

**CINEMÁTICA DE LAS FALLAS NORMALES EN LA CUENCA FORELAND DE
LOS LLANOS ORIENTALES EN EL AREA DE CASANARE / COLOMBIA.**

ANDREA YUDID DELGADO ABRIL

Geóloga

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2010

**CINEMÁTICA DE LAS FALLAS NORMALES EN LA CUENCA FORELAND DE
LOS LLANOS ORIENTALES EN EL AREA DE CASANARE / COLOMBIA.**

ANDREA YUDID DELGADO ABRIL

Geóloga

**Proyecto de grado para optar el título de
Maestría en Geología**

Director UIS:

JORGE EDUARDO PINTO VALDERRAMA Geólogo MSc.

Director (es) Ecopetrol-ICP:

ANDRES REYES HARKER Geólogo MSc.

ANDRES ROBERTO MORA Geólogo Ph. D.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2010

AGRADECIMIENTOS

A Dios por permitirme lograr una meta más en mi vida.

A mi esposo Rafael Enrique Gómez por su amor, comprensión y respaldo siendo la columna que me sostiene.

A mis padres Pedro Delgado y Rosalba Abril, por todo su amor y entrega dándome el apoyo necesario e incondicional para mi formación personal y profesional.

A mis suegros Rafael Gómez y Esperanza Villa, por haberme acogido como un hijo más siendo incondicionales durante el desarrollo de este proyecto.

A mis hermanos Robinson y Carolina por su constante apoyo, compañía y por la excelente relación amistosa que tenemos.

A Sandra Bahamón por ser una amiga incondicional y excepcional

A Andrés Reyes por haber depositado su confianza en mí para la elaboración de este proyecto y por su oportuna y acertada dirección.

A Andrés Mora por permitirme trabajar junto a él, además por la transferencia de su conocimiento en el desarrollo de este proyecto.

A Carolina Gelvez por su amistad sincera e incondicional.

A Cartografía por su colaboración en la digitación de los mapas.

A cada uno de mis compañeros de maestría por su compañerismo y su solidaridad.

A Ecopetrol-ICP por haberme permitido llevar a cabo esta nueva meta.

DEDICATORIA

Para Andrés Felipe por ser la más grande ilusión en mi vida.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	16
1. OBJETIVOS	18
1.1 OBJETIVO GENERAL	18
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
2. LOCALIZACIÓN	19
3. ANTECEDENTES	21
4. METODOLOGÍA	24
4.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN	24
4.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	25
4.3 CARGA DE DATOS	26
4.3.1 Definición de unidades sismoestratigráficas	26
4.3.2 Elaboración de Mapas y Stereonet	31
4.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	33
5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	34
5.1 MARCO TECTÓNICO	34
5.2 ESTRATIGRAFÍA	39
5.3 MARCO ESTRUCTURAL	44
6. ACTIVIDAD EXPLORATORIA EN LA CUENCA SUBANDINA LOS LLANOS ORIENTALES	46
6.1 FORELAND OCCIDENTAL	47
6.1.1 Reservoirio de Hidrocarburos	48

6.1.2 Distribución de Fluidos	49
6.1.3 Sello Vertical	50
6.1.5 Densidad del Fluido	50
6.1.6 Porosidad	51
6.2 FORELAND CENTRAL	52
6.2.1 Roca Reservorio	54
6.2.2 Sello Vertical	55
6.2.3 Porosidad	55
6.2.4 Tipo de Crudo	55
6.3 FORELAND ORIENTAL	56
6.3.1 Roca Reservorio	57
6.3.2 Sello Vertical	57
6.3.3 Cierres Estructurales	57
6.4 RESUMEN	58
7. GEOMETRÍA Y ANÁLISIS DE RELACIONES DE CRECIMIENTO.	63
7.1 EVIDENCIA PARA SEGMENTOS LÍSTRICOS DE FALLA EN LOS LLANOS ORIENTALES	65
7.2 ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO GENERADAS POR ESFUERZOS EXTENSIVOS	65
7.2.1 Mecanismos de Formación de Estratos de Crecimiento en estructuras extensivas.	68
7.3 ESTRATOS DE CRECIMIENTO ASOCIADOS A ESTRUCTURAS DE COMPRESIÓN	78
7.3.1 Estratos de crecimiento asociados a pliegues no relacionados a fallas	81
7.3.2 Estratos de crecimiento asociados a pliegues de despegue	81

7.3.3 Estratos de crecimiento asociados a fallas inversas	81
7.3.4 Mecanismos de Formación de Estratos de Crecimiento en estructuras compresivas	82
7.4 EVIDENCIA DE INVERSIÓN TECTÓNICA	83
8. INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES	85
8.1 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL	85
8.1.1 Formación Carbonera Inferior (C8-C7).	86
8.1.2 Formación Carbonera Medio (C6-C4)	86
8.1.3 Formación Carbonera Inferior (C3-C1)	86
8.1.4 Formación León	87
8.1.5 Guayabo Inferior	91
8.1.6 Guayabo Medio	92
8.1.7 Guayabo Superior	92
8.2 DESCRIPCIÓN DE FALLAS INVERSAS EN EL PIEDEMONTTE ORIENTAL	93
8.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	93
8.4 CORRELACIÓN CRUDO- TRAMPA	97
9. CINEMÁTICA	100
9.1 MIOCENO TEMPRANO	100
9.2 MIOCENO MEDIO-SUPERIOR	102
9.3 MIOCENO SUPERIOR -PLIOCENO	108
10. DEFORMACIÓN CORDILLERA ORIENTAL Vs. DEFORMACIÓN LLANOS	111
10.1 OLIGOCENO	112
10.2 MIOCENO INFERIOR	114
10.3 MIOCENO MEDIO	118

10.4 MIOCENO SUPERIOR –PLIOCENO	121
11. DISCUSIÓN	126
11.1 GEOMETRÍA	126
11.2 ACTIVIDAD DE LAS ESTRUCTURAS	127
11.3 MECANISMOS DE FORMACIÓN	129
12. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	132
BIBLIOGRAFÍA	136

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Coordenadas límites al occidente de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización (figura 1 y anexo 1).	19
Tabla 2. Rocas Reservorios en el Foreland Occidental.	48
Tabla 3. Gravedad API Presentes en los Campos del Foreland Occidental	52
Tabla 4. Datos de Porosidad de los Reservorios del Foreland Occidental	54
Tabla 5. Porosidad Encontrada en los Diferentes Campos del Foreland Central.	56
Tabla 6. Principales Rocas Reservorio y Sellos para los campos ubicados en el Foreland Central.	55
Tabla 7. Principales Rocas Reservorios y Sellos en el Foreland Oriental.	56
Tabla 8. Porosidades de Reservorios.	57
Tabla 9. Cuadro característico con edades de las estructuras que hacen posibles las acumulaciones.	99

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa Geológico del Área de Estudio	20
Figura No. 47 A. Multipanel de las líneas sísmicas CU-92-03, SAN-84-18A, Y-73-04, RE-90-443	23
Figura 3. Metodología empleada para el desarrollo del proyecto.	25
Figura 4. Amarre de líneas sísmicas a través de Zig zag	29
Figura 5. Intervalos Sismoestratigráficos	32
Figura 6. Evolución Tectónica de la Cordillera Oriental desde el Mesozoico hasta el Neógeno.	36
Figura 7. Columna Estratigráfica generalizada.	41
Figura 8. División del Área de Estudio en tres Zonas: Foreland Occidental, Central y Oriental.	47
Figura 9. Profundidad del Contacto Agua- Petróleo en la Formación Mirador	49
Figura 11. Mapa generalizado de Densidades API	53
Figura 12. Panel Sísmico de W-E en la zona más norte del área de estudio	64
Figura 13. Panel Sísmico de W-E en la zona más al norte del área de estudio.	71
Figura 14. Panel Sísmico de W-E en la zona más al norte del área de estudio.	72
Figura 15. Panel Sísmico de W-E en la zona al norte del área de estudio.	73
Figura 16. Panel Sísmico de W-E en la zona norte del área de estudio.	74
Figura 17. Panel Sísmico de W-E en la zona central del área de estudio.	75
Figura 18. Panel Sísmico de W-E en la zona sur del área de estudio.	76
Figura 19. Segmentos curvos más hacia la base de la Formación Guayabo.	77

Figura 20. Cuatro estilos de fallas de crecimiento asociados a esfuerzos extensivos	79
Figura 21. Estilo Estructural tipo D	80
Figura 22. Bloque diagrama con engrosamiento en el bloque colgante asociado a falla inversa	83
Figura 23. A Y B Estratos de compresión asociado a estructuras compresivas, C y D estilos de inversión tectónica.	84
Figura 24. Diagrama de polo y de rosetas para la Formación Carbonera.	88
Figura 25. Diagrama de polo y de rosetas para las Formaciones León y Guayabo (Bajo Guayabo y Guayabo medio).	91
Figura 26. Diagrama de polo y de rosetas para la Guayabo (Guayabo Superior).	92
Figura 27. Diagramas de rosetas para todas las fallas Inversa y normales del área de estudio.	94
Figura 28. Diagrama hipotético de la formación de estructuras en los Llanos (anexo 30).	104
Figura 29. Diagrama hipotético para la formación de estructuras en los Llanos (anexo 31). (El acortamiento es mayor).	106
Figura 30. Evidencia de remoción de Material posiblemente desde el Paleoceno Tardío sin afectar depósitos de la Formación Mirador en esta zona. Observe el reflector amarillo y morado.	116
Figura 31. Evidencia de remoción de Material posiblemente desde el Paleoceno Tardío sin afectar depósitos de la Formación Mirador en esta zona. observe el reflector amarillo y morado.	116

RESUMEN

TITULO: CINEMÁTICA DE LAS FALLAS NORMALES EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES EN EL AREA DE CASANARE / COLOMBIA. *

AUTOR: DELGADO ABRIL Andrea Yudid **

PALABRAS CLAVES: Estratos de Crecimiento, Cuenca Llanos Orientales, Formaciones: Carbonera, León y Guayabo.

Diferentes modelos han sido presentados para predecir la evolución arquitectónica estratigráfica y estructural del cinturón plegado y fallado de la Cordillera Oriental en su flanco oriental. La mayoría de estos modelos tratan de ubicar diferentes sitios de control en su posición original de acumulación, simulando agentes externos como la tectónica, el clima y la eustasia, y agentes internos quienes controlan los procesos de acumulación de sedimentos, el enterramiento y las deformaciones sin- y post-deposicionales. Sin embargo, pocos modelos han profundizado en el tiempo de formación de las estructuras extensivas encontradas en la cuenca de Antepaís de los Llanos.

El interés por conocer estratos de crecimiento en el área de estudio nos permitió ampliar el entendimiento de la arquitectura actual de la cuenca de los Llanos relacionada con el levantamiento de la Cordillera Oriental. Por cuanto una revisión exhaustiva de estructuras de crecimiento a través de la secuencia sedimentaria desde el Oligoceno más Tardío hasta el Reciente llevado a cabo en los Llanos Orientales permitió descifrar la cinemática de pliegues locales y la temporalidad de formación o activación en ambos ambientes comprensivos y extensivos luego depósitos sintectónicos en pliegues compresivos unidos a cabalgamientos en el Piedemonte Oriental y en pliegues relacionados a la propagación de fallas normales en regímenes extensivos, manifiestan una relación genética entre sí.

A través de la cartografía de las estructuras en mapas a escala 1:200000, correspondiente a las unidades sismoestratigráficas Carbonera, León y Guayabo se pueden inferir dos escenarios en relación al levantamiento de la Cordillera Oriental. El primero relacionado con la geometría y orientación de las estructuras en los Llanos proximales comparadas con la geometría y orientación de las estructuras en el Piedemonte. El segundo relacionado con la distribución espacial y la propagación de la deformación al este en la Cordillera Oriental.

* Proyecto de Maestría en Geología

** Facultad Fisicoquímicas, Escuela Geología, Directores Andrés reyes Harker y Andrés Roberto Mora Jorge Eduardo Pinto Valderrama

ABSTRACT

TITTLE: NORMAL FAULT KINEMATIC IN THE EASTERN LLANOS FORELAND BASIN IN THE CASANARE AREA / COLOMBIA. *

AUTHOR: DELGADO ABRIL Andrea Yudid **

KEYS WORD: Growth strata, Eastern Llanos Basin, Guayabo Leon Carbonera Formations

Different models have been presented to predict the stratigraphic architecture and structural evolution of fold and fault belt in the Eastern Cordillera on its eastern flank. Most of these models are trying to locate different monitoring sites in the original position of accumulation, simulating external agents such as tectonics, climate and eustasia, and internal agents who control the processes of sediment accumulation, burial and deformation without - and post-depositional. However, few models have deepened in the time of formation of extended structures found in the foreland basin of the Llanos.

The interest in learning about growth strata in the study area increased our understanding of the current architecture of the Llanos Basin related to the lifting of the Eastern Cordillera. Because a comprehensive review of growth patterns through the sedimentary sequence from the Late Oligocene to Recent more done in the Eastern Llanos allowed to decipher the kinematics of local folds and timing of formation and activation in both environments: compressive and extensive, then syn-tectonic deposits in compressive folds linked to thrusts in the eastern Piedmont and folds related to the propagation of normal faults in extensive systems, show a genetic relationship between them.

Through the mapping of structures in 1:200000 scale maps, corresponding to units seismostratigraphic Carbonera, Leon and Guayabo can infer two scenarios related to the lifting of the Cordillera Oriental. The first related to the geometry and orientation of the structures in the Llanos proximal compared with the geometry and orientation of the structures in the Foothills. The second related to the spatial distribution and propagation of the deformation to the east in the Eastern Cordillera

* Master Project

** Fisicoquímicas, School Geology, Directors Andrés reyes Harker y Andrés Roberto Mora Jorge Eduardo Pinto Valderrama

INTRODUCCIÓN

Diferentes estrategias y herramientas han sido empleadas para entender los procesos geológicos que han contribuido en el desarrollo y la formación de la cuenca de la Cordillera Oriental, luego un amplio rango de métodos ha sido usados para datar los eventos que han incursionado en las diferentes fases de levantamiento de este orógeno y que a su vez han influido en la arquitectura actual de su cuenca adyacente, pero pocos trabajos reportan la geometría, el tiempo de actividad y los mecanismos de formación de las estructuras extensivas que retienen las acumulaciones en los Llanos.

El preciso análisis de estratos de crecimiento en la cuenca de los Llanos Orientales ha revelado su significado para descifrar la cinemática de pliegues locales y la temporalidad de formación o activación en ambos ambientes comprensivos y extensivos; por tanto una revisión exhaustiva de estructuras de crecimiento cubriendo un área de 9900 km² en los Llanos orientales fue llevada a cabo a través de perfiles sísmicos donde depósitos sintectónicos en pliegues compresivos unidos a cabalgamientos como lo es observado en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental y pliegues relacionados a la propagación de fallas normales en regímenes extensivos, manifiestan una relación genética entre sí. Sin embargo, el estudio de la geometría de estas relaciones de crecimiento en el área de estudio no es nada fácil debido primero que todo a la baja resolución de la sísmica, segundo a que estas estructuras sintectónicas son menores en relación al tamaño de las presentes en el piedemonte y de esto depende grandemente el poder evaluar la complejidad y la duración de la actividad tectónica así como también el grado de preservación de estos.

Durante la cartografía de las estructuras en el área de estudio, llevada a cabo en las unidades sismoestratigráficas Carbonera, León y Guayabo se pueden inferir dos escenarios en relación al levantamiento de la Cordillera Oriental. El primero relacionado con la geometría y orientación de las estructuras en los Llanos proximales comparadas con la geometría y orientación de las estructuras en el Piedemonte. El segundo relacionado con la distribución espacial y la propagación de la deformación al este en la Cordillera Oriental. La pregunta clave ante este escenario hipotético fue ***¿Influye la propagación de la deformación en la Cordillera Oriental la evolución cinemática del área de los Llanos?, ¿Está relacionada la reactivación de planos preexistentes y otros segmentos de fallas nuevos, desde el Oligoceno más Tardío hasta el Presente en los Llanos con el patrón de partición de la deformación en la Cordillera Oriental?, ¿Se correlaciona una mayor actividad tectónica en el Mioceno Medio y Plioceno en los Llanos con eventos en la Cordillera Oriental?.***

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar e interpretar la cinemática de las estructuras presentes en la cuenca de Antepaís de los Llanos Orientales en el área del Casanare / Colombia, precisando la cronología de deformación y su relación con el entrapamiento y preservación de hidrocarburos. Igualmente se lleva a cabo un análisis desde el punto de vista estructural, con el propósito de establecer nuevos conceptos de interés exploratorio y disminuir el riesgo en la actividad exploratoria.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Revisar e Interpretar la información geológica existente para un análisis detallado del sistema petrolífero de los Llanos.
- Interpretar y generar a partir de los patrones de fallamiento un modelo cinemático para la cuenca de los Llanos *Orientales*.
- Elaborar mapas de las estructuras activas durante la depositación de la secuencia sedimentaria analizada
- Establecer la relación estructural existente entre el modelo cinemático del Foreland y el levantamiento de la Cordillera Oriental.

2. LOCALIZACIÓN

Geológicamente el área de estudio se encuentra limitada al occidente por el sistema de fallas de Guaicaramo, abarcando las planicies poco deformadas correspondientes a la cuenca de antepais de los Llanos Orientales (figura 1 y anexo 1), donde existen campos petroleros tales como Tocaría, La Gloria, La Gloria Norte, Tierra blanca Sur, Vigía, Centauro, Entrerríos, La Punta, Casimena, El Palmar, los Teques y Santiago y Upia.

Geográficamente está localizada en el departamento del Casanare incluyendo los municipios de Tauramena, Yopal, Aguazul, Monterrey, Agua Clara, Villanueva y surcada por la red hidrográfica Upía, Cusiana, Túa, Charte, Cravo Sur, Arroyo Grande, Nunchía, Guavio, Guapé, Amarillo, Caño Grande, Los Hoyos, entre otros, con un área aproximada de 9500 m² delimitada al occidente por las siguientes coordenadas (tabla 1.).

Tabla 1. Coordenadas límites al occidente de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización (figura 1 y anexo 1).

Puntos	Coordenada X (m)	Coordenada Y(m)
A	1.195.000	1.120.000
B	1.250.000	1.120.000
C	1.250.000	990.000
D	1.113.000	990.000

3. ANTECEDENTES

Los tres grandes cinturones orogénicos de Colombia: Cordillera Occidental, Central y Oriental, desde el Triásico, han pasado por varios episodios de Subducción, acreción y colisión, como producto de la interacción mecánica de las placas continental de Sur América, oceánicas: Nazca / Farallon, Caribe y varios arcos de islas. Sin embargo, la actual morfología de estos orógenos es el resultado principalmente de la interacción de estas placas durante el Neógeno.

Diferentes interpretaciones estructurales, algunas apoyadas en datos de termocronología, han propuesto varias fases de levantamiento de la Cordillera Oriental, las cuales hacen posible la geometría actual de este orógeno. Estas interpretaciones han sido presentadas dentro de modelos cinemáticos detallados donde el factor principal es la tasa de deformación, la cual induce diferentes e importantes períodos de plegamiento representados en el tiempo (Eoceno Medio-Oligoceno, Mioceno tardío) y en el espacio. Todos estos trabajos también reportan un episodio importante de máximo acortamiento debido a una aceleración en la tasa de deformación durante el Plioceno (Cooper *et al.*, (1995), Cazier *et al.*, (1995), Colleta *et al.*, (1990), Martínez (2001) Rochat *et al.*, (2003), Cortes *et al.*, (2006), Martínez (2003, 2006), Gómez *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2005; Martínez 2006; Ecopetrol, 2004, 2005 y 2007; Mora *et al.*, 2007; Mora *et al.*, 2008, Mora *et al.*, 2009, Parra *et al.*, 2008, Bayona *et al.*, 2005, Cortes *et al.*, 2006 Delgado y Gelvéz, 2007 entre otros autores).

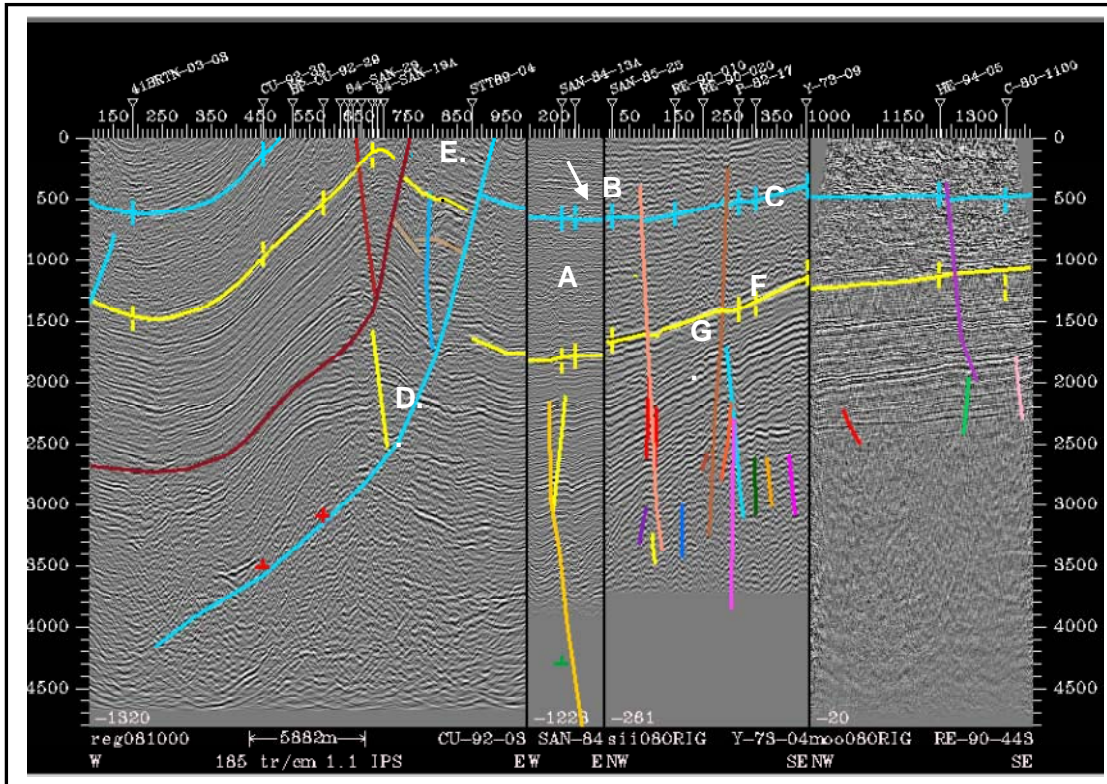
No obstante, pocos trabajos reportan la geometría, el tiempo de actividad y los mecanismos de formación de las estructuras extensivas que hace posible las acumulaciones de los Llanos. Estudios previos elaborados por Ecopetrol, 2004,

2006, 2007, reportan solo tendencias generales y la edad de Fallamiento es deducida a través de la secuencia que atraviesan; sin embargo, se necesitan más argumentos en los cuales se muestre que una falla que atravesase determinada sección corresponde a determinado tiempo de formación, si se tiene en cuenta el ambiente tectónico en el cual se ha formado la cuenca.

Autores tales como Moretti et al., 2009 basado en datos de sísmica 3D y modelos análogos de transtensión-compresión, explican la formación y cinemática de las fallas normales en los Llanos Orientales. Estas estructuras fueron reportadas por Moretti et al. (2009) como una tendencia heredada del Paleozoico. Algunas de ellas presentan actividad durante el Paleoceno-Eoceno y una baja actividad tectónica extensiva durante la depositación de la Formación Carbonera. Posteriormente la reactivación de estas fallas ocurre durante el Mioceno Medio con una eventual inversión durante el Cuaternario. Sin embargo, variables tales como el mecanismo y la temporalidad, en este modelo aún no son suficientes, debido a su mínima resolución.

Una edad para estas estructuras, también ha sido presentada en un modelo estructural propuesto por Delgado y Gélvez, (2007), durante la depositación de la Formación Guayabo, construido de forma análoga con el modelo propuesto por Jordan, 1995, donde esta formación ha sido depositada durante eventos de quiescencia y actividad tectónica. Es así que durante una fase de baja o nula actividad tectónica (3-2Ma) posterior a un evento de deformación de gran magnitud, procesos de superficie erosionan el material de la Cordillera Oriental y son transferidos a la cuenca subandina de los Llanos. En este periodo de quietud tectónica hay un proceso de relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo, manifestado por el sistema de fallamiento normal en los Llanos que predomina por debajo de esta superficie discordante y en menor proporción la afecta (figuras 2).

Figura No 2. Multipanel de las líneas sísmicas CU-92-03, SAN-84-18A, Y-73-04, RE-90-443.



- A. Geometría en forma de cuña para el Guayabo Inferior; B. La flecha indica el eje deposicional para la sedimentación del Guayabo Superior que ha migrado durante el proceso de deformación Andina; C. Discordancia IntraGuayabo (Línea azul) D. Falla de Cusiana y se encuentra cortando la superficie Discordante; D. En el bloque colgante del cabalgamiento de Cusiana se muestra como la superficie está siendo erosionada; F Tope de la Formación León (línea amarilla); G. Fallamiento de tipo normal.

Fuente: Tomado de Delgado *et al.*, 2007

Seguido de este periodo de quietud tectónica es iniciado un nuevo periodo de actividad tectónica compresiva, manifestado por estratos de crecimiento relacionados a pliegues de pequeña escala

4. METODOLOGÍA

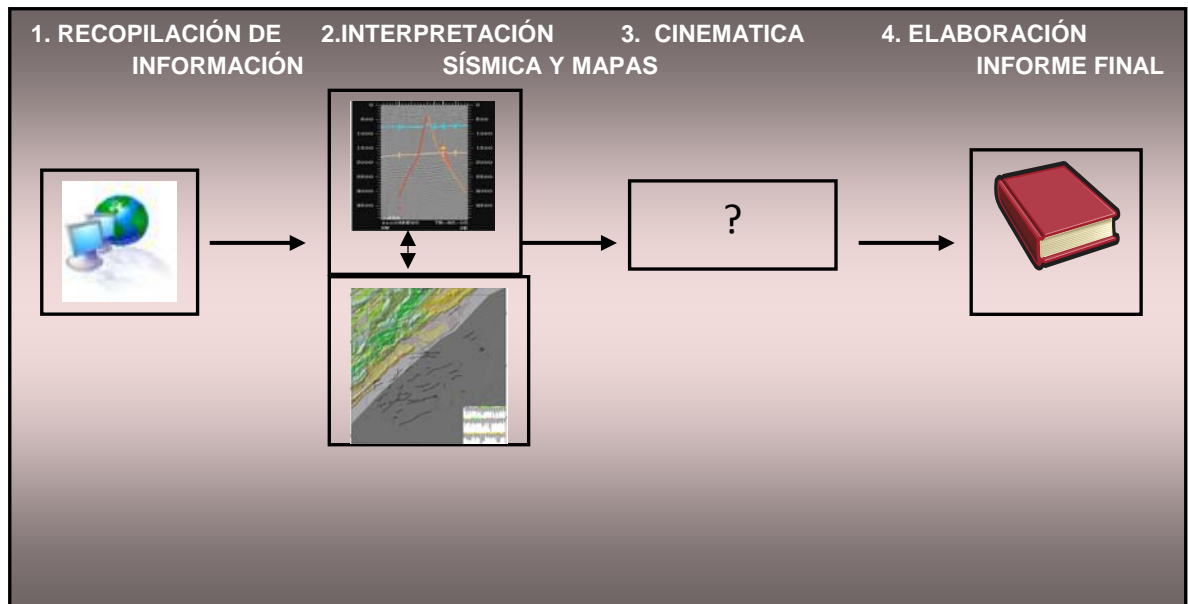
De manera general, el desarrollo del proyecto se realizó en cuatro partes (figura 3); la primera fase consiste en la recopilación de información; se llevó a cabo, posteriormente, la interpretación sísmica a detalle de las estructuras presentes en el área de estudio. La tercera fase es la interpretación y el desarrollo temporal de las estructuras presentes de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales y finalmente la elaboración del informe. Cada uno de estas partes se desarrollaron siguiendo una serie de pasos metodológicos de acuerdo con las necesidades y objetivos de este trabajo, más las herramientas disponibles (software tales como Seiswork versión Emerald de Landmark, Zmap, entre otros) que serán explicadas a continuación.

4.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

La primera etapa consistió en la recopilación e integración de información geológica existente en la literatura, así como mapas geológicos de superficie, mapas de contornos estructurales en profundidad correspondiente al tope de cada Formación, líneas sísmicas, columnas estratigráficas, modelos estratigráfico de secuencias y de evolución estructural, correlaciones estratigráficas, cortes geológicos e informes técnicos correspondientes al área de estudio.

Parte de esta información permitió la elaboración de un inventario de comercialidad de los campos más representativos presentes en el área de estudio (capítulo 3 y anexo 15).

Figura 3. Metodología empleada para el desarrollo del proyecto.



Fuente: El proyecto se llevó a cabo mediante cuatro fases: 1. Recopilación de información, 2. Interpretación sísmica y mapas, 3. Cinemática 4. Elaboración del informe final.

La recopilación de la información se llevó a cabo en sitios tales, como: Centro de Información Técnica (CIT) del Instituto Colombiano de Petróleo- Ecopetrol, bases de datos de Ecopetrol, la Biblioteca Central de la Universidad Industrial de Santander, entre otros.

4.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Dentro de la interpretación, fue necesario llevar a cabo una serie de pasos metodológicos, descritos a continuación:

4.3 CARGA DE DATOS

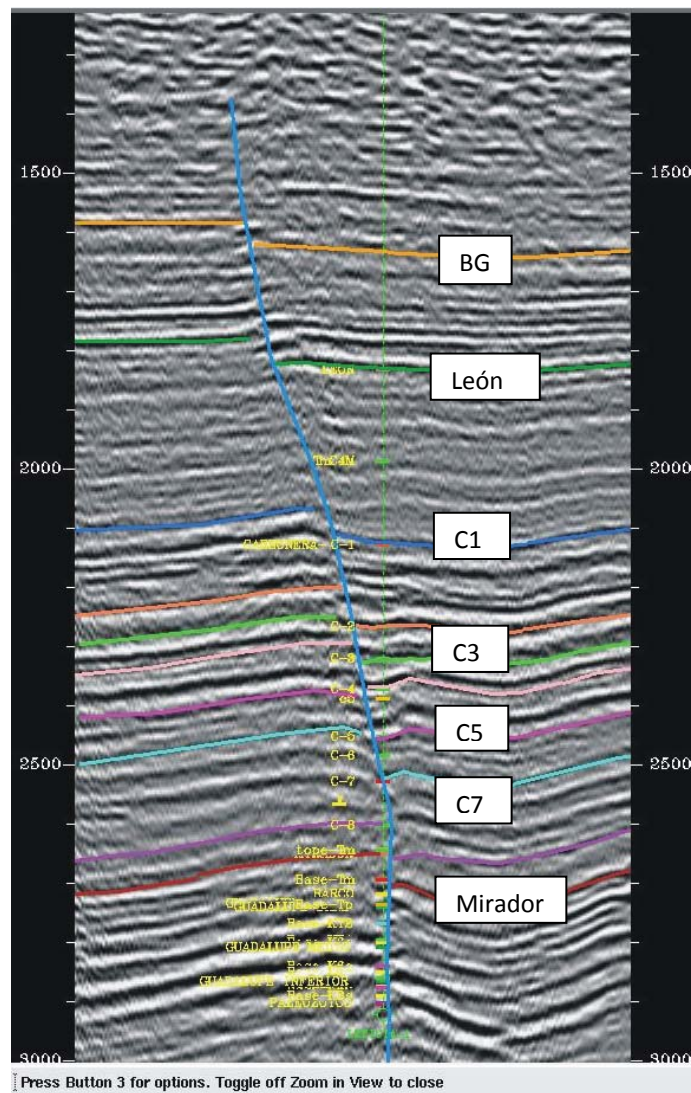
- Creación de un nuevo proyecto en la plataforma Openworks® de Landmark, versión Emerald, donde fueron cargadas todas las líneas sísmicas y datos de 34 pozos (anexos 2 y 16) para llevar a cabo la interpretación de las diferentes estructuras en la zona de estudio.
- Posteriormente, se seleccionaron 100 líneas sísmicas (anexo 2) teniendo en cuenta la calidad y resolución de la imagen. Sin embargo, es bueno mencionar de forma resumida algunos problemas que se presentan durante la interpretación, para que sean tenidos en cuenta posteriores interpretaciones. En el área de estudio, los perfiles sísmicos presentan tres grandes inconvenientes: una baja resolución, variedad de escalas dado a que pertenecen a diferentes programas de adquisición, y por último es necesario hacer ajustes (“shift”) a un mismo nivel de referencia para el respectivo trazo de reflectores.

4.3.1 Definición de unidades sismoestratigráficas:

- Para un mayor control y detalle en la búsqueda de estratos de crecimiento se hicieron previas interpretaciones lográndose interpretar cerca de 16 reflectores en todas las líneas seleccionadas, dado que los depósitos sintectónicos en los Llanos son menores en tamaño a los encontrados en el Piedemonte de la Cordillera Oriental.
- Subsecuentemente, se llevó a cabo la identificación y delimitación de cada una de las facies sísmicas, obedeciendo a los criterios y metodologías

propuestas por Vail y Mitchum, (1977), Vail *et al.*, (1977), Vail *et al.*, (1991). Así, la Identificación de las superficies de límite de secuencia, la caracterización de las unidades sísmicas que componen cada secuencia y el análisis de las facies sísmicas con sus respectivas configuraciones, continuidad, amplitud, etc., de los reflectores fueron necesarias para la interpretación de estos perfiles sísmicos.

Figura No. 4 Correlación con pozos



El reflector amarillo corresponde al Bajo Guayabo; La Línea Verde oscura es el tope de León, la línea azul es el tope de carbonera, la línea verde limón es el tope de C3, la línea fucsia corresponde al tope de C5, la línea celeste es el tope de C7 y por último la línea toja es el tope de Mirador, el cual constituye a base de carbonera

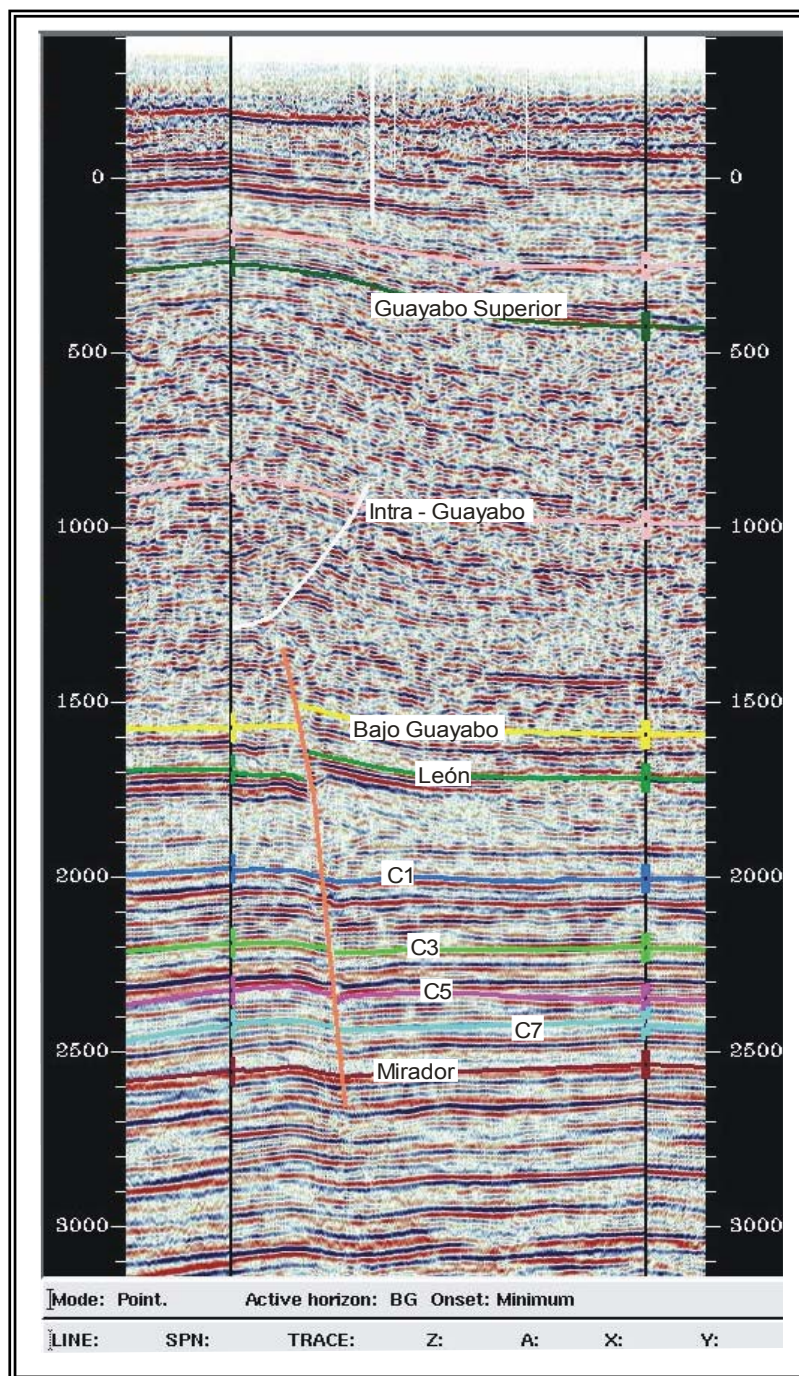
- Posteriormente estos datos fueron correlacionados con datos de 34 pozos interpretados por Fajardo (2000) (figuras 4 y anexos 16 y 17), amarrando de previas interpretaciones en el Piedemonte Oriental y Llanos por Bayona et al., 2005, Mora et al., 2009 y reportes internos de Ecopetrol, 2004, 2006 y 2007. Además, las herramientas del software permitieron hacer un muy buen control en el amarrado de los reflectores entre líneas (figura 5 y anexo 19).

Teniendo en cuenta los pasos anteriores, el resultado final fue la definición de las unidades, de tal forma que la Formación Guayabo fue dividida en tres intervalos sismoestratigráficos (figura 5, 6 y anexo 18 y 19), su parte basal es caracterizada por marcados reflectores dispuestos de forma paralela con depósitos de la Formación León. Esta unidad, muestra un cambio en el carácter sísmico hacia el S y SE (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25 y 26) donde los reflectores son menos continuos y espesos, indicando un cambio en la distribución lateral de esta formación, influenciada por el cambio en el área fuente de material, proviniendo del cratón.

El intervalo medio de la Formación Guayabo corresponde con reflectores discontinuos como una respuesta al aumento en el tamaño de grano y formas geométricas menos paralelas en los reflectores. En este intervalo, se hace presente la superficie discordante Intra-Guayabo, donde reflexiones truncadas y onlaps hacen posible la definición de este límite. Por último la parte más superior de esta Formación, es caracterizada por el aumento en el contraste de reflectores. Estos reflectores son un poco más continuos hacia el norte del área de estudio y disminuye su espesor hacia el SE, como también, es posible

identificar al menos una nueva superficie erosiva la cual es más marcada hacia el norte del área de estudio.

Figura 5. Amarre de líneas sísmicas.

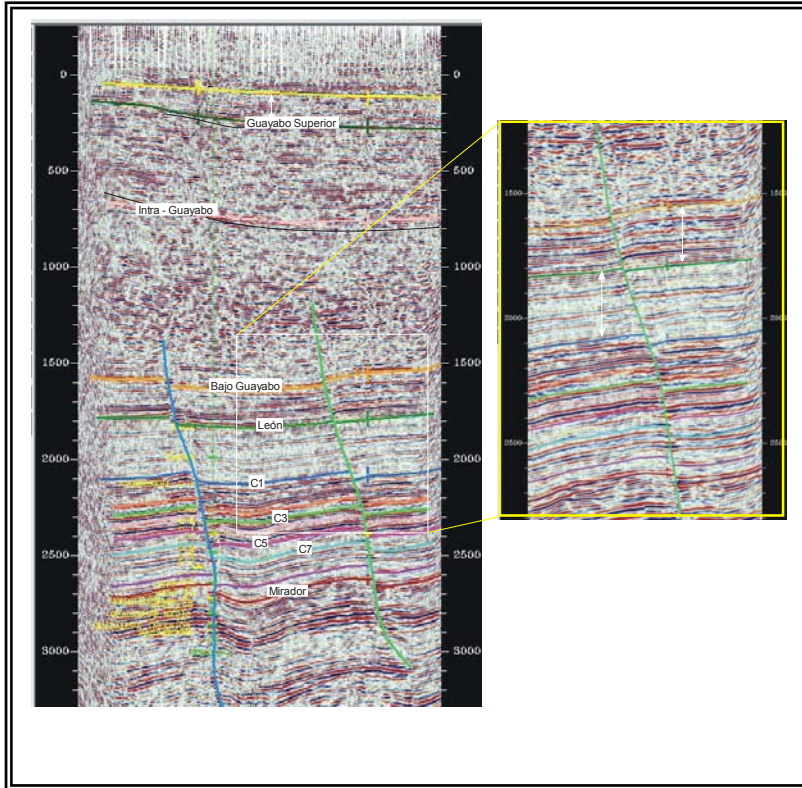


La Unidad sísmica León es una zona sorda (figura 6 y anexo 19), sus reflectores son más continuos y presentan una mayor atenuación en el carácter sísmico; caracterizar el tope de esta Formación resulta dificultoso en algunas ocasiones, aunque es posible visualizar un buen marcador dentro de la unidad (figura 6 y anexo 19).

La Formación Carbonera, es caracterizada por la alternancia en el contraste de densidad de los reflectores (figura 5 y 6 y anexos 18 y 19), luego intervalos arenosos presentan reflectores con mayor amplitud que permiten ser identificados de forma más adecuada que intervalos mudos correspondientes a zonas lodosas. Además esta unidad es caracterizada, por el aumento de espesor hacia el sur y disminuye hacia el norte como lo (anexos 20, 21, 22, 23, 24,25 y 26) reportado por Moretti *et al.*, 2009. De igual forma, dentro de esta formación el adelgazamiento y la pérdida de unidades hacia el cratón hacen difícil la tarea de delimitar las unidades más basales de esta formación, por cuanto el tope de Mirador no es un buen marcador que define la base de esta Unidad.

4.3.2 Elaboración de Mapas y Stereonet. Para la elaboración de mapas que contengan las estructuras fue necesario establecer los trazos y dirección de las fallas de acuerdo a la geometría y parámetros sísmicos en cada uno de los perfiles sísmicos, entre otras características. La precisa extracción de los puntos para generar los planos de fallas individuales juega un papel importante, para esto es empleado el software Zmap, donde posteriormente se generaron en papel las líneas sísmicas indicando la posición del segmento de falla y de las demás estructuras. Los segmentos individuales de cada una de estos planos posteriormente fueron unidos por extrapolación para la Formación Carbonera dividida en Bajo Carbonera (C8-C7), Carbonera Medio (C6-C4) y Carbonera Superior (C3-C1), Formación León y Formación Guayabo dividida en Guayabo inferior, Guayabo Medio y Guayabo Superior.

Figura 6. Intervalos Sismoestratigráficos



Fuente: La Fm. Guayabo fue dividida en tres intervalos sismoestratigráficos, observe su parte basal, son marcados reflectores paralelos a la Formación León. La Formación Guayabo medio corresponde a discontinuos y formas menos paralelos reflectores, definida a su vez por los reflectores de color amarillo y la zona superior definida por el reflector verde que constituye la base de la Unidad más Superior de la Fm. Guayabo, que es caracterizada por el contraste y la continuidad de reflectores. El reflector rosado corresponde a la superficie discordante IntraGuayabo. La Unidad sísmica León presenta una atenuación en el carácter sísmico; La Formación carbonera, los intervalos arenosos presentan reflectores con mayor amplitud.

Posteriormente, estos archivos son escaneados para su respectiva carga y edición en el software ArcGIS 9 ArcMap versión 9.2 donde otros archivos de forma "shapfile" tales como la Geología, topografía, contactos geológicos y estructuras del Piedemonte fueron cargados para obtener los mapas finales a escala 1:250000.

De otra forma, los datos obtenidos de rumbo y buzamiento (anexos 27) durante la cartografía, fueron introducidos en el software StereoWin versión 1.2 para la realización de diagramas de polo y rosetas con los cuales se interpretaron los sistemas principales de estructuras en la zona de estudio.

4.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

Finalmente fueron plasmados todos los resultados en el informe final donde criterios tales como relaciones de onlap, truncaciones erosiónales, reflexiones de estratos de crecimiento relacionados a pliegues, fallas de crecimiento fueron necesarias para establecer el tiempo de formación de las estructuras y mecanismos por los cuales fueron creados.

Todas las partes así como los anexos del trabajo se enmarcaron en los formatos establecidos por la Universidad Industrial de Santander y el Instituto Colombiano del Petróleo Ecopetrol-ICP, para la entrega de proyectos de grado.

5. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El marco geológico regional del área de estudio se describió en tres partes: el marco tectónico que ha influenciado la creación y evolución arquitectónica actual de la Cordillera Oriental y su cuenca subandina oriental asociada. La estratigrafía compuesta por una secuencia sedimentaria desde el Paleozoico hasta el reciente y por último el estilo estructural en el cual está involucrada el área de estudio como ha sido reportada por algunos autores tales como Bayona et al., (2005) y Cortes et al., (2006) entre otros.

A continuación cada una de estas partes será descrita a mayor detalle.

5.1 MARCO TECTÓNICO

La tectónica actual al noroccidente de Suramérica es dominada por la interacción entre las placas oceánicas Nazca y Caribe y la placa continental de Suramérica. El resultado de la subducción de la placa Nazca con la placa Suramericana son movimientos de fallas de rumbo asociados a cabalgamientos a lo largo de la Cordillera Oriental. Estas condiciones tectónicas influyeron en la creación y evolución de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales (Ecopetrol-Beicip, 1995). Durante el Cretáceo Tardío y el Terciario la tectónica de placas interpretada por diferentes autores, plantea una zona de subducción al oeste de Colombia, entre la placa de Farallones y el bloque de Suramérica, así mismo al norte de Colombia, la placa Caribe se movió hacia el oriente en relación a Suramérica (Sarmiento, 2001).

En Colombia durante el Paleógeno la historia tectónica provee un ambiente de inicio de inversión de la cuenca extensional del Mesozoico (figura 7) y existen evidencias de fallas inversas de alto ángulo de buzamiento (Sarmiento, 2001),

generando una suave topografía Roeder y Chamberlain (1995), (e.g. Van der Hammen, 1961; Restrepo-Pace *et al.*, 1999 en Sarmiento, 2001); como resultado es la formación de una cuenca foreland relacionada a la carga topográfica de la Cordillera Central (Cooper *et al.*, 1995).

La descripción del ambiente tectónico del área de estudio comprende desde el Paleógeno hasta la actualidad haciendo un mayor énfasis en la secuencia del Neógeno.

- **CRETÁCEO TARDÍO – PALEOCENO TEMPRANO.**

En este periodo se registró la subducción de la parte suroccidental de la placa oceánica Caribe hacia el oeste de la Cordillera Central y ocurrió la obducción y acreción del terreno oceánico Calima, Toussaint y Restrepo (1989; Toussaint, 1995 a,b en Sarmiento, 2001) para formar la Cordillera Occidental (McCourt *et al.*, 1984 en Sarmiento, 2001).

Pardo Casas y Molnar (1987 en Sarmiento, 2001), sugirieron que la deformación generada durante la acreción fue limitada por la convergencia oblicua de las placas Nazca y Suramérica hace 49 Ma. Con base en Cooper *et al.*, (1995) la formación de la cuenca foreland pre-Andina se inició en el área de la Cordillera Oriental, Valle Medio del Magdalena y Llanos Orientales (figura 7).

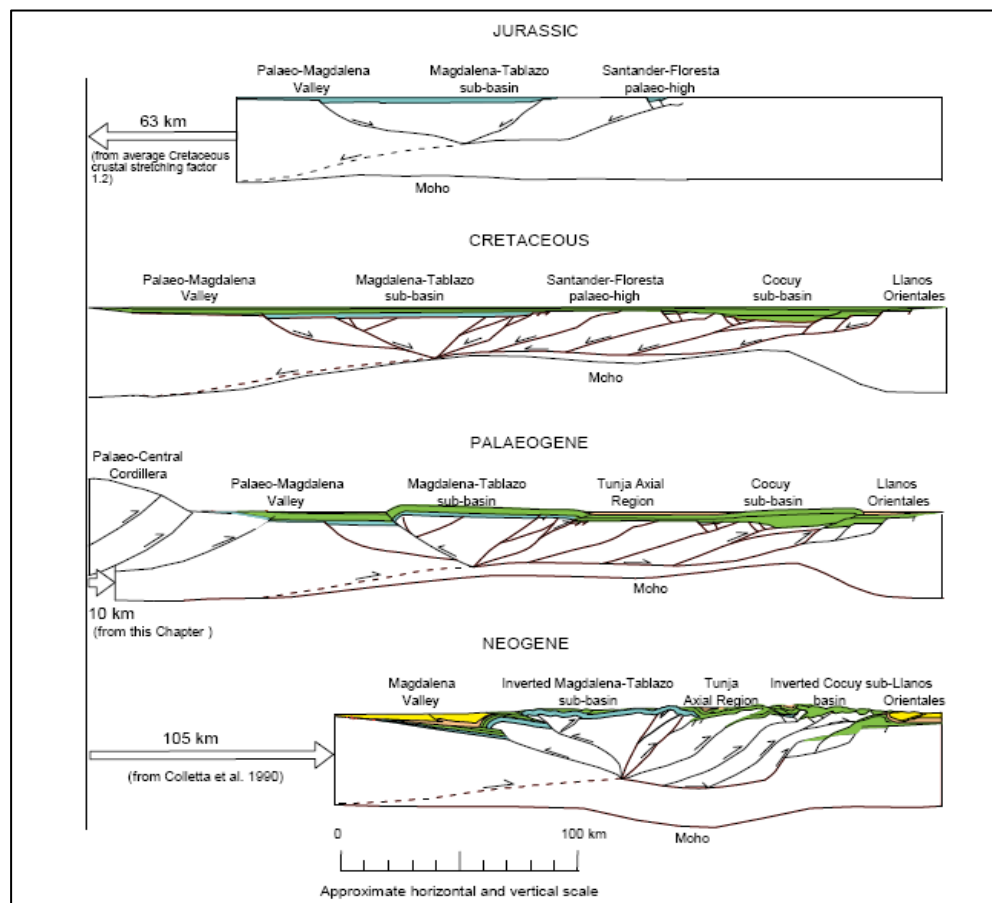
- **EOCENO.**

Durante el Eoceno Medio (49-42 Ma), aumentó la tasa de convergencia entre las placas Caribe y Suramérica (Daly 1989 en Sarmiento, 2001), elevando la

Cordillera Central y produciendo plegamiento y cabalgamiento en el Valle Medio del Magdalena (Sarmiento, 2001).

Cooper *et. al.*, (1995) sugieren un desarrollo tardío de la cuenca foreland pre-Andina en el área del Valle Medio del Magdalena hasta los Llanos Orientales (Eoceno Medio-Mioceno Temprano).

Figura 7. Evolución Tectónica de la Cordillera Oriental desde el Mesozoico hasta el Neógeno.



Observe la inversión tectónica en el Neógeno de la Cordillera Oriental.

Fuente: Tomado de Sarmiento (2001).

- **EOCENO TARDÍO - OLIGOCENO TEMPRANO**

La tasa de convergencia de la placa Suramericana hacia el oeste presentó un desplazamiento casi estacionario o fijo contra la placa Caribe disminuyendo cerca de 2cm/año a 1cm/año. En el Oriente Colombiano se restablece la sedimentación debido a la relajación de los grandes esfuerzos compresionales en el Eoceno Temprano y Medio (Pindell *et al.*, 1997 en Sarmiento, 2001).

- **OLIGOCENO TARDÍO - MIOCENO TEMPRANO**

Durante el Oligoceno Tardío (25 Ma), la placa Farallón fue dividida en las placas Cocos y Nazca (Wortel y Cloeting, 1981; Duncan y Hardgraves, 1984 en Sarmiento, 2001).

De acuerdo a Cooper *et al.*, (1995) los cambios de orientación de las placas tectónicas (Pilger, 1984; Avraham y Nur, 1987 en Sarmiento, 2001) no originaron deformación en la Cordillera Oriental o en los Llanos Orientales, pero sí en el Valle Medio del Magdalena como lo reportó Schamel (1991 en Sarmiento, 2001) evidenciado por la reactivación de estructuras del Eoceno Medio y la presencia de una inconformidad en el Oligoceno Superior.

- **MIOCENO MEDIO**

Durante el Mioceno Medio ocurrió la colisión y acreción de los terrenos Cuna (en el sentido de Toussaint y Restrepo 1989; Toussaint, 1995a, b en Sarmiento, 2001) en la Serranía del Baudó en el Noroeste de Colombia, con el margen noroccidental de Suramérica (Duque-Caro, 1990 en Sarmiento, 2001). De acuerdo

a Cooper *et al.*, (1995) la colisión pudo haber contribuido a la carga y a la deformación de la Cordillera Oriental.

En el área de los Llanos Orientales se desarrolló la cuenca foreland Andina desde el Mioceno Medio (Cooper *et al.*, 1995) (figura 7).

- **MIOCENO TARDÍO- PLIOCENO**

En este periodo la tasa de convergencia de la placa Suramericana aumentó, induciendo deformación en los Andes Colombianos. La mayor deformación de la Cordillera Oriental se inició hace aproximadamente 10 Ma (Cooper *et al.*, 1995; Hubach 1957 en Cooper 1995; Cazier *et al.*, 1995 y Rochat *et al.*, 2003). Durante esta fase de deformación, la Cordillera Oriental fue levantada y erodada, permitiendo que fallas extensionales pre-existentes fueran reactivadas e invertidas y se desarrollaran nuevas estructuras compresionales, así mismo en el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en el Valle Medio del Magdalena, se reactivaron pliegues formados anteriormente en el Eoceno Medio (Buttler y Shamel, 1988 en Sarmiento, 2001).

Una evidencia del levantamiento de la Cordillera Oriental (5-3 Ma), se registró en los sedimentos del Neógeno en la Sabana de Bogotá, sugiriendo un levantamiento de 1000 a 2000 m de superficie, (Van der Hammen *et al.*, 1973; Van der Hammen y Hooghiemstra, 1997; Hooghiemstra, 1984, 1989; Helmens, 1988 y 1990; Andriessen *et al.*, 1993 en Sarmiento, 2001).

Sarmiento (2001) reportó que el máximo incremento en la subsidencia tectónica ocurrió en el Neógeno durante la orogenia Andina (los últimos 10 Ma). Así mismo

reportó que la cantidad de subsidencia tectónica es máxima cerca al cabalgamiento frontal de la Cordillera Oriental y disminuye hacia el este.

5.2 ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica depositada en el área de estudio está conformada por rocas de edad Paleozoica, Cretácica y Terciaria con presencia de múltiples discordancias regionales (Martínez, 2006).

Las rocas del Paleozoico son las arcillolitas del Ordovícico sobre las cuales yace de manera discordante la secuencia Cretácea (Martínez, 2006). La secuencia Cretácea está compuesta por las Formaciones Fomeque y Une (Albiano-Aptiano-Cenomaniano), seguida de la Formación Gachetá (Turoniano-Coniaciano-Santoniano) y el Grupo Guadalupe (Campaniano-Maastrichtiano), posteriormente un cambio de ambiente marino a no marino (Cooper *et al.*, 1995) dio lugar a la depositación de la Formación Guaduas (Maastrichtiano Tardío-Paleoceno Temprano) con depósitos de carbón (Sarmiento, 1992, 1993 en Sarmiento, 2001). La anterior secuencia estratigráfica no será descrita a detalle debido a que no hace parte del enfoque de estudio.

La secuencia Terciaria está compuesta por las Formaciones Barco y Los Cuervos (Paleoceno), Formación Mirador (Eoceno), Formación Carbonera (Oligoceno–Mioceno Temprano), Formación León (Mioceno Medio), Formación Guayabo (Mioceno Superior-Plioceno) y los depósitos más recientes de la Formación Corneta, esta Formación en nuestra área de estudio está incluida dentro de la Formación Guayabo (figura 8).

Paleoceno. La sedimentación en el Piedemonte Llanero fue reestablecida en el Paleoceno Tardío hace 60 Ma en respuesta a una transgresión que extendió la depositación de la cuenca foreland a través de los Llanos Orientales, representada

por los depósitos de areniscas estuarinas de la Formación Barco (Cooper *et al.*, 1995).

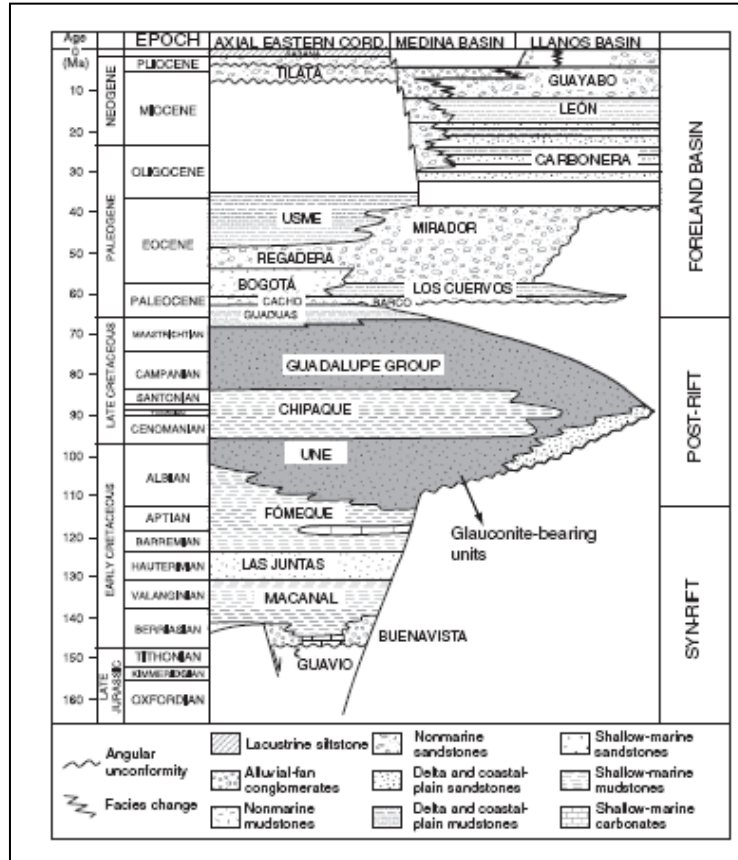
- **FORMACIÓN BARCO (PALEOCENO TEMPRANO) Y LOS CUERVOS (PALEOCENO TARDÍO)**

De acuerdo a Cazier *et al.*, (1995), Cooper *et al.*, (1995), Ecopetrol-Beicip (1995), Rochat *et al.*, (2003), entre otros autores, la Formación Barco consiste de depósitos de areniscas masivas estuarinas ricas en cuarzo y lodos bioturbados a no bioturbados de color gris. Estas rocas son reservorios y forman la base de un sistema transgresivo. Por otra parte la Formación Los Cuervos está compuesta principalmente de planicies lodosas costeras con capas de arenas locales.

Una disminución en el nivel del mar hace aproximadamente 54 Ma finalizó la depositación de la Formación Los Cuervos (Cazier *et al.*, 1995).

Eoceno – Oligoceno Temprano. La depositación en los Llanos Orientales fue restablecida en el Eoceno Medio- Tardío (40.5 Ma) en respuesta a una trasgresión que se extendió hacia el sur y este de la cuenca Foreland (Cooper *et al.*, 1995).

Figura 8. Columna Estratigráfica generalizada.



Fuente: Tomado de Parra et al., 2010.

- **FORMACIÓN MIRADOR (EOCENO).**

La Formación Mirador es un reservorio principal, compuesto de cuarzo-arenitas con presencia de feldspatos, de grano medio a grueso, interestratificadas con areniscas de grano fino, limolitas y lodos de planicie costera, depositados como canales estuarinos bioturbados de relleno, (Cazier *et al.*, 1995; Cooper *et al.*, 1995; Ecopetrol-Beicip, 1995; Rochat *et al.*, 2003; entre otros autores).

Esta Formación se encuentra limitada en la base con una superficie discordante a concordante y en el tope está en contacto de tipo normal con la Formación Carbonera (Cooper *et al.*, 1995).

Oligoceno - Mioceno Temprano. La secuencia sedimentaria migró hacia al este de la subsidencia de la cuenca Foreland, la cual culminó con el comienzo de la deformación de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995).

- **FORMACIÓN CARBONERA (OLIGOCENO – MIOCENO TEMPRANO).**

La Formación Carbonera fue depositada en un ambiente de planicie costera baja relacionado a cuatro ciclos con influencia marina en la cuenca de los Llanos y en el Piedemonte Llanero. Estas secuencia la constituyen ocho miembros en los cuales se interestratifican depósitos de arenas y lodos (Cooper *et al.*, 1995; Cazier *et al.*, 1995).

Neógeno. Durante el Mioceno Medio el aumento del nivel base global tectono-eustático coincidió con la primera deformación importante y levantamiento en la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995). Este levantamiento es evidenciado por la presencia de mayor cantidad de arenas al oeste del Piedemonte (Cooper *et al.*, 1995). La deformación de la Cordillera Oriental ocurrida en este periodo separó la cuenca del Cretáceo en dos, la del Valle Medio del Magdalena y la cuenca de los Llanos Orientales (Cooper *et al.*, 1995).

En el Piedemonte Llanero una fase tectónica compresional moderada finalizó la previa sedimentación monótona (Casero *et al.*, 1995, 1997 en Sarmiento, 2001), esta fase tectónica generó una carga tectónica que amplió un sistema de alto nivel (highstand system tract), el resultado fue la depositación de shales de la Formación León (Cooper *et al.*, 1995)

- **FORMACIÓN LEÓN (MIOCENO MEDIO)**

Esta Formación está compuesta de shales con coloraciones de verdes a grises oscuros con nódulos de hierro y la presencia de algunos shales ricos en materia orgánica depositados en ambientes anóxicos (Moreno y Velásquez, 1993 en Sarmiento, 2001). La parte superior de la Formación León presenta un cambio de color gris a rojo indicando un cambio en la depositación de marino a continental (Cooper *et al.*, 1995).

- **FORMACIÓN GUAYABO (MIOCENO TARDÍO – PLEISTOCENO).**

Ecopetrol-Beicip (1995) define la Formación Guayabo como capas gruesas constituidas por una alternancia de material detrítico fino y grueso mal seleccionado.

Moreno y Velásquez (1993 en Sarmiento, 2001), Rochat *et al.*, (2003), Martínez (2006), describieron la parte inferior de la Formación Guayabo como clastos de lodos, algunos de edad Oligoceno datados por palinología y areniscas lodosas con fragmentos de carbón derivados de la Formación Carbonera. La parte superior de la Formación contiene clastos de chert o clastos con glauconita, derivados de las rocas Cretáceas de la Cordillera Oriental.

Parra *et al.*, 2010 caracterizaron esta unidad dentro de dos tipos de facies; una consta de un unidad clasto-soportada con un aumento en el tamaño de grano de gránulos o pebbles con estratificación horizontal y ausencia de matriz lodosa. La segunda asociación de facies es caracterizada por la ausencia de estratificación, correspondiendo con conglomerados de pebbles a redondeados, ocasionalmente muy pobremente seleccionados y matriz soportados.

5.3 MARCO ESTRUCTURAL

La cuenca Llanos es una cuenca subandina, la cual presenta una depresión estructural con dirección noreste. El flanco este corresponde al escudo de la Guayana el cual buza suavemente hacia el oeste, y el flanco oeste lo constituye el cinturón plegado. 3 áreas bien definidas conforman esta cuenca: El cinturón plegado, La cuenca subandina y la zona oriental no deformada o plataforma.

Diferentes modelos cinemáticos han sido presentados para el cinturón plegado Oriental donde proponen diferentes pulsos de deformación, los cuales avanzan hacia el este y experimentan periodos de reactivación de secuencias; no obstante estos modelos difieren en muy poco de la edad de ocurrencia, formación y estilo de las estructuras tales como los modelos presentados por Cooper *et al.*, (1995), Cazier *et al.*, (1995), Colleta *et al.*, (1990 en Sarmiento, 2001), Rochat *et al.*, (2003), Cortes *et al.*, (2006), Martínez (2003, 2006), Bayona *et al.*, (2005), Cortez *et al.*, (2006) Mora *et al.*, 2006, Mora *et al.*, 2007 y Mora, *et al.*, 2008 entre otros autores. Sin embargo, el estilo estructural de los Llanos ha sido descrito y reportado de manera general. En esta área es posible determinar una misma tendencia estructural, controlada por fallas normales, donde gran parte de estas presentan desplazamiento de basamento y a su vez fallas antitéticas aseguran el entrapamiento de hidrocarburos en el área de estudio, relacionadas con leves pliegues o monoclinales en el bloque yacente de estas, quienes sirven a su vez de sello lateral para las acumulaciones (Rubiano, 2004: Beicip 1995), aunque estos campos se diferencian en la posición estratigráfica y profundidad de los reservorios y sus sellos asociados.

De acuerdo con Bayona *et al.*, (2005) y Cortes *et al.*, (2006), se presentan cinco dominios estructurales, desde el eje de la Cordillera Oriental, hasta la cuenca de los Llanos Orientales, descritos a continuación.

El primer dominio corresponde a las estructuras típicas de la Sabana de Bogotá, sinclinales simétricos y amplios con ambos flancos altamente deformados.

El segundo dominio consiste de un cinturón cabalgante y plegado con vergencia al oriente y superficies de despegues localizadas en los estratos del Cretáceo Inferior y Superior.

El tercer dominio incluye un sistema de fallas con vergencia al oriente limitado hacia el sur y el este por la falla Chameza.

El cuarto dominio es limitado al oeste por la falla Chameza y hacia el oriente por cabalgamientos de bajo ángulo (fallas de Guaicaramo, Yopal y Cusiana). El bloque colgante de la falla de Guaicaramo incluye un sinclinal simétrico amplio y un par anticlinal-sinclinal asimétrico. Los sinclinales y fallas frontales forman un patrón en echelon a lo largo del límite oriental del Piedemonte Llanero.

El quinto dominio corresponde a la cuenca de los Llanos Orientales donde rocas del Cretáceo Superior y Cenozoico sobreyacen rocas del Paleozoico y el basamento cristalino. Valderrama (1982) reconoce un área de estudio o zona central dentro del "Foreland" de la cuenca de los Llanos comprendida en el área de la plataforma, entre los arcos de Orocué y Santiago.

6. ACTIVIDAD EXPLORATORIA EN LA CUENCA SUBANDINA LOS LLANOS ORIENTALES

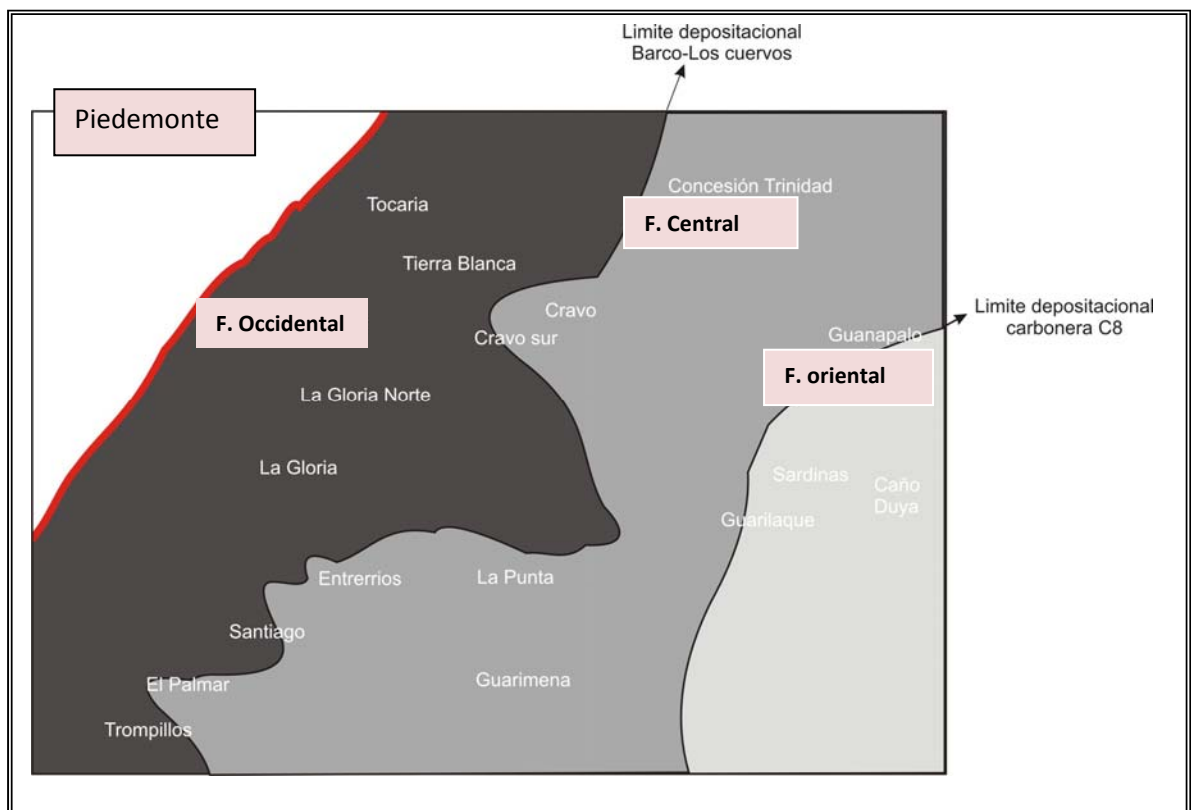
Durante los últimos años, ha aumentado el interés de incrementar las reservas de hidrocarburos en el país y disminuir el riesgo geológico en la actividad exploratoria, la búsqueda de nuevas estrategias y herramientas han permitido, entender los procesos geológicos que han contribuido en el desarrollo y formación de la cuenca de los Llanos Orientales; sin embargo, los resultados que se han obtenido en la gestión exploratoria no han sido del todo satisfactorios, dado a que existen ciertas falencias tales como la temporalidad de los eventos que hacen posible la retención de estos fluidos.

Por lo tanto este capítulo se remitió a los estudios de comercialidad de cada campo en el área de estudio con el propósito de entender que otros mecanismos no han funcionado en la búsqueda de reservas diferente al tiempo de formación de la estructura entrampante. De otro lado, brinda la información necesaria, relacionada con el sistema petrolífero, permitiendo la construcción de un inventario de comercialidad donde se tienen en cuenta los éxitos o fracasos que han dado lugar a lo largo de la actividad exploratoria en el área de estudio. Durante la construcción se identificaron diferentes elementos, los cuales juegan un papel importante dentro del proceso que hace posible la efectividad del sistema, relacionados a un mismo estilo estructural.

Este análisis fue llevado a cabo en 40 campos, donde el área de estudio fue dividida en tres importantes zonas (figura 9): Foreland Occidental, Central y Oriental, teniendo en cuenta característica que son inherentes de cada zona.

A continuación serán descritas cada una de estas zonas a mayor detalle, no se pretende describir cada campo si no características que son relevantes para el desarrollo de este trabajo.

Figura 9. División del Área de Estudio en tres Zonas: Foreland Occidental, Central y Oriental.



Fuente: Tomado de Ecopetrol, 2007 y modificado.

6.1 FORELAND OCCIDENTAL

Dentro de esta área se reconoce una tendencia principal en el tipo de play, definido por rocas reservorio en la Fm Mirador y sellos en el nivel C8 de la Fm Carbonera. Dentro de las acumulaciones que representan este tipo de play se

agrupan los campos Upía, Santiago, Trompillos, Juncal, Entrerrios, El Palmar y La Punta; todos con profundidades entre 7500 y 9500 ftSS y otros más próximos al sistema de fallas del borde llanero, con profundidades que van de 12000 a 13000 ftSS, en el que se encuentran los campos La Gloria, la Gloria Norte, Morichal, Tierra Blanca y Tocaría.

6.1.1 Reservorio de Hidrocarburos. Las rocas almacenadoras de hidrocarburos de esta zona la constituyen principalmente la Formación Mirador, en una relación más baja se presenta la formación Gachetá y las Areniscas Inferiores de la Formación Une.

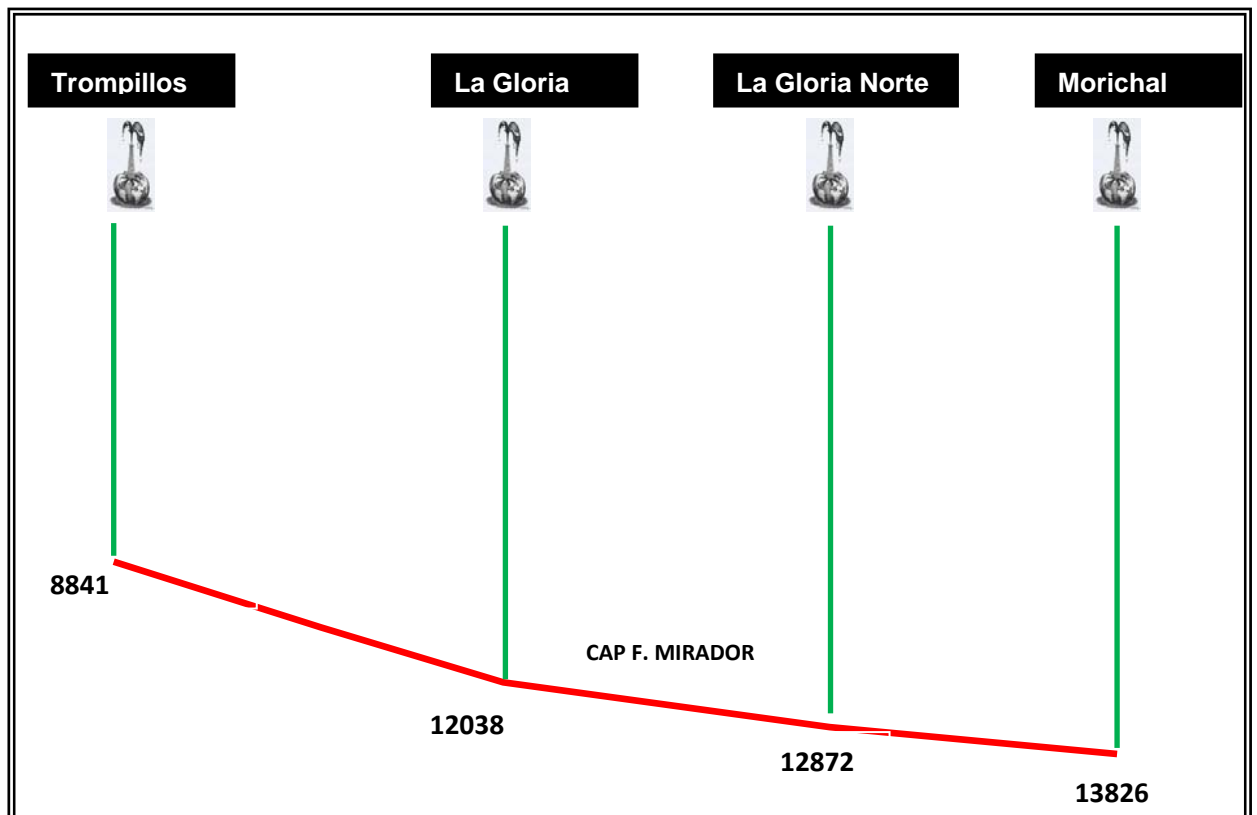
La tabla 2, ilustra las rocas reservorios presentes en esta área, el color curuba y azul indican las Formaciones productoras de hidrocarburos y las Formaciones acuíferas respectivamente. El signo de interrogación corresponde a los reservorios de la Formación Gacheta en el campo la Gloria Norte, los cuales no pudieron ser probados de manera satisfactoria.

Tabla 2. Rocas Reservorios en el Foreland Occidental.

Reservorio	La Gloria	La Gloria Norte	Morichal	Tierra Blanca	Tocaría	Trompillos
Mirador	Curuba	Curuba	Curuba	Blanca	Curuba	Curuba
Barco-Cuervos	Blanca	Azul	Azul	Blanca	Blanca	Blanca
Guadalupe	Blanca	Azul	Azul	Blanca	E	Blanca
Gacheta	Blanca	?	Curuba	Azul	Curuba	Blanca
Une	Curuba	Azul	Azul	Azul	Curuba	Blanca

6.1.2 Distribución de Fluidos. La distribución de fluidos en la zona más occidental del Foreland, está relacionada con la dirección de inclinación que presenta la cuenca hacia el NW, dado que está en función de la carga tectónica y litostática proveniente de la Cordillera Oriental. Por cuanto el plano de agua-petróleo dentro de la Formación Mirador entre otras formaciones que contienen hidrocarburos manifiesta el mismo patrón de comportamiento en la dirección de flexura de la cuenca.

Figura 10. Profundidad del Contacto Agua- Petróleo en la Formación Mirador



La Figura 10, muestra un corte hipotético en dirección NE-SW con los campos más cercanos al piedemonte y sus respectivos contactos Agua-Petróleo. El campo Los Trompillos está ubicado en la parte más sur del área y presenta una

columna de hidrocarburos de aproximadamente, 14 pies, el contacto Agua Petróleo para este campo se ubica a 8841-9434 pies dentro de la Formación Mirador, siendo el contacto más somero en comparación con los demás campos, un ejemplo es el Campo la Gloria, que se ubica un poco más al norte de esta área, y su plano de Agua-Aceite es localizado a 12038 pies, profundizándose rápidamente, de manera similar ocurre a medida que nos dirigimos más hacia el norte donde el campo la Gloria Norte y el campo Morichal presenta este plano a 13826-13840 y una columna de hidrocarburos de aproximadamente 70 pies.

Luego todo parece indicar que esta distribución de fluidos en esta área, es función de la curvatura flexural de la cuenca, sugiriendo un aumento en la columna de hidrocarburos y una superficie de Agua-Petróleo más sumergida a medida que nos ubicamos más hacia el NW de la cuenca.

6.1.3 Sello Vertical. Para la Formación Mirador la constituye las arcillas de La Formación Carbonera de la Unidad C8, de igual forma para las Arenisca Inferiores la constituye las arcillas de la Formación Gacheta, las cuales garantizan los sellos verticales para los intervalos con hidrocarburos.

6.1.4 Densidad del Fluido. Antes de describir el tipo de fluido encontrado en esta zona, es necesario precisar los tipos de crudo hallados en el área de estudio a través de datos geoquímicos reportados por Ecopetrol 2007. El primer grupo (M y A) es caracterizado por presentar baja proporción en metano < 20% correlacionado con facies carbonáticas del intervalo Cenomaniano - Turoniano y rocas de la Formación Chipaque formado en tempranas etapas entre 30-14 Ma. El segundo grupo (B) es correlacionado con facies más continentales de la Formación Gacheta caracterizado por el alto grado en el contenido de gas >40% formada durante etapas más tempranas <10 Ma.

La tabla 3, resume de forma general (figura 11 y anexos 28), una gran diferencia entre la medida de densidad API entre Los crudos de la Formación Gacheta, con una mayor medida de la densidad API respecto a las Formaciones más tempranas.

En vista de los datos de gravedad API se pueden deducir que:

- el crudo con alto valor de gravedad API sea producto de la primera generación de hidrocarburos de rocas fuentes provenientes de la protoCordillera Oriental como lo reportó (Ecopetrol, 2007), y debido a la posición estratigráfica de las rocas almacenadoras tales como las Formaciones Une y Gacheta no hayan sido sometidos a procesos de biodegradación por factores tales como la profundidad y la temperatura durante ese tiempo. No obstante si este pulso alcanzo rocas más reciente tales como la Formación Mirador debido a su posición más cercana a la superficie se hubiese sometido a procesos de alteración del crudo.
- La presencia de gas en algunas rocas reservorio más recientes, presenta alguna relación con el grupo B. En vista de la cercanía de esta zona con el Piedemonte Oriental es probable que la deformación del Piedemonte haya involucrado de alguna manera esta zona de los Llanos, propiciando procesos de migración y acumulando este tipo de crudo en zonas más altas tales como la Formación Mirador.

6.1.4 Porosidad. La porosidad para estos reservorios productores es de 9-20% (tabla 4), presentando una porosidad baja a Moderada. De acuerdo a Ecopetrol, 2007, este parámetro se encuentra en función de cementación con sílice, procesos de disolución que han generado porosidad secundaria y en algunas partes la porosidad puede ser obstruida por cementación con carbonatos.

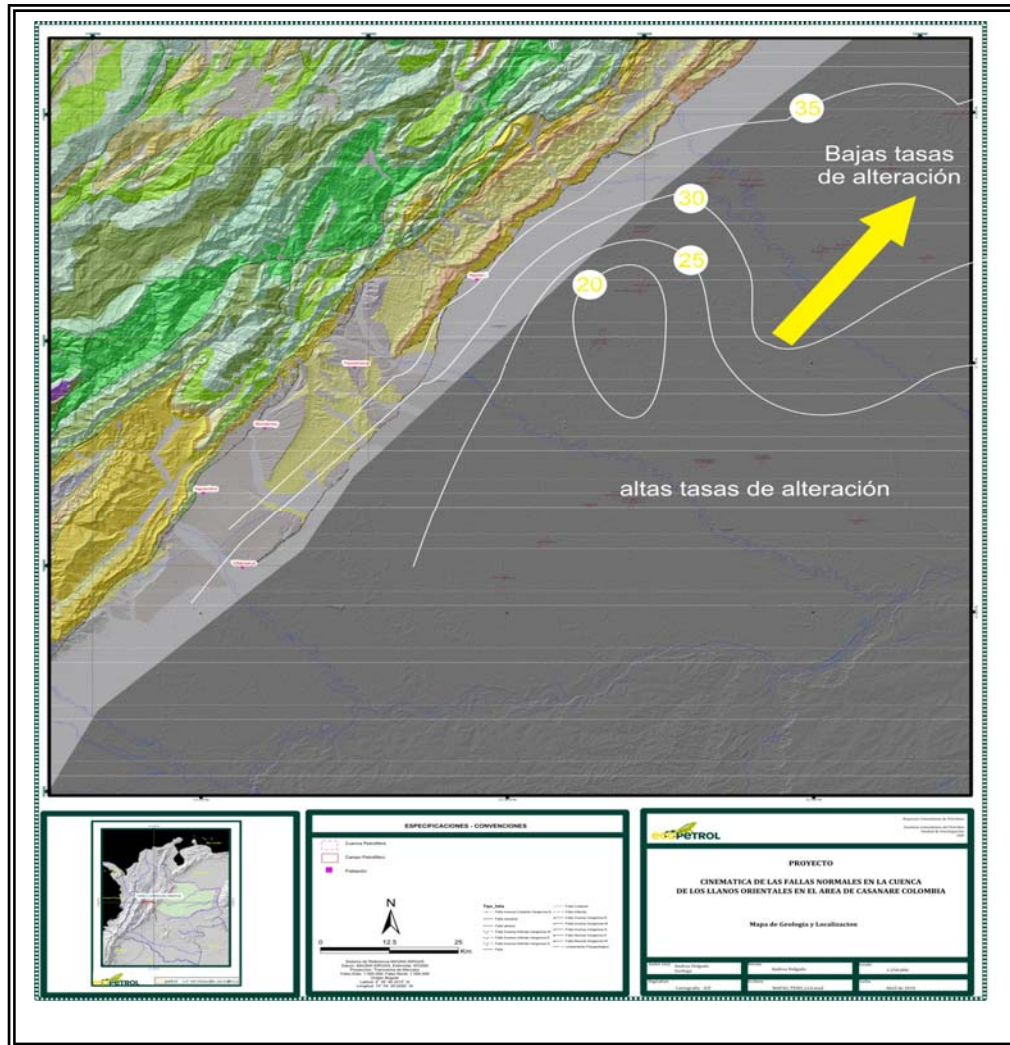
Tabla 3. Gravedad API Presentes en los Campos del Foreland Occidental

Reservorio	La Gloria	La Gloria Norte	Morichal	Tierra Blanca	Tocaría	Trompillos	Fortaleza
Mirador	■ 17.4°	■ 14-17°	■ 23.2°		■	■ 29.9°	■ 15-24°
		■ 17.2°	■ 38.5°				
Barco-Cuervos							
Guadalupe							■ 13°
Gacheta		?	■ 31.8°		■		
				■ 34°	■ 32°		
Une	■				■ 34.5°		

6.2 FORELAND CENTRAL

El Foreland Central está localizado según Ecopetrol, 2007, donde finalizan los límites deposicionales de la Formación Barco-Los Cuervos y la unidad C8 (figura 9) de la Formación Carbonera. Por lo tanto, una segunda tendencia en el tipo de play es observada en esta zona, donde reservorios más antiguos quedan comunicados hidráulicamente con reservorios más jóvenes y una migración vertical de fluidos dentro de la columna estratigráfica es vista gracias al pinchamiento lateral de estas unidades.

Figura 11. Mapa generalizado de Densidades API



Esta zona está conformada por los campos: El Palmar, Santiago, Santiago Este, Entreríos, La Punta, Casimena, Centauro, Río Verde (taponado), La Flora, Barquereña, Guarimena Rancho Hermoso, Cravo Sur, Cravo este, Pomarroso (taponado), Tilodiran, Corcel.

6.2.1 Roca Reservorio. Las principales rocas reservorios en esta área corresponden a las Formaciones, Guadalupe, Mirador, y la unidad C7 de la Formación Carbonera, en menor medida se reporta las Formaciones Une y Ubaque, esta ultima inferida en el campo el palmar ubicado al sur de esta zona, presentando cuatro niveles productores denominados A, B, C, D. Asimismo se reporta para los campos Cravo sur y Casimena la presencia de la Formación Barco-Cuervos, la presencia de esta Formación es posible ya que este campo se encuentra en la parte limite de depositación de esta Formación, sin embargo en el pozo Casimena_1 esta unidad funciona como un reservorio acuífero.

Tabla 4. Datos de Porosidad de los Reservorios del Foreland Occidental

Reservorio	La Gloria	La Gloria Norte	Morichal	Tierra Blanca	Tocaría	Trompillos	Fortaleza 1 ^a
Mirador	□ = 11.9	□ = 20%	□ = 15-18%		□ = 15%	□ = 19%	
Barco-Cuervos							
Guadalupe							
Gacheta		?	□ = 11	□ = 24-29%			□ = 24%
Une	□ = 9-19%			□ = 15-18%			

En el tabla 6 presenta la información más resumida de los reservorios presentes en esta área. El color verde indica los niveles de producción no probados en las rocas almacenadoras por problemas mecánicos u otros no identificados..

6.2.2 Sello Vertical. El sello vertical está conformado por las arcillolitas interestratificadas de la Formación Gachetá que sellan a la Formación Une. Las unidades C8, C6 y C4 de la Formación Carbonera actúan como unidades sellantes impidiendo el escape del crudo de forma vertical. La unidad C8 funciona principalmente como sello en la mayoría de los casos para la formación Mirador sin embargo en los Campos Cravo Este y Cravo Sur, los sellos los constituyen las unidades C6 y C4 para esta Formación, (tabla 6).

6.2.3 Porosidad. Son escasos los datos de porosidad que se pudieron obtener en esta zona, sin embargo, estos datos permiten inferir una mejor porosidad que la presentada en la zona más occidental, aumentando la calidad del reservorio. Ecopetrol, 2007 reporto que el aumento en la calidad del reservorio se debe a procesos de disolución que han generado un porosidad secundaria y a la pobre cementación con sílice (tabla 5).

6.2.4 Tipo de Crudo. El crudo presente en esta área muestra un aumento en la gravedad API comparada con la anterior zona. Este aumento en la gravedad API según Ecopetrol, 2007 corresponde a crudos de la primera generación de hidrocarburos, que debido a la ausencia o no presencia de la Formación Barco-Los Cuervos, los reservorios de la Formación Mirador quedaron conectados hidráulicamente con rocas almacenadoras más antiguas permitiendo una migración vertical.

Los valores de densidad API encontrados en esta zona van desde 32°-42° excepto en Casimena que estudios de comercialidad de este campo reportan una densidad de 6° (figura 11 y anexos 28), además en esta zona no se observa alto contenido de gas, luego es posible que un segundo pulso de generación no haya alcanzado

esta zona y por lo tanto no se observa la presencia de gas o crudos mezclados que sean identificables.

De la misma manera la medida de densidad API disminuye, en los campos ubicados más hacia el suroccidente de esta zona, tales como los campos Santiago y Santiago Este, estos altos estructurales pueden ser resultado de la intensa inversión tectónica y posterior relajación de esfuerzos, donde este ambiente condiciona la posición estructural y estratigráfica favoreciendo los procesos de Biodegradación en esta zona.

6.3 FORELAND ORIENTAL

Una tercera tendencia en el tipo de play es representado en el Foreland oriental a profundidades menores de 6000 ft. Esta zona es limitada por el limite deposicional de la unidad Carbonera C8 (figura 9) y está conformado por los campos de Sardinias, Guarilaque, Jordan, Jordan Norte, Guanapalo, Guasar, Paravare, Caño Duya, donde las acumulaciones de hidrocarburos se dan en niveles superiores de la Formación Carbonera tales como el C7, C5 y C3.

Tabla 5. Porosidad Encontrada en los Diferentes Campos del Foreland Central.

Reservorio	El Palmar	Entreríos	Santiago	Centauro	Cravo Sur	Barquereña
Carbonera				20%		
Mirador		16%	18.1%			23-29.3%
Barco- Cuervos					18-21%	
Guadalupe		12%	25.8			18%
Gacheta				?	10-28% 11-16.5%	
Une					18-21%	
Ubaque	14%					
	19%					
	17%					
	0.6%					

6.3.1 Roca Reservorio. Las Rocas reservorios para estos campos corresponden principalmente a las unidades C7, C5 y C3 de la Formación Carbonera, esta última reportada por Ecopetrol, 2007. Esta impregnación de hidrocarburos en rocas más recientes, es debido a la ausencia de la unidad C8 que principalmente garantiza el sello para la Formación Mirador. De la misma manera la Formación Mirador en sus niveles más superiores en el campo Sardinias, las Formación Gacheta y Guadalupe en el campo Paravare, juegan también un papel importante en el almacenamiento de hidrocarburos, (tabla 7).

6.3.2 Sello Vertical. Las arcillas del conjunto Carbonera C6 en el campo Sardinias, constituyen el sello vertical para el yacimiento Carbonera C7- Mirador. Intercalaciones arcillosas, dentro de este intervalo, garantizan sellos individuales entre cada una de las capas que constituye este yacimiento. De la misma manera ocurre en los demás campos de esta zona donde esta unidad junto al C4 garantizan el sello vertical, para estas unidades más recientes. Sin lugar a duda para el campo Paravare dado a que presenta hidrocarburos en la Formación Gacheta y Guadalupe, el sello está garantizado por las arcillolitas interestratificadas encontradas en estas Formaciones.

6.3.3 Porosidad. La calidad del reservorio aumenta en función del aumento de la porosidad, alcanzando porosidades mayores a un 20% (cuadro 8) . Según Ecopetrol, 2007, la calidad de estas rocas almacenadoras se debe a la conservación de porosidad primaria, y la escases de minerales diagénéticos y la baja compactación.

Tabla 6. Principales Rocas Reservorio y Sellos para los campos ubicados en el Foreland Central.

Reservorio	El Palmar	Santiago o	Santiago Este	Entrerrios	La Punta	Guarimena	Casimena	Rancho Hermoso	Centauro	Cravo Este	Cravo Sur	La Flora	Barquereña
Carbonera		C6	C6						C6			C6	
		?	?		C8		C8	C8	NP	C4	C6		C8
		C8	C8	C8									
Mirador				?									
Barco- Cuervos		Cuervos	Cuervos	Cuervos	Cuervos						cuervos		Cuervos
Guadalupe		?	?	?									
Gacheta	Gacheta				Gacheta	Gacheta	Gacheta	Gacheta	Gacheta?		Gacheta		
Une											Une		
Ubaque	D												
	A												

6.3.4 Densidad del Crudo. Dentro de estas acumulaciones someras agrupadas al oriente de la zona de estudio, se observan temperaturas más altas, anómalas para la profundidad de estos reservorios, superando en mas de 20°C/km el gradiente geotérmico regional para la cuenca reportada por Ecopetrol, 2006. Esto indica una zona de mayor gradiente térmico, cuyo origen puede estar relacionado con la posición y características composicionales del basamento infrayacente, por lo tanto gravedades API relativamente altas son presentes en esta área (figura 11 y anexos 28), como no debía esperarse dado a la posición estructural y vertical de los reservorios.

Tabla 7. Principales Rocas Reservorios y Sellos en el Foreland Oriental.

Reservorio	Sardinas	Guarilaque	Jordan	Guasar	Paravare
	C6	C4 y C6	C6	C6	C6
Carbonera	C7	C5 y C7	C7	C7	C7
Mirador	C8	C8			
	Mirador Superior				
Barco- Cuervos					
Guadalupe					
Gacheta					C
					B
					A
Une					

No se encontró registro con altos contenidos de gas en esta zona, luego difícilmente un segundo pulso de acumulación podría haber alcanzado esta zona. Lo que si se observa es una conservación de crudos con gravedades altas de API para las profundidades que presentan estos reservorios, es posible que estos

crudos pertenezcan a un primer pulso de acumulación y por aumento en el régimen termal no permita procesos de Biodegradación como lo reportado por Ecopetrol, 2006.

Tabla 8. Porosidades de Reservorios.

Reservorio	Sardinas	Guarilaque	Jordan	Guasar	Paravare
Carbonera	27%	C5 y C7	29-30%	19-31.6%	29.2°
Mirador	25%				
Barco- Cuervos					
Guadalupe					16.5°
Gacheta					13.2°
Une					13.2°

Ecopetrol, 2007, sugiere que estos crudos llegaron de manera temprana a los yacimientos que presentarían mayores enterramiento o mayor flujo termal. Tomando un comportamiento diferente e aislado de esta área implicando intensos procesos de erosión que eliminaron espesas secuencias del Oligoceno y Mioceno Temprano.

6.4 CIERRES LATERALES ESTRUCTURALES.

Son muy pocas o casi nulas las diferencias entre los cierres estructurales que controlan las acumulaciones de hidrocarburos en los campos del Foreland occidental, central y oriental (figura 12), luego las estructuras de entrapamiento

permanecen con una similar tendencia, garantizando los cierres estructurales de la siguiente manera:

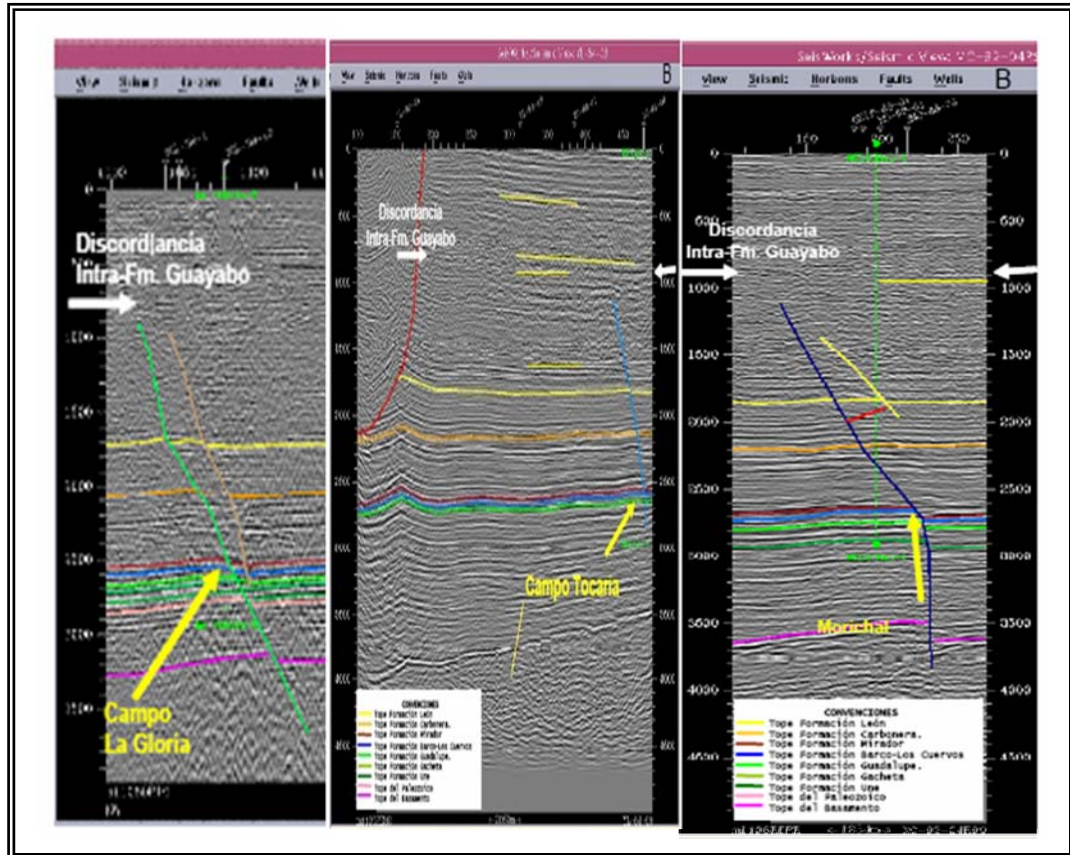
- Son estructuras anticlinales o monoclinales de bloque fallado en su flanco este, orientadas en dirección NE-SW.
- Son fallas antitéticas normales orientadas NE-SW, las cuales ponen en contacto formaciones arenosas con unidades arcillosas.
- Una componente estratigráfica garantiza una mayor calidad en el cierre estructural.
- El cierre lateral estructural está garantizado por el buzamiento regional de la cuenca hacia el NW.
- Algunas fallas secundarias perpendiculares al patrón estructural, contribuyen cierre estructural.

En vista del bajo riesgo que por lo general han representado estas trampas, es probable que la relación entre el tiempo de generación, migración y la formación de trampas que dan lugar al almacenamiento de petróleo no sea un factor de la misma relevancia que tiene en otros tipos de “plays”.

6.5 RESUMEN

- El área de estudio fue dividida en tres zonas correspondientes al Foreland Occidental, Central y Oriental, donde se analizaron cerca de 40 campos en los que se tuvieron en cuenta algunos factores importantes del sistema petrolífero, tales como Roca Reservorio, Roca Sellos, cierres estructurales, porosidad, tipo de crudo de acuerdo a los valores de gravedad API.

Figura No. 12. Modelo estructural Típico de los Llanos



La figura muestra tres campos (La Gloria, Tocaría, Morichal) , en la zona occidental del área de estudio, observe que son fallas antitéticas las cuales controlan las acumulaciones en el área de estudio.

Tomado de Ecopetrol (2003)

- La ausencia de algunas Formaciones hacia el oriente del Foreland, tales como la Formación Barco-Cuervos, la Unidad C8 de la Formación Carbonera, permiten que reservorios más antiguos queden comunicados hidráulicamente con reservorios más jóvenes logrando una migración vertical dentro de la columna estratigráfica de cada campo. Por cuanto los Reservorio de Hidrocarburos se hacen cada vez más jóvenes hacia el cratón, presentándose en unidades de carbonera C7, C5, C3 en el área de estudio. En el Cuadro N, se resumen las

principales rocas reservorios presente en cada zona, el color curuba indica el principal reservorio, el lila indica son reservorios pero no de gran relevancia.

- La distribución de fluidos en el Foreland Occidental, es función de la curvatura flexural de la cuenca sugiriendo un aumento en la columna de hidrocarburos y una superficie de Agua-Petróleo más profunda a medida que nos ubicamos más hacia el NW de la cuenca.
- Los cierres estructurales que controlan las acumulaciones de hidrocarburos en el área de estudio, están asegurados por una misma tendencia estructural en los Llanos Orientales, la cual se relaciona con leves pliegues o monoclinales en el bloque yacente de fallas normales antitéticas y a su vez sirven de sello lateral para las acumulaciones (Rubiano, 2004: Beicip 1995). Sin embargo esos campos se diferencian en la posición estratigráfica y profundidad de los reservorios y sus sellos asociados.
- Intercalaciones arcillosas, dentro de las diferentes unidades litoestratigráficas, garantizan sellos individuales entre cada una de las capas que constituyen los yacimientos. Arcillas interestratificadas de la Formación Gacheta, las unidades pares de la Formación Carbonera C2, C4, C6 y C8 dan el sello vertical que impide el escape de hidrocarburos.
- Se observa una gran diferencia entre la medida de densidad API, en las diferentes zonas de estudio (figura 11 y anexos 28):

Es posible que una primera acumulación se dé dentro de todo el foreland dado el dato a la cantidad de volumen que podría contener. Por cuanto los bajos valores de API encontrados pueden estar relacionados a procesos de biodegradación

dada a la posición estructural y estratigráfica de la unidad que se encontraba en el momento de la carga.

Un segundo pulso de acumulación podría haber afectado la zona más próxima al piedemonte oriental, dado a la cercanía con esta área.

A nivel de cuenca se puede observar una tendencia de aumento en el contenido de gas con la profundidad. De igual forma, la relación entre el contenido de gas y la profundidad, no parece controlar la gravedad API. Los aceites de menor gravedad API ($< 25^\circ$) se localizan en los reservorios regionalmente más someros pero su rango de profundidad es muy amplio (entre 2000 y 4000 mbnm) y los reservorios mas profundos del área, por debajo de los 4500 m, solo contiene aceites livianos con API superior a 35° pero es posible encontrar aceites de la misma gravedad en yacimientos mucho mas someros de hasta 1.900 m de profundidad (Ecopetrol, 2006).

- La calidad del reservorio aumenta a medida que nos movemos hacia el cratón, dado a que se preserva mayor porosidad primaria, se reduce el material diagenético y disminuyen los procesos de compactación.
- En el anexo 15 se resume la comercialidad de gran parte de los campos en el área de estudio donde algunos inconvenientes en la actividad exploratoria se presentan tales como:
 - La posición estructural de los reservorios, encontrándose más arriba o más abajo dependiendo de lo previsto.
 - Alto contenido de agua de las producciones obtenidas.
 - Diferencia entre las profundidades pronosticadas y las profundidades encontradas.

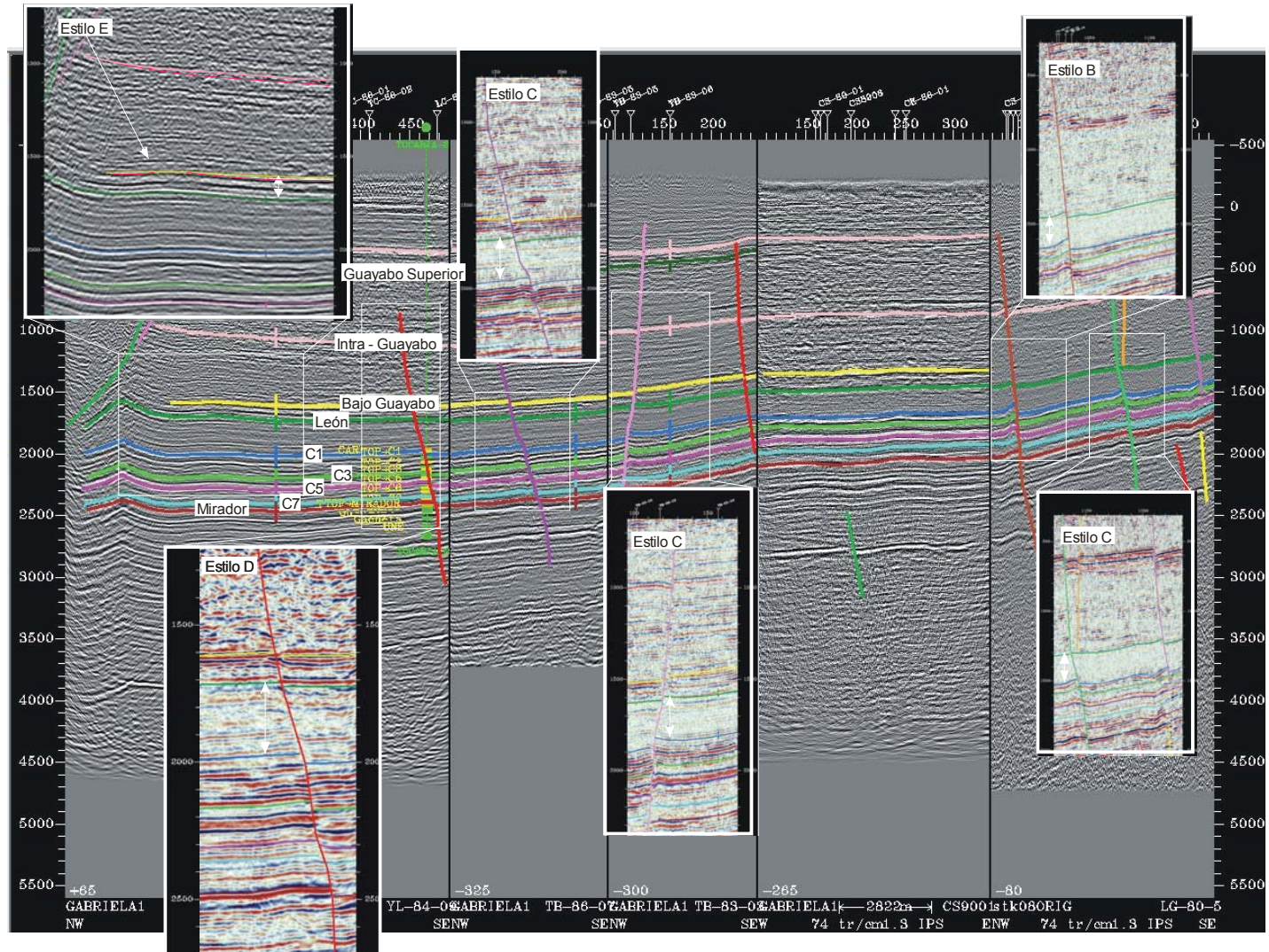
- Dificultad en identificar el horizonte reflector.

7. GEOMETRÍA Y ANÁLISIS DE RELACIONES DE CRECIMIENTO.

Los depósitos sedimentarios sintectónicos ayudan a determinar la cinemática y el tiempo de formación de las estructuras en ambos ambientes, compresivos y extensivos (Shelton (1984); Xiao y Suppe (1989); Suppe et al., (1992); Allmendinger (1998); Vergés et al., (2002); Nemcok et al., 2005; Gawthorpe y Hardy (2002); Shaw et al., (2004)) dado que estos se depositan coetáneamente con la deformación.

En el área de estudio, una búsqueda exhaustiva de estratos de crecimiento a través de la secuencias sedimentaria depositadas desde el Oligoceno hasta la actualidad permitió describir relaciones de crecimiento asociadas a ambos tipos de esfuerzo “compresivo y extensivo”, de tal forma que la zona de foreland más adyacente (franja Occidental (anexo 29)) al cinturón deformado es caracterizada por presentar estructuras de crecimiento asociadas a ambientes compresivos y zonas más distales, fallas normales relacionadas a ambientes extensivos son vistas en gran parte del área de estudio (figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, y 18 y 19 anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 33). Luego, el interés por conocer estratos de crecimiento en el área de estudio tienen una connotación especial que nos permite ampliar el entendimiento en la relación mecánica entre sedimentación sintectónica, plegamiento y fallamiento, pues, dado que a medida la faja plegada de la Cordillera Oriental avanza, va levantando masas rocosas sobre la superficie de la tierra y agentes externos tales como la erosión comienzan actuar removiendo material y depositándolo en la cuenca de Antepaís de los llanos (figura 28 y 29 anexos 30 y 31).

Figura 13. Panel Sísmico de W-E en la zona más norte del área de estudio



7.1 EVIDENCIA PARA SEGMENTOS LÍSTRICOS DE FALLA EN LOS LLANOS ORIENTALES

Antes de hablar de los estilos encontrados en los estratos de crecimiento asociados a estructuras extensivas, es necesario precisar algunas evidencias que son mostradas en las figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, de los segmentos lístricos vistos en el área de estudio a través de la definición sísmica propuesta por Bally, (1983) y parámetros descritos por Shelton, (1984).

- Patrones de fallas moderadamente arqueadas (figura 20), aunque suele ser más común encontrar segmentos de fallas más planares.
- Incremento en el buzamiento de estratos en el bloque colgante con la profundidad indicando el tiempo de actividad de la fallas.
- En la literatura, las fallas lístricas han sido registradas como un rasgo especial de fallas sin-depositacionales en cuencas subsidentes con altos contenidos de shales (Shelton, 1984), lo cual no es indiferente en el área de estudio donde la secuencia sedimentaria de los Llanos presenta altos contenidos de shales y gran parte de estas fallas son activas dentro de los shales de la Formación León, luego el aumento en el contenido de shales incrementa la ductilidad en el prisma sedimentario.
- En el bloque yacente los estratos no muestran rotación de los reflectores.

7.2 ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO GENERADAS POR ESFUERZOS EXTENSIVOS

Durante la búsqueda de depósitos sintectónicos, se observaron cuatro estilos estructurales de segmentos de fallas normales de crecimiento (figura 21), las

cuales presentan un aumento de espesor en el bloque colgante. De igual forma, algunas de estas fracturas pueden presentar hasta dos diferentes estilos estructurales a lo largo de su plano de falla, dado a que la geometría de los planos de fallas varía a medida que atraviesan la secuencia sedimentaria y además por que registran actividad en diferentes intervalos de tiempo (Verlas figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19).

A continuación será descrito de forma detallada la arquitectura y el mecanismo de cada estilo:

1. Segmentos de fallas con engrosamiento en el bloque colgante, asociados a anticlinales rollover (figura 21a):

- El ángulo de buzamiento del plano de falla de estos segmentos disminuye con la profundidad manifestando una superficie curvada, cóncava hacia arriba.
- La geometría de los reflectores se flexiona para mostrar una estructura plegada de tipo rollover en el bloque que ha caído.
- Presencia de un significativo aumento de reflectores, indicando un mayor espesor en el bloque colgante.

2. Segmentos de fallas con engrosamiento en el bloque colgante asociadas a monoclinales (figura 21b).

- La geometría del plano de falla en estos segmentos es menos curvada, en la mayoría de los casos estos planos presentan segmentos más rectos.
- Los reflectores solo evidencian flexión hacia un solo flanco formando un monoclinal.
- Al igual que la anterior descripción estas fallas presentan un engrosamiento en el bloque caído.

3. Segmentos de fallas con engrosamiento en el bloque colgante, asociados a monoclinales o anticlinales que pierden su geometría a medida que se asciende estratigráficamente por compactación (figura 21c) o “Reverse Drag”.

- El plano de falla puede presentar algún grado de listricidad o puede ser recto.
- La Superficie basal es inclinada en un flanco hacia el plano de falla, posteriormente reflectores presentan relaciones de onlap contra ellas hasta que se obtiene una relación horizontal y concordante en reflectores más superiores.
- Registran un crecimiento en la componente vertical en la zona más cercana a la falla en el bloque colgante y disminuye gradualmente a medida que nos alejamos.

4. Segmentos de falla con aumento de espesor en el bloque colgante (figura 21d).

- El segmento del plano de falla es lineal y presenta un mayor buzamiento casi dispuesto de forma vertical.
- En el bloque colgante no se observan estructuras de plegamiento.
- No incluyen rotación de capas a lo largo de estos segmentos fallados planares.
- El bloque colgante presenta evidencia de un aumento en los reflectores permitiendo el engrosamiento del mismo.
- En algunos segmentos de estas fallas en el bloque yacente presentan truncaciones de los reflectores y relaciones de onlap hacia la parte más superior de la unidad sismoestratigráfica analizada (figura 24), dado que el bloque yacente topográficamente se encuentra más elevado, posiblemente material por efectos de erosión puede ser removido siempre y cuando la falla este inactiva. Sin embargo, otros segmentos de fallas no presentan relaciones geométricas de los reflectores

que indiquen alguna pérdida de material por erosión en el bloque que permanece estacionario, luego permite inferir crecimiento en el bloque colgante simplemente por aumento en el espacio de acomodación y por mecanismos de compactación (figura 21, 24 y anexo 32).

7.2.1 Mecanismos de Formación de Estratos de Crecimiento en estructuras extensivas. Indistintamente, mecanismo de pliegues relacionados a fallas compresivas han recibido mucha atención en la literatura como es el caso en el flanco oriental de la Cordillera Oriental, no obstante, mecanismo implicados en la formación de estructuras extensionales en los Llanos han sido pobremente documentadas.

A continuación serán descritos brevemente algunos mecanismos que podrían haber incidido en la formación de estas estructuras de crecimiento en el área de estudio teniendo en cuenta parámetros tales como la tasa de deslizamiento a largo de la falla, la geometría del plano de falla la cual determina el espacio de acomodación, la sedimentación además que condiciones en el mecanismo de deformación dominante puede cambiar a través del tiempo, así como las propiedades del material y los parámetros mecánicos ambientales también pueden ser modificados a través del enterramiento y la deformación.

- En áreas donde las estructuras presentan “rollover” en su bloque colgante, con buzamientos relativamente someros. El mecanismo de fallamiento puede estar influenciado más por cizalla inclinada (Dula, 1961), que el continuo y constante deslizamiento a lo largo del plano de falla dado que el esfuerzo de campo lejano se orienta de manera oblicua (Sarmiento et al., 2006), además por la geometría característica en estas estructuras. Sin embargo, el ángulo de cizalla en estas estructuras puede variar a través del espacio y el tiempo en el bloque colgante cambiando la forma geométrica del pliegue asociado a estas estructuras

convirtiéndose en algunas veces en monoclinales o en “reverse drag”. Por otro lado, a medida que incrementa el pliegue en amplitud, el deslizamiento-doblamiento del plano- puede ser activado algunas veces entre capas de buzamiento suave (figuras 15 y 16 y anexos 22 y 23) como es el caso en el norte del área de estudio, sin embargo, gran parte de estas relaciones no son usualmente vistas en el área de estudio dado que la tasa de sedimentación es moderadamente alta donde las capas han sido superpuestas en la cresta de estos pliegues.

- La compactación (ver modelo Xiao and Suppe, 1989) puede modificar la geometría de los pliegues, disminuyendo el grado de rotación de las capas siendo aplanadas a medida que se asciende estratigráficamente (figura 22 y anexo 31). Este mecanismo habría influenciado grandemente la cuenca de los Llanos si se tiene en cuenta que la compactación es llevada a cabo a medida que el plano de falla atraviesa la secuencia y además por que unidades sintectónicas van siendo depositadas como consecuencia de procesos erosivos durante el levantamiento de la Cordillera Oriental, por cuanto estos procesos ayudan a crear nuevo espacio de acomodación en el bloque colgante haciendo que se acumule nuevo material en el nuevo espacio creado.

- A través del tiempo, la evolución secuencial puede influir en la generación de pliegues asociados a la propagación de fallas normales en su bloque colgante, especialmente en monoclinales como es presentada por Gawthorpe y Hardy, (2002), donde estratos de crecimiento son previos a la formación de la falla. En este mecanismo, agentes tales como el ápice del ángulo de la zona de cizalla, la relación entre la propagación de la falla, y el radio de deslizamiento (p/s) juegan un papel importante, controlando la amplitud del monoclinal y la intensidad de deformación. No obstante, pocos de estos segmentos fallados de crecimiento en

el área de estudio revelan en el bloque colgante, una estratigrafía distintiva en los reflectores, como se presenta en el modelo de Gawthorpe y Hardy, (2002).

Figura 14. Panel Sísmico de W-E en la zona más al norte del área de estudio.

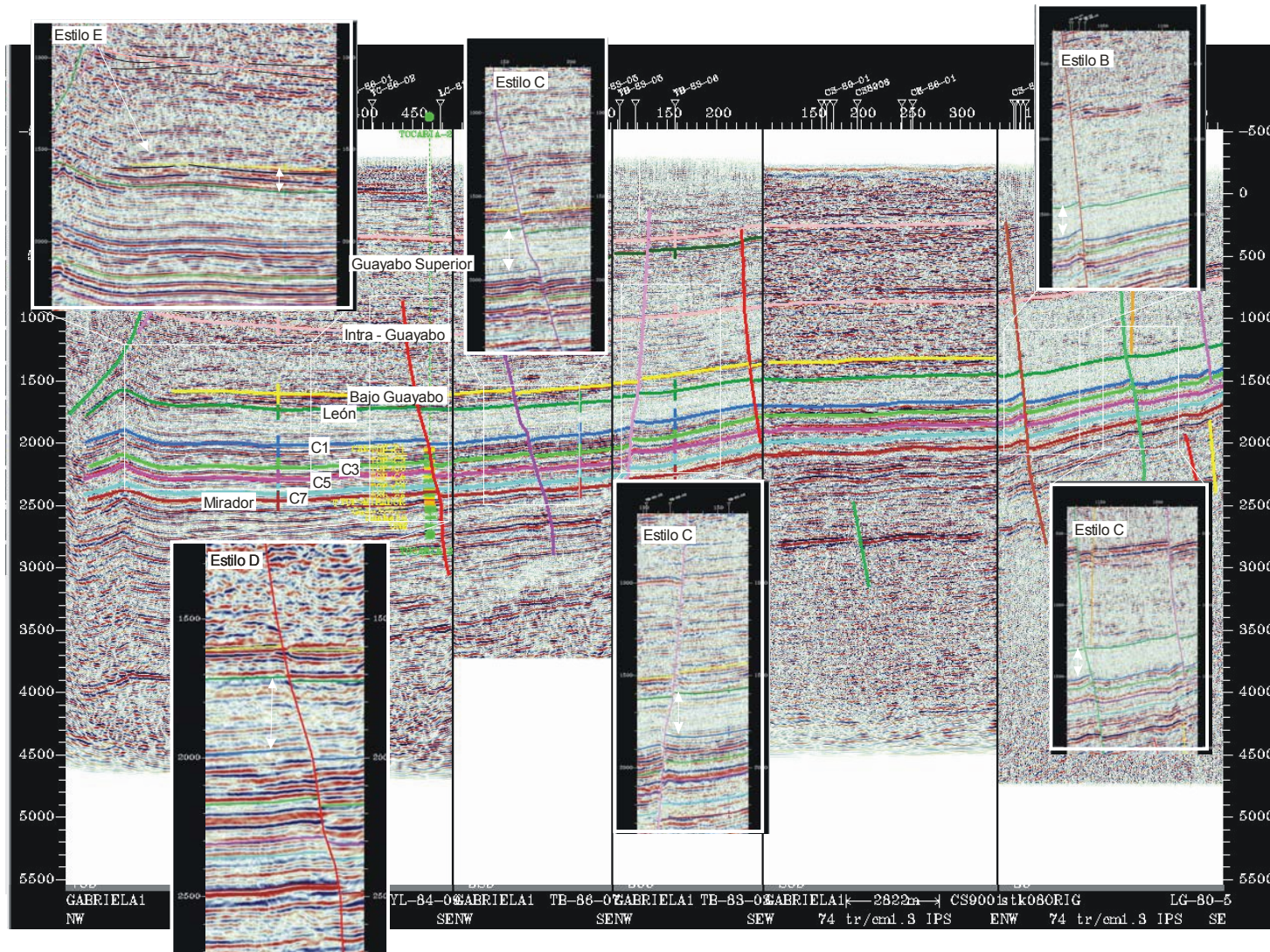


Figura 15. Panel Sísmico de W-E en la zona más al norte del área de estudio.

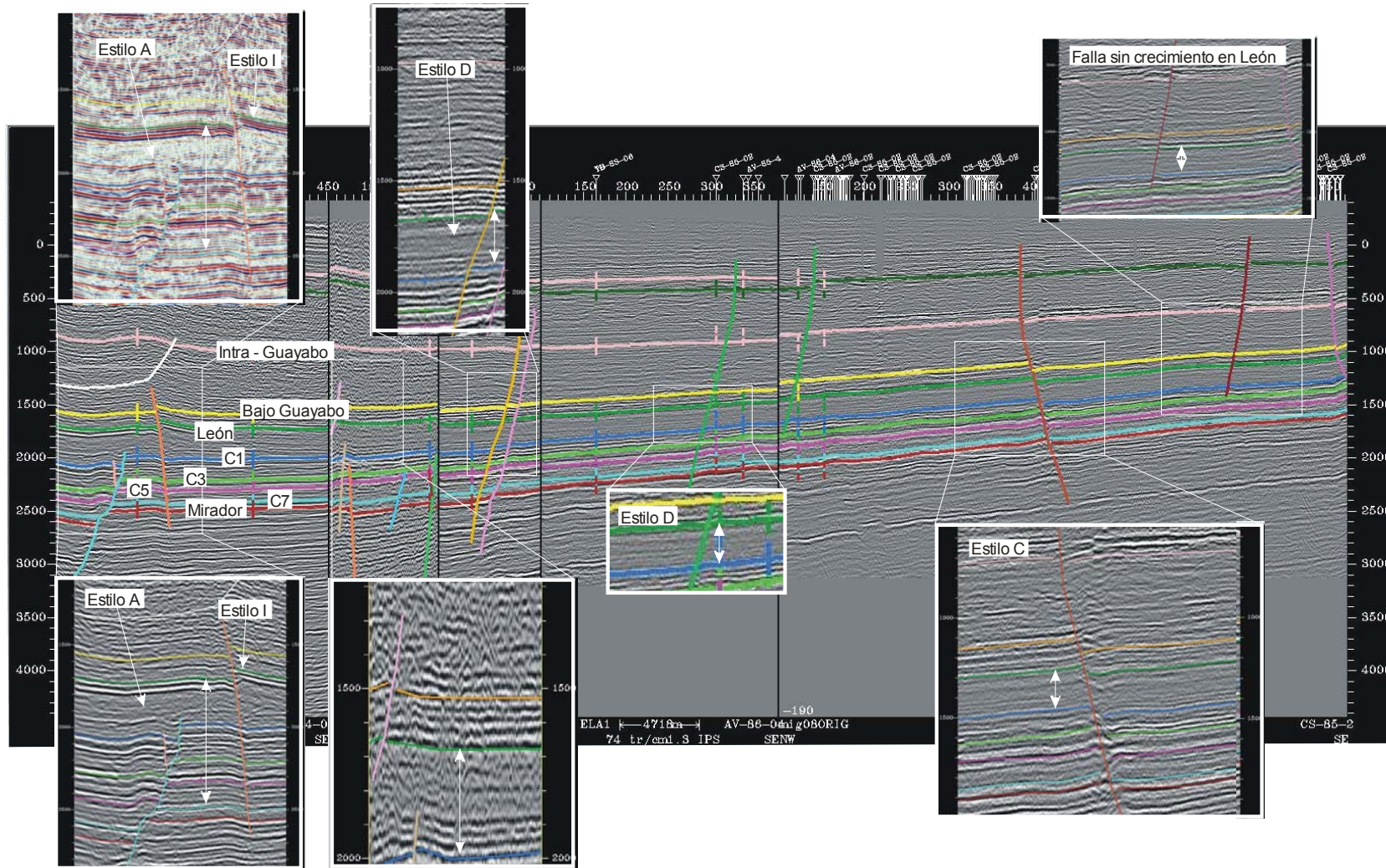


Figura 16. Panel Sísmico de W-E en la zona al norte del área de estudio.

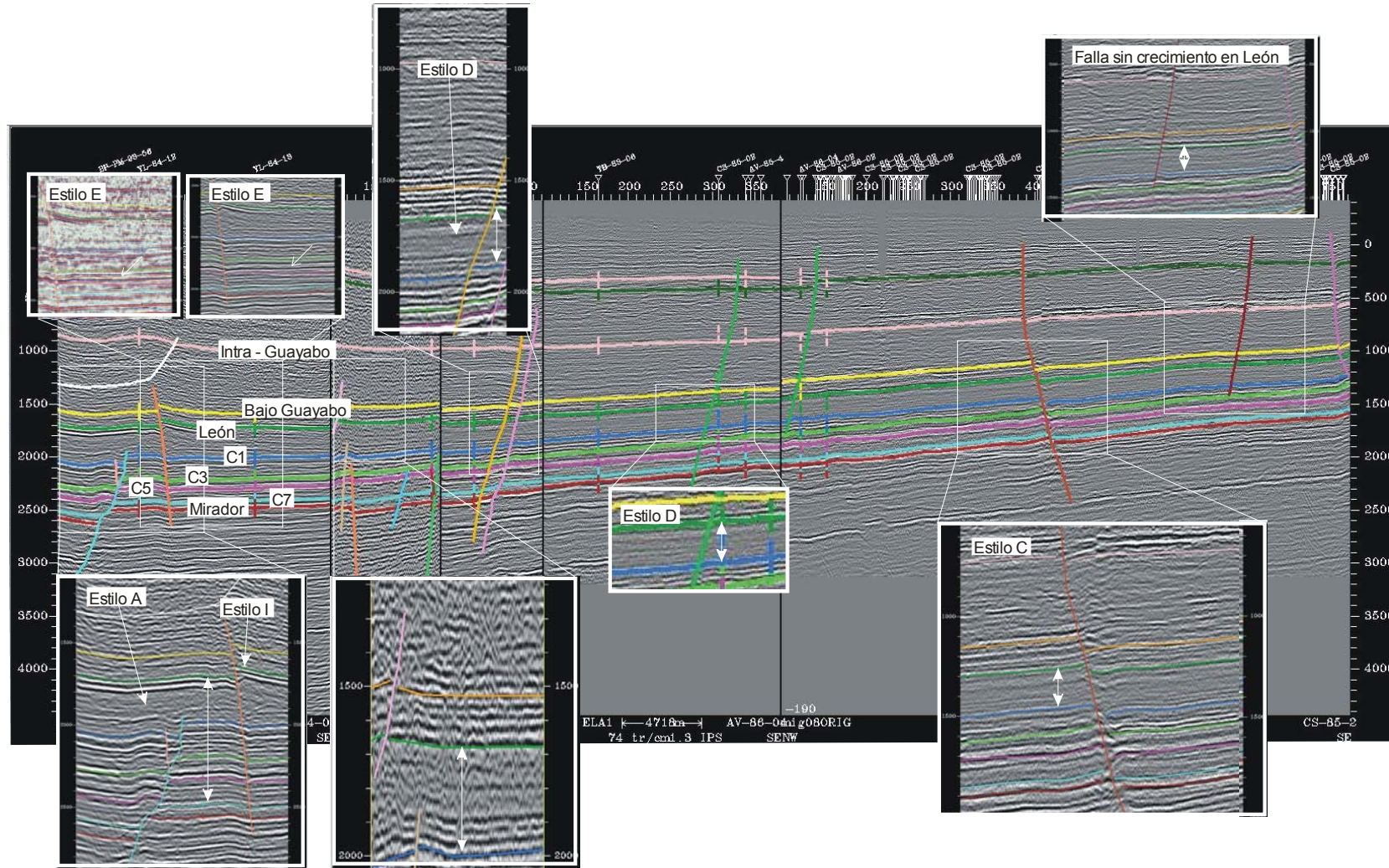


Figura 17. Panel Sísmico de W-E en la zona norte del área de estudio.

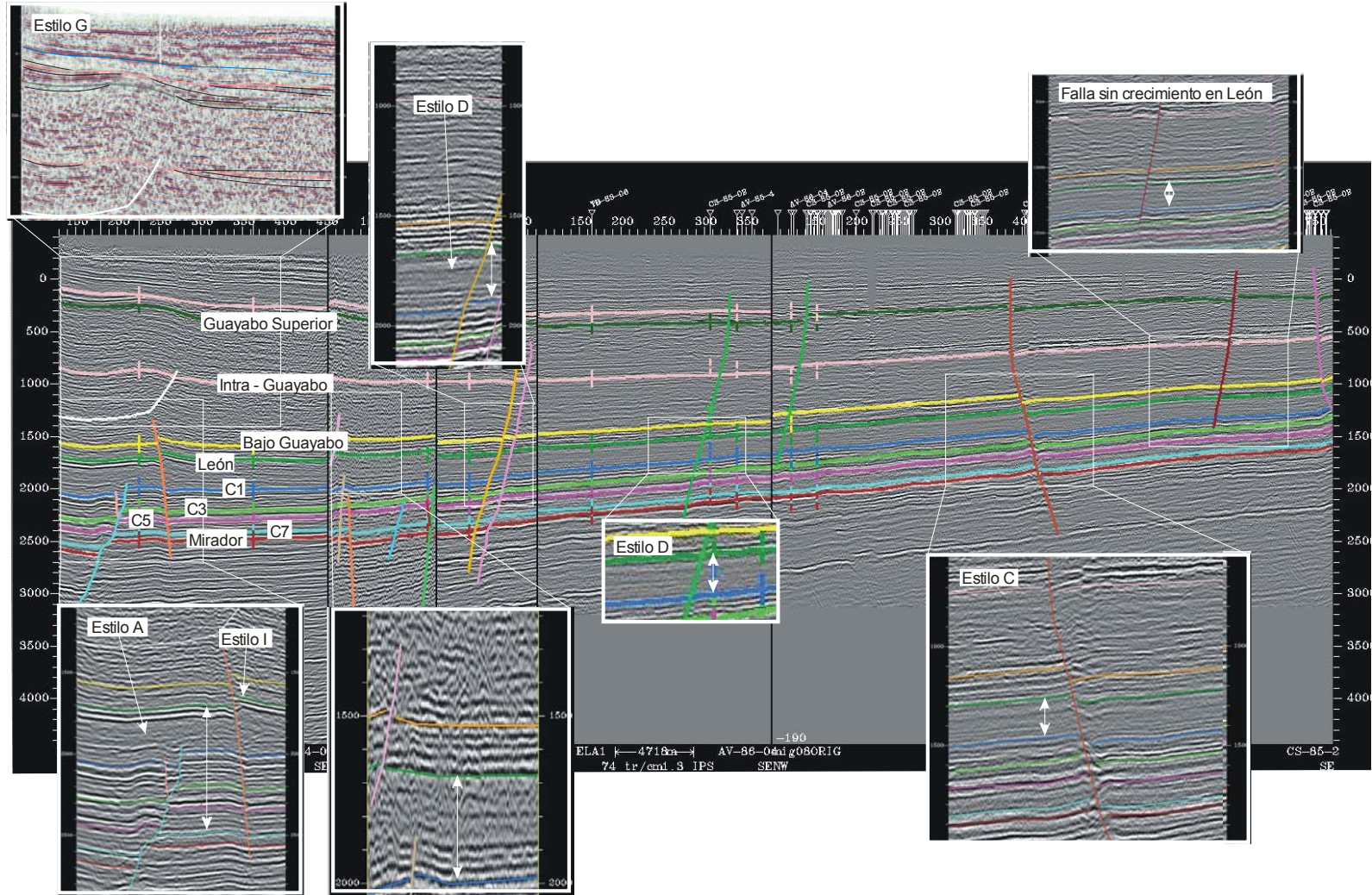


Figura 18. Panel Sísmico de W-E en la zona central del área de estudio.

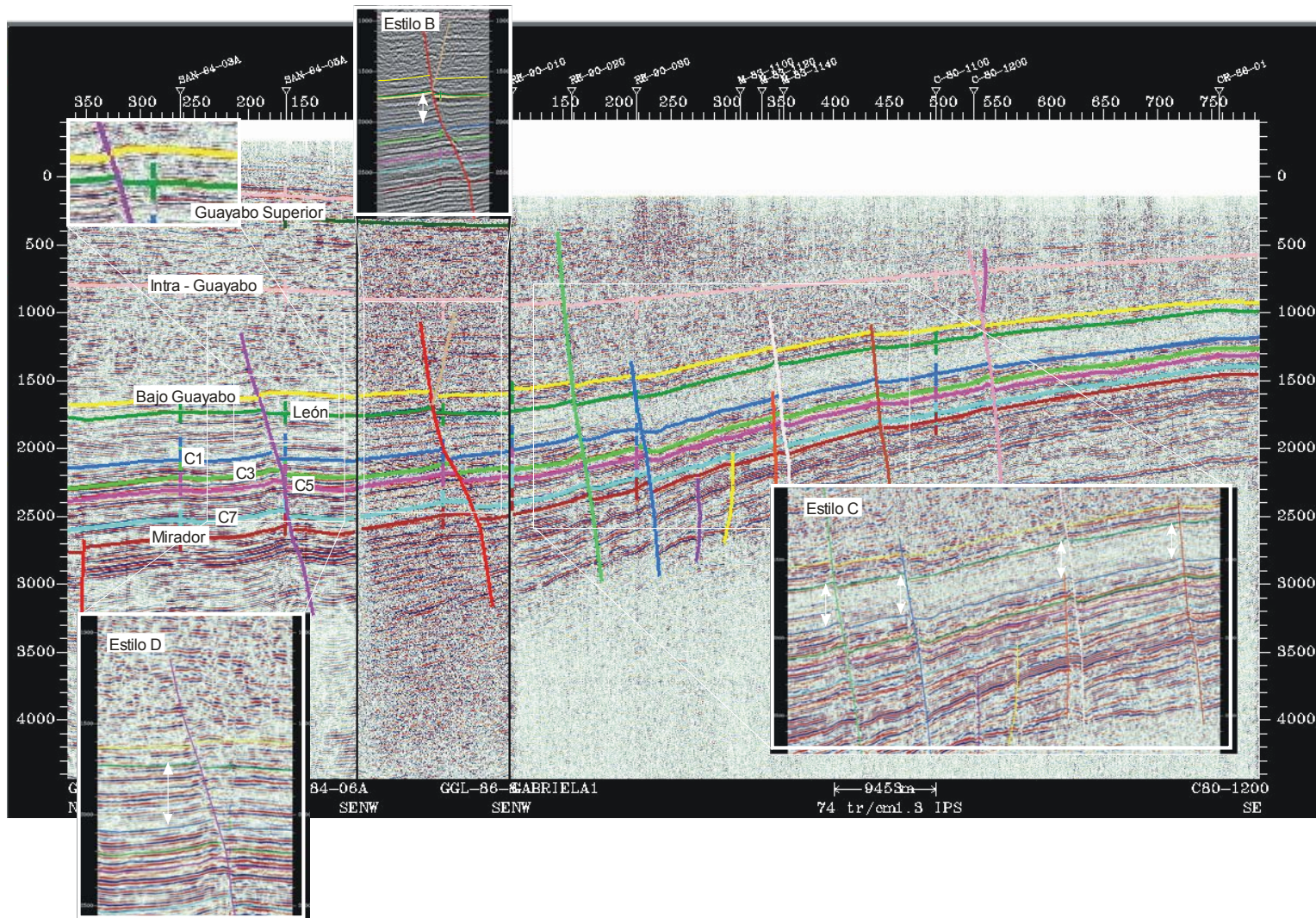


Figura 19. Panel Sísmico de W-E en la zona sur del área de estudio.

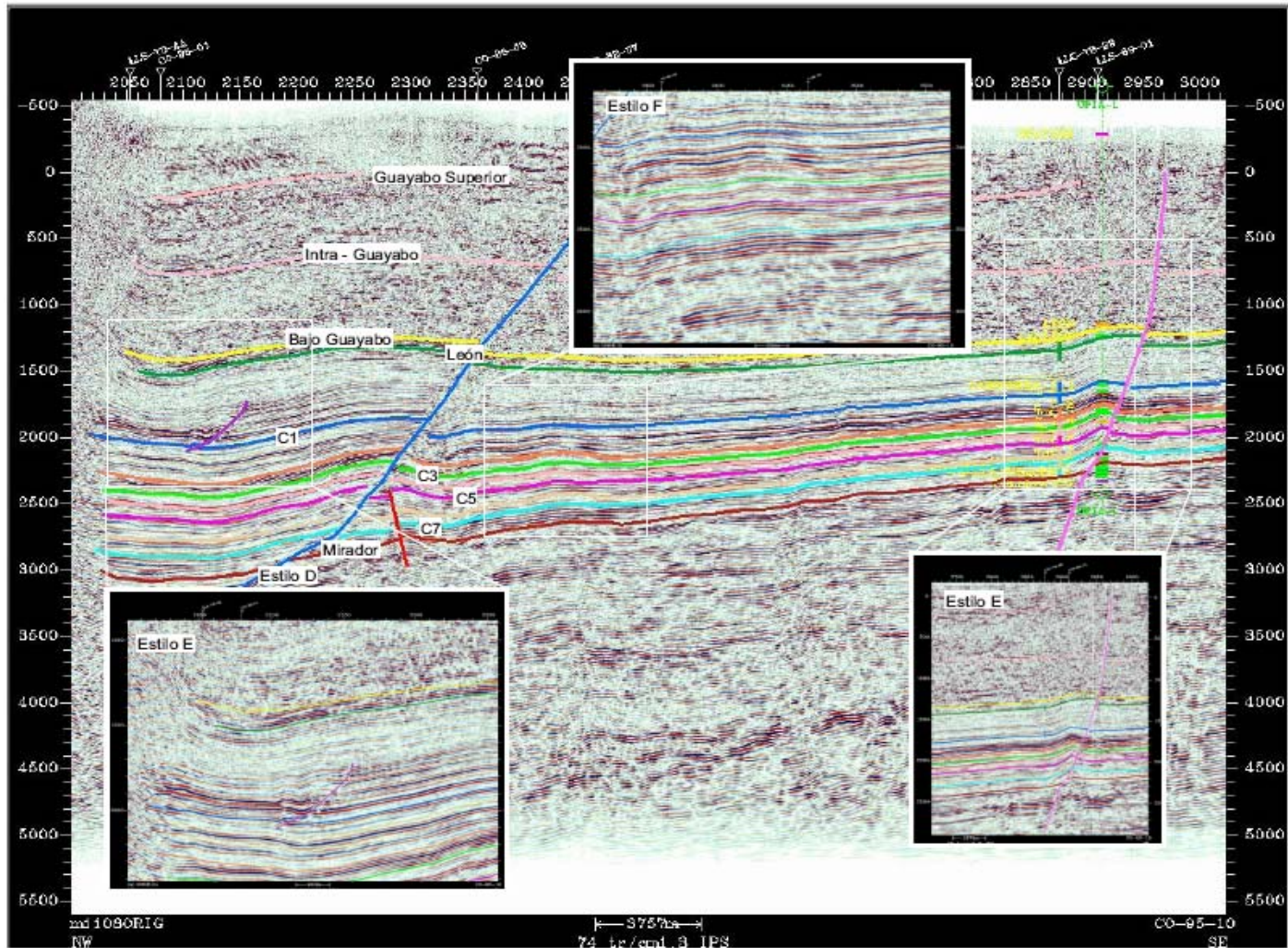
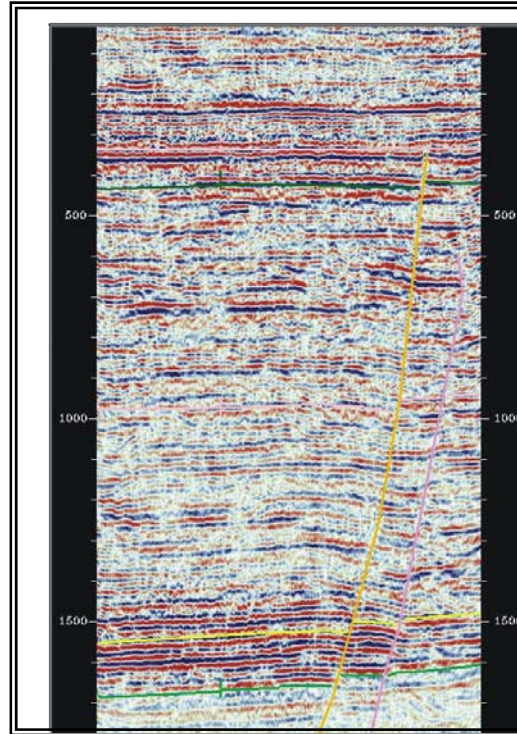


Figura 20. Segmentos curvos más hacia la base de la Formación Guayabo.



- Un mecanismo local aparente (Cazes, 2004), puede haber ocurrido en el aumento de espesor en el bloque colgante, observado en la parte central del área de estudio, en el miembro C1 (figura 22) de la Formación Carbonera y dentro de la Formación León, donde el crecimiento de los segmentos de fallas están relacionados posiblemente a periodos de inactividad de la estructura?. Por consiguiente, durante este periodo de quietud o de baja actividad, un alto espacio de acomodación se presenta junto con una tasa de sedimentación constante lo que permite el depósito de estratos postectónicos, simulando un engrosamiento en el bloque colgante. Por otra parte, el bloque yacente, dado que topográficamente se encuentra más elevado, ha sido sujeto a periodos de alta erosión, permitiendo la no preservación o un bajo registro del mismo, evidenciado por la ausencia o truncación de reflectores (figura 22), El resultado final es un aumento en el grosor

del bloque que cae y una disminución en el espesor del bloque yacente por erosión.

7.2.2 Propagación o Unión de las Fallas. En vista de planta, fallas normales iniciadas durante el depósito de los Miembros C6-C5 de la Formación Carbonera, son propagadas extendiéndose lateralmente y (anexo 5 y 6) logrando la unión con segmentos de falla formados durante la depositación de la Formación León. Es así que se generan fracturas más largas con longitudes que van hasta varios kilómetros, aunque, en este mecanismo, es necesario tener en cuenta que el trazo de estas fallas se dedujo a través de extrapolación, el correcto dibujo de las mismas tendrá una variable de error, dado que existen zonas donde la información sísmica es muy pobre arrojando poca información en la longitud, continuidad y orientación de las mismas (anexos 13 14).

7.3 ESTRATOS DE CRECIMIENTO ASOCIADOS A ESTRUCTURAS DE COMPRESIÓN

Los depósitos sintectónicos, en el área de estudio, están relacionados a pliegues que no son asociados a fallas y pliegues asociadas a fallas de despegue.

Los pliegues que no tienen ninguna relación con fallas son atribuidos a mecanismos de generación por solo compresión dado que no se observó ninguna evidencia que afectara la continuidad de los reflectores (figuras 13, 14 y 19 y Anexos 20, 21, 22 y 26); en consecuencia, pliegues asociadas a fallas de despegue, son el resultado de la propagación de la falla (figuras 17 y anexo 24).

Figura 21. Cuatro estilos de fallas de crecimiento asociadas a esfuerzos extensivos

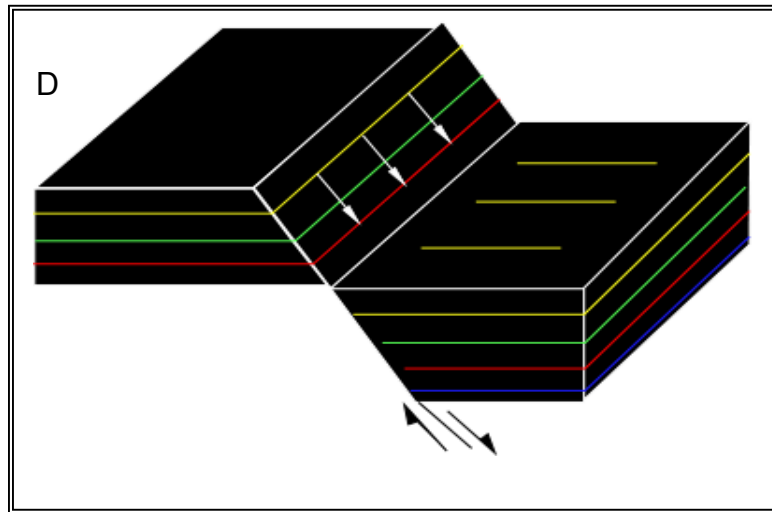
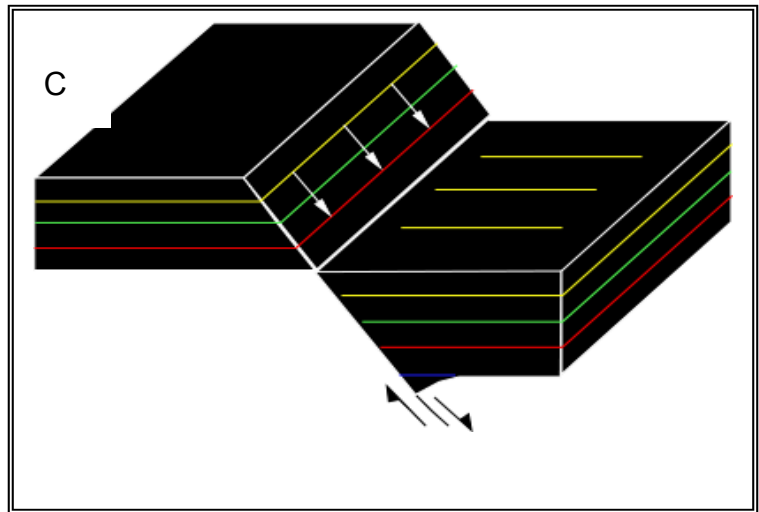
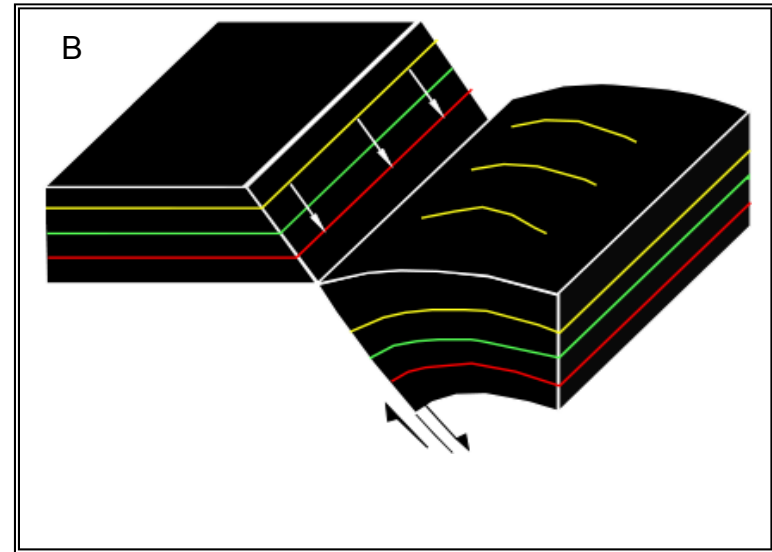
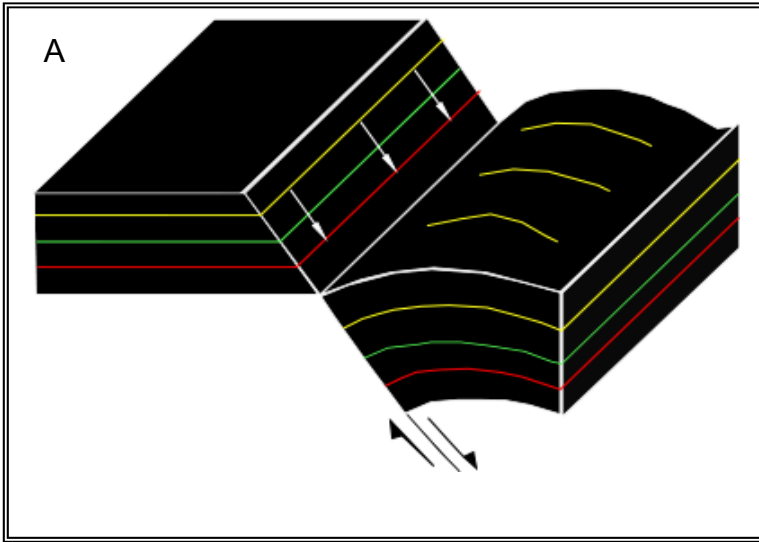
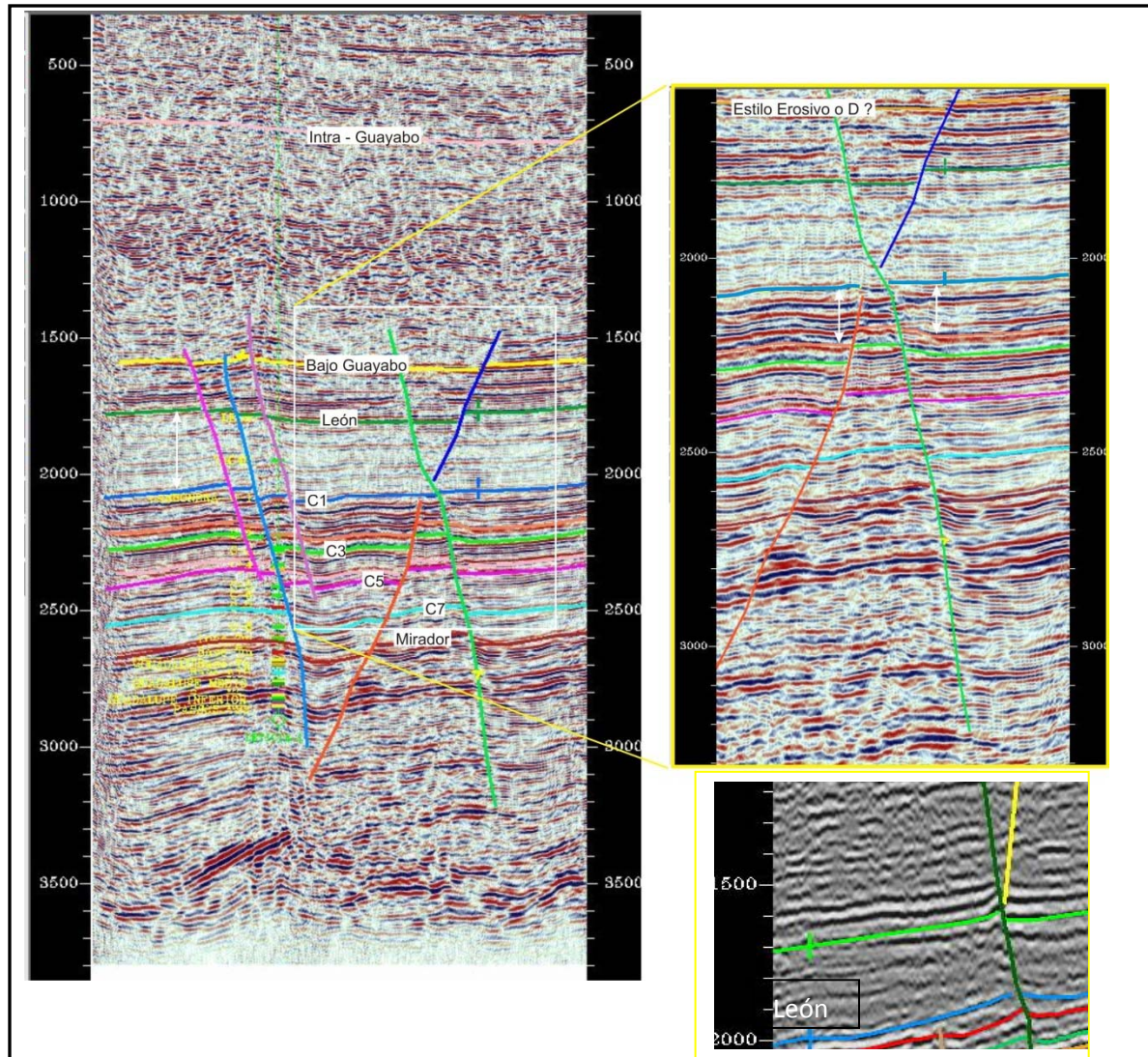


Figura 22. Estilo Estructural tipo D



7.3.1 Estratos de crecimiento asociados a pliegues no relacionados a fallas.

Estas estructuras (figura 23a) son localizadas en el foreland más occidental cercano al frente activo y son registradas a lo largo de este mismo frente de deformación. Estas estructuras fueron reconocidas dentro de los miembros C6, C1, Guayabo Inferior y Guayabo Superior figuras (figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18,19, 23d, 23, y Anexos 20, 21,22, 23, 24, 25 y 26).

Los estratos de crecimiento en esta área, son caracterizados por secuencias limitadas por reflexiones fuertes que se adelgazan hacia la cresta de los pliegues que fueron cartografiados en el área de estudio, de tal forma, que los reflectores basales de las unidades sismoestratigráficas analizadas, geoméricamente presentan un ángulo de buzamiento mayor y a medida que se asciende hacia el tope, disminuyen el buzamiento, formando un abanico de buzamientos.

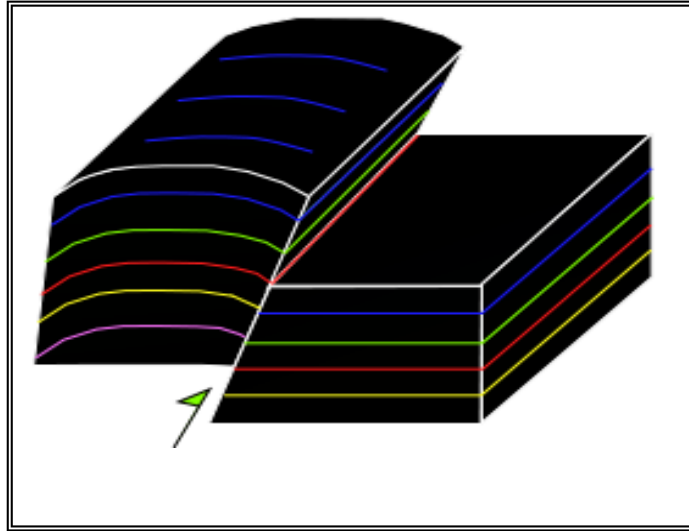
7.3.2 Estratos de crecimiento asociados a fallas de despegue. Estos estratos sintectónicos se encuentran ubicados al norte del área de estudio en la porción más superior de la Formación Guayabo (figura 23b). La estructura a la cual está relacionada es una falla que despega en estratos basales de la misma Formación, generando plegamiento y permitiendo la formación de una superficie erosiva en estratos más superiores, reconocida por las relaciones geométricas de los reflectores dispuesto en forma de abanico, con relaciones de onlap en el flanco del pliegue y superposición de estratos en la cresta (figura 17 y anexo 24).

7.3.3 Estratos de crecimiento asociados a fallas inversas. Al igual que las fallas normales, fallas inversas muestran en su bloque colgante un aumento en el espesor en la Formación León, al sur del área de estudio, indicando actividad durante esta formación (figuras 19 y 23 anexo 26).

7.3.4 Mecanismos de Formación de Estratos de Crecimiento en estructuras compresivas. En el área de estudio, el mecanismo que incide, principalmente en la generación de estratos de crecimiento por esfuerzos compresivos (figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18,19, 22d, 23, y Anexos 20, 21,22, 23, 24, 25 y 26), es por rotación de flanco (Almendiguer, (1998); Shaw et al., (2004); Nemcok, (2005). Por cuanto, la disposición geométrica de los reflectores muestra relaciones de onlap hacia el flanco del pliegue y superposición de estratos en la cresta creando un cambio gradual en el buzamiento de los reflectores. Esta arquitectura de depósitos sintectónicos, permite inferir de forma general que el suministro de sedimentos en la zona, es constante en relación con la tasa de levantamiento como lo modelado por Nemcok, (2005).

Si bien, hablar con más detalle de la sedimentación y el levantamiento de pliegues dentro de la Formación Guayabo, con respecto a las disposiciones geométricas de los reflectores, es una tarea difícil, pues, establecer una secuencia plenamente calibrada en el comportamiento de estos anticlinales asociadas solo a sísmica lo es aún más, pero, es posible observar que la evolución de estos pliegues consiste de ciclos que involucran tectónicamente periodos activos separados por interrupciones en los cuales la tectónica disminuye (figura 17 y anexo 24). La figura muestra dos episodios que inciden en la porción más superior de Guayabo Superior, donde tasas de levantamiento a simple vista, pueden ser examinadas, si se tiene en cuenta como aproximación la superposición de reflectores al tope del pliegue. El primer episodio, comprime la parte más basal de estos estratos de una manera menos pronunciada, luego los reflectores que son truncados y las relaciones que llegan hacia los flancos de los pliegues sus pendientes son más suaves, lo contrario que se puede visualizar en el segundo episodio.

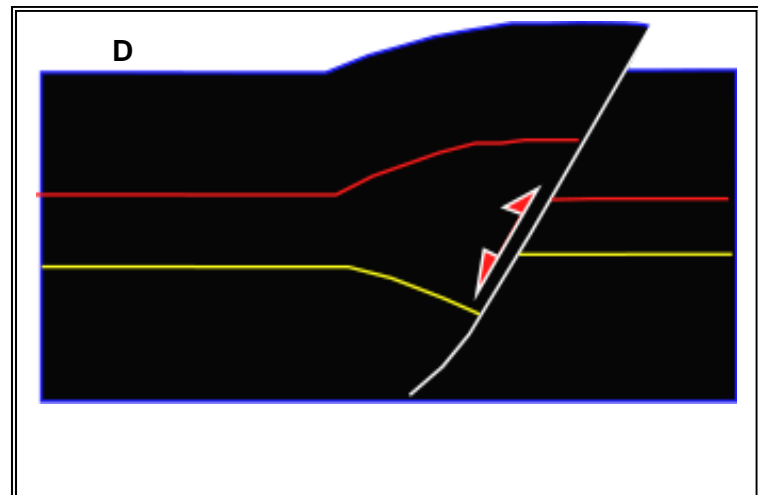
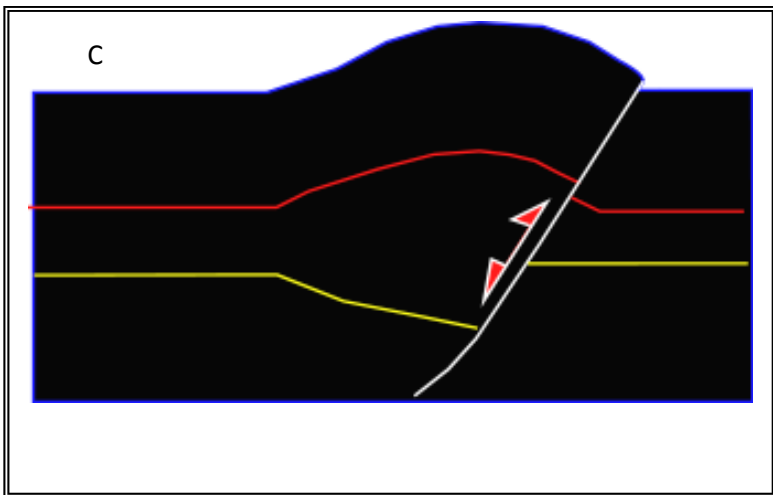
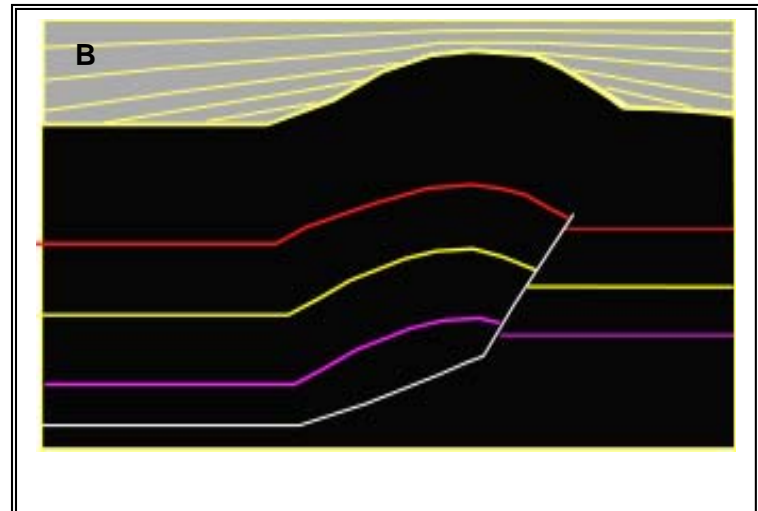
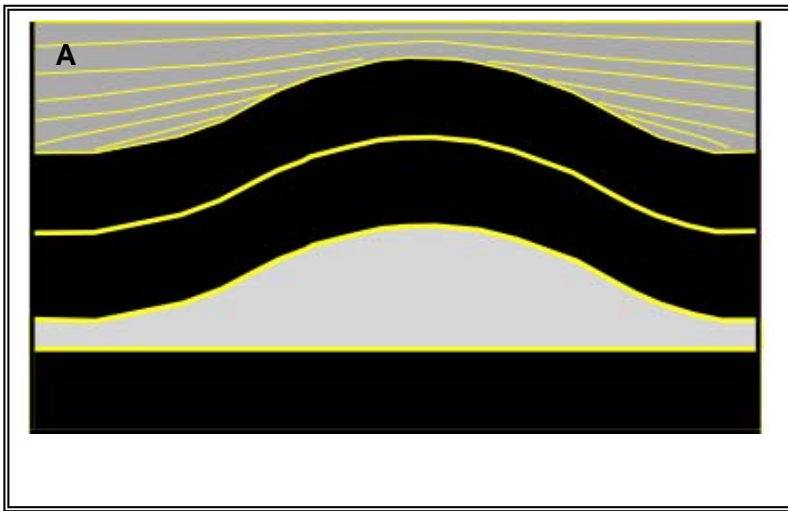
Figura 23. Bloque diagrama con engrosamiento en el bloque colgante asociado a falla inversa



7.4 EVIDENCIA DE INVERSIÓN TECTÓNICA

La mayoría de estas estructuras (figura 23c y figura 23d) de inversión tectónica están asociadas a áreas más cercanas o adyacentes (franja Occidental) al Piedemonte Oriental, y son caracterizadas por presentar una escala menor en comparación con las estructuras de inversión presentes en el frente activo. No obstante, dentro de estas estructuras, también es posible establecer los diferentes rasgos asociados a inversión tectónica tales como secuencia sin-extensión, registró sedimentario pos-extensión y por último secuencia sedimentaria pos inversión figuras 6, 13, 14, 15, 16, 17, 18,19, 22d, 23 y 25 y Anexos 20, 21,22, 23, 24, 25 y 26).

Figura 23. A Y B Estratos de compresión asociado a estructuras compressivas, C y D estilos de inversión tectónica.



8. INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES

8.1 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

Para el análisis estructural de depósitos sintectónicos, llevado a cabo en el área de estudio, se tuvieron en cuenta representaciones gráficas de rumbo y buzamiento de las estructuras en diagramas de roseta y de polo (figuras 24, 25, 26 y anexo 27), la disposición geométrica de las estructuras cartografiadas en mapas a escala 1:200.000 en los intervalos Carbonera Inferior (C8-C7), Carbonera Medio (C6-C4), y Carbonera Superior (C3-C1), la Formación León, y por último la Formación Guayabo que también fue dividida en tres intervalos de acuerdo al carácter sísmico (Guayabo Inferior, Guayabo Medio y Guayabo Superior) como anteriormente se describió

Durante el análisis de estas estructuras sintectónicas, es posible distinguir en forma general dos lineamientos principales, el primero casi paralelo a la cordillera Oriental, con orientación al NE y sus prolongaciones y el segundo con una orientación N-S a NW. Observando a un mayor detalle la orientación de estas estructuras se puede observar que presenta un pseudo-parallelismo con cada quiebre de las fallas inversas que limitan el flanco oriente la Cordillera oriental, lo cual podría indicar una relación genética con el levantamiento de este orógeno (anexos 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 14).

Por otro lado, una gran cantidad de fallas tienen continuidad de varios kilómetros, donde normales sintéticas presentan una longitud y continuidad más prolongada, mientras que fallas antitéticas y fallas inversas son de menor longitud aunque en estas últimas su orientación no es muy bien definida ya que sólo se cuenta con un punto de referencia.

8.1.1 Formación Carbonera Inferior (C8-C7). En los miembros C8 y C7 de la Formación Carbonera no fue encontrado un buen registro sintectónico o por lo menos el registro sísmico interpretado no evidenció algún crecimiento con alta resolución que mostrara actividad durante estos intervalos, sin embargo solo dos estructuras podrían correlacionarse con estos tiempos hacia la zona más sur del área de estudio (figura 24 y anexo 27).

8.1.2 Formación Carbonera Medio (C6-C4). En el intervalo C6-C4, se mapearon 13 estructuras relacionadas a crecimiento en dirección N 20-30E donde gran parte de estos segmentos fallados buzcan hacia el SE; 10 de estas estructuras corresponden al intervalo C6-C5 ubicadas al frente en cercanías y a lo largo del sistema activo en la zona que se ha denominado en este trabajo como franja occidental reportando mayor actividad en este intervalo y 3 hacen parte de la actividad en C4, localizadas más hacia el centro del área de estudio (figura 24 y anexo 27), las cuales se disponen para indicar, el inicio de la deformación dentro de esta área durante este intervalo de tiempo.

Dado que las estructuras sintectónicas relacionadas a pequeños pliegues presentan actividad en el miembro C5 de la Unidad Carbonera factiblemente son el resultado de la propagación de la deformación compresional a medida que la cuña orogénica avanza hacia el este en etapas tempranas como es reportado por datos de termocronología según Parra et al., (2009) y Mora et al., (2010), durante el Oligoceno Tardío- Mioceno Temprano los cuales documentan una exhumación inicial de la Cordillera Oriental. Los anteriores pliegues no evidencian ninguna asociación a fallas ni se evidencia interrupción en la continuidad de los reflectores por lo cual fueron atribuidos a solo compresión.

8.1.3 Formación Carbonera superior (C3-C1). Durante la búsqueda de estructuras de crecimiento, la unidad C3 no registra ningún tipo de estructura que

presente actividad en el área de estudio, en el miembro C2, solo 4 estructuras presentan actividad durante este intervalo extendiendo su actividad hasta el C1; en este último intervalo, es donde se reconoce mayor actividad de acuerdo a la estructuras cartografiadas en el área de estudio (figura 24 y anexos 5 y 6).

En este intervalo C3-C1, se identificaron 15 fallas asociadas a actividad normal y dos pliegues asociados a carácter compresivo (figura 24), además el área de estudio puede dividirse teniendo como criterio de división, la orientación de las estructuras y su relación con la orientación principal de la cordillera Oriental.

El área norte presenta cinco estructuras, con una orientación promedio N38°E, cuatro de ellas, son fallas normales (anexos 5 y 6), de que buzaban hacia el SE y solo una falla buza en dirección opuesta. En esta zona el registro de estructuras permite identificar un aumento de actividad hacia el oriente.

El área media es caracterizada por presentar 10 fallas normales con un ángulo de orientación promedio más bajo cercano a 10° en dirección NE, y predominio en la orientación del buzamiento hacia el SE.

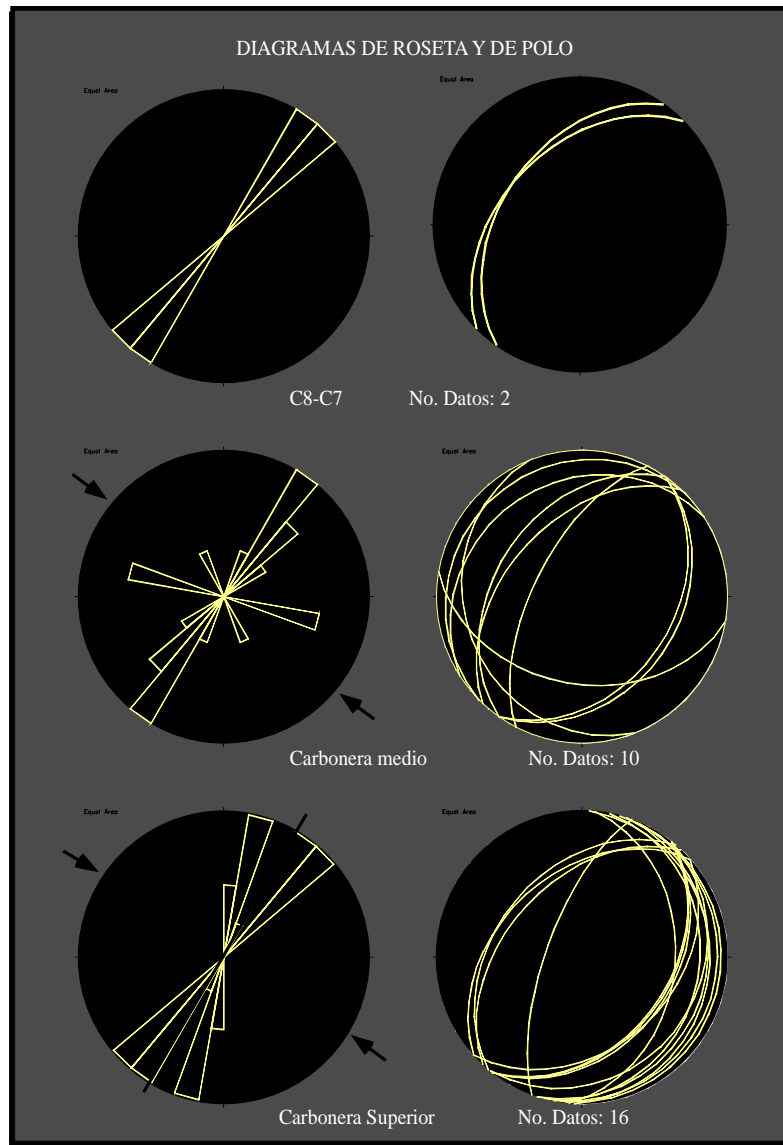
En la zona sur del área de estudio, se identificaron dos estructuras con aumento del ángulo en la dirección NE cercano a los 45° y buzaban predominantemente hacia el NW, las cuales están asociadas a fallas inversas. Un pliegue anteriormente descrito, toma actividad nuevamente en este intervalo.

En esta área, estructuras preexistentes que registran actividad en niveles inferiores de Carbonera, nuevamente son activos durante este intervalo; como también se observa que más estructuras localizadas hacia llano adentro son implicadas para ser activadas.

8.1.4 Formación León. Dentro de esta unidad sismoestratigráfica, se presenta la mayor densidad de fallamiento (anexo 7 y 8), donde se identifican 40 fallas, de las cuales 6, son fallas que invierten su movimiento pasando a fallas inversas,

localizadas en la franja más occidental del área de estudio; el resto de estructuras son fallas normales que cubren gran parte del área de estudio, y sola una falla

Figura 24. Diagrama de polo y de rosetas para la Formación Carbonera.



inversa es asociada al foreland más central. Así mismo pequeños trazos de fallas cartografiados en intervalos anteriores toman reactivación y se desarrollan extendiéndose a lo largo del área de estudio durante la depositación de esta Unidad.

Las estructuras encontradas en esta área también obedecen a ciertos patrones estructurales, luego, el mismo criterio de descripción del anterior intervalo fue tenido en cuenta para la descripción en esta formación. Así esta unidad fue dividida en zona norte, central y sur.

La Zona Norte es caracterizada por 8 fallas con pequeñas longitudes; dos grandes fallas que longitudinalmente atraviesan esta zona también siguen el mismo patrón estructural que las demás, orientadas con dirección N35E, aunque estas estructura difieren en la dirección de buzamiento, buzando hacia el SE y hacia el NW en una proporción similar (figura 25).

No obstante, fallas normales preexistentes, ubicadas en cercanías al piedemonte presentan inversión tectónica, durante este intervalo, pues la preexistencia de planos fracturados facilita la propagación de las mismas.

La zona Media, es caracterizada por presentar el mayor número de estructuras de crecimiento alrededor de 27 fallas normales, las cuales buzán predominantemente hacia el SE, donde solo dos fallas inversas presentan el buzamiento de forma opuesta. Sin embargo, esta área es caracterizada por presentar una geometría variable al norte y al sur de esta zona.

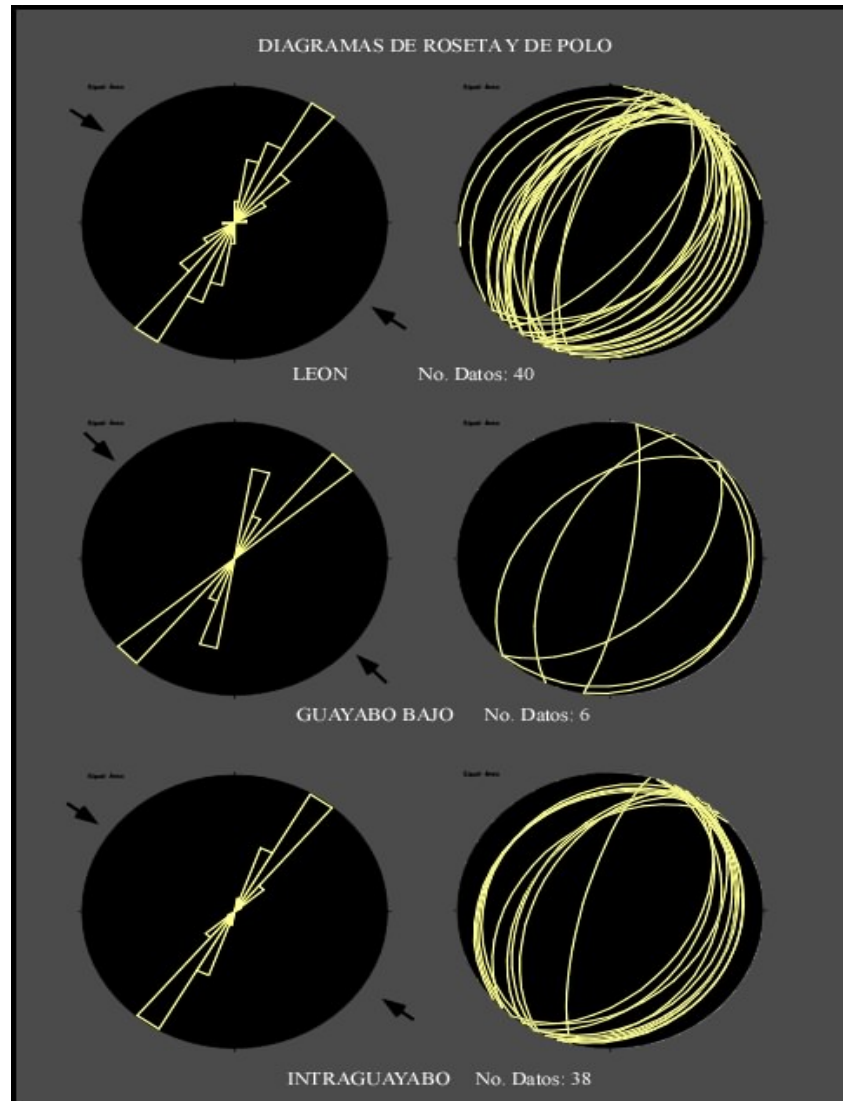
En la parte norte de esta zona, las estructuras mapeadas presentan segmentos con un grado de linealidad muy bajo y una mayor curvatura en el trazo de la geometría puede ser vista en vista de planta donde estaría relacionada indistintamente a:

- Un mismo mecanismo de generación dado que estas estructuras presentan el mismo patrón estructural de crecimiento.
- O, estas estructuras pueden ser asociadas con alguna componente de rumbo, relacionada al esfuerzo de campo lejano orientado de forma oblicua como se ha sugerido en la Cordillera Oriental, por cuanto estos esfuerzos podrían ser extrapolados y estar implicados en la formación de estas estructuras. Para dar una sustentación a esta idea, tres rasgos fundamentales pueden ser observados y jugar un papel importante (anexo13 y 14):
 - Fallas menores despegan cerca y al final de una falla mayor que presenta una mayor extensión longitudinal.
 - Estas fallas presentan la misma vergencia que la falla mayor.
 - Curvatura en forma de S de las fallas.

Por otro lado, En la parte sur de esta zona, las fallas son estructuras lineales orientadas en promedio N36E y buzando hacia el SE.

La zona sur se caracteriza por presentar 6 fallas, las cuales presentan una orientación similar N45E buzando hacia el NW. En esta zona dos estructuras presentan reactivación durante este intervalo, como a su vez, estructuras extensionales se vislumbran hacia el oriente.

Figura 25. Diagrama de polo y de rosetas para las Formaciones León y Guayabo (Bajo Guayabo y Guayabo medio).

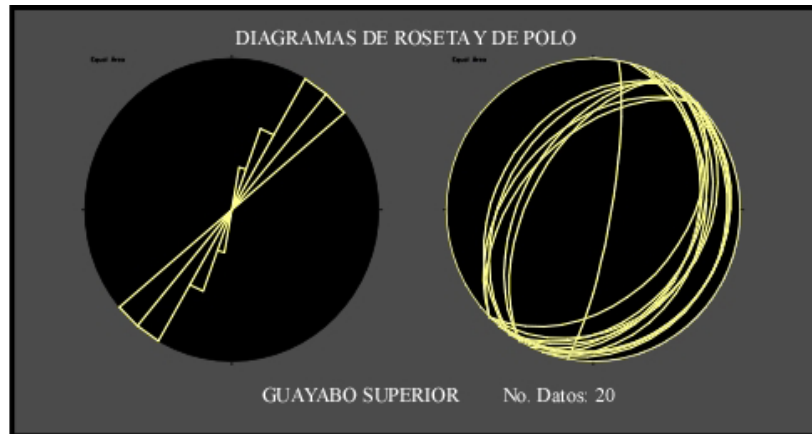


8.1.5 Guayabo Inferior. Dentro de **Guayabo Inferior** se reconocen tres fallas que exhiben inversión tectónica, una falla de inversión, una falla normal y estratos de crecimientos relacionado a pliegues por compresión, estas estructuras son localizadas en cercanías y a lo largo del piedemonte (figura 25 y anexo 27).

8.1.6 Guayabo Medio. Durante este intervalo, se observa actividad en la franja central del área de estudio y hacia el oriente (anexo 29). Una gran parte de las estructuras cartografiadas en el intervalo de León fueron reactivadas durante este intervalo así como nuevas fallas fueron creadas (anexos 11 y 12). Además, un gran volumen de fallas en la franja occidental quedaron inactivas o por lo menos no cortaron estos estratos; así mismo, algunos segmentos de fallas localizados en la franja central no se activaron durante este tiempo. Sin embargo, nuevas estructuras más hacia el oriente y hacia el sur fueron activadas. Por lo demás, las nuevas estructuras hacia el oriente cortan toda la secuencia sedimentaria analizada y además presentan una mayor longitud de extensión (anexo 11 y 12), mientras que las nuevas estructuras en el área sur, presentan corta extensión y solo atraviesan la Formación Guayabo y muy pocas de estas estructuras atraviesan la secuencia más antigua.

8.1.7 Guayabo Superior. Dentro de este intervalo se registra una mayor actividad tectónica en la franja occidental del área de estudio (figura 26, anexo 13 y 14), considerado el número de estructuras cartografiadas. Se destaca además una estructura plegada donde los estratos de crecimiento son puestos sobre los flancos de estas estructuras, la cual se vislumbra a lo largo de esta área, en los estratos más superiores de esta Formación, de igual forma, gran parte de las estructuras ubicadas en la franja central y occidental no superan esta superficie erosiva límite quedando inactivas durante este intervalo.

Figura 26. Diagrama de polo y de rosetas para la Guayabo (Guayabo Superior).



8.2 DESCRIPCIÓN DE FALLAS INVERSAS EN EL PIEDEMONTE ORIENTAL

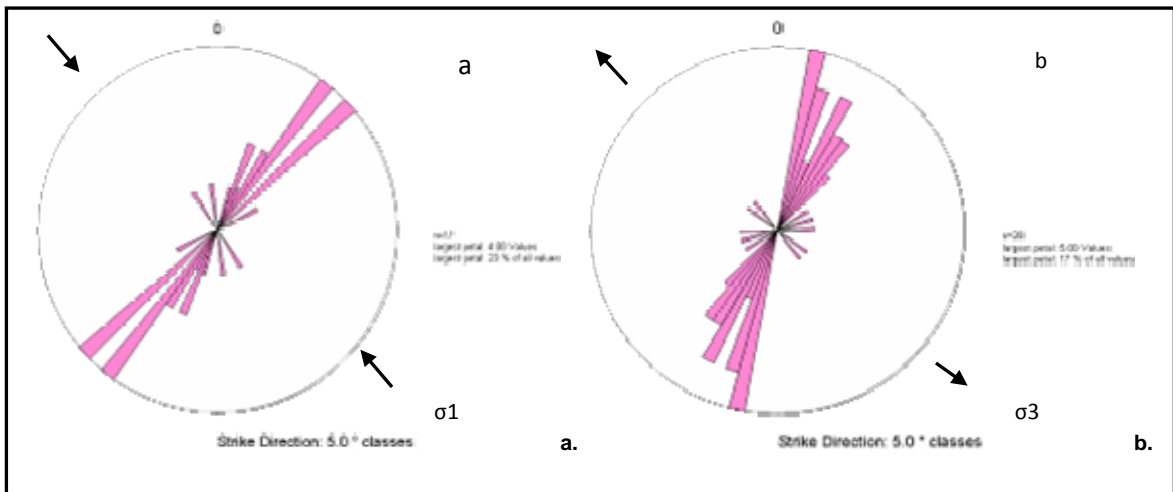
La descripción de fallas inversas en el área de estudio se llevo a cabo mediante los cabalgamientos que se sitúan más al este del Piedemonte Oriental (Guaicaramo, Yopal Cusiana), donde en la zona norte y central presentan una orientación promedio, de $N30^{\circ}E/N30^{\circ}-40^{\circ}NW$ y en la zona del Piedemonte sur la orientación predominante de las fallas inversas es de $N45^{\circ}E/45^{\circ}NW$ coincidiendo con la orientación de las fallas normales en el área de estudio (figura 27 a).

8.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

Mediante la cartografía de las estructuras en cada unidad sismoestratigráfica se puede inferir en el análisis estructural en el área de estudio dos escenarios en relación al levantamiento de la Cordillera Oriental (Figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 28 y 29 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 29, 30 y 31). El primero relacionado con la geometría y orientación de las estructuras y el segundo es relacionado con la propagación de la deformación en esta área (anexos 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14). A continuación es descrito cada uno.

1. Los patrones de fallamiento en el Foreland presentan una orientación promedio predominante en la zona norte y central de N20-30°E y en la zona sur una familia con orientación promedio N40°E. En menor proporción, existe una tendencia de ángulos menores a 10°, en la zona central, cercanos al piedemonte (N5-15°E /°SE). A su vez, algunas estructuras presentan orientaciones subordinadas de NS. Por lo tanto, las anteriores descripciones de estos sistemas de fallas apuntan a una relación de paralelismo con cada quiebre de la Cordillera Oriental, interpretadas como un proceso intrínseco donde el levantamiento de la Cordillera Oriental es quien moldea y da forma a la geometría de estas estructuras (figura 27).

Figura 27. Diagramas de rosetas para todas las fallas Inversa y normales del área de estudio.



a. Tendencia generalizada para fallas inversas en el Foreland y Piedemonte de N30°E/60°SE y N30°E/45°NW respectivamente; b. Orientación promedio de fallas normales de N20°E/60°SE a N30°E/50°NW.

Por otra parte, los sistemas subordinados que se presentan en el área de estudio que no coinciden con estas orientaciones su mecanismo de formación podría ser

debido a estructuras pre-existentes, posiblemente heredadas, del Paleozoico más que del basamento; pues un gran volumen de fallas implica el basamento. Sin embargo, esto no significa que existan debilidades heredadas en él mismo, por cuanto perfiles sísmicos no muestran indicadores o un contraste para diferenciar un cambio de basamento en las fallas mencionadas.

2. Por otro lado, la distribución espacial de las estructuras relacionadas a depósitos sintectónicos en el área de estudio, está relacionada con el frente de deformación. Luego permite inferir que a medida que el frente de deformación avanza hacia el oriente, la deformación en la cuenca de Antepaís de los Llanos se transfiere a niveles superiores cada vez que nos alejamos en dirección este del sistema activo.

Estratos de crecimiento identificados en los intervalos C6-C5, C1, de la Formación Carbonera, Formación León, y la Formación Guayabo, en la franja occidental del área de estudio revelan continua actividad tectónica en esta zona. No obstante, hacia el foreland central, las primeras apariciones de depósitos sintectónicos registradas en el miembro C4, indican el inicio de la deformación dentro de esta zona. Luego las continuas apariciones de estratos de crecimiento en miembros superiores de la Formación Carbonera, registran actividad asociada a esfuerzos extensivos involucrando cada vez zonas más distales.

Registros sintectónicos localizados dentro de la Formación León son visualizados dentro de toda el área de investigación. Este evento es más regional, luego es atribuido al aumento de carga tectónica y topográfica en el frente activo avanzando hacia el este, permitiendo que zonas más adyacentes a este frente activo experimenten compresión y por lo tanto manifiesten estructuras de inversión tectónica de pequeña escala. Por otra parte, el

aumento litostático y tectónico hace que se genere deformación inelástica extensional en el lado convexo de la litosfera (hacia los llanos) lográndola flexionarla y por ende haciendo que se originen la mayor parte de estructuras de crecimiento asociadas a estas estructuras extensivas, otro factor que ayuda en la formación de estos segmentos, es el material en el cual están sometidas (shales), si tenemos en cuenta que en la literatura, las fallas lístricas han sido registradas como un rasgo especial de fallas sindepositacionales en cuencas subsidentes con altos contenidos de shales (Shelton, 1984).

Posteriormente, durante la depositación de estratos basales pertenecientes a la Formación Guayabo, la mayor parte de las estructuras extensionales en el foreland occidental, invierten su actividad tectónica, pasando a estructuras dominadas por esfuerzos compresivos, y en el foreland central pocas estructuras registran actividad tectónica durante este tiempo.

Si seguimos ascendiendo dentro de esta Formación nos encontramos con una superficie discordante Intra_Guayabo (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19) No obstante, estructuras extensionales que estuvieron activas durante periodos anteriores especialmente en la Formación León, nuevamente son reactivadas durante este intervalo. En este intervalo de baja o nula actividad tectónica, la zona más oriental de la cuenca de Antepaís juega un papel importante, por cuanto las estructuras presentes en esta zona no presentan registro de depósitos sintectónicos durante la secuencia sedimentaria analizada desde el Mioceno Temprano hasta el Mioceno Medio, por cuanto, estas estructuras normales serían el resultado de este evento extensivo.

En el intervalo superior de la Formación Guayabo, se observa una nueva superficie erosiva de crecimiento (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19) donde relaciones de onlap y truncaciones marcan este límite erosivo. Sin embargo, esta superficie no pudo ser cartografiada en toda el área de estudio por qué el

registro sedimentario de la formación Guayabo disminuye hacia el SE del área de estudio. Estos estratos de crecimiento evidencian una nueva actividad tectónica durante este tiempo como el resultado de los últimos esfuerzos compresivos. De igual manera, gran parte de las estructuras ubicadas en la franja central y occidental no superan esta superficie erosiva quedando inactivas durante este intervalo.

8.4 CORRELACIÓN CRUDO- TRAMPA

Con el propósito de disminuir el riesgo en nuevos prospectos exploratorios en el área de estudio, se estableció una relación entre la actividad de las fallas reportadas en este trabajo y los dos pulsos de migración reportados por Ecopetrol (2007).

Según Ecopetrol (2007) dos tipos de acumulaciones comerciales de hidrocarburos fueron reportadas para la cuenca de los Llanos Orientales.

- La primera acumulación corresponde a la formación de la protocordillera Oriental entre 30-14 Ma, desprendiendo grandes volúmenes y cargados hacia relieves estructurales amplios más elevados, acumulados en principalmente en la Formación Mirador.

- La segunda acumulación está relacionada con la deformación Andina más temprana (4Ma), donde estos crudos migraron probablemente, a lo largo de fallas de cabalgamiento y planos estructurales de alto ángulo. este último proceso orogénico, genera y entrapa nuevos hidrocarburos y afecta estructuras preandinas previamente cargadas de crudo.

De lo anterior, en el área de estudio aumenta el riesgo de acumulación con la edad de la estructuras a medida que estas se hacen más jóvenes, dado que la geometría actual termina de formarse en los últimos 3 Ma.

Por lo que este trabajo, concluye de manera resumida que las estructuras más atractivas en los llanos y con menor riesgo serían aquellas fallas normales antitéticas, de edad Mioceno Medio, formadas durante la depositación de la Formación León (cuadro 9 anexos 7 y 8), donde el fluido característico proviene de primer pulso de acumulación. Luego, procesos de re-migración de fluidos tienen una componente especial dado que en los últimos 10 Ma ha habido una reestructuración haciendo que fluidos atrapados previamente sean liberados y migrados nuevamente hacia zona más distales de la Cordillera Oriental.

Estructuras posteriores a la depositación de Guayabo medio no tienen una mayor probabilidad de éxito en el atrapamiento de hidrocarburos, dado que el tiempo en que fueron formadas y la orientación en la cual se dispone el plano de buzamiento hacen que sirvan más como una ruta de migración de fluidos. Sin embargo esta hipótesis debe ser revisada aun con mayor detalle dado que es necesario tener en cuenta que el trazo de estas fallas se desarrollo a través de extrapolación, el correcto dibujo de las mismas tendrá una variable de error puesto que existen zonas donde la información sísmica es muy pobre arrojando poca información en la longitud, continuidad y orientación de las mismas.

Tabla 9. Cuadro característico con edades de las estructuras que hacen posibles las acumulaciones.

ÁREA	EDAD DE LA TRAMPA	TIPO DE FLUIDO	ACUMULACIÓN	.	OBSERVACIONES
Foreland Occidental	La mayoría de estructuras que hacen posibles las acumulaciones en esta zona son de Edad León. Aunque estructuras de los campos Morichal y Leticia estuvieron activos durante la depositación de la F. Carbonera Superior. La estructura de la Gloria Norte estuvieron activas durante el Carbonera Superior (anexos 3,4, 5 y 6)	Tipo M y B	Generado en cocinas tempranas (Cenomaniano-Turoniano). Tipo B es la respuesta de levantamientos andinos más recientes (<10 Ma)	Debido a la posición de los reservorios en el momento de carga estos fluidos fueron sometidos durante largos tiempo a proceso de biodegradación (>10 ma) que hoy se traducen en los campos la Gloria, la Gloria Norte , Tocaría y Morichal.	Son fallas anitéticas. Los crudos que entrampas son de La primera acumulación correspondiente a la formación de la protocordillera Oriental entre 30-14 Ma, en la Formación Mirador.
Foreland Central	Las estructuras que entrapan en esta zona son de Edad León.(anexos 5 y 6)	Tipo M y A	la carga ocurrió primero con la llegada de petróleos del grupo M a campos en el área sur y posteriormente con la llegada del grupo A en campos más al este como Rancho Hermoso, Cravo sur y caño carza.	La intensidad de los procesos de biodegradación esta marcado con el tiempo de llegada de estos fluidos donde al sur valores bajos de API han sido reportados. El grupo B en esta área no se observa aunque se reportan algunos campos con contenido de gas.	La ausencia de la Formación los cuervos, permite que arenas de las Fms.Guadalupe y Gachetá se comuniquen hidrahulicamente con arenas de la Fm Mirador facilitando las mezclas de los grupos A y M.
Foreland Oriental	Las estructuras que entrapan en esta zona son de Edad León y en menor proporción son formadas durante la discordancia intra-Guayabo, aunque esta edad es reportada solo para estructuras más distales del área de estudio y no corresponden a los campos más al oriente descritos anteriormente .(anexos 5, 6, 11 y 12)	Tipo A	El aceite es proveniente del grupo A y la cantidad de metano disminuye notablemente	Baja Biodegradación a pesar de la baja temperatura y las bajas profundidades de los reservorios	La ausencia del miembro C8, permite la comunicación hidráulica entre reservorios; haciendo que se encuentren en reservorios superiores de la Fm. Carbonera.

9. CINEMÁTICA

Para este análisis cinemático se tuvieron en cuenta, la distribución espacial de las estructuras relacionadas a depósitos sintectónicos en el área de estudio, dado que esta distribución fue atribuida a la migración hacia el este del frente activo. Las figura 28 y 29 y anexos 30 y 31 son un diagrama hipotético en el cual se resumen los factores que han influido en la formación de estas estructuras. El aumento de la carga tectónica permite la activación de estructuras extensivas hacia el oriente del cinturón orogénico determinado por la relación espacio- temporal de estas estructuras (figura 29 y anexo 31). Las edades establecidas para las estructuras presentes en el área de estudio, fueron basadas en el trabajo realizado por Parra et al., (2010) en el cual una recopilación de información basada en bio-zonación palinológica permitió la construcción cronoestratigráfica en el área de Medina, en los Llanos Orientales.

A continuación se describirá la descripción cinemática teniendo en cuenta criterios tales como la geometría, rasgos dinámicos, dominios estructurales y los mecanismos de generación de estos estratos de crecimiento, donde el correcto análisis de estas relaciones de crecimiento depende de gran parte de la complejidad del área de estudio, la duración en el tiempo de actividad, el grado de preservación, la resolución de la sísmica así como el régimen del tipo de esfuerzo por el cual fueron producidos.

9.1 MIOCENO TEMPRANO

Durante el Mioceno Temprano (figura 28 y anexo 30), relaciones geométricas sintectónicas en los miembros C6 y C5 de la Formación Carbonera, asociadas a estructuras extensivas y pliegues locales, localizadas en cercanías y a lo largo del

frente deformación, y primeras apariciones de fallas sintectónicas en la franja central del área de estudio en la unidad C4, son desarrolladas como consecuencia a una fase inicial de avance hacia el este de la carga tectónica (figura 28 y anexos 30); sin embargo esta fase tectónica es extendida hasta el miembro C1 donde se reconoce una mayor reactivación y activación de nuevas estructuras en la franja central del área de estudio.

Depósitos sin-extensionales, en esta fase tectónica son el resultado de la flexión en la litósfera haciendo que se formen las primeras fracturas como respuesta a la extensión flexural derivada de esfuerzos compresivos (ver por ejemplo Hubert, 1951 y Cloos 1968); De igual forma, estratos de crecimiento asociados a estructuras plegadas obedecen a esfuerzos solo compresivos como resultado del acortamiento dentro de la cuenca. Este evento es interpretado por Parra et al., (2010), como un inicial movimiento al oeste de la Falla de Lengupá soportado por estratos de crecimiento en los miembros C5 y C2, y es soportado en el flanco este de la Cordillera Oriental por datos de termocronología, los cuales, documentan la inicial exhumación durante el Oligoceno tardío- Mioceno Temprano, (Toro, 1990 y Parra et al., 2009).

A su vez, la disposición geométrica de los reflectores en los patrones de crecimiento en perfiles sísmicos, permiten inferir una tasa de sedimentación mayor en relación a la tasa de deformación, dado que los reflectores se disponen en relaciones de onlap hacia los flancos de los pliegues y superposición de estratos en la cresta del pliegue (figuras 13, 14, 15,16,17,18, 19, 28 y 29); además esta idea puede ser soportada, por la geometría en cuña (figuras 13, 14, 15,16,17,18, y 19) que presentan estos depósitos (Carbonera Medio y Superior) donde se observa una mayor subsidencia y una considerable depositación de material en las zonas más proximales cercanas al frente activo de la Cordillera Oriental, como lo presentan modelos de cuencas de Antepaís reportados por Flemings &

Jordan, 1989; DeCelles & Giles, 1996, Nemcok, 2005, los cuales proponen, que un aumento y avance de la cuña orogénica es traducida en subsidencia asimétrica dentro de la cuenca adyacente del cinturón orogénico.

De acuerdo a lo anterior, este fenómeno en el aumento en la tasa de sedimentación, también es reportado de por Parra et al., (2010), en la cuenca de Medina, donde reporta un incremento en las tasas de acumulación de sedimento en los miembros de C6-C5 de la Unidad Carbonera, como respuesta rápida dado a la proximidad de la cuenca con el área fuente (Macizo de Quetame).

No obstante, durante este intervalo, en zonas más distales este efecto en el aumento en la tasa de sedimentación, puede ser retrasado en relación a la carga tectónica, donde el adelgazamiento de estas Formaciones y dado a que no se registraron relaciones de crecimiento, mostrarían que zonas más lejanas al frente de deformación no estaría involucradas durante este periodo.

9.2 MIOCENO MEDIO-SUPERIOR

La deformación durante el Mioceno temprano se propaga al este en facies lodosas de la Formación León (figura 29 y anexo 31), manifestado por un máximo número de relaciones de crecimiento cartografiadas asociadas a fallas normales, como respuesta de:

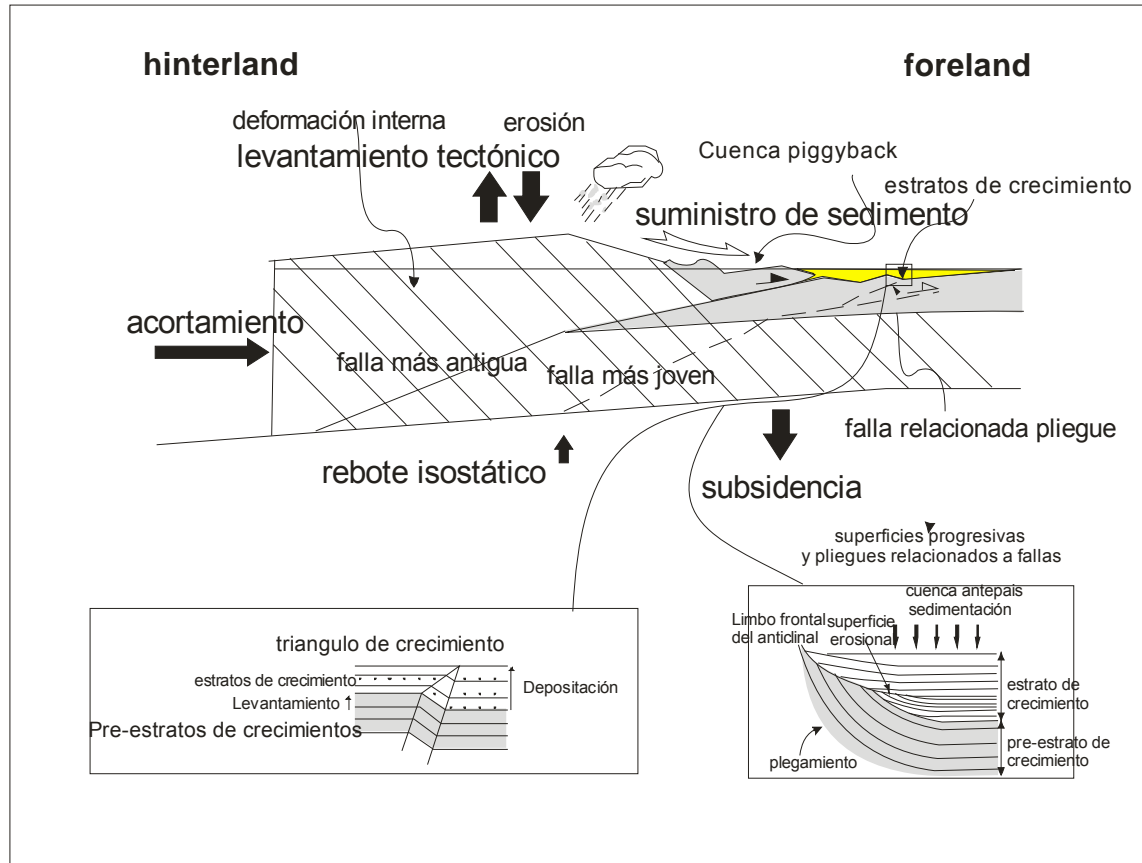
- La carga tectónica y litostática derivada de eventos registrados hacia el oeste, es propagada y permite generar en el perfil flexural arqueamientos convexos que responden a esfuerzos por extensión flexural. De acuerdo a Bayona et al., 2005, la deformación flexural en la cuenca de los llanos

durante la acumulación de la Formaciones león y Guayabo sugiere cargas tectónicas con alturas superiores a los 10 km indicando una estructuración que involucra basamento.

- Dado que la propagación de la deformación es hacia el este, y dado que gran parte de las estructuras durante este intervalo son extensivas se pueda caracterizar como un evento extensivo de carácter regional que involucra gran parte del foredeep en el área de estudio, donde previos planos rompen y no necesitan de un gran esfuerzo por el mismo debilitamiento que presentan.
- La forma geométrica durante el depósito de esta formación es en forma lenticular (figura 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19) y no acuñada como se registra durante la actividad tectónica como el modelo presentado por Jordan, 1995 .
- Geométricamente, estos depósitos de crecimiento en estos intervalos, permite sugerir que la sedimentación durante este tiempo fue continua y constante. En adición Schlunegger et al., 1997 en la parte más baja durante el Mioceno Tardío infiere un aumento en el suministro de sedimentos proveniente del levantamiento de la Cordillera Oriental.

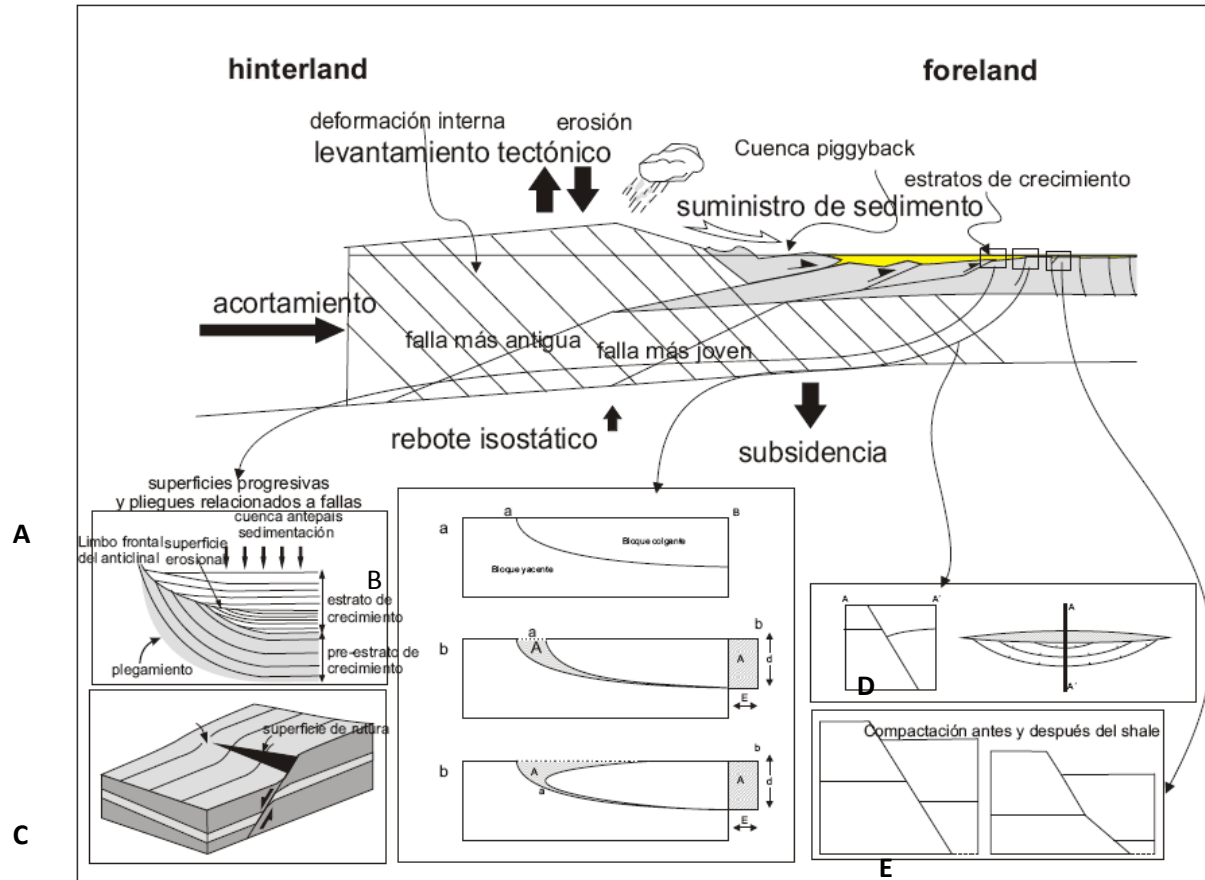
No obstante, en el intervalo Mioceno superior, en depósitos superiores de la Formación León y depósitos basales de la Formación Guayabo, estratos sintectónicos asociados a estructuras de inversión son reconocidas a lo largo del frente de deformación (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19) y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25 y 26), luego estas evidencias son traducidas como un inicio hacia el este de la cuña orogénica,

Figura 28. Diagrama hipotético de la formación de estructuras en los Llanos (anexo 30).



La figura muestra los procesos de superficie e internos actuando durante el desarrollo y la depositación de unidades sintectónicas en la cueca de antepaís, además de la posición de estratos de crecimiento ligados a cinturones cabalgantes. El acortamiento es más bajo posiblemente como ha influenciado durante el Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano.

Figura 29. Diagrama hipotético para la formación de estructuras en los Llanos (anexo 31). (El acortamiento es mayor)



La figura muestra los procesos de superficie e internos actuando durante el desarrollo y la depositación de unidades sintectónicas en la cueca de Antepaís durante el Mioceno Medio hasta el Reciente. A. Progresivas inconformidades dentro de márgenes de cuencas foreland como el resultado de interferencia de procesos sedimentarios y procesos tectónicos; B. control de la forma del rollover en un segmento de fallas lístrico (a. sección indeformada; b el bloque colgante se extiende una distancia “E”, creando una rectangular área “A” la cual es igual a la formada en “A” c, etapa final para forma una estructura rollover. C. Bloque diagrama ilustrando la manera en la cual la superficie de ruptura rompe a través de estructuras plegadas; D. mapa y sección transversal hipotético mostrando estructuras por “reverse Drag” a lo largo de una falla planar E. efectos de compactación.

- La forma geométrica durante el depósito de esta formación es en forma lenticular (figura 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19) y no acuñada como se registra durante la actividad tectónica como el modelo presentado por Jordan, 1995.
- Geométricamente, estos depósitos de crecimiento en estos intervalos, permite sugerir que la sedimentación durante este tiempo fue continua y constante. En adición Schlunegger et al., 1997 en la parte más baja durante el Mioceno Tardío infiere un aumento en el suministro de sedimentos proveniente del levantamiento de la Cordillera Oriental.

No obstante, en el intervalo Mioceno superior, en depósitos superiores de la Formación León y depósitos basales de la Formación Guayabo, estratos sintectónicos asociados a estructuras de inversión son reconocidas a lo largo del frente de deformación (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25 y 26), luego estas evidencias son traducidas como un inicio hacia el este de la cuña orogénica,

9.3 MIOCENO SUPERIOR -PLIOCENO

Teniendo en cuenta parámetros tales como: la geometría de los reflectores, las características sismoestratigráficas y las estructuras de crecimiento encontradas dentro de la Formación Guayabo , podemos dividir y describir esta Formación en tres intervalos: Guayabo Inferior, Guayabo Medio y Guayabo Superior (figura 6).

Durante la depositación de la parte media del Guayabo se evidencia un cambio en sentido de dirección de buzamiento de los reflectores invirtiendo su orientación en la zona más adyacentes cercano al frente de deformación mientras zonas más distales del frente activo una rotación gradual de los reflectores es observada. Por cuanto, esta geometría, permite inferir el inicio de un nuevo periodo de actividad tectónica al final del Mioceno Superior. A medida que se asciende dentro de esta formación relaciones geométricas de los reflectores tales como, truncaciones y relaciones de onlap permiten el desarrollo de una superficie discordante progresiva denominada Intra-Guayabo y descrita por Delgado y Gelvez, 2007 (3-2 Ma?), sin embargo, esta edad aún se desconoce dado que no sean realizados dataciones absolutas que permiten dar acierto a esta edad.

Este límite es descrito como la superficie de finalización de actividad tectónica y el comienzo de una fase de quietud o de baja actividad tectónica dada a la geometría que presenta la cuenca durante estos intervalos como el modelo sugerido Jordan (1995) para cuencas de Antepaís.

Durante la fase tectónica, hacia la zona proximal de la cuenca, el aporte de sedimentos para la parte inferior y media de la Formación Guayabo proviene de la Cordillera Oriental producto de los cabalgamientos que se encuentran más al occidente y constituyen el núcleo del levantamiento y para las partes más distales el área fuente de sedimentos proviene del Escudo de la Guyana.

Durante el desarrollo de esta superficie discordante, gran parte de las fallas normales activadas durante intervalos inferiores en la zona más central, nuevamente son reactivadas y fallas en zonas más distales son creadas como respuesta a un proceso de flexión en la litosfera resultado de la compresión previa a la formación de la superficie discordante Intra-Guayabo o como el resultado de la relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo durante la creación de la superficie erosiva..

Seguido de este periodo se inicia un nuevo periodo de actividad tectónica, representado por pliegues de pequeña escala que están asociados a fallas de inversión y estratos de crecimientos evidenciados a lo largo del frente activo ((figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 28 y 29 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25 y 26), 29 anexo 31), en el área de estudio. Mora et al., 2008, documentaron una aceleración en las tasas de exhumación en el flanco oriental de la Cordillera Oriental cerca de 3 Ma on una tasa de acortamiento cerca de 5mm/año.

La génesis de estratos de crecimiento es interpretada como respuestas a los cabalgamientos más jóvenes tales como Guaicaramo, Yopal y Cusiana que traen un nuevo avance hacia el este de la carga tectónica. Por otra parte, estos estratos sintectónicos estarían relacionados a cabalgamientos al occidente tales como la Falla de Tesalia-Pajarito o su equivalente, por cuanto la Falla de Guaicaramo estaría inactiva durante la depositación de la parte superior del Guayabo Superior y cabalgamientos posteriores tales como Yopal y Cusiana llegarían para cortar estos estratos.

La geometría de estos estratos de crecimiento, permite inferir una tasa de sedimentación rápida permitiendo que los reflectores sean dispuestos en relaciones de onlap hacia los flancos de los pliegues y superposición de los mismos en la cresta del pliegue. De acuerdo a Parra et al., 2010, la tectónica

posiblemente ejerció un mayor control, y fue favorecida por un amplia carga de sedimentos.

10. DEFORMACIÓN CORDILLERA ORIENTAL Vs. DEFORMACIÓN LLANOS

Diferentes modelos han sido presentados tratando de predecir la evolución arquitectónica estratigráfica y estructural del cinturón plegado y fallado de la Cordillera Oriental en su flanco oriental. La mayoría de estos modelos tratan de ubicar diferentes sitios de control en su posición original de acumulación, simulando agentes externos como la tectónica, el clima y la eustasia, y agentes internos quienes controlan los procesos de acumulación de sedimentos, el enterramiento y las deformaciones sin- y post-deposicionales (figuras 28 y 29 anexos 30 y 31). Sin embargo, pocos modelos han profundizado en el tiempo de formación de las estructuras asociadas en la cuenca de Antepaís de los Llanos.

La deformación del cinturón activo desde el Oligoceno ha influenciado en la geometría actual de la cuenca subandina de los Llanos, teniendo en cuenta la evolución tectonoestratigráfica presentada por Bayona *et al.*, 2005, Informes Internos de Ecopetrol, 2003, Ecopetrol, 2004 Ecopetrol, 2005 Ecopetrol, 2006 y Ecopetrol, 2007, Martínez, (2006), recientes trabajos evolutivos estructurales y sedimentológicos apoyados de técnicas de termocronología presentadas por Mora 2007, Mora *et al.*, 2008, Parra *et al.*, 2009b y Parra *et al.*, 2010 en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental, son tema de comparación con la deformación de las estructuras en la cuenca de Antepaís de los Llanos.

Según Bayona *et al.*, 2005, dos secuencias de eventos de deformación tuvieron lugar en el flanco este del cinturón orogénico Oriental, mediante un modelo de subsidencia flexural 2D. El primer evento comenzó a principios del Maastrichtiano y culminó en el Eoceno Tardío; el Segundo evento comenzó a principios del Oligoceno y se extendió hasta el Plioceno. Debido a que el presente estudio se enfoca en el intervalo Oligoceno Tardío hasta el Reciente, se describirán las estructuras que estuvieron activas durante esta secuencia.

10.1 OLIGOCENO

Bayona et al., 2005, describen un pulso de deformación que comenzó durante el Eoceno medio entre 44-34 Ma en el Valle Medio del Magdalena asociado a un perfil de de baja subsidencia o levantamiento flexural en el área de estudio durante el Paleoceno Temprano y el Eoceno. Posteriormente, estas cargas fueron trasladadas al este del sector Laguna (limitado por el sistema de fallas Chameza), donde se extendió hasta el Eoceno Tardío en Cusiana entre 33-39 Ma, subsecuentemente, la deformación fue trasladada al oeste de Tierranegra afectando la región de los Llanos en el oligoceno durante 24-33 Ma, donde un alto aporte de sedimentos y un aumento en la subsidencia flexural controla el cambio abrupto de espesores y el relleno de cuenca, evidenciado por los depósitos de la Formación Carbonera, donde líneas sísmicas (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26,) dispuestas en forma de cuña, manifestando un perfil asimétrico hacia las partes más proximales cercanos al Piedemonte Oriental.

Para Martínez (2006) la deformación en el Piedemonte Llanero involucra múltiples fases de deformación que se iniciaron hace 39 Ma con la depositación de la Formación Carbonera Inferior. En esta etapa temprana, sugiere un acortamiento paralelo de capas y un plegamiento prefallado, desarrollando pequeños altos a lo largo del lado noroeste de las trazas de las principales fallas. Este evento fue datado a través de técnicas de termocronología por Parra et al., 2009b, en el sector axial de la Cordillera donde reportan una inicial exhumación y levantamiento durante el Eoceno Medio-Oligoceno.

Un evento erosivo es registrado en zonas más distales del área de estudio, donde perfiles sísmicos (figuras 30 y 31 anexos 34 y 35) exhiben relaciones de onlap y truncaciones de los reflectores removiendo secuencia Paleocena y alcanzando

probablemente niveles más superiores Eocenos , aunque remanentes depósitos de la Formación mirador pueden estar presentes. Este evento es evidenciado por

OLIGOCENO			
	Bayona et al., 2005	Parra et al., 2009	En este Trabajo
CORDILLERA ORIENTAL	<p>Un pulso de deformación el Eoceno medio entre 44-34 Ma en el VMM asociado a un perfil de de baja subsidencia o levantamiento flexural en el área de estudio durante el Paleoceno Temprano y el Eoceno.</p> <p>Posteriormente, estas cargas fueron trasladadas al este del sector Laguna (limitado por el sistema de fallas Chameza), donde se extendió hasta el Eoceno Tardío en Cusiana entre 33-39 Ma.</p>	<p>Datos de termocronología reportan en el sector axial de la Cordillera reportan una inicial exhumación y levantamiento durante el Eoceno Medio-Oligoceno.</p>	
LLANOS ORIENTALES	<p>La deformación fue trasladada al oeste de Tierranegra afectando la región de los Llanos en el oligoceno durante 24-33 Ma.</p> <p>un pulso de deformación flexural durante el Oligoceno más Temprano y conduce a la erosión del registro Eoceno y en parte del Paleoceno</p>		<p>Se registra un alto aporte de sedimentos en donde depósitos en la Fm. Carbonera, manifiestan un perfil asimétrico hacia las partes más proximales cercanos al Piedemonte Oriental.</p> <p>Un evento erosivo es registrado en zonas más distales del área de estudio, donde perfiles sísmicos exhiben relaciones de onlap y truncaciones de los reflectores removiendo secuencia Paleocena y alcanzando probablemente niveles más superiores Eocenos, aunque remanentes depósitos de la Formación mirador pueden estar presentes.</p>

Tabla No. 10 Cuadro comparativo entre la deformación Cordillera Oriental Vs. deformación Llanos en el Oligoceno

Bayona et al., 2005, quien describe, un pulso de deformación flexural durante el Oligoceno más Temprano y conduce a la erosión del registro Eoceno y en parte del Paleoceno. Interpretaciones bioestratigráficas por Jaramillo y Rueda (2003) postulan una discordancia en el área de estudio donde depósitos del Paleoceno Tardío hasta el Oligoceno Temprano están ausentes (ver tabla 10 de resumen).

10.2 MIOCENO INFERIOR

Según, Parra et al., 2009b, basado en datos de Termocronología, relaciones de crecimiento en los miembros C5-C2 en el limbo occidental del sinclinal de Medina, y el aumento abrupto en las tasas de acumulación durante los miembros C6-C5 documentan, una inicial exhumación y levantamiento en el flanco oriental de la Cordillera Oriental durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, asociado a la falla de Lengupá.

De acuerdo a lo anterior, esta deformación fue transferida afectando zonas proximales al frente activo en la cuenca de antepáis de los llanos durante el Mioceno Temprano (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19 y anexos 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26,), por cuanto relaciones sintectónicas en los miembros de C6 y C5 de la Formación Carbonera asociadas a estructuras extensivas y pliegues locales compresivos aparecen como respuesta a este evento. La continua deformación compromete áreas más distales, permitiendo aumentar la actividad tectónica en los llanos donde depósitos sintectónicos son transferidos a niveles superiores (C4) de la Formación Carbonera. Estas estructuras posiblemente son desarrolladas en respuesta al avance de la cuña orogénica, aumentando la carga tectónica y por consiguiente flexionando el perfil flexural por cuanto esfuerzos por extensión flexural dominan esta zona.

El aumento y el avance de la cuña orogénica durante este periodo son representados en subsidencia asimétrica dentro de la cuenca de Antepaís de los Llanos, proporcionando una mayor subsidencia y una considerable depositación de material en las zonas más proximales cercanas al frente activo, tal como lo es reportado en modelos flexurales para cuencas de Antepaís por Flemings & Jordan, 1989; DeCelles & Giles, 1996, Nemcok, 2005.

Además la disposición geométrica de los estratos sintectónicos asociados a pliegues locales como respuesta a fases iniciales de esfuerzos compresivos, permiten inferir una tasa de sedimentación mayor en relación a la tasa de deformación, dado que los reflectores se disponen en relaciones de onlap hacia los flancos de los pliegues y superposición de estratos en la cresta del pliegue.

La ausencia de estratos de crecimiento en la Unidad C3 de la Formación Carbonera, sugieren una disminución en la actividad tectónica en el área de estudio, sin embargo, pocas estructuras relacionadas a crecimiento en el Intervalo C2 documentan una inicial reactivación de estructuras que se prolonga a la unidad más superior (C1) de esta formación registrando un relativo aumento en las relaciones de crecimiento en el área de estudio. De acuerdo a Parra et al., 2010, en el sector más oriental de la cuenca de medina se observa una progradación de sedimentos de granos gruesos en el miembro C1 indicando un episodio de local subsidencia asociada con actividad cabalgante.

Por todo lo anterior, este periodo es considerado como un avance del frente de deformación hacia al este, donde la deformación es transferida a zonas adyacentes dentro de la cuenca de los Llanos, tal como lo registran estratos de crecimiento. Sin embargo, zonas más distales en el área de estudio no fueron afectadas dado que no se registraron relaciones de crecimiento en esta área (ver tabla 11 de resumen).

Figura 30. Evidencia de remoción de Material posiblemente desde el Paleoceno Tardío sin afectar depósitos de la Formación Mirador en esta zona. Observe el reflector amarillo y morado.

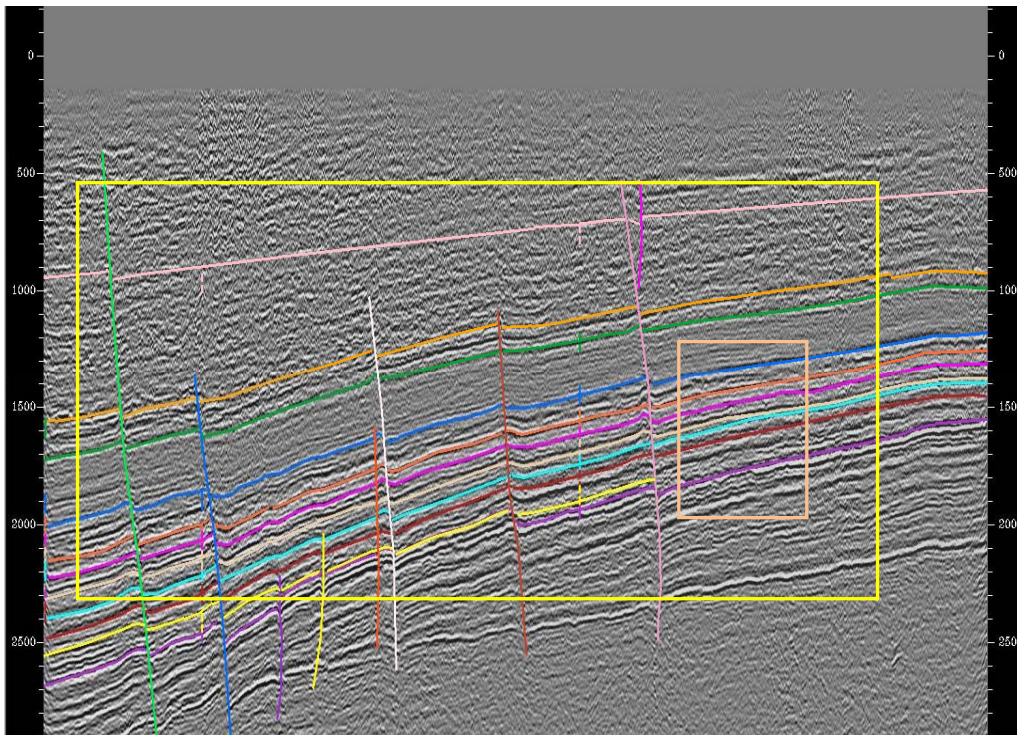


Figura 31. Evidencia de remoción de Material posiblemente desde el Paleoceno Tardío sin afectar depósitos de la Formación Mirador en esta zona. observe el reflector amarillo y morado.

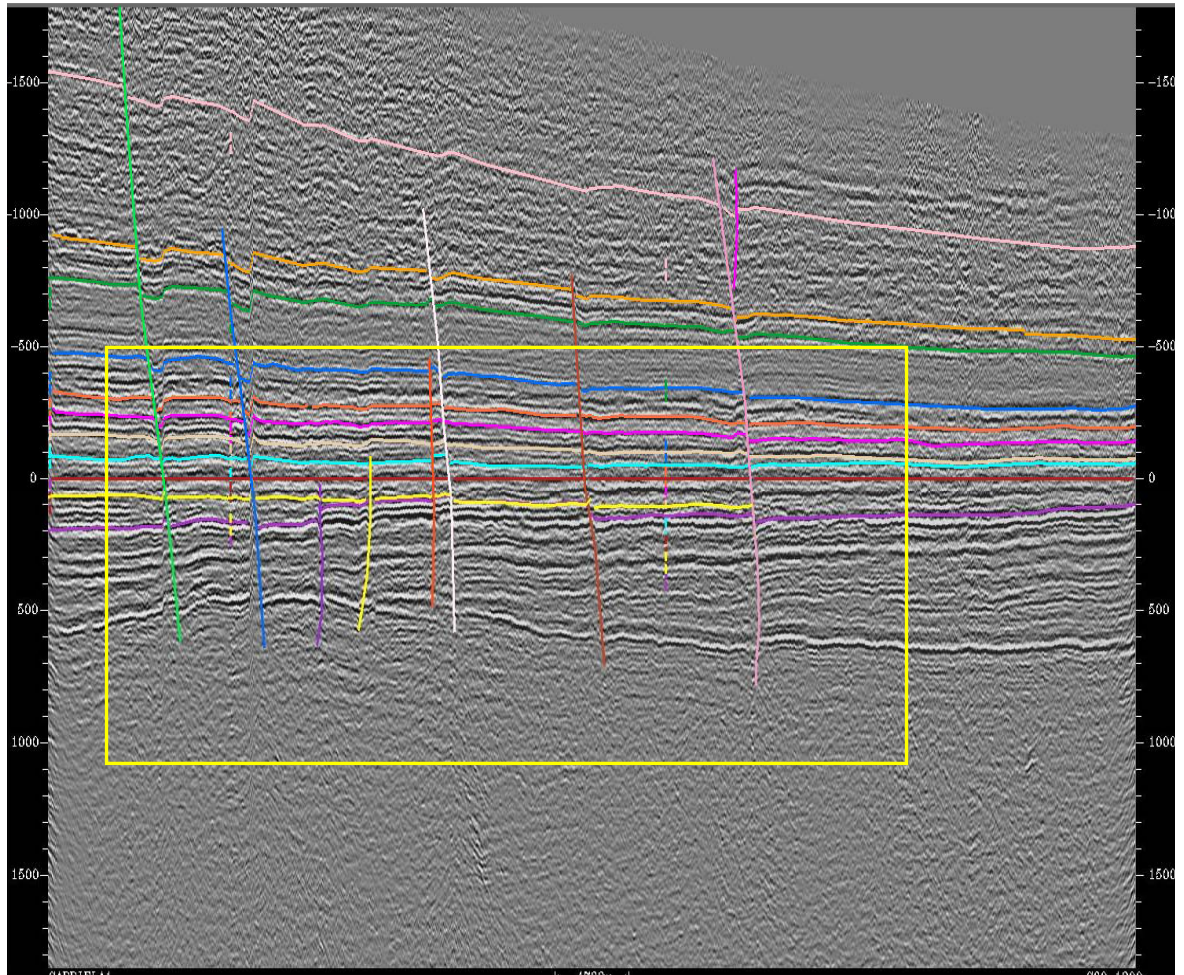


Tabla No. 11 Cuadro comparativo entre la deformación Cordillera Oriental Vs. Llanos en el Mioceno Inferior

MIOCENO INFERIOR		
	Parra et al., 2009	En este Trabajo
CORDILLERA ORIENTAL	Relaciones de crecimiento en los miembros C5-C2 en el limbo occidental del sinclinal de Medina, y el aumento abrupto en las tasas de acumulación durante los miembros C6-C5 documentan, una inicial exhumación y levantamiento en el flanco oriental de la Cordillera Oriental durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, asociado a	

	la falla de Lengupa.	
<p>LLANOS ORIENTALES</p>	<p>De acuerdo a Parra et al., 2010, en el sector más oriental de la cuenca de medina se observa una progradación de sedimentos de granos gruesos en el miembro C1 indicando un episodio de local subsidencia asociada con actividad cabalgante.</p>	<p>Esta deformación fue transferida afectando zonas proximales al frente activo en la cuenca de antepáis de los llanos durante el Mioceno Temprano.</p> <p>relaciones sintectónicas en los miembros de C6 y C5 asociadas a estructuras extensivas y pliegues locales compresivos aparecen como respuesta a este evento.</p> <p>La continua deformación compromete áreas más distales, permitiendo aumentar la actividad tectónica en los llanos a niveles superiores (C4) de la Formación Carbonera.</p> <p>El aumento y el avance de la cuña orogénica durante este periodo son representados en subsidencia asimétrica en los llanos proporcionando una mayor subsidencia y una considerable depositación de material en las zonas más proximales cercanas al frente activo.</p> <p>Ausencia de estratos de crecimiento en la Unidad C3 de la Formación Carbonera, sugieren una disminución en la actividad tectónica en el área de estudio, sin embargo, pocas estructuras relacionadas a crecimiento en el Intervalo C2 documentan una inicial reactivación de estructuras que se prolonga a la unidad más superior (C1).</p> <p>Por todo lo anterior, este periodo es considerado como un avance del frente de deformación hacia al este, donde la deformación es transferida a zonas adyacentes dentro de la cuenca de los llanos, tal como lo registran estratos de crecimiento. Sin embargo, zonas más distales en el área de estudio no fueron afectadas dado que no se registraron relaciones de crecimiento en esta área.</p>

10.3 MIOCENO MEDIO

Una disminución en el tamaño de grano durante el Mioceno Medio, dio lugar a la depositación de la Formación León, donde la deformación se propagó en los llanos orientales manifestado por un máximo número de relaciones de crecimiento cartografiadas asociadas a fallas normales (figuras 13-19 Anexos 3-14, 20-26), y estructuras extensivas que vierten su movimiento en zonas

adyacentes al frente activo son desarrolladas en la parte más superior de esta Formación.

Estas estructuras extensivas estarían asociadas a dos escenarios indistintamente relacionados:

- Como consecuencia a la carga tectónica derivada del Mioceno Inferior donde posiblemente este episodio se extienda en esta área hasta el Mioceno Medio más bajo. Esta carga generaría el arqueamiento en el perfil flexural creando y permitiendo que la cobertera sedimentaria responda a esfuerzos por extensión flexural (figuras 21 y 22 anexos 30 y 31). De igual manera, el avance hacia el este de la cuña orogénica permite que estructuras extensivas adyacentes al actual cinturón orogénico que estuvieron activas durante periodos anteriores sean reactivadas e inviertan el esfuerzo que las generó en un inicio pasando de extensivo a compresivo. Parra et al., 2010, documento reactivación de cabalgamiento fuera de secuencia en el sector axial de la Cordillera Oriental, asociada a las fallas de Soapaga, de igual forma esta hipótesis esta soportada por trazas de fisiones de apatito en el bloque colgante de la falla Soapaga quienes revelan una actividad durante el Mioceno Inferior-Mioceno medio. Además Bayona et al., 2005, refiere una alta pendiente en la curva de subsidencia desde el Oligoceno extendiéndose hasta el Mioceno Medio (24-14 Ma).

Tabla No. 12 Cuadro Comparativo entre la deformación Cordillera Oriental Vs. Llanos en el Mioceno Medio

Mioceno Medio			
	Bayona et al., 2005	Parra et al., 2009	En este Trabajo
CORDILLERA ORIENTAL	Refiere una alta pendiente en la curva de subsidencia desde el Oligoceno extendiéndose hasta el Mioceno Medio (24-14 Ma).	reactivación de cabalgamiento fuera de secuencia en el sector axial de la Cordillera Oriental, asociada a las fallas de Soapaga, datos de termocronología en la falla Soapaga revelan una actividad durante el Mioceno Inferior-Mioceno medio.	
LLANOS ORIENTALES			<p>Una disminución en el tamaño de grano durante el Mioceno Medio, dio lugar a la depositación de la Formación León.</p> <p>Estructuras de crecimiento son consecuencia a:</p> <ul style="list-style-type: none"> • La carga tectónica que generaría el arqueamiento en el perfil flexural de la cuenca, permitiendo que la cobertera sedimentaria responda a esfuerzos por extensión flexural. <p>Donde el avance hacia el este de la cuña orogénica permite que estructuras extensivas adyacentes al actual cinturón orogénico que estuvieron activas durante periodos anteriores sean reactivadas e inviertan el esfuerzo que las generó en un inicio pasando de extensivo a compresivo.</p> <ul style="list-style-type: none"> • La mayoría de las estructuras extensivas resultarían de un evento extensivo regional que involucra gran parte del área de estudio. <p>Dos evidencias: la geometría lenticular que adopta la cuenca para la depositación de esta Formación y estos depósitos sintectónicos generados durante esta fase de baja actividad tectónica compresiva provoca además una relajación de esfuerzos, convirtiendo el esfuerzo principal en el esfuerzo menor.</p>

- El resultado de estas estructuras serían formadas durante una disminución en la actividad tectónica, donde la mayoría de las estructuras extensivas resultarían de un evento extensivo regional que involucra gran parte del área de estudio. Dos evidencias para esta fase fueron registradas: 1) la geometría lenticular que adopta la cuenca para la depositación de esta Formación, tal como lo sugiere el modelo presentado por Jordan, 1995 y 2). estos depósitos sintectónicos generados durante esta fase de baja actividad tectónica compresiva provoca además una relajación de esfuerzos, convirtiendo el esfuerzo principal en el esfuerzo menor, por cuanto las estructuras están orientadas paralelamente con cada quiebre de las fallas que limitan el este de cinturón orogénico Oriental.

10.4 MIOCENO SUPERIOR –PLIOCENO

Estratos sintectónicos asociados a estructuras de inversión son reconocidas en los primeros depósitos de la Formación Guayabo a lo largo del frente de deformación (ver tabla 13 de resumen), luego estas evidencias son reflejadas como un nuevo inicio de migración hacia el este de la cuña orogénica en el intervalo Mioceno superior como lo reportado por Martínez, (2006) donde altas tasas de subsidencia y la cantidad de sedimentos suministrados llevaron a la depositación de la Formación Guayabo (7-5 Ma). Es en esta secuencia donde se ha atribuido a la principal deformación Andina, por cuanto nuevas estructuras fueron creadas por la propagación de pliegues fallados sobre rampas cabalgantes para formar anticlinales relacionadas a rampas en el flanco axial de la Cordillera Oriental.

Autores tales como Bayona et al., 2005, durante los últimos 10 Ma, reportaron la reactivación del área al este de la falla de Chameza, donde estructuras tales como: Santa María, Tesalia Pajarito, Guaicarmo y Yopal tuvieron lugar durante este intervalo y produjeron el mayor relieve estructural permitiendo la exhumación

del Cretáceo Inferior. No obstante, datos de termocronología reportados por Mora et al., 2008 al sur del área de estudio revelan edades más jóvenes en el flanco oriental de la Cordillera Oriental al este de la falla de Servita con edades inferiores a 3 Ma donde las tasas de exhumación habrían acelerado dentro estos periodos, exhumando un mínimo de 3-5 Km.

De otra forma, en el área de estudio, durante el proceso de depositación de la Formación Guayabo es factible que este ligada a periodos de inactividad y actividad tectónica iniciándose con un periodo de nula o baja actividad tectónica durante el Mioceno Medio Más superior, estos es soportado por la geometría de los reflectores más basales de la Formación Guayabo donde se disponen en forma paralela y adoptan la forma arquitectónica de la cuenca antecesora durante el depósito de la Formación León.

Un cambio en el sentido de orientación en los reflectores es registrado en la parte media de la unidad sismoestratigráfica Guayabo (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19 Anexos 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10,11, 12, 13, 14, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26), en el área de estudio, en donde zonas proximales a la carga cabalgante logran invertir la orientación de los reflectores y zonas más distales exhiben una rotación gradual de los reflectores. Luego, esta geometría gradual en la rotación en los reflectores indica una continua actividad tectónica y un aumento gradual en la tasa de deformación aumentando en un máximo como lo registran perfiles sísmicos cercanos al frente de deformación, donde se observa un cambio abrupto en la orientación de buzamientos de los reflectores llevado a cabo en un intervalo Mioceno más superior-Plioceno Temprano. Esta actividad tectónica puede estar asociada a los cabalgamientos que se registran más al oeste de la falla de Tesalia.

Esta continuidad en la actividad tectónica, es interrumpida por periodo de erosión donde relaciones de onlap y truncaciones manifiestan una superficie discordante

progresiva dentro del Guayabo (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19 Anexos 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10,11, 12, 13, 14, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26). Este evento fue reportado por Mora, 2007, en el sinclinal de Nazareth, donde documentó el desarrollo de inconformidades de crecimiento en estratos del Mioceno más superior- Plioceno asociado con el Fallamiento y el plegamiento del anticlinal Farallones. De acuerdo a Delgado y Gelvez, 2007, este límite es la superficie de finalización de un fuerte periodo de actividad tectónica y el comienzo de una fase de quietud o de baja actividad tectónica evidenciado por la forma arquitectónica lenticular que presenta la cuenca durante la depositación de este intervalo, como el modelo sugerido por Jordan (1995).

Gran parte de las fallas normales nuevamente son reactivadas (figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19 Anexos 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10,11, 12, 13, 14, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26), y fallas en zonas más distales son creadas como respuesta a un proceso de flexión de la litosfera producto de la compresión previo a la formación de la superficie erosiva Intra-Guayabo o producto de la relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo durante el periodo erosivo que da lugar a esta superficie discordante.

Durante a este evento, estratos nuevamente adquieren la forma lenticular en el Plioceno superior. Un nuevo periodo de actividad tectónica es representado por pliegues de pequeña escala asociados a fallas de de inversión y estratos de crecimientos crean una nueva superficie erosiva, evidenciada a lo largo del frente activo. La génesis de estos estratos de crecimiento es interpretada como respuestas a la llegada de cabalgamientos más jóvenes tales como Guaicaramo y Yopal.

Tabla No. 13 Cuadro Comparativo entre la deformación Cordillera Oriental Vs. Llanos en el Mioceno Superior-Plioceno

MIOCENO SUPERIOR –PLIOCENO		
	CORDILLERA ORIENTAL	LLANOS ORIENTALES
Bayona et al., 2005	Durante los últimos 10 Ma, ocurre la reactivación del área al este de la falla de Chameza, donde estructuras tales como: Santa María, Tesalia Pajarito, Guaicarmo y Yopal tuvieron lugar durante este intervalo y produjeron el mayor relieve estructural permitiendo la exhumación del Cretáceo Inferior.	
Mora 2007	En el sinclinal de Nazareth, documentó el desarrollo de inconformidades de crecimiento en estratos del Mioceno más superior- Plioceno asociado con el Fallamiento y el plegamiento del anticlinal Farallones.	
Delgado y Gelvez, 2007,	Este límite es la superficie de finalización de un fuerte periodo de actividad tectónica y el comienzo de una fase de quietud o de baja actividad tectónica evidenciado por la forma arquitectónica lenticular que presenta la cuenca durante la depositación de este intervalo, como el modelo sugerido por Jordan (1995).	
Mora et al., 2008	Datos de termocronología reportados al sur del área de estudio revelan edades más jóvenes en el flanco oriental de la Cordillera Oriental al este de la falla de Servita con edades inferiores a 3 Ma donde las tasas de exhumación habrían acelerado dentro estos periodos, exhumando un mínimo de 3-5 Km.	
En este Trabajo		<p>Estratos sintectónicos asociados a estructuras de inversión son reconocidas en los primeros depósitos de la Formación Guayabo a lo largo del frente de deformación, luego estas evidencias son reflejadas como un nuevo inicio de migración hacia el este de la cuña orogénica en el intervalo Mioceno superior</p> <p>La depositación de la Fm. Guayabo es ligado a periodos de inactividad y actividad tectónica iniciándose con un periodo de nula o baja actividad tectónica.</p> <p>Un cambio en el sentido de orientación en los reflectores en zonas proximales a la carga cabalgante logran invertir la orientación de los reflectores y zonas más distales exhiben una rotación gradual de los reflectores en la parte media de la Fm. Guayabo. Esta geometría en la rotación en los reflectores indica una continua actividad tectónica y un aumento en la tasa de deformación, asociada a los cabalgamientos que se registran más al oeste de la falla de Tesalia.</p> <p>Esta continuidad en la actividad tectónica, es interrumpida por periodo de erosión donde relaciones de onlap y truncaciones manifiestan una superficie discordante progresiva dentro del Guayabo</p>

		<p>Gran parte de las fallas normales nuevamente son reactivadas, y fallas en zonas más distales son creadas como respuesta a: la flexión de la litosfera durante la actividad tectónica o a un proceso de relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo.</p> <p>Un nuevo periodo de actividad tectónica es representado por pliegues de pequeña escala asociados a fallas de inversión y estratos de crecimientos, la génesis de estos estratos de crecimiento es interpretada como respuestas a la llegada de cabalgamientos más jóvenes tales como Guaicaramo y Yopal.</p>
--	--	--

11. DISCUSIÓN

Establecer la edad de las estructuras en la Cuenca de Antepaís no es una labor sencilla, dado que las fallas que afectan la zona de trabajo corresponden a varios eventos o estuvieron activas, durante un intervalo determinado a lo largo de la evolución de los Llanos en el Terciario. Previos estudio elaborados por Ecopetrol, 2004, 2006, 2007, reportan solo tendencias generales y la edad de Fallamiento es inferida a través de la secuencia la cual atraviesan; sin embargo, se necesitan más argumentos en los cuales se muestre que una falla que atravesase determinada sección corresponde a tal tiempo de formación, si se tiene en cuenta el ambiente tectónico en el cual se ha formado la cuenca.

Pocos trabajos reportan y la mayor parte de estos infieren de manera superficial la geometría, el tiempo de actividad y los mecanismos de formación de estas estructuras, por lo cual un estudio detallado de depósitos sintectónicos asociadas a estructuras compresivas y segmentos de fallas de crecimiento asociadas a esfuerzos extensivos pueden dar un argumento más sólido que indique el tiempo que estuvo activa la estructura durante la depositación de la Formación Carbonera hasta depósitos más recientes agrupados dentro de la Formación Guayabo, por cuanto se describirán en esta sección algunos puntos en acuerdo y desacuerdo.

11.1 GEOMETRÍA

Durante la cartografía de las estructuras en el área de estudio, se puede observar que presentan paralelismo con cada tramo o quiebre de las fallas inversas que separan el Piedemonte de los Llanos Orientales, esto podría indicar una relación directa con el evento que levantó la Cordillera Oriental, esto fue reportado de forma informal por Ecopetrol, 2004, 2006 y 2007. Aquellas fallas que no presenten

una geometría similar a estos patrones corresponderían a fallas preexistentes más antiguas que rompieron la secuencia sedimentaria por planos de debilidad.

Una característica especial en la geometría, es observada, donde algunas estructuras presentan segmentos curvados en forma de S en vista de planta y fallas menores despliegan cerca y al final de una mayor falla la cual presenta una mayor longitud (anexos 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19), otras fallas hacia zonas distales del área de estudio presentan un cambio en su plano a lo largo de la secuencia, la cual atraviesa (figuras 30), donde planos de fallas son mas verticales y presentan un comportamiento de tipo inverso negativo (figura 30), es así, que el bloque yacente es quien presenta un aumento de espesor. Teniendo en cuenta las anteriores descripciones, estas estructuras posiblemente estén asociadas a una componente de rumbo (figuras 30 y 31), como respuesta a un campo lejano donde los esfuerzos son orientados de forma oblicua, como lo ha sido reportado en la Cordillera Oriental por Sarmiento, et al., 2006.

Un aumento en el salto de falla es reportado por Ecopetrol, 2004, como valores anómalos en los campos La Gloria-2, La Gloria Norte-1 y Morichal-1, por lo cual esto debería estar sujeto a una revisión si se tiene en cuenta que el aumento de las fallas en el bloque colgante son respuesta factiblemente al tiempo en que estuvieron activas con coetánea sedimentación?.

11.2 ACTIVIDAD DE LAS ESTRUCTURAS

Las fallas que afectan la zona de trabajo corresponden a varios eventos o estuvieron activas durante un intervalo determinado a lo largo de la evolución de los Llanos en el Terciario. Estudios elaborados por Ecopetrol, 2004, 2006, 2007, reportan la edad de Fallamiento a través de la secuencia la cual atraviesan, luego es necesario tener en cuenta las condiciones tectónicas que han influido en la arquitectura actual de la cuenca y todo lo que conlleva esto como la anisotropía

del material, planos de debilidad pueden ser activados fácilmente debido a planos de a su vulnerabilidad.

Ecopetrol, 2004 reportó que gran parte de estas fallas pertenecen a fallas antiguas que afectan el basamento y parte de la secuencia Paleozoica y otras fallas atraviesan la secuencia Cretácica. Sin embargo durante el Cretáceo, la tectónica extensiva no afectó esta área dado que esta área fue el borde más externo del rift y no estuvo afectado por la extensión como lo manifestó Moretti, 2009. Por cuanto, se sugiere de manera informal que gran parte de Fallamiento que corta esta secuencia puede estar asociado al Eoceno más tardío donde es registrado un evento erosivo regional que removió depósitos de la Paleoceno alcanzando depósitos Eocenos (figuras 31) y estructuras fueron el resultado de esfuerzos distensivos. Sin embargo, dado que en la secuencia de estudio no se encuentran en estos intervalos como objeto de estudio, es necesario profundizar en más detalle en la relación espacio- temporal de las estructuras que están presentes en estas secuencias.

Un activación en el Fallamiento normal es iniciada durante el Oligoceno más tardío y continua hasta el Plioceno, donde la actividad es referida a pulsos de actividad compresiva que migran en dirección este, por cuanto cargas tectónicas se inician para formar un arqueamiento en la litosfera y crear estructuras o planos de ruptura preexistente que sean vulnerables para responder a esfuerzos de extensión flexural.

De otra mano, la relación espacio-temporal de las estructuras relacionadas a intervalos sintectónicos, la arquitectura que adopta la cuenca en intervalos de actividad e inactividad tectónica y Fallamiento inverso positivo permite inferir que el avance hacia el este del frente activo involucra la activación de fallas en áreas distales a medida que este migra, llegando a un máximo durante la depositación

de la Formación León y posteriormente siendo reactivadas durante un evento de relajación de esfuerzos durante la depositación de la Formación Guayabo fue interrumpida. De igual manera, durante este intervalo se cartografiaron nuevas estructuras más hacia el este en la zona de estudio donde factiblemente estas estructuras fueron creadas o respondieron a previos planos por los cuales sirvieron como zona de ruptura.

Moretti et al., 2009 basado en nuevos datos de sísmica 3D y analogos modelos de tracción-Compresión explica la formación de fallas normales e la cinemática de las fallas normales en los Llanos Orientales. Donde muchas de las estructuras extensivas obedecen a una tendencia inherente del paleozoico, algunas presentan actividad durante el Paleoceno-Eoceno, durante la depositación de Carbonera una baja actividad tectónica, posteriormente la reactivación es llevada cabo durante el Mioceno Medio y eventualmente inversión durante el Cuaternario. De la misma manera, la dirección de las fallas son compatibles con un régimen traccional durante el paleoceno y compresión en la actualidad, además atribuye a la falta de evidencia la formación de estas por métodos de flexura.

11.3 MECANISMOS DE FORMACIÓN

La heterogeneidad en los estilos estructurales están presentes en el Piedemonte y la cuenca de Antepaís de los Llanos Orientales. Si bien, fallas inversas limitan el flanco este de la Cordillera Oriental y hacia los Llanos a dentro, fallas normales con un mismo estilo de entrapamiento juegan un papel importante en la actividad exploratoria, lo que hace pensar que efectos distintos en la deflexión de la litosfera y variaciones laterales en los esfuerzos de la litosfera flexural, pueden ser observados sobre el estilo estructural del cinturón cabalgante y su foreland asociado.

Diferentes escenarios, tienen que ser tomados en cuenta en el mecanismo de formación de estructuras extensivas donde el esfuerzo de campo lejano es relacionado a esfuerzos compresivos y además presenta una orientación oblicua como lo han reportado Sarmiento, et al., 2006 y Moretti, 2009. Además, del tipo y la orientación del esfuerzo que influyen en el mecanismo formador, agentes mecánicos tales como la tasa de deslizamiento a largo de la falla, la geometría del plano de falla quien determina el espacio de acomodación, la sedimentación y efectos de compactación son necesarios para determinar la mecánica principal que crea este tipo de estructuras. Este último puede modificar la geometría de los pliegues, siendo aplanados (figura 29 y anexo 31) en el bloque colgante, luego, la compactación sería llevada a cabo a través que cada falla es propagada dentro de la secuencia que corta y unidades sintectónicas son depositadas como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Oriental, lo cual puede resultar un incremento en la acomodación en el bloque colgante forzando que los sedimentos sean acumulados en el nuevo espacio creado, haciendo que pierdan su geometría plegada.

Otro factor que puede incidir en la formación de estas estructuras es el alto contenido de shales, quien incrementa la ductilidad en el prisma sedimentario y la deformación puede ser propagada a los Llanos de una manera más viable. Ahora bien, gran parte de la literatura registra fallas sin-depositacionales extensivas asociadas a shales, y en los Llanos no es un caso excepcional por cuanto se han mostrado una serie de criterios relacionados a estructuras de crecimiento vistas en depósitos de la Formación León, donde aumenta a un máximo el número de relaciones en esta unidad sedimentaria, a diferencia de lo reportado por Moretti, 2009, donde la continuidad de las fallas a lo largo de esta secuencia no es clara.

Los anteriores parámetros podrían haber incidido en la formación de estas estructuras de crecimiento en el área de estudio pero es necesario tener en cuenta

que las condiciones en el mecanismo de deformación dominante puede cambiar a través del tiempo, si analizamos el ambiente en el cual ha sido desarrollada la cuenca subandina de los Llanos. Además, que las propiedades del material y agentes mecánicos ambientales son modificados a través del enterramiento y la deformación.

Según Moretti, 2009, documenta, que las fallas normales serían el resultado de un evento transtensional dominado por gravity gliding durante el Paleoceno-Eoceno, sin embargo, durante el Terciario este efecto podría ser de poca relevancia, dado que otros mecanismos y factores anteriormente mencionados pueden desarrollar un papel más importante en el proceso de activación y generación de las estructuras. Fallas normales podrían estar sujetos al avance hacia el este del frente de deformación logrando la flexión y/o arqueamiento de la litosfera y nuevos segmentos de fallas son propagados a través de la secuencia sedimentaria durante periodos de acumulación de la Formación León y eventos erosivos en la Formación Guayabo, como una respuesta a la acomodación de espacio. Además, esta idea puede ser soportada con el paralelismo de las estructuras con cada tramo de las fallas inversas en el piedemonte de los Llanos Orientales indicando factiblemente una relación genética con el levantamiento de la Cordillera Oriental.

12. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los cierres estructurales que controlan las acumulaciones de hidrocarburos en el área de estudio, están asegurados por una misma tendencia estructural en los Llanos Orientales, la cual se relaciona con leves pliegues o monoclinales en el bloque yacente de fallas normales antitéticas y a su vez sirven de sello lateral para las acumulaciones.

Cuatro estilos estructurales de segmentos de fallas normales de crecimiento, controlan la geometría de estas fracturas en el área de estudio, las cuales presentan un aumento de espesor y formas plegadas tales como anticlinales Rollover o monoclinales en el bloque colgante.

Mecanismos de inclinada cizalla, evolución secuencial de la falla a medida que se propagan, el deslizamiento a largo de la falla, la geometría del plano de falla quien determina el espacio de acomodación, la sedimentación y por último la compactación podrían haber incidido en la formación de estas estructuras de crecimiento teniendo en cuenta que el mecanismo de deformación dominante puede cambiar a través del tiempo como las propiedades del material y los parámetros mecánicos ambientales son modificados a través del enterramiento y la deformación.

Los depósitos sintectónicos creados por esfuerzos compresivos, en el área de estudio, están relacionados a pliegues que no son asociados a fallas y pliegues asociadas a falla de despegue. El mecanismo que incide, principalmente es asociado a rotación de limbos Por cuanto, la disposición geométrica de los reflectores forman relaciones de onlap hacia el flanco del pliegue y superposición

de estratos en la cresta creando un cambio gradual en el buzamiento de los reflectores.

Superficies erosivas progresivas que separan estratos jóvenes de antiguos a través de evidencias de truncamiento son visto dentro de la Formación Guayabo al menos dos de estas superficies son desarrolladas en la parte media y superior de esta unidad.

Mediante la cartografía de las estructuras en cada unidad en el área de estudio dos escenarios en relación al levantamiento de la Cordillera Oriental puede ser asociados, el primero relacionado con la geometría y orientación de las estructuras y el segundo es relacionado con la propagación de la deformación en esta área. A continuación es descrito cada uno.

1. Los patrones de fallamiento en el Foreland presentan una orientación promedio predominante en la zona norte y central de $N20-30^{\circ}E$ y en la zona sur, una familia con orientación promedio $N40^{\circ}E$, luego las anteriores descripciones de estos sistemas de fallas apuntan a una relación de paralelismo con cada quiebre de la Cordillera Oriental, siendo interpretadas como un proceso donde el levantamiento de la Cordillera Oriental el cual intrínsecamente moldea y da forma a la geometría de estas estructuras. por otra parte, los sistemas subordinados que se presentan en el área de estudio que no coinciden con estas orientaciones su mecanismo de formación es debido a estructuras pre-existentes, posiblemente heredadas, del Paleozoico o del basamento.
2. La relación espacio-temporal de las estructuras relacionadas a intervalos sintectónicos, la arquitectura que adopta la cuenca en intervalos de actividad e inactividad tectónica y Fallamiento inverso positivo permite inferir que el avance hacia el este del frente activo involucra la activación de fallas en áreas distales

a medida que este migra, llegando a un máximo durante la depositación de la Formación León y posteriormente siendo reactivadas y nuevos segmentos son creados localizados en zonas más distales durante la depositación de la Formación Guayabo como consecuencia a un pulso de actividad tectónica previo a la formación de la superficie discordante Intra-Guayabo o como el resultado de un proceso de relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo durante el desarrollo de este límite erosivo, fue interrumpida.

Estratos de crecimiento en el intervalo más superior de la Formación Guayabo, evidencian una nueva actividad tectónica como el resultado de los últimos esfuerzos compresivos. De igual manera gran parte de las estructuras ubicadas en la franja central y occidental no superan esta superficie erosiva quedando inactivas durante este intervalo.

Se sugiere de manera informal que gran parte de Fallamiento que corta secuencia del paleozoico y secuencia Cretácea puede estar asociado al Eoceno más tardío y no tanto a estructuras heredadas del basamento, por cuanto es registrado un evento erosivo el cual que removi6 dep6sitos del Paleoceno alcanzando dep6sitos Eoceno como el resultado de esfuerzos distensivos.

las estructuras más atractivas en los llanos y con menor riesgo serían aquellas fallas normales antitéticas, de edad Mioceno Medio, formadas durante la depositación de la Formación León, donde el fluido característico proviene de primer pulso de acumulación como resultado de la remigración de fluidos.

Estructuras posteriores a la depositación de Guayabo medio no tienen una mayor probabilidad de éxito en el entrapamiento de hidrocarburos, dado que el tiempo

en que fueron formadas y la orientación en la cual se dispone el plano de buzamiento hacen que sirvan más como una ruta de migración de fluidos. Sin embargo esta hipótesis debe ser revisada aun con mayor detalle dado que es necesario tener en cuenta que el trazo de estas fallas se desarrollo a través de extrapolación, el correcto dibujo de las mismas tendrá una variable de error puesto que existen zonas donde la información sísmica es muy pobre arrojando poca información en la longitud, continuidad y orientación de las mismas.

Tener en cuenta el desarrollo de superficies erosivas en la Formación Guayabo en los diagramas de soterramiento de los modelos geoquímicos.

Análisis de trazas de fisión para probar la edad con más exactitud la edad de las fallas que afectan el área de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

1. ALMENDINGER, R, W., 1998. Inverse and Forward Numerical Modeling of Trishear Fault Propagation Folds. *Tectonics* 17, 640-656.
2. BALLY, A. W., ed.,1983, Seismic Expression of structural styles, American Association of Petroleum Geologist, *Studies in Geology* 15, Vs 1-2.
3. BAYONA, G., CORTEZ, M., GAMBA, NESTOR., REYES, A., OJEDA, G., CARO, M., RUEDA, M., BEDOYA, G., RUIZ, CARLOS., ARISTIZABAL, J.J., VILLAMARIN, P., 2005. Modelo Palinástico del Piedemonte Central para el Instituto Colombiano del Petróleo de Ecopetrol S.A. Colombia, Text 8-169 p.
4. BAYONA, G., CORTES, M., MUÑOZ, J., ARISTIZABAL, J. J., JARAMILLO, C., QUINTANA, J., OJEDA, G., REYES, A., GAMBA, N., AYALA C., R. C., and PAZ, M. G., 2004, Potencial y distribución de unidades reservorio entre el intervalo Campaniano-Oligoceno Inferior (Formaciones Mirador, Barco y Guadalupe) en el sector de Sirirí y su relación con áreas aledañas: Informe final ECOPEPETROL S.A. - INSTITUTO COLOMBIANO DEL PETROLEO.
5. CAZES, C. A., 2004), Overlap Zones, Growth Faults, and Sedimentation: Using High Resolution Gravity Data, Livingston Parish, La. Louisiana State University, Tesis de Maestría. P 3-18
6. CAZIER, E. C., HAYWARD, A. B., ESPINOSA, G., VELANDIA, J., Mugniot, J. F. and LEEI Jr W. G., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin Foothills, Colombia, *A.A.P.G. Bull.*, 79(10): 1444-1463.

7. CLOOS, E., 1968. Experimental Analysis of Gulf Coast Fracture Patterns, Bulletin American Association of Petroleum Geologist. Volumen 57, p 878-886.
8. COLLETTA, B., HÉBRARD F., LETOUZEY, J., WERNER, P. AND RUDKIEWIKZ, J. L., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia), from a balanced cross section. In: J. Letouzey (ed.), *Petroleum and tectonics in mobile belts*. Editions Technip, Paris 11990, p. 81-100
9. COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J. and TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, A.A.P.G. Bull., 79 (10): 1421-1443.
10. CORREDOR, F., 2004. Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds, Bucaramanga, Colombia, part, A3: Recognizing growth strata.
11. CORTES, M., BAYONA, G., ARISTIZABAI, G., OJEDA, G., REYES-Harker, A. and GAMBA, N., 2006. Structure and Kinematics of the Eastern Foothills of the Eastern Cordillera of Colombia from Balanced Cross-Sections and Forward Modeling.
12. DELGADO, A., GELVEZ, C., 2007. Significado de la Discordancia Intraformacional de la Formación Guayabo en el Foreland y el Piedemonte de los Llanos Orientales en el Area del Casanare y su Relacion con la Orogenia de la Cordillera Oriental / Colombia, Pg. 87-138

13. DENG, C. A. and Covey, M. C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics, A.A.P.G. Bull., 77(8): 1315-1337.
14. DECELLES, P.G. & GILES, K.A. (1996). Foreland basin systems. Basin Res., 8, 105-123.
15. DULLA, JR. W. F., Geometric Models of listric Normal Faults and Rollover Folds (1991). Bulletin, American Association of Petroleum Geologist. Volumen 75 No. 10., P 1609-1625.
16. ECOPETROL AND BEICIP., 1995. Cuenca de los Llanos Orientales, Estudio geológico regional, Santafé de Bogotá, Volumen 1, Text, 198 p., Volume 2, figures.
17. ECOPETROL-ICP, 2004, Flujo Regional y Migración de Fluidos Piedemonte y Llanos Orientales. Informe Técnico Anual.
18. ECOPETROL-ICP, 2005, Flujo Regional y Migración de Fluidos Piedemonte y Llanos Orientales. Informe Técnico Anual.
19. ECOPETROL-ICP, 2006, Flujo Regional y Migración de Fluidos Piedemonte Central lanero y Foreland Asociado. Informe Técnico Anual.
20. ECOPETROL- INFORME TECNICO DE PROYECTOS, 2007. Modelamiento De Areas Complejas para la Reduccion de Riesgo Exploratorio, Cuenca Llanos –Piedemonte. Informe Técnico Anual.

21. FAJARDO, A. A., ROJAS, E., CRISTANCHO, J., and Ltda., C. G. G. G. S., 2000, Definición del Modelo estratigráfico en el Intervalo Cretáceo Tardío a Mioceno Medio en la Cuenca Llanos Orientales y Piedemonte Llanero.: Informe Final ICP-ECOPETROL.
22. FLEMINGS, P.B. & JORDAN, T.E. (1989) A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.*, 94, 3851-3866.
23. GAWTHORPE, R. AND HARDY, S., (2002), Extensional Fault_propagation Folding and Base level Change as Controls on Growth-Strata Geometries, *Bulletin, Sedimentary Geology*, Volumen 146, P 47-56.
24. GOMEZ, E., 2001. Tectonic Controls on the Late Cretaceous to Cenozoic Sedimentary Fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia, Volumen 2, Text, 313-322 p.
25. GOMEZ, E., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W. & CARDOZO, N. (2005) Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 1272-1292.
26. GOMEZ, E., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., HEGARTY, K., KELLEY, S. & HEIZLER, M. (2003) Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 131-147
27. HUBERT, M., 1951, Mechanical Basis for Certain Familiar geologic Structures, *Bulletin Geology Society America*, Volumen 62, Pagina 355-372.

28. JARAMILLO, C., and RUEDA, M., 2003, Palinología del Paleógeno del Norte de la cuenca de los Llanos Orientales. Informe final ECOPETROL S.A. - INSTITUTO COLOMBIANO DEL PETROLEO.
29. JORDAN, T. E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins, in: Busby, C. J., and Ingersoll, R. V., (eds.), Tectonic of sedimentary basins: Blackwell Science, p. 331-362.
30. MARTÍNEZ, J. A., 2003. Modelamiento Estructural 3D y Aplicaciones en la Exploración y Explotación de Hidrocarburos en el Cinturón de Cabalgamientos del Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental, Colombia, en VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, p. 106-117.
31. MARTÍNEZ, J. A., 2006. Structural Evolution of the Llanos Foothills, Eastern Cordillera, Colombia, Journal of South American Earth Science, Bull., 21(2006): 510-520.
32. MITCHUM, R. M., P. R. Vail, and S. Thompson III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level; part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in C. E. Payton, ed., Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p. 53–62.
33. MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., KAMMER, A., DIMATE, C. & RODRIGUEZ, F. (2006) Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. Tectonics, 25, TC2010, doi: 10.1029/ 2005TC001854.
34. MORA, R., PARRA, M., STRECKER, M., KAMMER, A., DIMATE, C., RODRIGUEZ, F., 2007., Cenozoic Contractional reactivation of Mesozoic

Extensional Structures in the Eastern Cordillera of Colombia, American Geophysical Union, Vol., 25.

35. MORA, R., PARRA, M., 2007. The structural style of Footwall Shortcuts Along the Eastern Foothills of the Colombian Eastern Cordillera, Difference with other Inversion Related. Submitted in edition.
36. MORA, R., 2007. , Inversion Tectonics and Exhumation Processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam Germany.
37. MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., HOOGHIEMSTRA, H., TORRES, V. & VALLEJO-JARAMILLO, J. (2008) Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120, 930-949.
38. MORA, A., GAONA, T., KLEY, J., MONTOYA, D., PARRA, M., QUIROZ, L.I., REYES, G. & STRECKER, M. (2009A) The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basin in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Res.*, 21, 111-137.
39. MORA, A., HORTON, B.K., MESA, A., RUBIANO, J., KETCHAM, R.A., PARRA, M., BLANCO, V., GARCIA, D. & STOCKLI, D. (2009B) Cenozoic deformation migration in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from ϕ ssion-track results and structural relationships: implications for hydrocarbon systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, in press.

40. MORETTI, I., MONDRAGON, J. C., Garzon, J. C., BOSIO. G., DANIEL, J. M., 2009 Structural style and decollement levels in the Llanos Orientales basin (Colombia), en X Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia.
41. MYERS, K.J. and N.J. MILTON, 1996. Concepts and Principles of Sequence Stratigraphic. in *Sequence Stratigraphy*. Edited by Dominic Emery and Keith Myers. Blackwell Science, Oxford. p. 11-41.
42. NEMCOK, M., SCHAMEL, S., GAYER, R., (2005) Thrustbelts, Structural Architectura, thermal regimes, and Petroleum System. In *Fundamental of Thrustbelts*, Cambridge University Press, New York. p 58-134
43. Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., (2005) Thrustbelts, Structural Architectura, thermal regimes, and Petroleum System. In *Role of Pre-Contractional Tectonics and Anoosotropy in evolving structural*, Cambridge University Press, New York. p 171-178
44. NEMCOK, M., SCHAMEL, S., GAYER, R., (2005) Thrustbelts, Structural Architectura, thermal regimes, and Petroleum System. in *Role of Syn-Orogenic erosion and deposition in evolving structural style*, Cambridge University Press , New York. p 192-212
45. PARRA, M., MORA, A., JARAMILLO, C., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., QUIROZ, L.I., RUEDA, M. & TORRES,V. (2009a) Orogenic wedge advance in the northern Andes: evidence from the Oligocene- Miocene seimentary record of the Medina basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Geol. Soc.of Am. Bull.*, 121, 780^ 800.

46. PARRA, M., MORA, A., SOBEL, E.R., STRECKER, M.R. & GONZALES - LEZ, R. (2009B) Episodic orogenic-front migration in the northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28, TC4004, doi: 4010.1029/
47. PARRA, M., MORA, A., JARAMILLO, C., BLADIMIR, T., ZEILINGER, G., STRECKER, M.R., (2010) Tectonic Controls on Cenozoic Foreland Basin Development in the the north- Eastern Andes, Colombia, European Association of Geoscientists & Engineers and International Association of Sedimentologist doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00459.x
48. RAFINI S., MERCIER ERIC (2002), Forward Modelling of Foreland Basins Progressives Unconformities, *Bulletin, Sedimentary Geology*, Volumen 146., P 75-89.
49. ROCHAT, P., ROSERO, A., GONZALES, R., FLOREZ, I., LOZADA, M., and PETTON, R., 2003. Thrust Kinematic of the Tangara/ Mundonuevo Area: New Insight from Apatite Fission Track Analysis, en VIII Simposio Bolivariano- Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, p. 147-154.
50. ROEDER, D. and Chamberlain, R. L., 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., and Welsnik H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America: A.A.P.G. Mem.*, 62: 633-645.

51. RUBIANO, J. 2005. Modelo Geométrico Llanos Orientales (Foreland). Informe Técnico Anual Flujo Regional y Migración de Fluidos Piedemonte y Llanos Central. ICP. Piedecuesta, Santander.
52. SARMIENTO, L.F., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, p. 72-180.
53. SARMIENTO-ROJAS L.F., J.D. VAN WESS, S. CLOETINGH, 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models Journal of South American Earth Sciences 21, 383–411
54. SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E. & KLAPER, E.M. (1997a) Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse basin as an example. Tectonics, 16, 823-840.
55. SHAW, J. H., E. NOVOA, AND C. D. CONNORS, 2004, Structural controls on growth stratigraphy in contractional fault-related folds, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 400 – 412.
56. Shaw, J. H., C. D. Connors, Suppe, J., 2004, Seismic Interpretation of Contraccional Fault- Related Folds, an AAPG seismic Atlas, Studies in Geology, Volumen 53, P 2-147.
57. SHELTON, J., 1989, Bulletin American Association of Petroleum Geologist, Volumen 68, No.7., P 801-815.

58. SUPPE, J., CHOU, G. T., HOOK, S. C., 1992. Rates of Folding of Faulting Determined from Growth Strata In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 105-121.
59. TORO, J. (1990) The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia. M.Sc. Thesis, University of Arizona, Tucson.
60. VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N., PÉREZ-CRUZ, C. (1991) The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617-659, Springer-Verlag, Berlin.
61. VAIL, P. R., MITCHUM JR., R. M. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. In: Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG, Memoria 26: 51-52, Tulsa.
62. VAIL, P.R., Todd, R.G., and SANGREE, J.B., 1977. Part 5, Chronostratigraphic significance of seismic reflections, in: C.E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist Memoir 26*, p. 99-116.
63. VALDERRAMA, R. VELANDIA, J. PEREZ, V. 1981. Posibilidades de atrapamiento estratigráfico en la cuenca de los Llanos Orientales. Informe Geológico. ECOPETROL, Bogotá.
64. VERGÉS, J., MARZO, M., MUÑOZ, J. A., (2002), Growth Strata in Foreland Settings, Bulletin, *Sedimentary Geology*, Volumen 146., P1-9.

65.XIAO, HB., and SUPPE, J., 1989 Role of Compaction in Listric Shape of Growth Normal Faults, Bulletin American Association of Petroleum Geologist, Volumen 75, No. 10., P 1609-1625