994) "Geología de fallas activas" in: Singer, A. (Coordinador) (1994) "Proyecto INTEVEP S.A.) 258 p. inédito, en Beltrán *et al.* (1995).

Beltrán, C.; Rodríguez, J. A. & Singer, A. (1995). "Investigaciones neotectónicas y paleosismológicas en la falla de El Pilar y en los otros grandes sistemas de fallas sismogénicas del nororiente de Venezuela". XIV Caribbean Geol. Conf. July 1995, Winston Alí, Anthony Paul & Víctor Young, O. (Eds). 205-213p, Trinidad & Tobago.

Bellizzia, A. (1986). Sistema montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur: Caracas, VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Memoria, tomo 10, p.6657-6836.

Blanco, B., Giraldo, C. & Chigne, 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 en las Cuencas Subandinas, p. 161-181.

Benkovics, L.(2001) comunicación personal.

Boesi, T. & Goddard, D. (1991). "A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, northwestern Venezuela, in K. T. Biddle, ed., Active Margin Basin: AAPG Memoir 52, p. 35-49.

Bonini, W. (1978). "Anomalous crust in the Eastern Venezuelan Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the caribbean borderland". Geologie en Mijnbouw. Vol. 57 (2), p. 117-122. En Vivas et al (1985).

Bonora, M. (1998). "The structural and stratigraphic evolution of mineral prospects on the Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia". <http://glsun2.g1.rhbnc.ac.uk/MSC/Bonora.html>

Burke, K.; Cooper, C.; Dewey, J.; Mann, P. & Pindell, J. (1984). Caribbean tectonics and relative plate motion. Department of Geological Sciences State University of New York ; Geological Society of America, Memoir 162, p. 31-56.

Chaparro, J. (2000). "Modelaje Gelógico de la Región Central de la Subcuenca de Maturín". Trabajo especial de grado. U.C.V. Inédito

Chevalier, Y. (1987). "Les zones internes de la chaîne sud-Caraïbe sur le transect: Ile de Margarita-Péninsule d'Araya (Venezuela): lithostratigraphie, pétrologie, géochimie et évolution tectono-métamorphique", (PhD thesis). Université de Bretagne. p. 1-464. en Di Croce (1995).

Chevalier, Y., Alvarez, E., & Hernandez, G. (1995). Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas 5-8 noviembre. M.E.M.

Choukroune, P. (1994). Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Enseignement des sciences de la terre. Masson, p. 1-211.

Combella, R. (1997). Análisis por estratigrafía de secuencias de un perfil sísmico semiregional migrado en profundidad en la Cuenca Oriental de Venezuela.
Thesis de Pregrado USB. p. 1-121.

Crespo, S. & Di Gianni, N. (199?). Bioestratigrafía y paleogeografía de la Cuenca Oriental de Venezuela durante el Oligo-Mioceno.

Curtis (1970). Miocene deltaic sedimentation, LouisianaGulfCoast, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. No. 15, p. 293-308, en Di Croce (1995).

Daza, J. & Prieto, R. (1990). Fallas de crecimiento en el área de Mapiriti-Monagas Central, V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas 21-25 octubre. p. 142-149.

Di Croce, J. (1989). Análisis sedimentológico de la Formación San Juan en la Cuenca Oriental de Venezuela (Estados Anzoategui y Monagas). Msc Thesis. UCV., p.1-205.

Di Croce, J. (1995). Eastern Venezuela basin: sequence stratigraphy and structural evolution. PhD Thesis, Rice University. p 1-215

Dula , W. (1991). Geometric models of listric normal faults and rollover fold:
AAPG Bulletin , V. 75, no. 10, p. 1609-1625.

Duque-Caro, H. (1984). The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean dorderland. Geological Society of América, Memoir 162, p. 303-316.

Duval B., Cramez C., y Valdez G. (1994). Campos gigantes de finales de los 80 asociados con subducción tipo "A" en Suramérica: Bol., Soc. Venezolana de Geol. Vol. 19, Nos 1-2, 20-40.

Erlich R., & Barrett S., (1990) Cenozoic Plate History of Northern Venezuela-Trinidad area., Tectonics volume 9, number 1, pag. 161-184.

Erlich, R. N., & Barrett, S. F., (1992). "Petroleum Geology of the eastern Venezuela Foreland Basin, in: Macqueen, R. W., & Leckie, D. A., eds., Foreland Basins and Fold Belts: AAPG Memoir 55, p. 341-362.

Eva, A., Burke, K., Mann, P. & Wadge, P.(1989). Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean., Marine and Petroleum Geology, v. 6., p. 9-21, en Parnaud *et al.*, 1995.

Evans, A. (1998). "Ploughing and Lodgement of a Clast, Evidence from micromorphology". Internet: <http://www.geog.leeds.ac.uk/staff/a.evans/poster1.htm>

Feo Codecido, G., Smith, F. D., Aboud, N., and de Di Giacomo, E. (1984). "Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos basins". Geol. Soc. Am., Memoir 162, Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R. editors: 175-188.

Giffuni, G. (1998). Recopilación de estudios bioestratigráficos realizados para el proyecto Monagas Central y Este de Maturín, PDVSA, E&P, Reporte interno, junio de 1998, inédito.

Giffuni, G. & González, C. (2000). "Prospección exploratoria de una sección de edad Mioceno temprano, en el área Monagas Central, cuenca de Maturín, Venezuela". VII Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas septiembre 10-13, p. 52-72.

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., Arozena, J. & Picard-Cadillat, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas: Foninvest Ed., Caracas, v.2, p 1-1051.

Gonzalez G., Mata, S., and Santiago S.1996. "Sequence Stratigraphy of the Maturin Sub-basin (Eastern Venezuela)", AAPG Bulletin, 80, 1161-1198.

Graf, J., Bernoulli, D., Burg, J-P., Ivanov, Z. & Quadt, A. (1998). Alpine tectonics and tertiary exhumation of the crystalline Servo-Macedonian massif in W-Bulgaria. Internet: http://www.erdw.ethz.ch/~jgraf/bern_98.htm

Hamblin, W. K. (1965). Origin of 'reverse drag' on the down-throw side of normal faults. Geol. Soc. Am. Bull., 76, 1145-64.

Haq, B., U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Sea-Level Changes- An Integrated Approach, Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral., v.42, p.71-108, en Di Croce (1995).

Hedberg, (1950). Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-Eastern Guárico portion), Geological Society of American Bulletin, v. 61, no. 11., p. 1173-1216, en Parnaud, et al. 1995.

Helwig, J. (2002). Comunicación personal.

Hernández, G. (2001). Comunicación personal.

Hung, E., J. (1997). Foredelta and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Sub-basin, Eastern Venezuela Basin. PhD Thesis, Rice University. p. 1-125

Kabbabe, T. (1997). "Elaboración de una Hoja Sedimentológica". Informe interno PDVSA E&P.

Kimura K. (1998). Deformation process and physical condition of tectonic melange in the Shimanto accretionary complex, Japan. Internet:
<http://imiucca.csi.unimi.it/~petro/isprs/DOC52.HTM>

Kirchmayer, M. & Mohr, K. (1963). Zur Terminologie krummflachiger und krummliniger Gefugeelemente. Bergbauwissenschaften 10., H. 16., p. 378-385 en Bally *et al.* (1980).

Lamb, J. L. & Sulek, J. A. (1968). Miocene turbidites the Carapita Formation of Eastern Venezuela, Cong. Geol. Caribe IV., Trinidad, p. 111-119.

Liggett, M. A. & Childs, J. F. (1974). Crustal extension and transform faulting in the southern Basin Range province: Argus Explor. Co. Rept. Of Inv. NASA-CR-137256, E74-10411, p. 1-28, en Bally & Oldow (1984).

Lilliu, A. G. (1990). Geophysical interpretation of Maturín Foreland, Northeastern Venezuela, University of Houston, Texas, Msc. Thesis, en Di Croce (1995).

Lugo, J. & Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: Tankard, A. J., Suarez, R. & Welsink, H. J. (eds.) Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 699-725, en Hung (1997).

Loureiro, D. (2000). Communication Personal.

Maltman, A. (Ed.) (1994). The geological deformation of sediments. Chapman & Hall.

Mariño, N. & Zannin, G. (1985), "Volcanismo Sedimentario en Venezuela Nororiental", VI Congreso Geológico Venezolano, 29 sep.- 6 oct.

McClay, K.R. (1995). "Thrust Tectonics". Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London.

Méndez, M. (1999). "Estructura de la faja de plegamiento y corrimiento del Flanco Sur de la Serranía del Interior". Trabajo especial de grado. U.C.V. Inédito.

Méndez, O. (1985). El volcán de lodo de San Joaquín, Estado Anzoátegui, Venezuela, VI Congreso Geológico Venezolano, 29 sep.- 6 oct.

Mohriak, W. & Palagi, P. R. (1998). Tectonic Evolution of South Atlantic Salt Basins, Extended Abstracts Volume, AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, p. 424-425.

Moticska, P. (1985). "Volcanismo Mesozoico en el Subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela". Memoria VI Cong. Geol. Caribe, Tomo III: 1929-1943.

Murany, E. (1972). Tectonic Basis for the Anaco fault, AAPG Bulletin, v. 56, no. 5., p. 860-870: en Vivas et., al (1985).

Ostos, M. (1990). Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basados en datos geoquímicos. Geos, Caracas, 30, p.1-294.

Parnaud, F., Truskowski, I., Gou, Y., Gallango, O., Pascual, J., & Passalacqua (1995). Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin: Petroleum basin of South America, AAPG Memoir 62.

Passalacqua, H.; Fernández, F.; Gou, Y. and Roure, F. (1995). "Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges". In: Tankard, A. J., Suarez, R. & Welsink, H. J. (eds.) Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 667-679.

Pindell, J. L.; Erikson, J. P.; and Algar, S.T. (1991). The relationship between plate motions and sedimentary basin development in northern South America: from a Mesozoic passive margin to Cenozoic eastwardly-progressive transpresional orogen, in Gillezeau, K. A., ed., Transaction of the Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago: Port of Spain, p. 191-202.

Pindell, J.L. & Barrett, S. F. (1990). "Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective", in Dengo G. & Case, J. E. Eds. The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology of North America. V. H., p. 405-432, en Hung (1997).

Pindell, J. L.; Higgs, R. & Dewey, J. F. (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the Northern Margin of South America. SEPM Spec. Publ. 58, p. 45-85.

Pindell, J. L. (1994). Trastensión en Venezuela oriental y Trinidad desde hace 10 ma (abs.): Puerto la Cruz, V Simposio Bolivariano de la Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Memoria, p. 263.

Pitelli, R. & Giffuni G. (1997), "Bioestratigrafía de Alta Resolución del Oligoceno Tardío a Mioceno Medio de la Formación Carapita, Área Norte de Monagas. Biofacies y tendencias Paleoambientales Basado en el Estudio de Foraminíferos". VII Congreso geológico Venezolano, Porlamar, 16-19 nov. 1997.

Price, N. J. & Cosgrove, J.W. (1989), "Analysis of Geological Structures". Cambridge University Press.

Porras, L.R. (2000). "Evolución Tectónica y Estilos Estructurales de la Región costa Afuera de las Cuencas de Falcón y Bonaire", VII Simposio

Bolivariano: exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas 10-13 sep, 2000.

Price & Cosgrove (1990). Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, p 1-495

Ramsay, J & Martin, H. (1987), The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Fold and Fractures. Academic Press ed.

Reporte interno: Sumario Geológico-Operacional Pozo CCL-1X, nov. 1994.
Lagoven, s.A. División de Oriente, Organización de Geología Grupo de Operaciones.

Reporte interno: Sumario Geológico-Operacional Pozo EML-1E, 1994.
Lagoven, s.A. División de Oriente, Organización de Geología Grupo de Operaciones.

Reporte interno: Sumario Geológico-Operacional Pozo PTL-1X, 1994.
Lagoven, s.A. División de Oriente, Organización de Geología Grupo de Operaciones.

Reporte interno: Sumario Geológico-Operacional Pozo PTL-2X, 1996.
Lagoven, s.A. División de Oriente, Organización de Geología Grupo de Operaciones.

Reporte interno: Sumario Geológico-Operacional Pozo PTL-3X, 1996.
Lagoven, s.A. División de Oriente, Organización de Geología Grupo de Operaciones.

Rosales, H (1972) La falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela.,
in: IV. Congress Geol. Venez., 1969, Mem. Bol. Geol. Caracas, v. 5., p. 2322-2336: en Vivas et al. 1985.

Rosales, H. (1976) Guía de excursión: Maturín al Muelle de Cariaco (Venezuela Nororiental, Serranía del Interior). Estados Sucre y Monagas. Bol. Geol. (Caracas), Publicación Esp. 7 (2): 467-506: en Vivas *et al.* 1985.

Roure, F., Carnevali, J.O. & Subieta, T.A. (1994).Geometry and Kinematics of North Monagas Thrust Belt (Venezuela). Marine and Petroleum Geology, v. 11, 3,p 347-362.

Shaw, J., Hook, S., & Sitohang, E. (1997) Extensional Fault-Bend Folding and Sinrift Deposition: An Example from the Central Sumatra Basin, Indonesia. AAPG Bulletin, V. 81, No. 3 (March 1997), p. 367-379.

Shelton (1984). Listric Normal Faults: An Illustred Summary. AAPG Bulletin, V. 8, No. 7(july 1984), p. 801-815.

Singer, A., Beltrán, C. & Rodríguez, J. A. (1995). "Evidencias geomorfológicas de actividad neotectónica a lo largo de los Corrimientos Frontales de la Serranía del Interior en el oriente venezolano". XIV Caribbean Geol. Conf. July 1995, Winston Alí, Anthony Paul & Víctor Young, O. (Eds). 205-213p, Trinidad & Tobago.

Soulas, J.P., 1985. "Neotectonica y tectonica activa en Venezuela y regiones vecinas", VI. Congreso Geologico, Venezolano, 6639-6656.

Stainforth, R. M., 1971. "La Formación Carapita de Venezuela oriental". IV Cong. Geol. Venez., 1971, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, 1: 433-463.

Stephan, J.-F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfanta, J.-C., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R. and Dercourt, J. 1990. "Paleogeodynamic maps of the Caribbean", 14 steps from Lias to Present, Bulletin de la Societe Geologique de France, 8., 915-919.

Vivas, V.; Bellizzia A., & Macsotay, O.(1985). Deflexión de Barcelona.
Rasgo estructural primario en Venezuela nororiental. VI Cong. Geol. Ven.,
Caracas, Mem. VI, p. 2117-2746.

Von Der Osten, E., 1957-a. "A Fauna from the Lower Cretaceous
Barranquín Formation of Venezuela". Jour. Paleont.,31(3): 571-594, pls. 63-65.

Wilson, C.C., 1968. "The Los Bajos Fault", in J.B. Saunders (eds.),
Transactions of the Fourth Caribbean Geological Conference , Port of Spain,
Trinidad & Tobago, 75-86.

Winge, M. 1998. Evolution of the granulitic terrains of the Tocantins
structural province, central Brazil. Internet:
<http://www.unb.br/ig/posg/dout/dout5.htm>

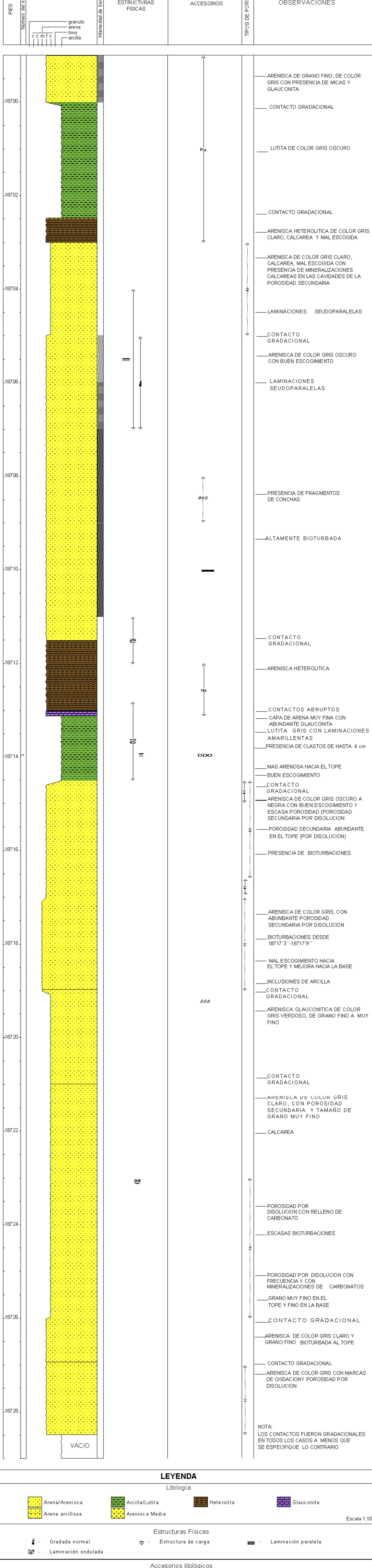
Yoris, F. & Ostos M. (1997). "Geología de Venezuela". WEC Venezuela
1997, Evaluación de pozos, Well Evaluation Conference,CD.

Xiao, H. & Suppe, J. (1992). "Origin of Rollover": AAPG Bulletin, v 76, p.
509-525.

ANEXOS

HOJA SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO 1. POZO P-4.

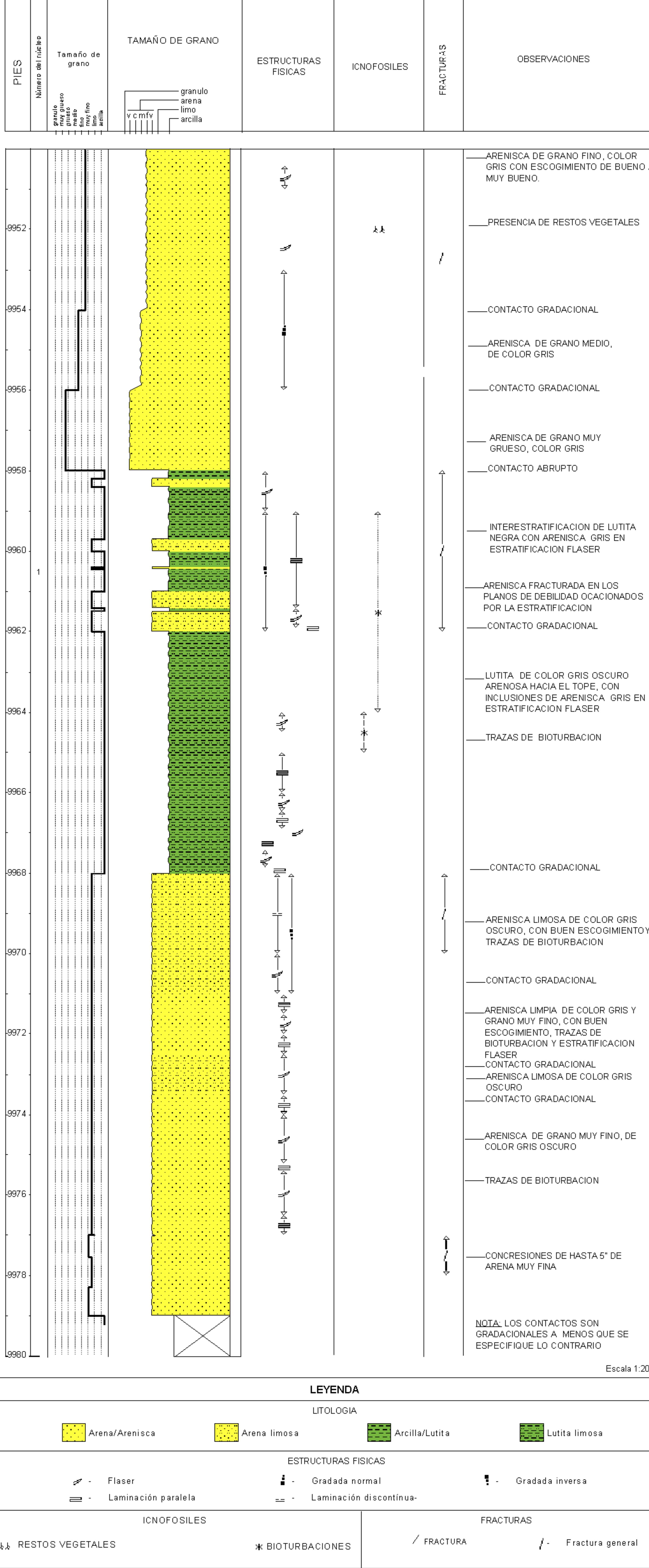
Paredes, A. (2002)



Escala 1:10

HOJA SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO 1. POZO P-5.

Paredes A. (2002)



HOJA SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO 2. POZO P-5.

Paredes, A. (2002)

PIES	Número del núcleo	Tamaño de grano	TAMAÑO DE GRANO	ESTRUCTURAS FÍSICAS	ACCESORIOS	ICNOFOSILES	FRACTURAS	OBSERVACIONES
			granulo muy grueso grueso media fino limo muy fino arcilla					
12652								LIMOLITA DE COLOR MARRON OSCURO MICACEA , CON PEQUEÑAS INTERCALACIONES DE ARENISCA
12654								FRACTURA VERTICAL RELLENA DE ARENISCA
12656								PRESENCIA DE ABUNDANTES LAMINAS DE ARENISCA
12658	2							TRAZAS DE BIOTURBACION
12660								MARCAS DE OXIDACION
12662								GRADACION INVERSA
12664								CONTACTO ABRUPTO
12666								ARENISCA DE GRANO MUY FINO, COLOR GRIS, MICACEA, EN OCASIONES LIGERAMENTE CALCAREA
12668								CAPA DE OXIDO
12670								ALTA POROSIDAD
12672								TRAZAS DE BIOTURBACION
12674								MICROFALLAS NORMALES A 12667'5"

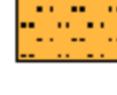
Escala 1:20

LEYENDA

LITOLOGIA



Arena/Arenisca



Limo/limolita

CONTACTOS

BRUNSWICK PAPER



Getting Started

ACCESORIOS UTOLÓGICOS

Niveles de oxidación

Lâmina arena

- Calcáreo

Mo - Micaceo

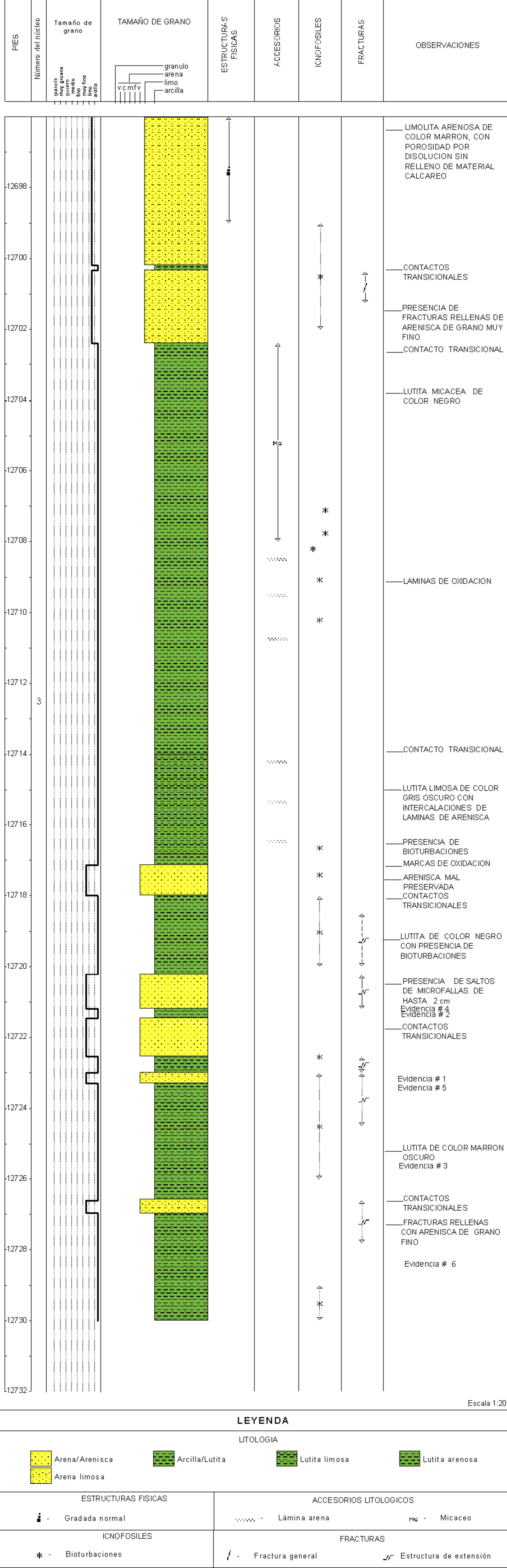
IONOFORULES

4.1. RESTOS VEGETALES

FRACTURAS

HOJA SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO 3. POZO P-5.

Paredes, A. (2002)



HOJA SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO 4. POZO P-5

Paredes, A. (2002)

