

**SIGNIFICADO DE LA DISCORDANCIA INTRAFORMACIONAL DE LA
FORMACIÓN GUAYABO EN EL FORELAND Y EL PIEDEMONTE DE LOS
LLANOS ORIENTALES EN EL ÁREA DEL CASANARE Y SU RELACIÓN CON
LA OROGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL / COLOMBIA.**

**ANDREA YUDID DELGADO ABRIL
JENNY CAROLINA GELVEZ RODRIGUEZ**

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

2007

**SIGNIFICADO DE LA DISCORDANCIA INTRAFORMACIONAL DE LA
FORMACIÓN GUAYABO EN EL FORELAND Y EL PIEDEMONTE DE LOS
LLANOS ORIENTALES EN EL ÁREA DEL CASANARE Y SU RELACIÓN CON
LA OROGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL / COLOMBIA.**

**Proyecto de grado para optar el título de
GEOLOGO**

**ANDREA YUDID DELGADO ABRIL
JENNY CAROLINA GELVEZ RODRIGUEZ**

**Director
MARIO GARCÍA GONZALEZ
Geólogo Ph.D.**

**Codirector
JORGE LUIS RUBIANO
GEÓLOGO MSc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2007**

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las siguientes personas e instituciones que intervinieron en el desarrollo de esta tesis:

Ecopetrol-ICP, por suministrar la información geológica, geofísica y sus equipos e instalaciones.

Al grupo de profesores de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander por nuestra formación como profesionales en el campo de la Geología.

A Jorge Luís Rubiano Ortiz, codirector del proyecto, por su orientación, interés, supervisión, cooperación, enseñanzas, recomendaciones técnicas y aportes que enriquecieron este proyecto.

Al profesor Mario García Gonzáles, por su interés y colaboración en el desarrollo de este proyecto.

A todas las personas que de una u otra forma colaboraron en la realización de este proyecto.

DEDICATORIA

A Dios por haberme dado la oportunidad de lograr una meta más en mi vida.

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

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

A Carolina Gelvez por su amistad sincera convirtiéndose en un apoyo durante el desempeño de la carrera.

A Jorge Rubiano por su excelente asesoría y apoyo para la realización de este proyecto.

ANDREA DELGADO

DEDICATORIA

A Dios por haberme dado la oportunidad de lograr una meta más en mi vida.

A mis padres Álvaro Gelvez y Smith Rodríguez quienes siempre han estado a mi lado y me han brindado su apoyo incondicional.

A mis hermanos Carlos y Sergio y a mis sobrinos por estar conmigo en los momentos difíciles.

A mi amiga Andrea Delgado por brindarme su amistad y apoyo.

Al profesor Jorge Rubiano por ser guía para llevar a cabo este proyecto.

CAROLINA GELVEZ RODRIGUEZ.

TABLA CONTENIDO

	Pag.
INTRODUCCIÓN	19
1. OBJETIVOS	21
1.1 OBJETIVO GENERAL	21
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
1.2 LOCALIZACIÓN	22
1.3 ANTECEDENTES	23
1.4 METODOLOGÍA	25
1.4.1 Recopilación de Información	26
1.4.2. Interpretación Sísmica	27
1.4.3 Elaboración del Modelo Estratigráfico de secuencias y el Modelo Evolutivo estructural de la Cuenca Foreland de los Llanos Orientales	29
1.4.4 Interpretación Estructural Utilizando Stereonet	30
1.4.5 Elaboración del Informe Final	30
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	32
2.1. ESTRATIGRAFÍA	33
2.1.1. Paleoceno	33
2.1.2. Eoceno – Oligoceno Temprano	34
2.1.3. Oligoceno - Mioceno Temprano	35
2.1.4. Neógeno	35
2.2. MARCO TECTÓNICO	42
2.2.1. Ambiente Tectónico	42
2.3. MARCO ESTRUCTURAL	49
2.3.1 Estilos Estructurales	54
2.3.2 Evolución Estructural	60
3. MARCO TEÓRICO	65

3.1 ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS	65
3.2 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA	66
3.3 DISCORDANCIA ESTRATIGRÁFICA	67
3.4. RELACIÓN DE ESTRATOS Y LÍMITES DE SECUENCIAS EN SÍSMICA	71
3.4.1 Baselap	73
3.4.2 Toplap	73
3.4.3 Truncación Erosional	74
3.5. REFLEXIÓN SÍSMICA EN SECUENCIAS DEPOSICIONALES.	74
3.5.1 Tipos de Patrones de Reflexión Sísmica.	75
3.6. ESTRATOS DE CRECIMIENTO.	76
3.6.1 Migración de la Banda Kink.	76
3.6.2 Mecanismo por Rotación de Limbo	78
3.7. CUENCAS FORELAND.	79
3.7.1 Generalidades de las Cuencas Foreland.	79
3.7.2 Formación de la Cuenca Foreland	80
4. INTERPRETACIÓN SÍSMICA	86
4.1. REFLEXIONES SÍSMICAS.	86
4.1.1 Reflexiones en Guayabo Inferior	86
4.1.2. Reflexiones en Guayabo Superior	89
5. MODELO ESTRATIGRÁFICO DE SECUENCIAS EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES	96
5.1 INTERPRETACIÓN DEL MODELO ESTRATIGRÁFICO DE SECUENCIAS EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES	97
6. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL UTILIZANDO STERONEET	104
6.1. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA NORTE	104
6.1.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Norte	105
6.1.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Norte.	107
6.2. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA CENTRAL	108
6.2.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Central	109
6.2.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Central.	110

6.3. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA SUR.	111
6.3.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Sur.	111
6.3.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Sur.	113
6.4 ANÁLISIS TOTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.	113
7. DESCRIPCIÓN DE LA SUPERFICIE DISCORDANTE INTRAGUAYABO	117
7.1 ZONA NORTE	117
7.2 ZONA CENTRAL	121
7.3 ZONA SUR	123
8. MODELO EVOLUTIVO	125
8.1 MODELO EVOLUTIVO ESTRUCTURAL PARA LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES.	125
9. DISCUSIÓN	131
10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	137
BIBLIOGRAFÍA	140
RED BIBLIOGRÁFICA	143

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla No. 1. Coordenadas limites de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización figura 1.	23
Tabla No. 2 Marcadores estratigráficos, indicando la carga topográfica necesaria en cada periodo	48
Tabla No. 3 Totalidad de fallas para la zona norte. Veinte fallas son de tipo normal y cuatro son de tipo inversa.	107
Tabla No. 4 Totalidad de fallas para la zona central	108
Tabla No. 5 Totalidad de fallas para la zona sur.	111

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura No. 1 Mapa geológico del área de estudio	22
Figura No. 2 Metodología empleada para el desarrollo del proyecto.	26
Figura No. 3 Mapa de localización de las 180 líneas sísmicas interpretadas en el área de estudio.	28
Figura No. 4 Columna Estratigráfica generalizada. Tomado de Ecopetrol- ICP (2006).	37
Figura No. 5 Evolución Tectónica de la Cordillera Oriental desde el Mesozoico hasta el Neógeno.	43
Figura No. 6 Evolución Tectónica de la Cordillera Oriental desde el Cretáceo hasta el Reciente.	45
Figura No. 7 Corte sísmico interpretado en la cuenca de los Llanos Orientales, mostrando los reflectores-marcadores estratigráficos.	47
Figura No. 8 Modelo Flexural producido por la superficie de levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Neógeno.	48
Figura No. 9 Corte balanceado de la Cordillera Oriental	50
Figura No. 10 Balanceo regional desde el Valle Medio del Magdalena pasando por la Cordillera Oriental hasta la Cuenca de los Llanos.	51
Figura No. 11 Sección balanceada, transversa central, Cortes <i>et al.</i> , (2006).	52
Figura No. 12 Modelo evolutivo estructural indicando los cuatro pulsos tectónicos de deformación en la parte central del área de los Llanos Orientales.	53
Figura No. 13 Sección balanceada en el Piedemonte Llanero mostrando su estilo estructural típico.	55
Figura No. 14 Sección balanceada a través del Campo Cusiana	57
Figura No. 15 Aumento de la complejidad de las estructuras de sur a norte entre los campos Cusiana, Cupiagua y Floreña	58

Figura No.16 Zona del tren de estructuras frontales menos deformadas localizada en Cusiana	58
Figura No. 17 Zona del tren de estructuras transicionales aisladas apretadas en Cupiagua.	59
Figura No. 18 Zona triangular de cabalgamientos (Volcanera, Pauto, Floreña).	60
Figura No. 19 Evolución estructural desde el Eoceno Medio hasta el Presente	61
Figura No. 20 Sección del Piedemonte ubicada en la parte sur del bloque Tangara en el Sinclinal de Nunchía.	62
Figura No. 21 Restauración secuencial del área del Piedemonte de los Llanos Orientales	63
Figura No. 22 Discordancia angular	69
Figura No. 23 Discordancia erosiva	69
Figura No. 24 Inconformidad.	69
Figura No. 25 Paraconformidad	70
Figura No. 26 Esquema de una discordancia progresiva	71
Figura No. 27 Relación de estratos de una secuencia deposicional.	72
Figura No. 28 Relación de límites inferiores de secuencias, Basalap: onlap y downlap.	73
Figura No. 29 Relación de límites superior de secuencias, Toplap.	74
Figura No. 30 Truncación erosional	74
Figura No. 31 Reflexión sísmica de tipo paralelo y subparalelo.	75
Figura No. 32 Reflexión sísmica de tipo divergente.	76
Figura No. 33 Mecanismo por migración de la banda kink.	77
Figura No. 34 Mecanismo por rotación de limbo	78
Figura No. 35 Modelo de estratigrafía de secuencias en una cuenca Foreland, de cabalgamiento variable y nivel del mar constante.	82
Figura No. 36 Modelo de estratigrafía de secuencia.	83
Figura No. 37 Modelo de estratigrafía de secuencias. Geometría de la cuenca Foreland durante las fases tectónica activa e inactiva.	84

Figura No. 38 Modelo de estratigrafía de secuencias. Deposición del sedimento y creación de la inconformidad erosional en la cuenca durante periodos de quietud y actividad tectónica.	84
Figura No. 39 Mapa de localización de las líneas sísmicas interpretadas en el área de estudio.	87
Figura No. 40 Interpretación de la línea sísmica YL-85-04.	88
Figura No. 41A. Línea sísmica CU-92-17.	89
Figura No. 41 B. Interpretación de los dominios de buzamiento de la figura 4.3a.	90
Figura No. 42 A. Línea sísmica C80-1200.	91
Figura No. 42 b. Interpretación de los dominios de buzamiento de la figura 4.4a.	92
Figura No. 43 A. Multipanel de las líneas sísmicas YL-84-06; LLC-78-12; TB-85-02; CS-85-02.	93
Figura No. 43 B. Interpretación de los dominios de buzamiento del multipanel de las líneas sísmicas YL-84-06; LLC-78-12; TB-85-02; CS-85-02	94
Figura No. 44 Interpretación de la línea sísmica YL-85-09.	95
Figura No. 45 Modelo estratigráfico de secuencias en una cuenca Foreland.	96
Figura. No. 46 Modelo Estratigráfico de Secuencias para la Cuenca Foreland de los Llanos Orientales	98
Figura No. 47 A. Multipanel de las líneas sísmicas CU-92-03, SAN-84-18A, Y-73-04, RE-90-443	99
Figura No. 47 B. Interpretación del corte sísmica 5.3a	100
Figura No. 48 Erosión local y parcial de la Formación Guayabo en la parte Sur de la cuenca de los Llanos y al norte de la Serranía de la Macarena fuera del área de estudio.	101
Figura No. 49 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona de estudio (45 fallas).	105
Figura No. 50 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona norte, veinte fallas normales y dos inversas en el Foreland, y dos fallas inversas en el Piedemonte	106

Figura No. 51 Diagrama de rosetas para fallas inversas (a) y fallas normales (b), localizadas en la zona norte	108
Figura No. 52 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona central, cuatro fallas normales, una falla inversa en el Foreland y seis fallas inversas en el Piedemonte.	109
Figura No. 53 Diagrama de rosetas para fallas inversas	110
Figura No. 54 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona sur, tres fallas normales, cuatro fallas inversas en el Foreland y dos fallas inversas en el Piedemonte.	112
Figura No. 55 Diagrama de rosetas para fallas inversas	113
Figura No. 56 Diagrama de rosetas para la totalidad de fallas inversas	114
Figura No. 57 Mapa de contornos estructurales de la superficie discordante IntraGuayabo en tiempo doble en el área del Foreland y el Piedemonte llanero	118
Figura No. 58 Corte sísmico en la parte superior de la zona norte (YL-84-06, LLC-78-12, TB-85-02, CS-95-02).	119
Figura No. 59 Líneas sísmicas TB-85-05 y TB-85-03 ilustrando las fallas 35-FF (línea de color rojo) y 41-FF (línea de color marrón).	120
Figura No. 60 Corte sísmico en el área central (CU-92-03, SAN-84-36, Y-73-08, RE-90-332, S-89-99-03).	122
Figura No. 61 Corte sísmico en la zona sur (CO-95-22, L-74-07, P-83-12, V-89-9909).	123
Figura No. 62 Modelo evolutivo estructural a partir del Mioceno Tardío-Actualidad.	129

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
ANEXO A MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO DOBLE (MILISEGUNDOS) DE LA SUPERFICIE DISCORDANTE INTRAGUAYABO. ESCALA 1:500000 (BOLSILLO)	145
ANEXO B MAPA ESTRUCTURAL A PROFUNDIDAD (PIES) DE LA SUPERFICIE DISCORDANTE INTRAGUAYABO. ESCALA 1:500000 (BOLSILLO).	146

RESUMEN

TITULO: SIGNIFICADO DE LA DISCORDANCIA INTRAFORMACIONAL DE LA FORMACIÓN GUAYABO EN EL FORELAND Y EL PIEDEMONTES DE LOS LLANOS ORIENTALES EN EL ÁREA DEL CASANARE Y SU RELACIÓN CON LA OROGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL / COLOMBIA.*

AUTOR: DELGADO ABRIL Andrea Yudid y GELVEZ RODRÍGUEZ Jenny Carolina.**

PALABRAS CLAVES: Formación Guayabo, discordancia, estructural, sísmica, Llanos Orientales.

El área de estudio se llevó a cabo en la región del Casanare en la cuenca Foreland de los Llanos Orientales y el Piedemonte Llanero. Se interpretaron 180 líneas sísmicas, 23 pozos (VSP-CHECK SHOT para hacer el amarre tiempo a profundidad) y el análisis estadístico de 45 fallas para hacer la interpretación de la discordancia IntraGuayabo y su modelo evolutivo estructural.

Con base en la estratigrafía de secuencias, la geometría de la cuenca se postuló la evolución estratigráfica y estructural durante el Neógeno. Este modelo está ligado a periodos de inactividad y actividad tectónica, tipo de fallamiento y sus relaciones.

Durante el Mioceno Tardío a la actualidad se presentaron varios pulsos de deformación, donde el mayor pulso de deformación se inició en el Plioceno hace aproximadamente 5 Ma con el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental y actualmente continúa este proceso de deformación en menor magnitud, representado por el segundo periodo de actividad tectónica.

Posterior al periodo de máxima deformación se inició una fase de quiescencia tectónica, el límite entre estos dos periodos es registrado por la formación de una superficie erosiva progresiva que en el desarrollo de nuestro trabajo ha sido denominada discordancia IntraGuayabo. Esta superficie divide la Formación Guayabo en dos: Guayabo Inferior y Guayabo Superior.

El área de aporte de los sedimentos para la Formación Guayabo es la Cordillera Oriental para su flanco occidental (área del Piedemonte Llanero y las planicies poco deformadas del Foreland) y el Escudo de la Guyana para el flanco oriental (área del Foreland).

El patrón de fallamiento predominante que afecta la discordancia IntraGuayabo está orientado N30°E, esta orientación es paralela a la orientación actual de la Cordillera Oriental y permitió documentar la relación entre, la discordancia, la edad de las fallas asociadas al Piedemonte y el Foreland, con el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental.

* Proyecto de grado

** Facultad Físicoquímicas, Escuela Geología, Director Mario García, Codirector Jorge Pubiano

ABSTRACT

TITTLE: Mining Of The Intra-Formational Unconformity Of Guayabo Formation In The Foreland And The Eastern Llanos Foothill In The Casanare Area And Its Relation With The Eastern Cordillera / Colombia*

AUTHOR: DELGADO ABRIL Andrea Yudid y GELVEZ RODRÍGUEZ Jenny Carolina**

KEYS WORDS: Guayabo Formation, unconformity, structural, seismic, Eastern Llanos.

Study area was carried out in the area in the Casanare region in the Foreland basin of the Eastern Llanos and the Eastern Foothills. 180 seismic lines were interpreted, 23 wells (VSP-CHECK SHOT to make the mooring time to depth) and the statistical analysis of 45 faults to make the interpretation of the unconformity IntraGuayabo and its structural evolutionary model.

With base in the stratigraphy of sequences, the basin geometry was postulated the stratigraphic and structural evolution during the Neogene. Model is bound to periods of inactivity and tectonic activity, faulting type and its relations.

During the Late Miocene to the present time several pulses of deformation were presented, where the biggest pulse of deformation began in the Plioceno 5 Ma ago approximately with the maximum rising of the Eastern Cordillera and at the moment this process of deformation continues in smaller magnitude, represented by the second period of tectonic activity.

Later to the period of maximum deformation a phase of tectonic quiescencia began, the limit among these two periods is registered by the formation of an erosive progressive surface that in the development of our work has been denominatd unconformity IntraGuayabo. This surface divides the Formation in two: lower Guayabo and Upper Guayabo.

The sediments supply area to the Formation Guayabo is the Eastern Cordillera to its western flank (Eastern Foothills area and Foreland part) and the Guyana Shield to the oriental flank (Foreland area).

Predominant faulting pattern that affects the unconformity IntraGuayabo is oriented N30°E, this orientation is parallel with the actual orientation of the Eastern Cordillera and allowed to document the relationship among, the unconformity, the age of the faults associated to the Piedemonte and the Eastern Foreland with the maximum rising of the Eastern Cordillera.

* Grade project

** Fisicoquímicas, School Geology, Direct Mario García, Co-direct Jorge Rubiano

INTRODUCCIÓN

El área de estudio está conformada litológicamente por rocas de edad Paleozoica, Cretácica, y Neógena. Dentro de esta área se han descubierto campos con variedad de hidrocarburos que van desde gas condensado a petróleo volátil en rocas almacenadoras cuarzo-areníticas (Martínez 2006).

El principal enfoque de nuestro proyecto se desarrolla en el área del Piedemonte Llanero y la cuenca Foreland de los Llanos Orientales en la Formación Guayabo en donde se interpretó por medio de estratigrafía sísmica la discordancia de nuestro interés y su relación con el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental. Así mismo sugerimos el planteamiento de un modelo estratigráfico de secuencias para la formación de la cuenca Foreland, empleando por analogía el modelo propuesto por Jordan (1995); de igual forma el desarrollo del modelo evolutivo estructural presentado en este trabajo fue basado en los modelos propuestos por Rochat *et al.*, (2003) y Martínez (2006).

La interpretación realizada en las líneas sísmicas en tiempo y la integración de información de datos de pozo, tales como el tiempo en el tope de la discordancia IntraGuayabo, fueron necesarias para estimar el valor de las velocidades y profundidades obtenidas a partir de los registros VSP y CHECK SHOT de los diferentes pozos que han sido perforados en el área, permitiendo la realización de dos mapas de contornos estructurales de la superficie erosiva discordante IntraGuayabo, uno en tiempo doble (milisegundos) y el otro en profundidad (pies).

El mapa de contornos estructurales interpretado se dividió en tres zonas, teniendo como criterios de división los dominios estructurales, orientación y densidad de fallamiento, estas zonas fueron descritas a mayor detalles en el capítulo 7. En el mapa geológico de superficie que corresponde al Piedemonte Llanero afloran

estructuras tales como el sinclinal de Zapatosa-Nunchía, el sinclinal de Tauramena y un anticlinal cartografiado registrado al este y noreste del anticlinal del Guavio, así mismo están presentes los cabalgamientos de mayor magnitud tales como Guaicaramo, Yopal, Cusiana, entre otros (figura 1.).

Finalmente se llevó a cabo la elaboración del informe final compuesto de once capítulos, los cuales serán descritos con mayor detalle en la metodología.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

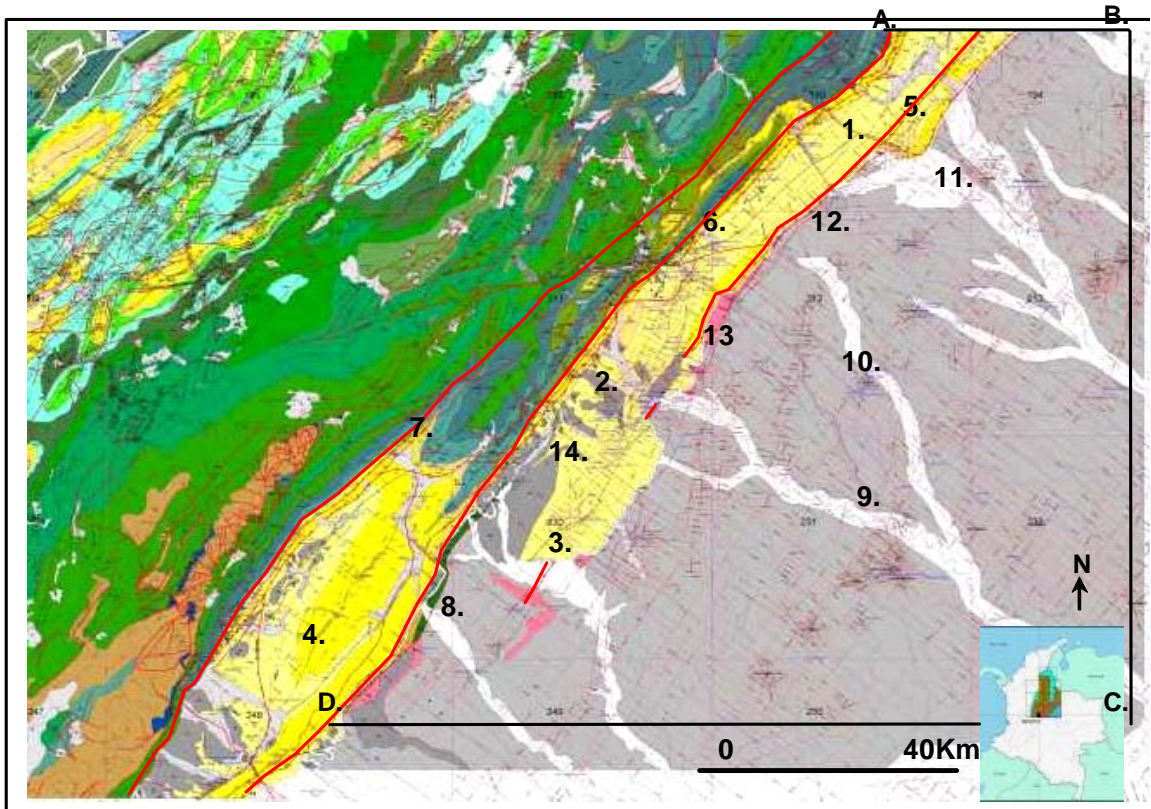
Comprobar e interpretar la discordancia Intraformacional en la Formación Guayabo y su relación con el último levantamiento de la Cordillera Oriental, elaborando un modelo estratigráfico de secuencias y un modelo evolutivo estructural de la cuenca Foreland y el Piedemonte de los Llanos Orientales en el área del Casanare.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Interpretar la información geológica y geofísica para un análisis detallado de la superficie discordante Intraformacional en la Formación Guayabo en el Foreland de los Llanos Orientales en el área del Casanare.
- Elaborar mapas de contornos estructurales en tiempo doble (milisegundos) y la conversión de este a profundidad (pies) de la discordancia, a escala 1:100000 para el Instituto Colombiano de Petróleos (ICP), y se presentará en formato 1:500000 para la UIS.
- Interpretar y analizar los patrones de fallamiento que afectan la discordancia Intraformacional en la Formación Guayabo.
- Estudiar la incidencia de la orogenia del Plioceno de la Cordillera Oriental y su relación con la discordancia.

1.2 LOCALIZACIÓN

Figura No. 1 Mapa geológico del área de estudio



A-B-C-D limita el área de estudio 1. Sinclinal de Zapatosa-Nunchía, 2. Sinclinal de Tauramena, 3. Anticlinal al noreste del anticlinal del Guavio, 4. Anticlinal del Guavio, 5. Falla de Guaicaramo, 6. Falla de Yopal, 7. Falla de Tesalia-Pajarito, 8. Río Upía, 9. Río Cusiana, 10. Río Charte, 11. Río Cravo Sur, 12. Municipio de Yopal, 13. Aguazul, 14. Monterrey. Paleozoico color ocre, Cretácico indiferenciado colores verdes, Terciario indiferenciado colores amarillos y Cuaternario indiferenciado color rosado y gris.

Fuente: Tomado de Ecopetrol (2006)

Geológicamente el área de estudio se encuentra limitada al occidente por el sistema de fallas de Guaicaramo abarcando el Piedemonte Llanero y las planicies poco deformadas correspondientes al Foreland de los Llanos Orientales (figura 1).

Geográficamente está localizada en el departamento del Casanare involucrando 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 9589 km², delimitada por las siguientes coordenadas (tabla 1.).

Tabla No. 1. Coordenadas limites de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización figura 1.

Puntos	Coordenada X (m)	Coordenada Y(m)
A	1.195.000	1.111.000
B	1.240.000	1.111.000
C	1.240.000	999.500
D	1.113.000	999.500

1.3 ANTECEDENTES

Según Cortes *et al.*, (2006), Colombia está localizada en la unión triple de la placa continental Suramericana, y las placas oceánicas Caribe y Nazca. Los tres mayores cinturones orogénicos (Cordillera Occidental, Cordillera Central y la Cordillera Oriental) son el resultado de la interacción compleja de estas placas.

Durante el Mioceno Medio ocurrió la colisión del Terreno Cuna (Serranía de Baudó en el noroeste de Colombia) con el margen noroccidental de Suramérica (Duque-Caro, 1990 en Cooper *et al.*, 1995), lo cual pudo haber contribuido a la carga e iniciar la deformación en la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995).

Según la literatura algunos autores reportan diferentes edades de levantamiento para la Cordillera Oriental:

Hubach (1957 en Cooper *et al.*, 1995) reportaron la edad de la deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero aproximadamente de 10 a 2 Ma con la depositación de clastos gruesos continentales de la Formación Guayabo.

Para Cooper *et al.*, (1995) este periodo de deformación de la Cordillera Oriental ocurre hace aproximadamente 10.5 Ma, como resultado de la colisión de Panamá con Suramérica. Durante esta fase de deformación, la Cordillera Oriental fue levantada y erodada, fallas extensionales antiguas fueron invertidas y se desarrollaron nuevas estructuras compresionales. Así mismo pliegues del Eoceno Medio fueron reactivados en el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en el Valle Medio del Magdalena (Buttler y Schammel, 1989 en Cooper *et al.*, 1995).

Cazier *et al.*, (1995), Sarmiento (2001), Rochat *et al.*, (2003), entre otros, sugieren un periodo de levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Mioceno Tardío-Plioceno (10-2 Ma).

Para Van der Hammen *et al.*, (1973; Van der Hammen y Hooghiemstra, 1997; Hooghiemtra, 1984; Helmens, 1988, 1990; Andriessen *et al.*, 1993 en Sarmiento, 2001), el registro sedimentario del Neógeno en la Sabana de Bogotá sugirió un levantamiento de 1000-2000 m de superficie durante la máxima deformación de la Cordillera Oriental (5-3 Ma).

Gómez (2001) interpretó que el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental tuvo lugar en los últimos 5 Ma definido por métodos radiométricos en el Valle Medio del Magdalena con el Grupo Real.

Cortés *et al.*, (2006) propusieron que la fuerte inversión tectónica de la Cordillera Oriental fue durante el Mioceno Medio-Plioceno (14-2 Ma).

Martínez (2006) propuso un periodo de menor actividad tectónica y subsidencia en el Oligoceno-Mioceno Tardío (29-7 Ma) y sugiere que al final de este periodo la tasa de subsidencia y la cantidad de sedimentos suministrados a expensas de la Cordillera Oriental incrementa, depositando la Formación Guayabo. De igual forma sugiere que en el Mioceno Tardío (7-5 Ma) se inicia la principal deformación Andina en el Piedemonte Llanero.

Algunos autores tales como Hubach (1957 en Cooper *et al.*, 1995), Moreno y Velásquez (1993 en Sarmiento 2001), Cazier *et al.*, (1995), Sarmiento (2001), Rochat *et al.*, (2003), Martínez (2006), entre otros, reportaron que los depósitos erosionales de la Cordillera Oriental fueron preservados en la Formación Guayabo en el Piedemonte Llanero.

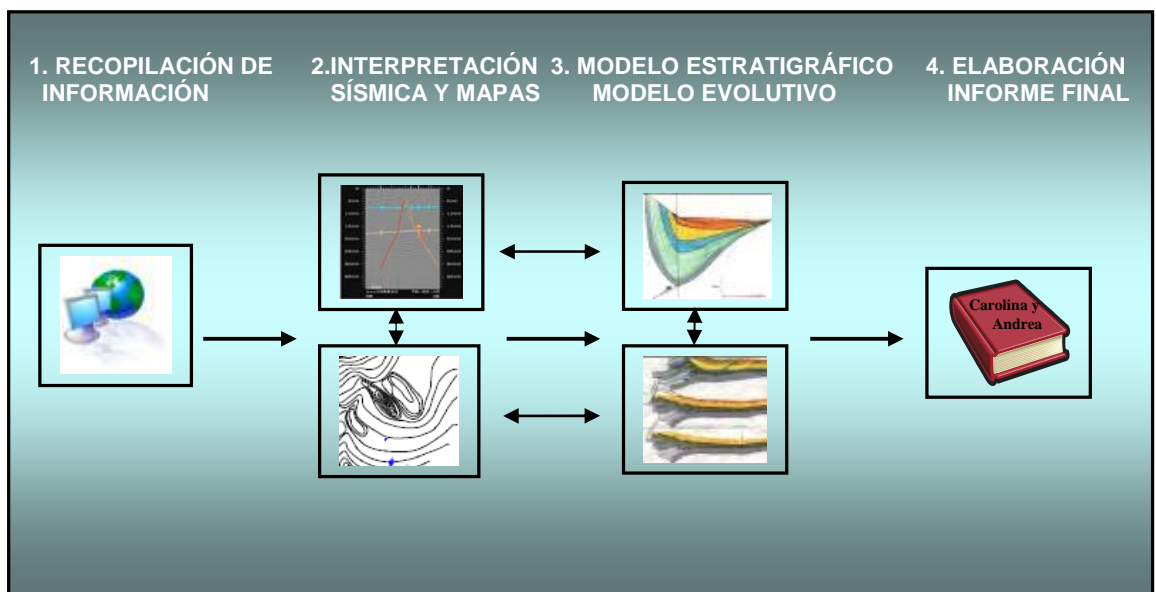
La Formación Guayabo (conocida como T90 en nomenclatura de secuencias en el sentido de Cooper *et al.*, 1995) se encuentra dividida en Guayabo Inferior y Guayabo Superior por una inconformidad regional la cual ha sido sugerida informalmente por Cazier *et al.*, (1995), Martínez (2006), entre otros autores y propuesta por Rochat *et al.*, (2003) como una superficie discordante progresiva, localizada en la parte mas norte de nuestra área de estudio (Sinclinal de Zamaricote).

1.4 METODOLOGÍA

El desarrollo del proyecto se realizó en cuatro partes (figura 2); la primera fase consiste en la recopilación de información; posteriormente se llevó a cabo la interpretación sísmica de la discordancia IntraGuayabo, fallas, pliegues, entre otras estructuras, en el área de estudio y la elaboración de los mapas en tiempo doble (milisegundos, ms) y en profundidad (pies); la tercera fase es la interpretación y el desarrollo del modelo estratigráfico de secuencias y el modelo evolutivo estructural 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, explicados a continuación, de acuerdo con las necesidades y objetivos de este trabajo, más las herramientas disponibles (software tales como Seiswork versión Emerald de Landmark, Zmap, Autocad, Stereonet, entre otros).

Figura No. 2 Metodología empleada para el desarrollo del proyecto.



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

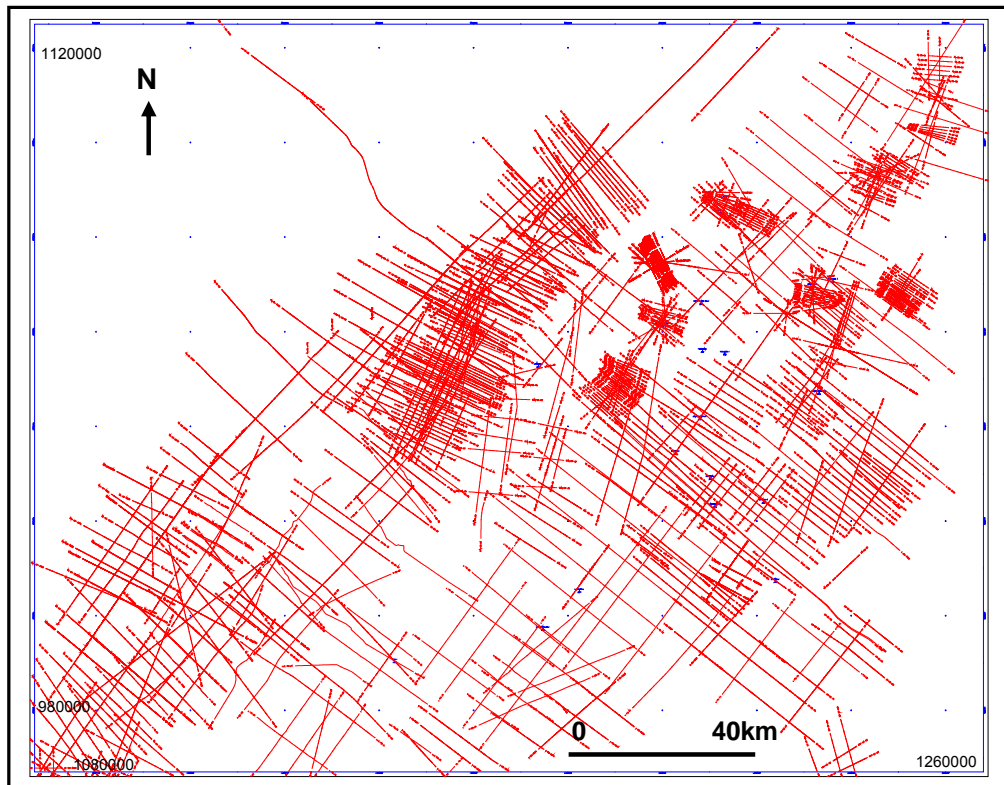
1.4.1 Recopilación de Información. La primera etapa consistió en la recopilación e integración de información geológica existente en la literatura disponible, así como mapa geológico de superficie elaborado por Ecopetrol (2006), mapa de contornos estructurales en profundidad correspondiente al tope de la Formación León, líneas sísmicas, columnas estratigráficas, modelos estratigráfico de secuencias y de evolución estructural, cortes geológicos e informes técnicos correspondientes al área de estudio.

La recopilación de la información se llevó a cabo en centros de investigación 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, la Biblioteca de Ingeominas, red bibliográfica, entre otros.

1.4.2. Interpretación Sísmica. En esta etapa se realizó:

- Se seleccionaron e interpretaron 180 líneas sísmicas (figura 3) de los diferentes proyectos del Piedemonte Llanero y la cuenca Foreland de los Llanos Orientales, teniendo en cuenta la calidad de la información y cobertura de la mayor parte del área de estudio. Las líneas sísmicas fueron suministradas por el Instituto Colombiano del Petróleo, Ecopetrol-ICP.
- Creación de un nuevo proyecto en la plataforma *Openworks®* de Landmark, versión Emerald, en este fueron cargadas todas las líneas sísmicas y pozos, donde se llevó a cabo la interpretación de la discordancia IntraGuayabo en la zona de estudio.
- Interpretación de la discordancia IntraGuayabo en cada una de las líneas sísmicas seleccionadas mediante estratigrafía de secuencias teniendo en cuenta criterios tales como onlap, truncaciones, downlap, baselap, entre otros, patrones de fallamientos y estructuras como anticlinales y sinclinales. La interpretación fue realizada con el software *seiswork® 2D de Landmark*.

Figura No. 3 Mapa de localización de las 180 líneas sísmicas interpretadas en el área de estudio.



- **ELABORACIÓN DEL MAPA DE CONTORNOS ESTRUCTURALES EN TIEMPO DOBLE (MS).**

Para llevar a cabo la elaboración del mapa de contornos estructurales en tiempo doble (ms) de la superficie erosiva IntraGuayabo se generó en papel las líneas sísmica interpretadas en tiempo doble (ms) y posteriormente se realizó a mano el contorneo con un intervalo de diez milisegundos (ms) a escala 1:100000 para el Instituto Colombiano de Petróleos y se reduce a 1:500000 para la Universidad Industrial de Santander.

- **DIGITALIZACIÓN EN AUTOCAD (MAPA 1:100000).**

- Una vez elaborado el mapa de contornos estructurales se digitaliza en el programa Autocad versión 14, formato dwg.
- Exportación del archivo de Seiswork donde se encuentra la localización de las líneas sísmicas interpretadas al software Zmap, así mismo se exporta el archivo con los cálculos de heaves de las fallas interpretadas en el área de estudio.
- Habiendo obtenido los anteriores pasos, procedemos a convertirlos a una malla o grilla para elaborar los contornos en formato de salida (ASCCI, LAS) X, Y, Z, con el fin de reproducir esta superficie en un modelo digital.
- Edición y control de calidad entre el mapa dibujado a mano y el mapa digitalizado.

- **CONVERSIÓN DE LA SUPERFICIE EN TIEMPO DOBLE (MS) A PROFUNDIDAD (PIES).**

La conversión de la superficie en tiempo doble (ms) a profundidad (pies) se realizó en el software Zmap haciendo la operación entre el mapa generado con las velocidades de intervalo obtenidas de los registros de VSP o CHECK SHOT tomados en los diferentes pozos perforados en el área y el mapa en tiempo doble.

1.4.3 Elaboración del Modelo Estratigráfico de secuencias y el Modelo Evolutivo estructural de la Cuenca Foreland de los Llanos Orientales. El modelo estratigráfico de secuencia de Jordan (1995) para cuencas foreland, fue aplicado en la elaboración de nuestro modelo en el área de estudio; de igual forma los diferentes modelos evolutivos estructurales y secciones balanceadas

propuestos por autores tales como Cooper *et al.*, (1995), Cazier *et al.*, (1995), Sarmiento (2001), Rochat *et al.*, (2003), Martínez (2003-2006), Cortes *et al.*, (2006), fueron guía para la interpretación, elaboración y afinación del modelo aplicado a la cuenca Foreland de los Llanos Orientales. Sin embargo, el desarrollo de nuestro modelo se realizó a partir del modelo propuesto por Rochat *et al.*, (2003).

1.4.4 Interpretación Estructural Utilizando Stereonet. Por medio del software StereoNett versión 2.02 se realizó la construcción de los diagramas de polo en el hemisferio inferior, densidad y de rosetas con los cuales se interpretaron los sistemas principales de fallas. Se analizó la orientación de 45 fallas entre normales e inversas en la zona de estudio.

- **DESCRIPCIÓN DE LA SUPERFICIE DISCORDANTE INTRAGUAYABO.**

Con base en el mapa de contornos estructurales de la discordancia IntraGuayabo el área de estudio fue dividida en tres zonas correspondientes a la zona sur, media y norte, esta última dividida en dos subzonas, teniendo como criterios de división los dominios estructurales, la orientación, densidad y área de influencia del fallamiento.

1.4.5 Elaboración del Informe Final. En el informe final se plasmaron todos los resultados obtenidos, tales como, líneas sísmicas interpretadas, mapas en tiempo doble y profundidad, modelo estratigráfico de secuencias, modelo evolutivo estructural y la interpretación realizada por medio de Stereonet.

El trabajo final fue dividido en 11 capítulos:

- Capítulo 1. Introducción.
- Capítulo 2. Marco Geológico regional.
- Capítulo 3. Marco teórico.

- Capítulo 4. Interpretación Sísmica.
- Capítulo 5. Modelo estratigráfico de secuencias en la cuenca Foreland de los Llanos Orientales.
- Capítulo 6. Interpretación estructural utilizando Stereonet.
- Capítulo 7. Descripción de la Superficie discordante IntraGuayabo.
- Capítulo 8. Modelo Evolutivo.
- Capítulo 9. Discusiones.
- Capítulo 10. Conclusiones y Recomendaciones.
- Capítulo 11. Bibliografía.

Todas las partes así como los anexos del trabajo se enmarcaron en los formatos establecidos por la Universidad Industrial de Santander para la entrega de proyectos de grado.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El marco geológico regional del área de estudio se describió en tres partes: la estratigrafía, el marco tectónico y por último el marco estructural.

- Estratigráficamente el área está compuesta por una secuencia sedimentaria desde el Paleozoico hasta el reciente. Donde se hará un menor énfasis en la secuencia del Paleógeno y se describirá con mayor detalle la secuencia del Neógeno cuando se depositó la Formación Guayabo y donde se encuentra la discordancia de nuestro interés.
- El marco tectónico ha influenciado en la creación y evolución de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales debido a la interacción entre las placas oceánicas Nazca y Caribe y la placa continental de Suramérica, el resultado de la subducción de la placa Nazca en la placa Suramericana son movimientos de fallas de rumbo asociados a cabalgamientos a lo largo de la Cordillera Oriental (Ecopetrol-Beicip, 1995).
- Estructuralmente el área de estudio está marcada por deformaciones de piel delgada que se horizontalizan a profundidad y fallamiento inverso que está limitando los bordes occidental y oriental de la Cordillera Oriental, estas estructuras son formadas durante el proceso de inversión de la cuenca.

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

2.1. 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 contenidos 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 (Oligoceno-Mioceno Medio), Formación Guayabo (Mioceno Superior-Pleistoceno) y los depósitos más recientes de la Formación Corneta, esta Formación en nuestra área de estudio está incluida dentro de la Formación Guayabo (figura 4).

2.1.1. 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).

2.1.2. 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).

- **FORMACIÓN MIRADOR (EOCENO).**

La Formación Mirador es un reservorio principal, compuesto de cuarzo-arenitas con presencia de feldespatos, 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) (figura 4).

2.1.3. 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 secuencias son separadas por una superficie de inundación máxima. Cada secuencia consiste de un Highstand system tract dominado por lodos, seguido por un regresión forzada de menor magnitud, posteriormente horizontes de arenas son depositados en un transgressive system tract que culmina en una superficie de inundación máxima (transgressive flooding surface) (Cooper *et al.*, 1995; Cazier *et al.*, 1995).

2.1.4. 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).

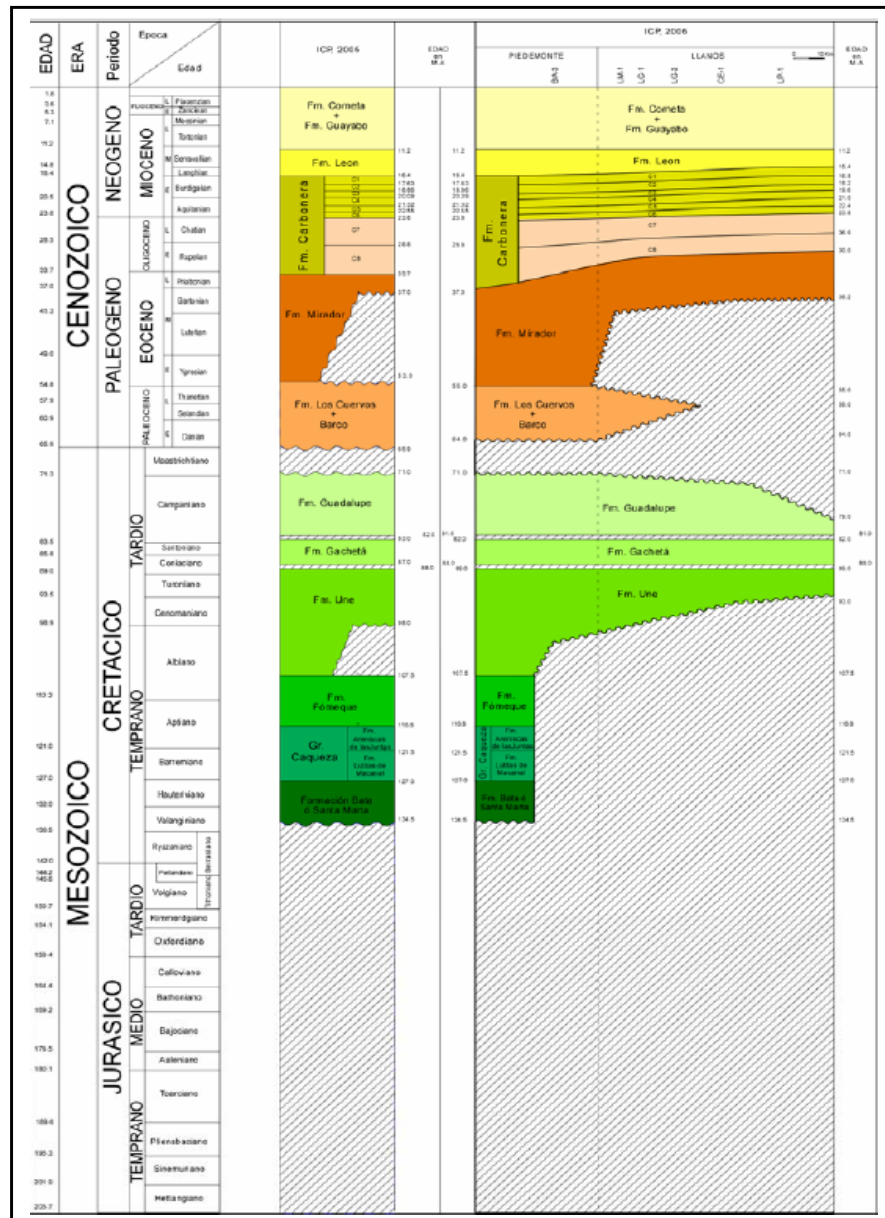
- **FORMACIÓN GUAYABO (MIOCENO TARDÍO – PLEISTOCENO).**

Esta unidad fue introducida por Liddle (1928, en De Porta 1974) con el nombre de Formación Guayabo, y posteriormente, elevada al rango de grupo por Notestein *et al.*, (1944, en PDVSA Intevep, 2006). Sutton (1946, en PDVSA Intevep, 2006) sugirió la división del grupo en el distrito Colón (Zulia/Venezuela), en las Formaciones La Villa y Capas de Onia, y hacia el norte, en las Formaciones Isnotú y Betijoque en el estado Táchira. Mencher *et al.*, (1951-1953, en PDVSA Intevep, 2006) reconoció el Grupo Guayabo sin dividir, únicamente en la Concesión Barco en Colombia.

González de Juana (1952, Miller *et al.*, 1958, en PDVSA Intevep, 2006), definió la Formación Guayabo como un intervalo sin dividir en Zulia meridional y Táchira, equivalente en el noreste, a las Formaciones El Palmar, Isnotú y Betijoque, y hacia el norte, a las Formaciones Macoa, Cuiba, Los Ranchos y La Villa.

Macellari (1982 y 1984, en PDVSA Intevep, 2006) en la depresión de Táchira-Santo Domingo, recomienda reemplazar el nombre de Grupo Guayabo en esta región, por el de Formación La Copé.

Figura No. 4 Columna Estratigráfica generalizada. Tomado de Ecopetrol- ICP (2006).



James (1977, en Van Houten, 1984, en PDVSA Intevep, 2006) consideró el Grupo Guayabo como posible equivalente de las litofacies de las Formaciones El Palmar

Isnotú y Betijoque, y lo describe ampliamente en Colombia en la región de Cúcuta, dividiéndola de base a techo en las Formaciones: Cúcuta, Cornejo y Urimaco.

- **LOCALIDAD TIPO DE LA FORMACIÓN GUAYABO.**

En Venezuela la localidad tipo fue designada por Liddle (1928-1946 en De Porta) en las colinas del mismo nombre en la parte sur del distrito Colón, Zulia suroccidental.

En Colombia, Notestein *et al.*, (1944, en De Porta, 1974) no señala ninguna localidad o sección tipo. Van der Hammen (1958, en De Porta, 1974) toma como localidad tipo, la sección expuesta en la Quebrada León en la Concesión Barco, esta sección se encuentra incompleta, faltando la parte superior de la formación.

Notestein *et al.*, (1944, en De Porta, 1974) describe a la Formación Guayabo en esta sección como una sucesión desde la base hacia la parte superior, de arcillas arenosas grisáceas a areniscas arcillosas con un espesor de 186 m y arcillas arenosas con algunas areniscas correspondiente a 181 m; areniscas y localmente arcillas moteadas de 436 m de espesor.

LITOLOGÍA DE LA FORMACIÓN GUAYABO.

Heybroeck (1953, en PDVSA Intevep, 2006) describe la parte basal en el Piedemonte de la depresión de Táchira, como una típica molasa de edad Mioceno o mas joven, compuesta de conglomerados y areniscas gruesas; las areniscas están mal seleccionadas, con intercalaciones de guijarros y fuerte estratificación cruzada. El resto del grupo se compone de alternancias de arcillas moteadas grises, con puntos rojizos o anaranjados, arcillas arenosas grises y arenas arcillosas, igualmente carece de capas guías y contiene foraminíferos, polen y carbones re TRABAJADOS.

En Venezuela Liddle (1928, en De Porta, 1974) indica la presencia de lignito en la parte inferior de la Formación Guayabo.

En la Concesión Barco Notestein *et al.*, (1944, en De porta, 1974) no reconoce lignito en ningún afloramiento, sin embargo, en algunos pozos situados junto al Río Socuavó en el departamento de Norte de Santander registra la presencia de carbón en la parte superior de la Formación León o en la base de la Formación Guayabo. Dentro de la Concesión Barco la Formación Guayabo se caracteriza por presentar una asociación de minerales pesados caracterizado por granate-epidota-esfena.

Ecopetrol-Beicip (1995) define la Formación Guayabo como capas gruesas constituidas por una alternancia de material detrítico fino y grueso mal clasificado, donde el área fuente de sedimentos proviene del Escudo Guyana para la secuencia basal y de la Cordillera Oriental para la parte superior de la Formación Guayabo.

El Instituto Colombiano de Geología y Minería (1998) reportó la Formación Guayabo dentro de las memorias del cuadrángulo G-13, como areniscas friables de color pardo a gris claro, limonitas, arcillolitas y arcillas arenosas grises con algunos horizontes de arcillas verdes.

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.

- **ESPESOR DE LA FORMACIÓN GUAYABO.**

En la Concesión Barco el espesor de la Formación Guayabo es de 803 m en la sección de la Quebrada León, esta sección se encuentra incompleta faltando la parte superior de la formación (Van der Hammen 1958, en De Porta, 1974).

Hubach (1957, en Cooper, 1995) sugiere un espesor de aproximadamente 3000 a 3500 m de clastos gruesos continentales de la Formación Guayabo depositados en la cuenca de los Llanos Orientales.

Cazier *et al.*, (1995) reportó un episodio final de depositación en el área de Cusiana con aproximadamente 3660 m de clastos gruesos continentales de la Formación Guayabo.

De acuerdo a Ingeominas (1998) dentro del cuadrángulo G13, la Formación Guayabo presenta un espesor promedio de 800 m, encontrándose espesores hasta de 2640 m al sureste de Cúcuta.

Para Rochat *et al.*, (2003) el espesor preservado en el sinclinal de Nunchía y en el Foreland para el Guayabo inferior es de 1900-2200 m y 1500-1700 m respectivamente. De igual forma el espesor preservado para el Guayabo Superior en el sinclinal de Nunchía es de 1200 m y en el Foreland de 1700-2000 m.

EDAD DE LA FORMACIÓN GUAYABO.

En Venezuela Liddle (1928 en PDVSA Intevep, 2006) reportó una edad para la Formación Guayabo de Mioceno Superior-Plioceno en los Estado de Zulia y Táchira.

En Colombia en la Concesión Barco la edad de la Formación Guayabo es Mioceno (De Porta 1974).

Ecopetrol-Beicip (1995) reportó una edad para la Formación de Plioceno-Cuaternario.

Ingeominas (1998) reporta una edad de Mioceno pero posiblemente se extiende hasta el Plioceno?, para el área del cuadrángulo G-13 (departamento Norte de Santander).

Hubach (1957 en Cooper *et al.*, 1995), Cazier *et al.*, (1995), Rochat *et al.*, (2003), entre otros, reportan una edad de depositación de Mioceno Tardío-Plioceno (10-2 Ma) para la Formación Guayabo, sin embargo Martínez (2006) registró una edad de Mioceno Tardío a Pleistoceno en el área del Piedemonte Llanero.

Gómez (2001) reportó una edad de 5 Ma con edades radiométricas en el Valle Medio del Magdalena para el Grupo Real, esta unidad estratigráfica está correlacionada en tiempo con la Formación Guayabo.

GENERALIDADES DE LA FORMACIÓN GUAYABO.

Algunos autores tales como Moreno y Velásquez (1993 en Sarmiento, 2001), Cazier *et al.*, (1995), Martínez (2006), reportaron la presencia de una inconformidad erosional la cual subdivide informalmente la Formación en Guayabo Inferior y Guayabo Superior, en el área central del Piedemonte Llanero.

Rochat *et al.*, (2003) diferencia el Guayabo Superior e Inferior por una inconformidad progresiva regional. En nuestro trabajo la interpretación de la superficie discordante se desarrolló en el sentido de este autor.

2.2. MARCO TECTÓNICO

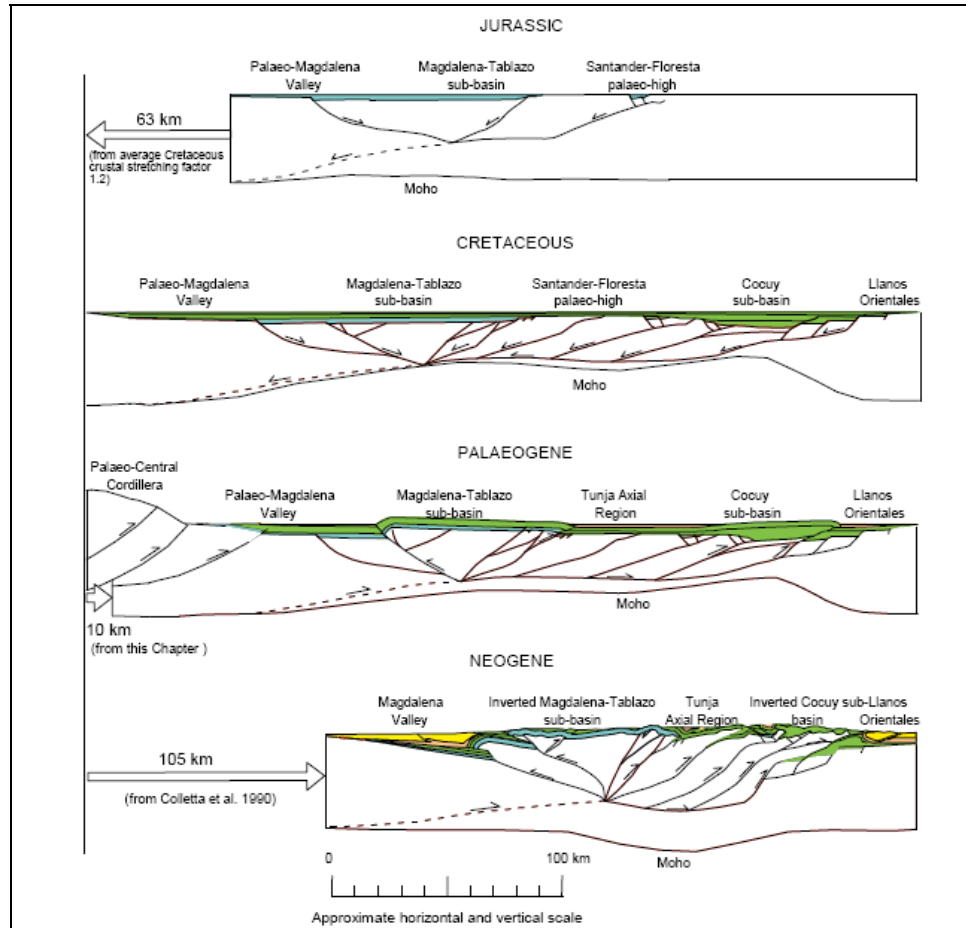
2.2.1. Ambiente Tectónico. La tectónica actual al noroccidente del continente de Suramérica es dominada por la interacción entre las placas oceánicas Nazca y Caribe y la placa continental de Suramérica. El resultado de la subducción de la placa Nazca con la placa Suramericana son movimientos de fallas 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 (figuras 5 y 6) 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.

Figura No. 5 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).

- **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 6).

- **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) sugirió 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).

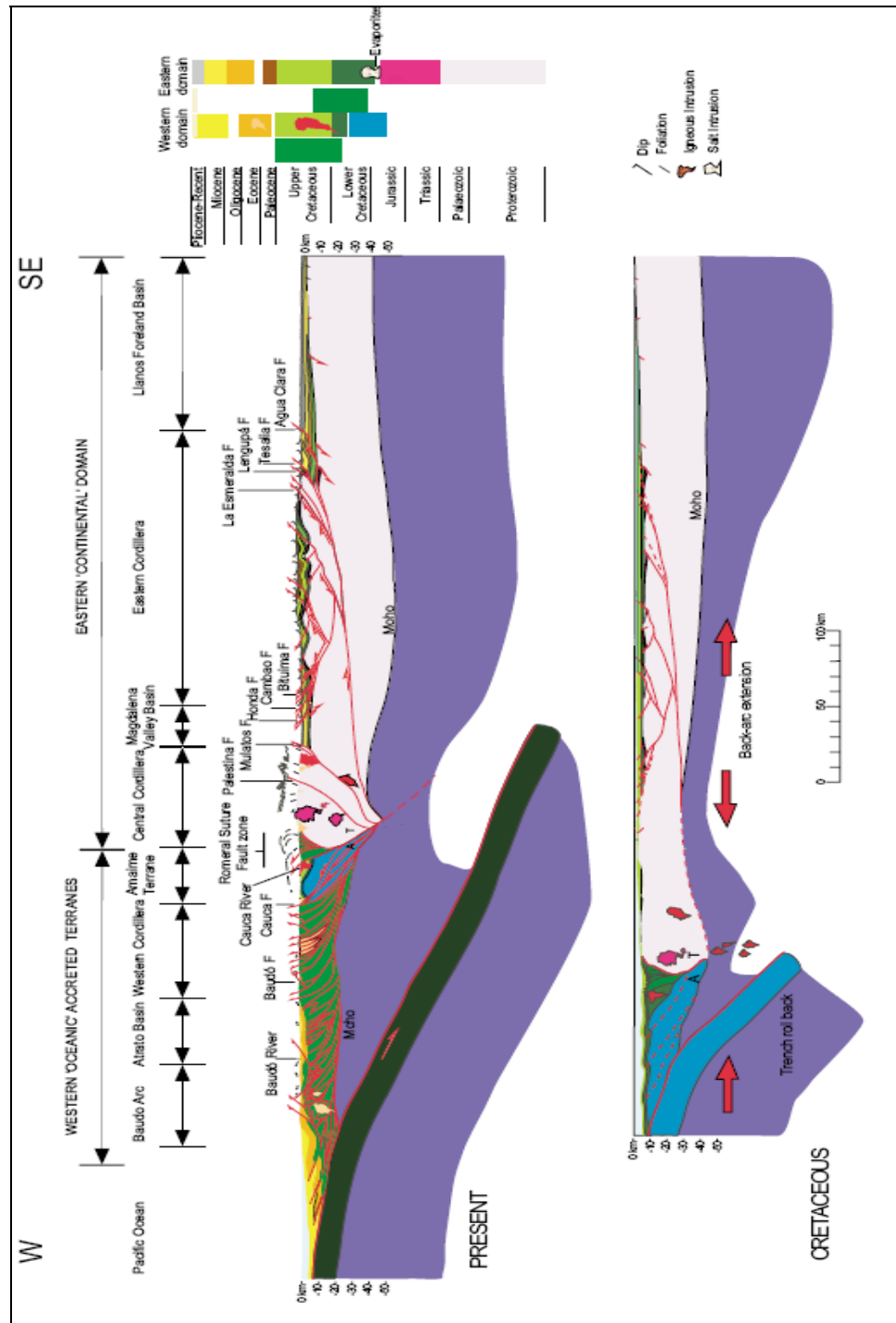
- **EOCENO TARDÍO - OLIGOCENO TEMPRANO.**

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).

Figura No. 6 Evolución Tectónica de la Cordillera Oriental desde el Cretáceo hasta el Reciente.



Fuente Tomado de 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).

- **MIOCENO TARDÍO- PLIOCENO**

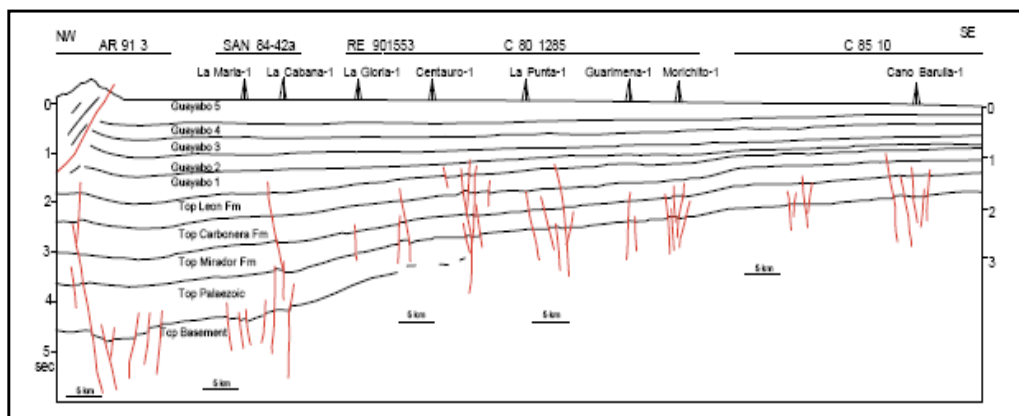
En este periodo la tasa de convergencia de la placa Suramericana aumentó, induciendo deformación en los Andes Colombianos. La mayor deformación de la Cordillera Oriental se inició hace aproximadamente 10 Ma (Cooper *et al.*, 1995; Hubach 1957 en Cooper 1995; Cazier *et al.*, 1995 y Rochat *et al.*, 2003). 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. Él modeló la evolución de la litosfera flexural en relación al desarrollo topográfico de la Cordillera Oriental y utilizó cinco marcadores estratigráficos dentro de la Formación Guayabo (figura 7, 8) los cuales indican el levantamiento requerido en cada flanco de la Cordillera Oriental (tabla 2.).

Figura No. 7 Corte sísmico interpretado en la cuenca de los Llanos Orientales, mostrando los reflectores-marcadores estratigráficos.



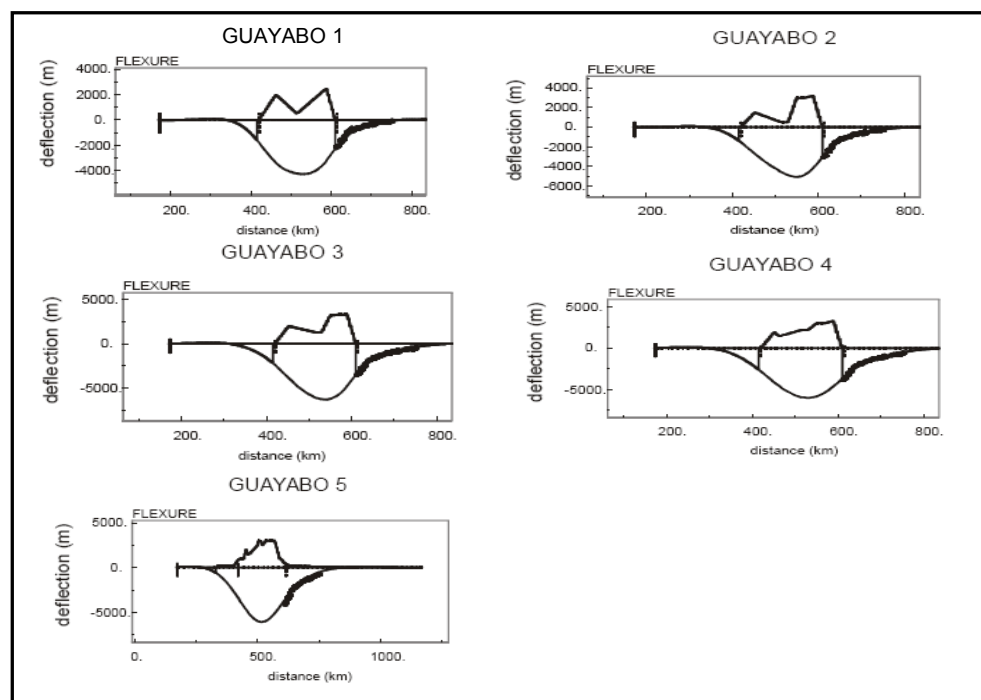
Fuente Tomado de Sarmiento (2001).

Tabla No. 2 Marcadores estratigráficos, indicando la carga topográfica necesaria en cada periodo en cada periodo

No. MARCADOR	EDAD	FLANCO OCCIDENTAL	FLANCO ORIENTAL
1.	Mioceno Tardío?	2000m	2500m
2.	Plioceno Temprano?	1500m	3200m
3.	Plioceno Medio?	1300m-2000m	3300m
4.	Plioceno Tardío?	1500m-2200m	2200m-3300m
5.	actualidad	1000m-3000m	1000m-3000m

Fuente por Sarmiento (2001).

Figura No. 8 Modelo Flexural producido por la superficie de levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Neógeno.



Fuente. Modificado de Sarmiento (2001).

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

Las interpretaciones estructurales en la Cordillera Oriental son basadas en datos limitados y en modelos conceptuales (Cooper *et al.*, 1995, Cazier *et al.*, 1995, Sarmiento, 2001, Rochat *et al.*, 2003, Cortes *et al.*, 2006, Martínez 2006, entre otros). Todas las interpretaciones estructurales reconocen fallas inversas limitando la Cordillera en los bordes occidental (Valle Medio del Magdalena) y oriental (Llanos Orientales).

Interpretaciones estructurales tempranas (Campbell y Bürgl, 1965 y Julivert, 1970 en Sarmiento 2001), enfatizaron fallas de alto ángulo y asumen un incremento de buzamiento con la profundidad para las fallas.

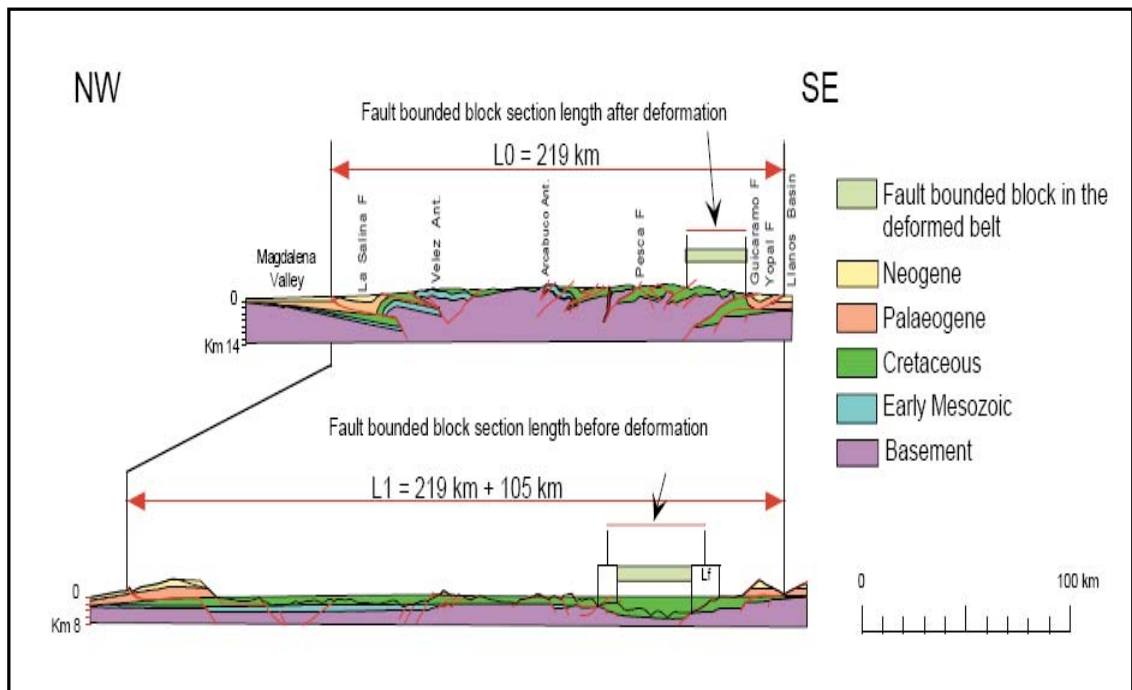
En contraste otras interpretaciones estructurales recientes están basadas en datos de líneas sísmicas (BP-CU-92-17, CU-92-03, ST-91-08, BP-PT-92-01, AR-91-03, SAN-84-42A, RE-90-1553, C-80-1285, C-8510) realizadas por diferentes autores entre ellos: Cooper *et al.*, 1995; Colleta *et al.*, (1990, Dengo y Covey, 1993, en Sarmiento 2001), Roeder y Chamberlain (1995), Rochat *et al.*, (2003), Cortes *et al.*, (2006), Martínez (2006), quienes sugieren deformaciones de piel delgada (thin-skin) horizontalizándose a profundidad.

Dengo y Covey (1993) proponen dos estilos de deformación en la Cordillera Oriental; el primer estilo corresponde a despegues que involucran basamento, pliegues y cabalgamientos, caracterizado por fallas inversas de bajo ángulo que incluyen rocas del Jurásico hasta el Terciario; el segundo estilo involucra fallas con alto ángulo de buzamiento reactivadas durante el Oligoceno? a Mioceno y su fase mas activa fue llevada a cabo durante el Plioceno-Pleistoceno.

Cooper *et al.*, (1995), Campbell y Bürgl (1965 y Julivert, 1970 en Sarmiento, 2001), reconocieron una doble vergencia de la Cordillera Oriental (figura 9), y a su vez

reportaron el desarrollo de dos sistemas principales de cabalgamientos que son: el sistema de fallas La Salina-Bituima quien limita la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el sistema de fallas de Guaicaramo el cual limita la Cordillera Oriental.

Figura No. 9 Corte balanceado de la Cordillera Oriental



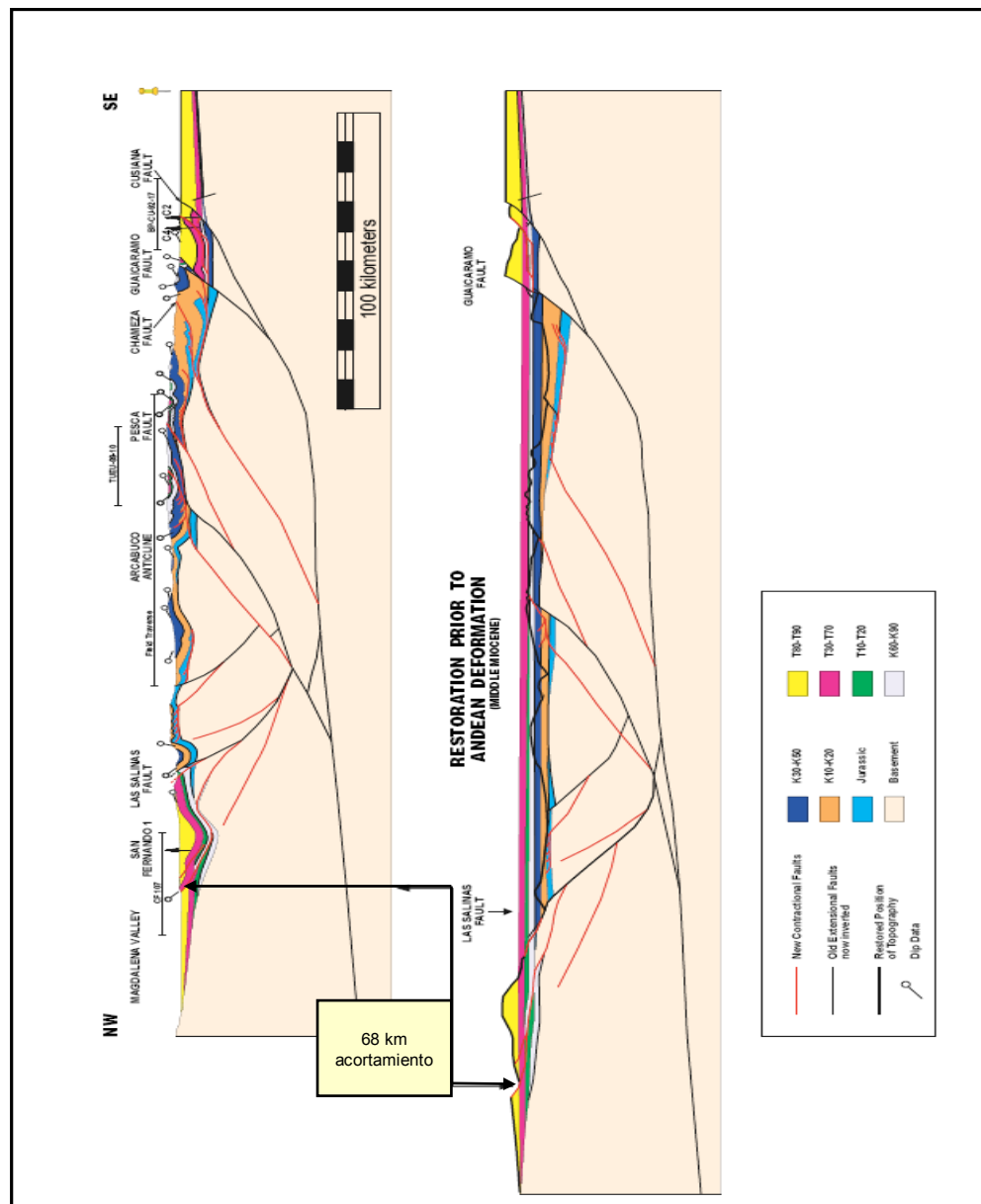
Se ilustra la doble vergencia e indica un acortamiento aproximado de 105 km ($L_0/L_1=66\%$).

Fuente. Tomado de Sarmiento (2001).

Cooper *et al.*, (1995) reportó que la inversión de los sistemas de fallas Guaicaramo y la Salina-Bituima ocurrió durante la deformación andina en el Mioceno Superior (10.5 Ma), controlando los estilos, la distribución de la estructuras compresionales, el levantamiento y la erosión de la Cordillera Oriental. El levantamiento de la Cordillera Oriental produjo un acortamiento de 68 km, desde el Valle Medio del Magdalena hasta la cuenca de los Llanos Orientales (figura 10).

Colleta *et al.*, (1990 en Sarmiento, 2001) y Cortes *et al.*, (2006) interpretaron la Cordillera Oriental como el resultado de la inversión de la cuenca del Jurásico-Cretácico durante el evento de acortamiento en el Mioceno-Plioceno.

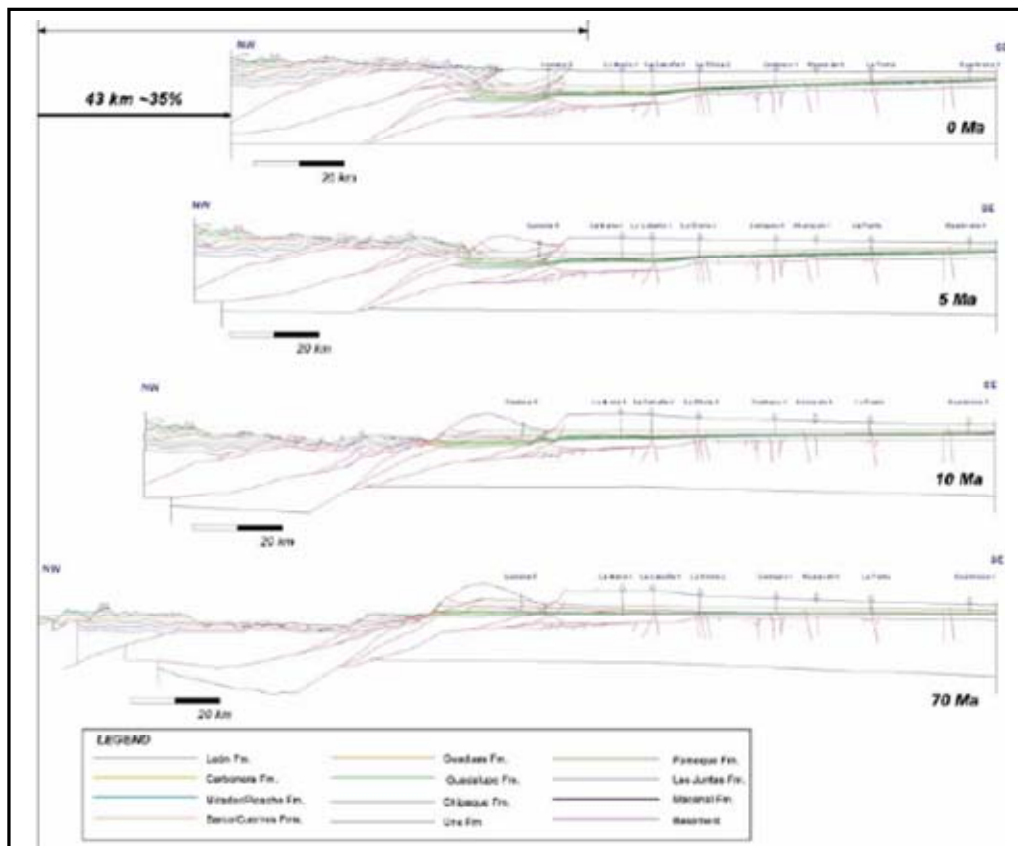
Figura No. 10 Balanceo regional desde el Valle Medio del Magdalena pasando por la Cordillera Oriental hasta la Cuenca de los Llanos.



Fuente. Tomado de Cooper *et al.*, (1995).

Colleta *et al.*, (1990 en Sarmiento, 2001) en un corte regional balanceado estimó que la cantidad de acortamiento es de 105 km (66%) desde el Valle Medio del Magdalena hasta la cuenca de los Llanos Orientales (figura 9). Para esta misma sección Roeder y Chamberlain (1995 en Sarmiento, 2001) reportó un acortamiento de 230 km.

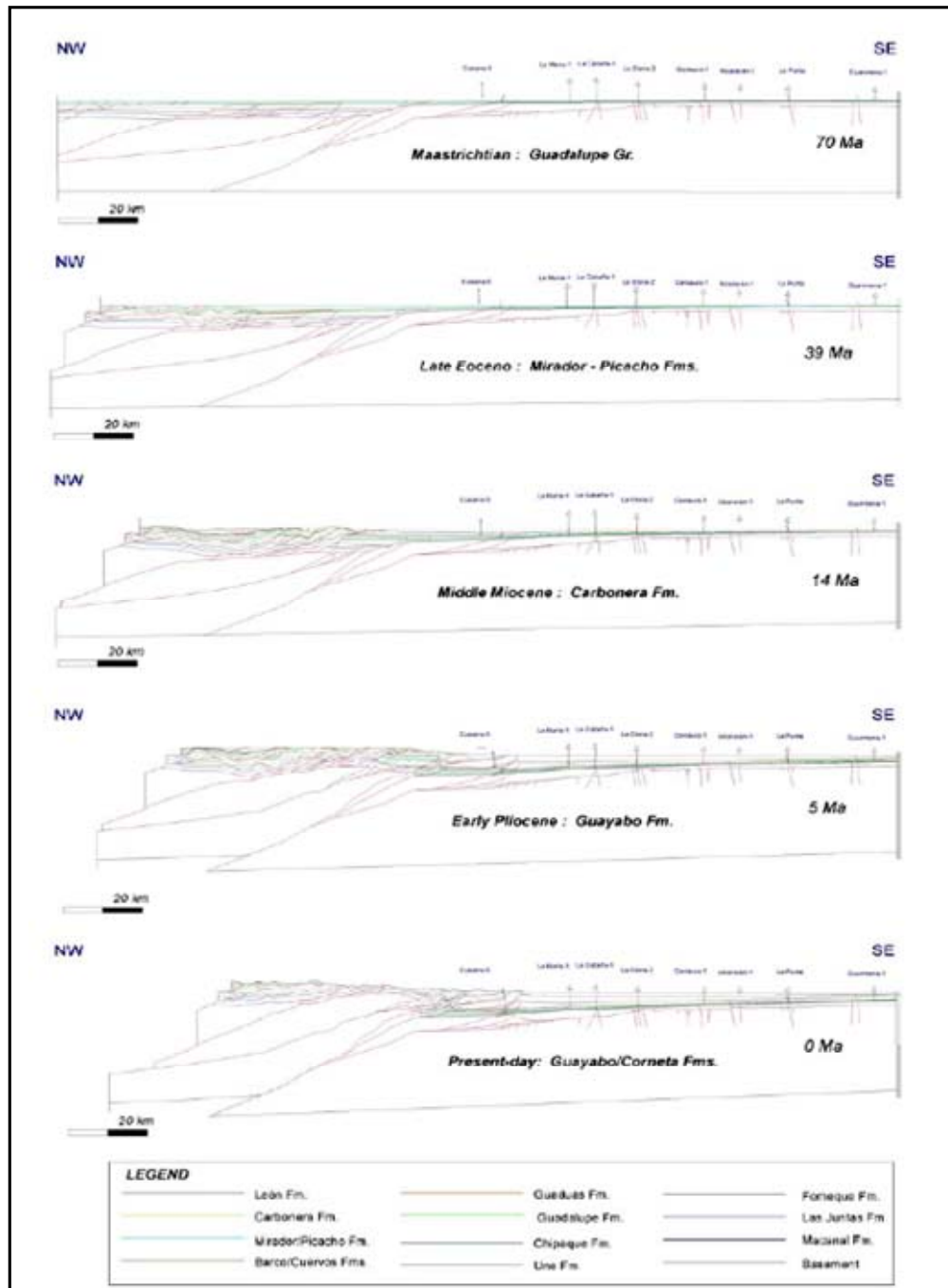
Figura No. 11 Sección balanceada, transversa central, Cortes *et al.*, (2006).



Se ilustra el acortamiento de 43 km (35%) desde el eje axial de la Cordillera Oriental hasta la cuenca de los Llanos orientales.

Cortes *et al.*, (2006) balancearon una sección en la cual reportaron un acortamiento correspondiente a 43 km (35%) para el área axial de la Cordillera Oriental hasta la cuenca de los Llanos Orientales (figura 11). Así mismo, propuso cuatro pulsos de deformación los cuales avanzan hacia el este y experimentan periodos de reactivación de secuencias (figura 12).

Figura No. 12 Modelo evolutivo estructural indicando los cuatro pulsos tectónicos de deformación en la parte central del área de los Llanos Orientales.



Primer pulso, Cretáceo Tardío-Paleoceno; Segundo pulso, Eoceno; Tercer pulso Oligoceno-Mioceno Medio; Cuarto Pulso, Mioceno Medio-Plioceno.

Tomado de Cortes *et al.*, (2006).

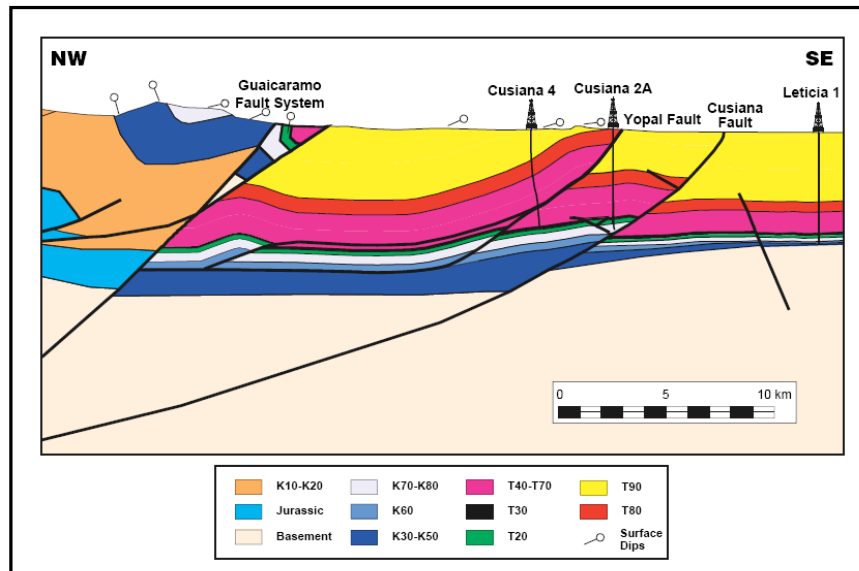
En el primer pulso (Cretáceo Tardío-Paleoceno) los estratos del cretáceo superior son erodados en el Piedemonte Llanero y en la cuenca de los Llanos Orientales; un segundo pulso (Eoceno) afectó principalmente el flanco oeste de la Cordillera Oriental, sin embargo este pulso es registrado como un periodo de quietud tectónica en el eje axial de de la Cordillera Oriental (figura 12).

En el tercer pulso tectónico (Oligoceno a Mioceno-Medio), se genera un pliegue y un cinturón de cabalgamiento con superficies de despegue en estratos del Cretáceo Inferior; la fuerte inversión de la cuenca toma lugar durante el cuarto pulso (Mioceno Medio-Plioceno) (figura 12). La falla más activa durante esta fase tectónica fue el sistema de fallas de Guaicaramo y ocurre una fuerte erosión en el bloque colgante del sistema de fallas de Guaicaramo.

2.3.1 Estilos Estructurales. En el Piedemonte y en el Foreland de los Llanos Orientales existen diferentes modelos como los desarrollados por ejemplo en: 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), entre otros.

Cooper *et al.*, (1995) definió la falla de Guaicaramo como una falla extensional invertida fuera de secuencia que originalmente controlaba la cuenca del Cocuy. Al oeste del Piedemonte Llanero esta falla se encuentra cortando las estructuras duplex. La falla Yopal es descrita como una falla de piel delgada (thin-Skinned) y al oeste de esta falla se presenta una serie de sinclinales regionales como el sinclinal de Nunchía y Zamaricote, en donde sus flancos occidentales están fallados y en sus bloques colgantes involucran rocas del Cretáceo Tardío y del Terciario Temprano (figura 13).

Figura No. 13 Sección balanceada en el Piedemonte Llanero mostrando su estilo estructural típico.



Observe al oeste del cabalgamiento de Yopal el sinclinal de Nunchía y Zamaricote.

Fuente. Tomado de Cooper *et al.*, (1995).

Cazier *et al.*, (1995) reportó que la deformación en la Cordillera Oriental migró hacia el este a partir de 5 Ma hasta la actualidad, de igual forma planteó que el área de cusiana fue involucrada en un pliegue frontal y en un cinturón cabalgante, (figura 14), y controvierte la interpretación presentada en Cooper *et al.*, (1995), quien representa la falla Cusiana como una falla antigua extensional e invertida durante la deformación en el Plioceno-Holoceno.

Cortes *et al.*, (2006) reportaron cinco dominios estructurales, desde el eje axial 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. Los dominios uno dos y tres se encuentran fuera del área de estudio.

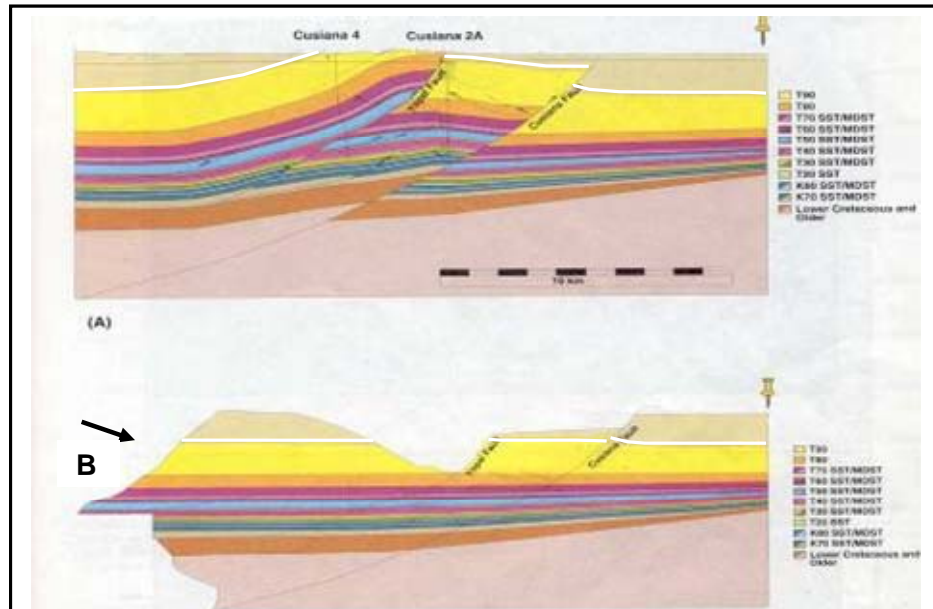
El cuarto dominio es limitado al oeste por la falla Chameza y hacia el oriente por cabalgamientos de bajo ángulo (fallas de Guaicaramo, Yopal y Cusiana). El bloque colgante de la falla de Guaicaramo incluye un sinclinal simétrico amplio y un par anticlinal-sinclinal asimétrico. Los sinclinales y fallas 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.

Hacia el oeste de la zona de estudio, autores tales como Colleta *et al.*, (1990 en Sarmiento, 2001), Rochat *et al.*, (2003), Martínez (2006), entre otros autores, describen los principales estilos estructurales en el Piedemonte Llanero y la cuenca Foreland de los Llanos Orientales.

Colleta *et al.*, (1990 en Sarmiento, 2001) reportaron la presencia de un nivel de despegue regional en la base de la Formación Carbonera causando el desarrollo de estructuras duplex de techo (roof duplexes) y una zona triangular en el Piedemonte Llanero.

Figura No. 14 Sección balanceada a través del Campo Cusiana



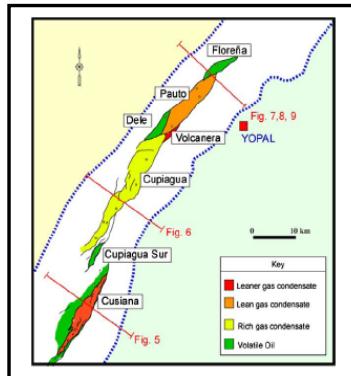
La línea blanca corresponde a la superficie discordante IntraGuayabo, en este caso él divide, informalmente el Guayabo Inferior y Superior por medio de esta superficie. En la figura B La flecha negra indica el área de aporte de los sedimentos de la Cordillera Oriental hacia el Foreland.

Fuente: Cazier *et al.*, (1995).

Martínez (2006) reportó tres estilos estructurales para Cusiana, Cupiagua y el Piedemonte Llanero, aumentando la complejidad hacia el norte del Piedemonte (figura 15), estos estilos estructurales van desde estructuras frontales simples hasta un imbricado de cuatro escamas apiladas en una zona triangular.

El primer estilo corresponde a una zona de estructuras frontales en el área de Cusiana sobrepuestas por láminas de piel delgada, seguido de estructuras invertidas fuera de secuencia. Está representada por un anticlinal de gran amplitud y de bajo relieve (figuras 15 y 16).

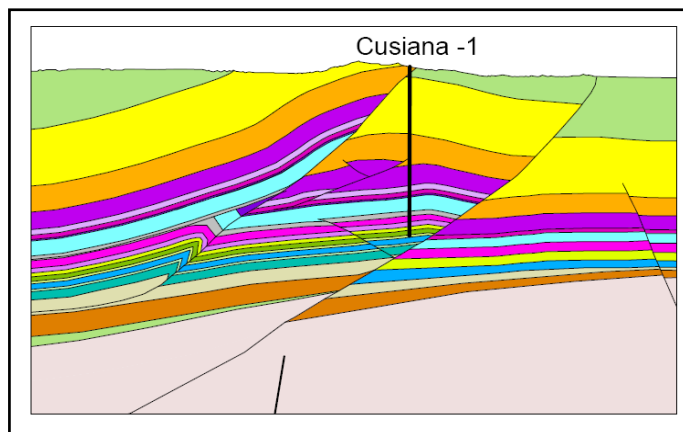
Figura No. 15 Aumento de la complejidad de las estructuras de sur a norte entre los campos Cusiana, Cupiagua y Floreña



Fuente. Tomado de Martínez (2006).

El primer estilo corresponde a una zona de estructuras frontales en el área de Cusiana sobrepuestas por láminas de piel delgada, seguido de estructuras invertidas fuera de secuencia. Está representada por un anticlinal de gran amplitud y de bajo relieve (figura 16).

Figura No.16 Zona del tren de estructuras frontales menos deformadas localizada en Cusiana

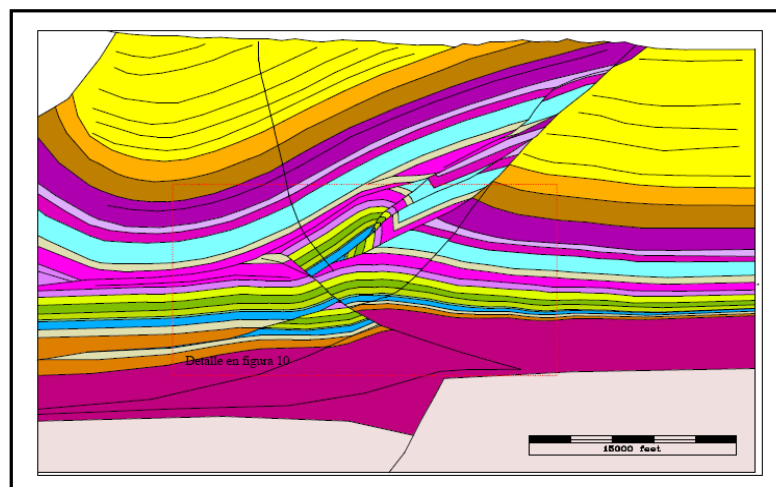


Los colores amarillo y verde en la parte superior de la figura corresponden a la Formación Guayabo, dividido informalmente en Guayabo Inferior y Superior.

Fuente: Tomado de Martínez (2003).

El segundo estilo corresponde a una zona de transición de estructuras aisladas, en el área de Cupiagua altamente deformadas, descrita como un anticlinal de alto relieve y apretado, con un limbo frontal de capas de alto buzamiento y altamente falladas (figura 17).

Figura No. 17 Zona del tren de estructuras transicionales aisladas apretadas en Cupiagua.



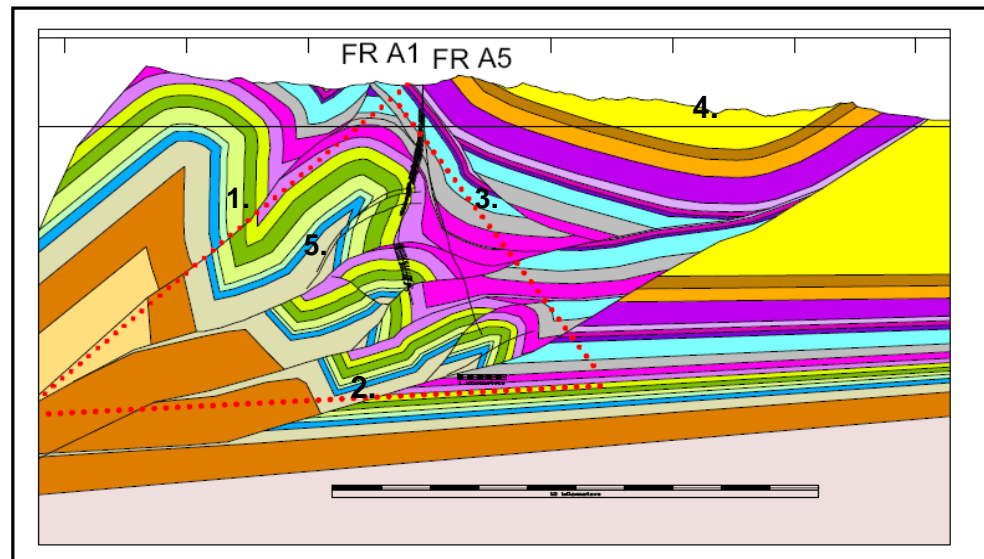
El color amarillo en la parte superior representa la Formación Guayabo.

Fuente. Tomado de Martínez (2003).

El último estilo estructural es un área denominada zona triangular de cabalgamientos (overthrust triangle zone), ubicadas en los campos de Volcánera, Pauto y Floreña. En esta zona es evidente el acortamiento de las etapas iniciales de la deformación. La zona triangular es definida al oeste por el plano de falla de Guaicaramo, al este por la base del Sinclinal de Nunchía y hacia la base por el nivel regional. Esta zona triangular se caracteriza por la presencia de estructuras tipo duplex, conformadas por láminas cabalgantes estacadas una encima de la otra que involucran rocas más jóvenes causando la presencia de secuencias repetidas (figura 18). Estas estructuras se formaron debido a la transferencia a niveles superiores de las superficies de despegue. Esta idea es

reportada similarmente por Rochat *et al.*, (2003) mas hacia el norte, y hacia el sur de esta área por Cortes *et al.*, (2006), entre otros autores.

Figura No. 18 Zona triangular de cabalgamientos (Volcanera, Pauto, Floreña).



Zona triangular definida por 1. La falla de Guaicaramo, 2. Nivel regional y 3. Base del sinclinal de Nunchía; 4. Sinclinal de Nunchía; 5. Estructuras tipo duplex conformadas por lámina cabalgantes estacadas una encima de la otra. La Formación Guayabo está representada en color amarillo.

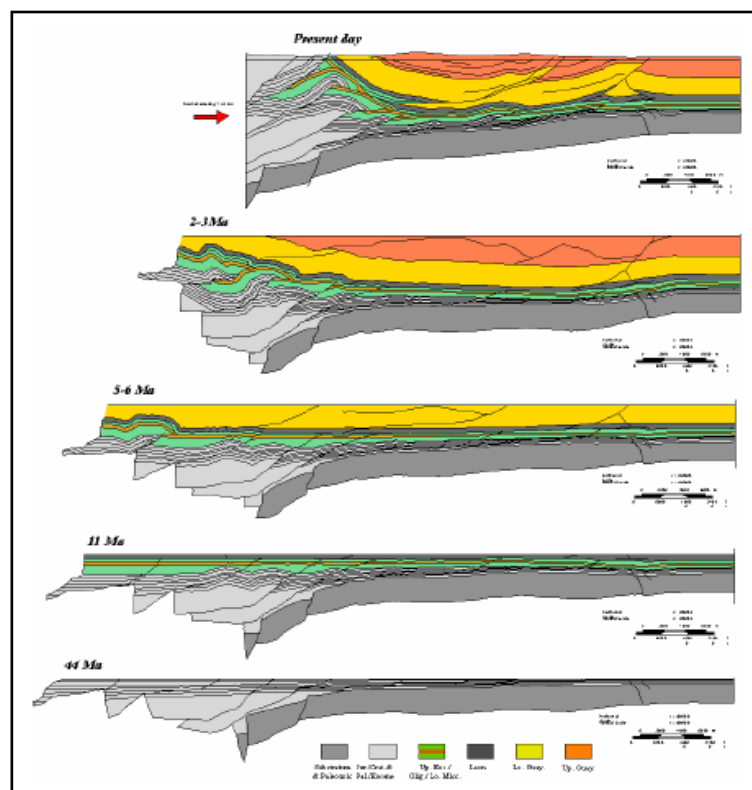
Fuente. Tomado de Martínez (2003).

2.3.2 Evolución Estructural. Rochat *et al.*, (2003) reportó una sedimentación constante en las areniscas inferiores de la Formación Mirador (Eoceno Tardío), debido a una baja actividad tectónica en la cuenca evidenciada por su espesor constante.

Durante el Oligoceno la inconformidad progresiva presente en la Formación Carbonera indicó una mayor actividad tectónica, como lo reportado por Hossack *et al.*, (1999, en Sarmiento, 2001) basado en datos de fission track en apatito, en donde el cabalgamiento de Chameza inicia su inversión hace 25 Ma, en el margen oriental de la Cordillera Oriental.

En consecuencia a esta inversión temprana de la cuenca del Cretáceo, en el tope de la Formación León (Mioceno Medio, 11 Ma) se generó un cinturón ligeramente plegado que involucra rocas del Cretáceo y rocas más Jóvenes (Rochat *et al.*, 2003) (figura 19).

Figura No. 19 Evolución estructural desde el Eoceno Medio hasta el Presente



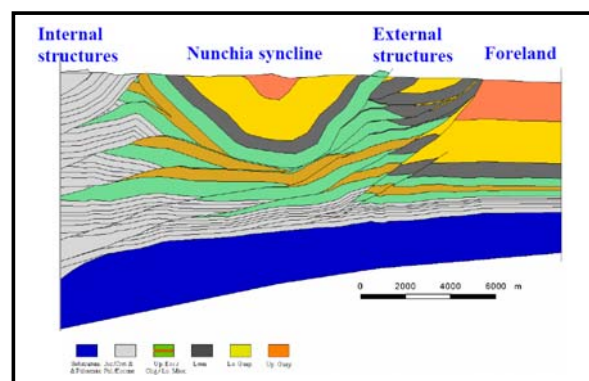
Los colores amarillo y naranja corresponde a Guayabo Inferior y Superior divididos por la discordancia progresiva.

Fuente. Tomado de Rochat *et al.*, (2003).

La sedimentación constante de la Formaciones Carbonera Media-Superior y León se debe a un periodo de quietud tectónica. Sin embargo evidencia sísmica de las truncaciones en el tope de la Formación León o pre-Guayabo, indican una ligera actividad tectónica en el bloque Tangara (Rochat *et al.*, 2003).

En el modelo evolutivo propuesto por Rochat *et al.*, (2003) la edad del mayor levantamiento a partir de valores de Análisis de Huellas de Fisión en Apatitos (AFTA) y Reflectancia de Vitrinita (Ro.) corresponde de 13-8 Ma, sin embargo estructuras externas (figura 20) presentes en el Piedemonte Llanero exhiben edad contemporánea de levantamiento de 5-3 Ma. Hossack *et al.*, (1999 en Sarmiento, 2001) utilizando la misma técnica (AFTA) reportó una edad de 15-3 Ma para el máximo levantamiento en el Piedemonte Llanero.

Figura No. 20 Sección del Piedemonte ubicada en la parte sur del bloque Tangara en el Sinclinal de Nunchía.



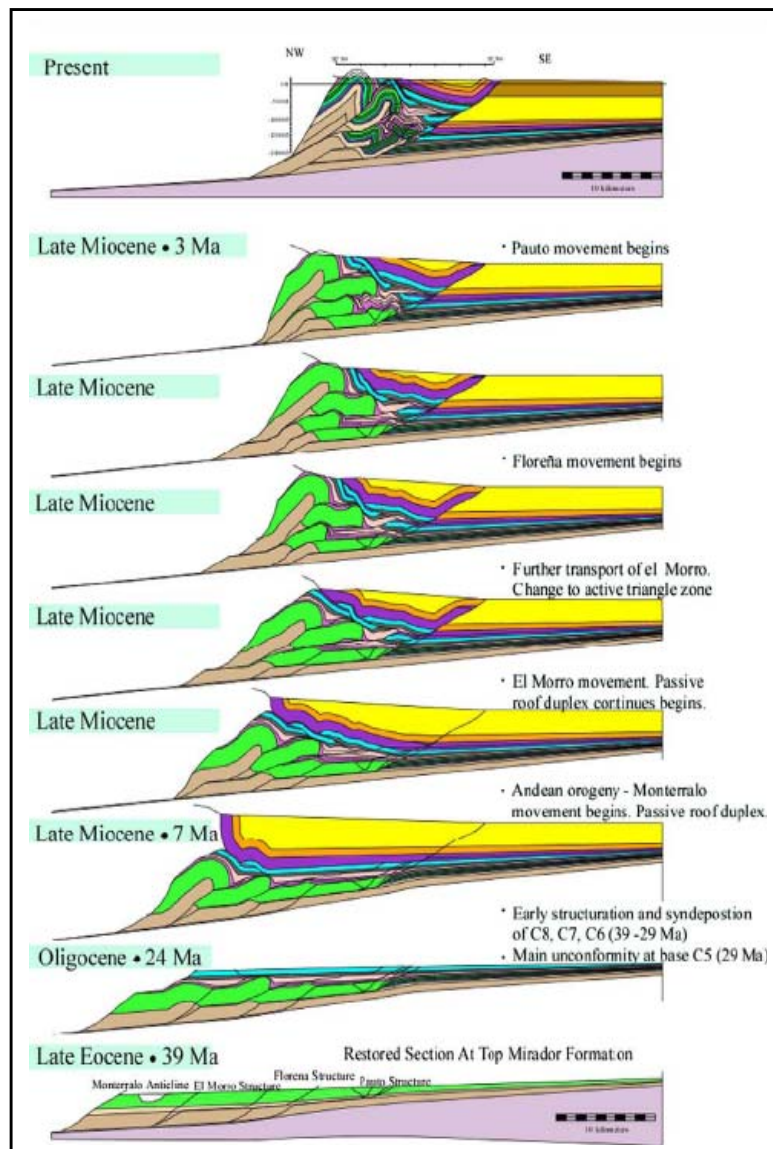
Fuente. Tomado de Rochat *et al.*, (2003).

Martínez (2006) reportó que 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 (figura 21), 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. La depositación simultanea y la deformación ocurrió causando engrosamiento en la cresta en cuencas piggyback sintectónicas.

Entre 39-29 Ma se inició la formación de pliegues tempranos. Martínez (2006) propone un periodo de menor actividad tectónica en el área (29-7 Ma) ocurriendo

una continua subsidencia de la cuenca. Al final de este periodo tasas de subsidencia y la cantidad de sedimentos suministrados llevaron a la depositación de la Formación Guayabo (7-5 Ma) (figura 21).

Figura No. 21 Restauración secuencial del área del Piedemonte de los Llanos Orientales



Observe la figura del Mioceno Tardío indicando a la Falla Guaicaramo como limite para la depositación de la Formación Guayabo (color amarillo y marrón, subdivisión informal del Guayabo Inferior y Superior).
Fuente. Tomado de Martínez (2006).

La principal deformación Andina se inició en el Piedemonte alrededor de 7-5 Ma, aunque la edad de las estructuras varía a medida que migra en relación al principal frente de deformación. “Se crearon estructuras por la propagación de pliegues fallados sobre rampas cabalgantes para formar anticlinales relacionadas a rampas”. El sistema de fallas Guaicaramo y la lámina somera el Morro fueron activos durante esta fase deformacional desarrollando un sistema pasivo duplex de techo. “Posteriormente una evolución progresiva de la cuenca piggyback de la zona triangular duplex y plegamiento del techo cabalgante crearon un sinclinal frontal en el Piedemonte seguido de un levantamiento del cabalgamiento de Yopal a la superficie”. Durante este periodo esto cambió de estructuras pasivas a estructuras activa duplex de techo (Martínez 2006) (figura 21).

“La deformación continuó en secuencia, donde las estructuras como Pauto y Volcánera fueran las últimas en formarse, finalizando con fallas fuera de secuencia principalmente asociada con el sistema de fallas el Morro y Guaicaramo. Estas estructuras apiladas en secuencia tienen constantes niveles de despegue en las rocas del Cretáceo Medio” (Martínez 2006) (figura 21).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

Vail *et al.*, (1977) desarrolló el concepto de estratigrafía de secuencias a partir de análisis en perfiles sísmicos, observaciones en campo y relaciones geométricas de las secuencias sedimentarias.

Mitchum *et al.*, (1977) describe y define los elementos que componen la estratigrafía de secuencias. La estratigrafía de secuencias es una rama de la estratigrafía que subdivide el registro sedimentario a lo largo de márgenes continentales y de cuencas interiores en secuencias de depósito que se correlacionan entre sí, limitadas por discordancias. Utiliza conceptos de estratigrafía sísmica, bioestratigrafía, cronoestratigrafía y sedimentología para proporcionar una base cronoestratigráfica para la cartografía, correlación de facies sedimentarias y realizar predicciones estratigráficas. Es importante resaltar que la litoestratigrafía queda excluida debido a que esta correlaciona litologías similares, mientras que la estratigrafía de secuencias correlaciona líneas de tiempo.

Vincent *et al.*, (1998) define la estratigrafía de secuencias como sucesiones sedimentarias que pueden ser divididas en unidades limitadas por discordancias (secuencias), las cuales se formaron durante un ciclo de cambio del nivel del mar. Consideró que el modelo de estratigrafía de secuencias es producto de la conjunción de una serie de etapas:

- Utiliza discordancias y correlaciones, para agrupar sucesiones sedimentarias en secuencias limitadas por discordancias.

- El conocimiento de la geometría completa de una secuencia es utilizada para predecir la distribución de los diferentes tipos de sedimento dentro de la misma cuenca. Este modelo es muy utilizado en la industria petrolera para la interpretación de secciones sísmicas (Vincent *et al.*, 1998).
- El desarrollo de una secuencia puede ser modelado en términos de cambio en el nivel eustático y subsidencia o levantamiento tectónico, utilizando modelos de acomodamiento, los cuales son utilizados para generar curvas de nivel eustático a partir de curvas de cubrimiento original de líneas de costa (Vincent *et al.*, 1998).

3.2 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA

Vail *et al.*, (1977) describió la estratigrafía sísmica como una aproximación geológica a partir de interpretaciones estratigráficas de datos sísmicos. De igual forma describe las reflexiones sísmicas como una aplicación directa de conceptos geológicos basados en estratigrafía física, las cuales son generadas por superficies físicas en las rocas y consisten principalmente de superficies de estratos e inconformidades con contrastes de velocidad y densidad, el resultado es un registro cronoestratigráfico de patrones depositacionales y estructurales.

Por medio de reflexiones sísmicas, es posible interpretar deformaciones estructurales pos-depositacionales, a su vez definir la geometría de los patrones de correlación, tales como:

- Correlaciones en tiempo geológico.
- Definición de unidades depositacionales genéticas.
- Espesor y ambiente depositacional de unidades genéticas.
- Paleobatimetría.
- Historia de enterramiento.

- Relieve y topografía sobre inconformidades.
- Paleogeografía e historia geológica cuando es combinado con datos geológicos.

Sugiere que para realizar la interpretación sísmica es necesario, análisis de secuencias sísmicas, de facies sísmicas y de cambios relativos del nivel del mar, el cual no será explicado debido a que no hace parte dentro de la integración de información.

El análisis de secuencias sísmicas se basa en la identificación de unidades estratigráficas, compuestas de secuencias deposicionales y es definida como una sucesión de estratos relacionados genéticamente, a su vez se encuentra limitada en su base y tope por inconformidades o conformidades correlativas. Los límites de secuencias deposicionales son reconocidas en datos sísmicos por identificación de reflexiones causadas por terminaciones laterales llamados onlap, downlap, toplap y truncaciones.

El análisis de facies sísmicas es la delimitación e interpretación de la geometría, continuidad, amplitud, frecuencia, e intervalos de velocidad, así como también de las formas externas y asociaciones de unidades de facies sísmicas dentro del marco de secuencias deposicionales. Sin embargo, las litofacies y el tipo de roca no son determinados directamente de la geometría de los patrones de correlación de reflexiones (Vail *et al.*, 1977).

3.3 DISCORDANCIA ESTRATIGRÁFICA

Myers y Milton (1996) especifican que el término discordancia se debe aplicar a superficies que separan estratos jóvenes de antiguos a lo largo de la cual es evidente un truncamiento o erosión subaérea o submarina.

Para Corrales *et al.*, (1977) “Durante el tiempo que abarca la discontinuidad representada por una discordancia, ha tenido lugar un movimiento que deforma o mueve los materiales ya sedimentados o formados. Puede ocurrir que, después del plegamiento de los materiales inferiores a la discordancia, haya existido un proceso erosivo que dependiendo del tiempo y la energía con que actúe, haya peneplanizado el relieve o aún se conserven restos del mismo, antes de la reiniciación de la sedimentación”.

Superficie erosiva que separa dos unidades litológicas, rocas antiguas expuestas a la erosión por intervalos de tiempos largos antes de la depositación de jóvenes (Glossary of Geology, 2002)

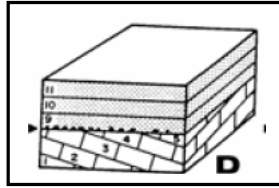
Para Díaz-Rodríguez *et al.*, (2004) “el término discordancia, consiste en una ruptura de la continuidad en el registro estratigráfico, causado por erosión o por ausencia de sedimentación”. Este concepto refiere la relación total existente entre dos secuencias geológicas, en donde los cambios se dan en regiones tectónicamente estables y de manera discontinua, por lo tanto no se cumple la ley de Walter.

Las discontinuidades en el registro estratigráfico pueden aparecer sísmicamente como vergencia o truncaciones de reflectores sísmicos (universidad de JAEN, 2007)

Las discordancias estratigráficas se clasifican en:

- Discordancia angular: La serie antigua se encuentra plegada, de modo que forma un ángulo con la nueva serie depositada (figura 22).

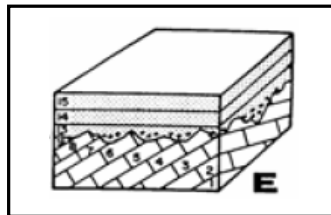
Figura No. 22 Discordancia angular



Fuente Tomado de Universidad de JAEN (2007).

- Discordancia erosiva o disconformidad: La serie antigua se encuentra erosionada en su parte superior, y sobre ella se ha depositado la nueva serie, luego las dos series están separadas por una superficie irregular (figura 23).

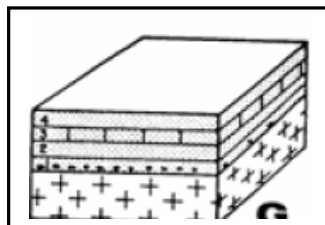
Figura No. 23 Discordancia erosiva



Fuente. Tomado de Universidad de JAEN (2007).

- Inconformidad: Superficie de erosión o de no deposición que separa estratos jóvenes de estratos viejos y representa un hiato significativo. La serie estratigráfica está depositada sobre un material no estratificado (rocas metamórficas o ígneas) (figura 24).

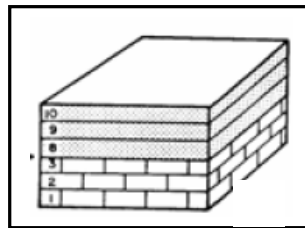
Figura No. 24 Inconformidad.



Fuente. Tomado de Universidad de JAEN (2007).

- Paraconformidad: La separación entre las dos series estratigráficas es horizontal y por lo tanto no se distingue de la separación normal entre dos estratos (figura 25).

Figura No. 25 Paraconformidad



Fuente. Tomado de Universidad de JAEN (2007).

Dentro de los diferentes tipos de discordancias, se presenta la discordancia progresiva (sintectónicas asociada a estratos de crecimiento), citada por primera vez por Birot (1937 en Corrales *et al.*, 1977)

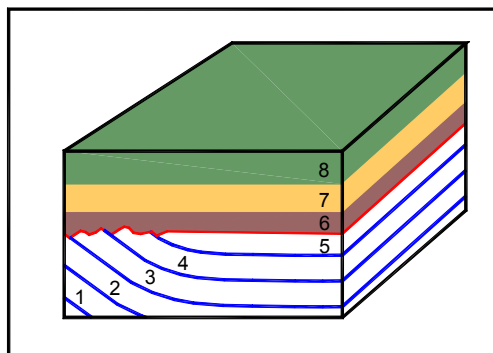
Según Riba (1973 en Corrales *et al.*, 1977) sugiere que una superficie de sedimentación que bascule, levantándose por un lado, hundiéndose o subsidiendo por otro, sin que cese el depósito, puede originar un abanico de capas (formación de estratos de crecimiento por el mecanismo rotación de limbo) o la formación de una discordancia progresiva.

Corrales *et al.*, (1977) sugiere que para la génesis de discordancias progresivas es necesario que el borde de la cuenca sea tectónicamente activo y la sedimentación continua, con lo cual las capas que se forman primero se van plegando, este tipo de estratos se denominan estratos de crecimiento, al mismo tiempo que otras capas son sedimentadas encima. Si la elevación del flanco activo continúa, llegarán a erosionarse los primeros materiales y al cesar la actividad tectónica quedarán cubiertos discordantemente por las capas posteriores. La

fuerte discordancia que se produce en el borde móvil de la cuenca se forma no en la etapa de mayor actividad tectónica, sino posteriormente, en un periodo más tranquilo, de acuerdo a su génesis, las discordancias progresivas son claramente visibles en el borde móvil de la cuenca, pero se atenúan hasta hacerse irreconocibles, hacia el centro del área de sedimentación.

Díaz-Rodríguez *et al.*, (2004) reportó que las discordancias progresivas (figura 26) se forman en el borde del frente activo de una mega estructura adyacente a una cuenca, que se levanta simultáneamente a la sedimentación. Esto condiciona la distribución geográfica de las unidades sedimentarias, en donde los mayores espesores se encuentran hacia el borde activo de la cuenca, donde también se presenta la deformación sintectónica; del otro lado, al mismo tiempo ocurre erosión.

Figura No. 26 Esquema de una discordancia progresiva



Indica en la parte derecha continuidad estratigráfica (concordancia) y en la parte izquierda discontinuidad estratigráfica (discordancia angular).

Fuente. Tomado de Díaz-Rodríguez *et al.*, (2004).

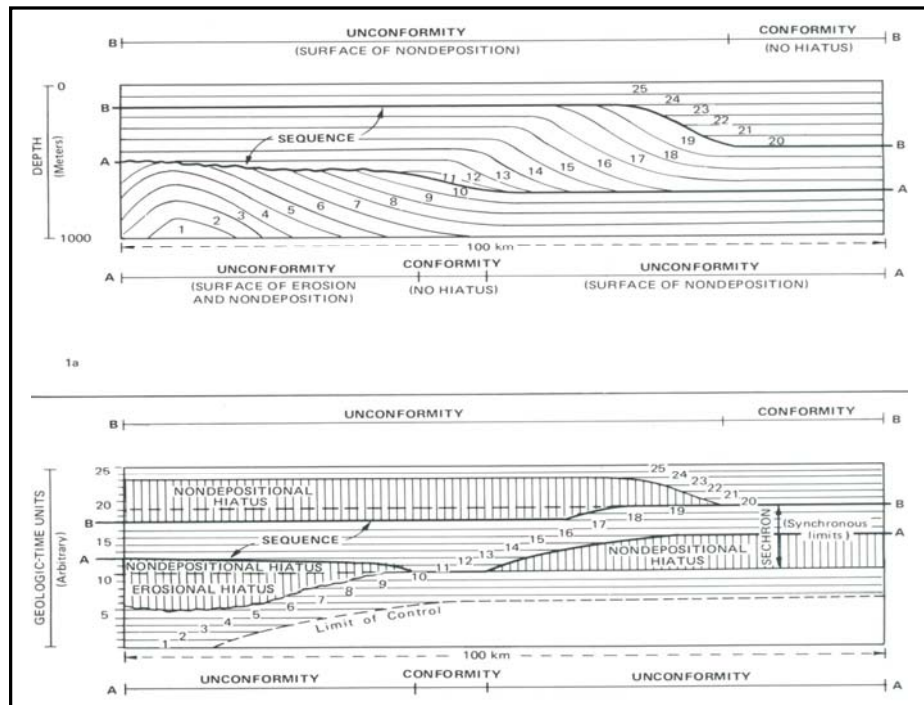
3.4. RELACIÓN DE ESTRATOS Y LÍMITES DE SECUENCIAS EN SÍSMICA

Mitchum *et al.*, (1977) describió que las relaciones de estratos y límites de secuencias están basadas sobre el paralelismo, o la no existencia del mismo,

entre los estratos y los límites de sus superficies. Si los estratos arriba y abajo de una superficie son paralelo entre ellos, esta relación es concordante, por lo tanto no hay evidencia física de una inconformidad a lo largo de la superficie, así mismo si cualquiera de los estratos arriba o los estratos debajo de una superficie están discordantes, entonces hay evidencia física de una inconformidad (figura 27).

La discordancia es el principal criterio físico usado en la determinación de límites de secuencias. El tipo de discordancia se basa sobre la manera en la cual los estratos terminan en los límites de la inconformidad de una secuencia deposicional, de acuerdo a esto la terminación lateral de un reflector se denomina lapout; y truncación es la terminación lateral de un estrato como resultado del corte de su límite deposicional original.

Figura No. 27 Relación de estratos de una secuencia deposicional.

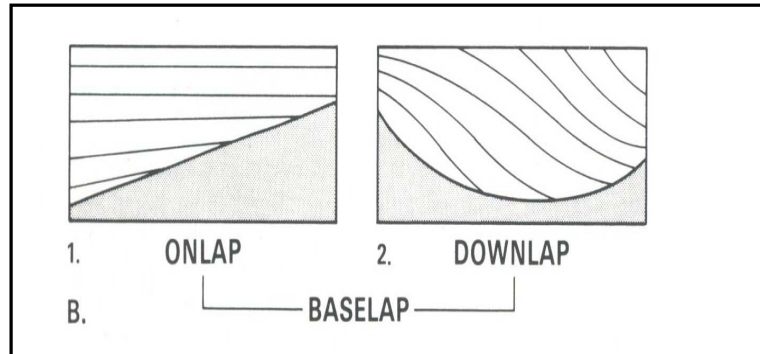


Fuente. Tomado de Mitchum *et al.*, (1977).

3.4.1 Baselap. Baselap es un lapout en el limite inferior de una secuencia deposicional. Dos importantes tipos de baselap son reconocidos:

- Onlap, el cual es un baselap en que un estrato inicialmente horizontal pega contra una superficie inclinada o en la cual un estrato inicialmente inclinado pega contra una superficie de mayor inclinación.
- Downlap es un baselap en el cual un estrato inicialmente inclinado termina buzamiento abajo sobre una superficie inicialmente horizontal o inclinada (Mitchum *et al.*, 1977) (figura 28).

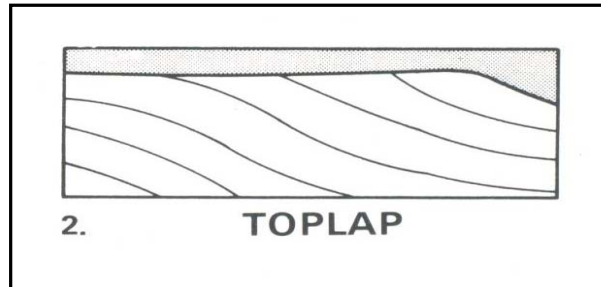
Figura No. 28 Relación de límites inferiores de secuencias, Baselap: onlap y downlap.



Fuente. Tomado de Mitchum *et al.*, (1977).

3.4.2 Toplap. Toplap es un lapout en el limite superior de una secuencia deposicional. El toplap es evidencia de un hiato no depositacional (figura 29).

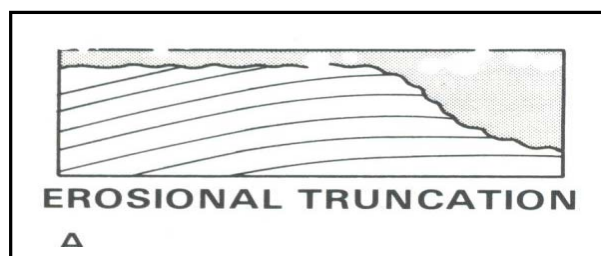
Figura No. 29 Relación de límites superior de secuencias, Toplap.



Fuente. Tomado de Mitchum *et al.*, (1977).

3.4.3 Truncación Erosional. Es la terminación lateral de un estrato por erosión (figura 30).

Figura No. 30 Truncación erosional



Fuente. Tomado de Mitchum *et al.*, (1977).

3.5. REFLEXIÓN SÍSMICA EN SECUENCIAS DEPOSICIONALES.

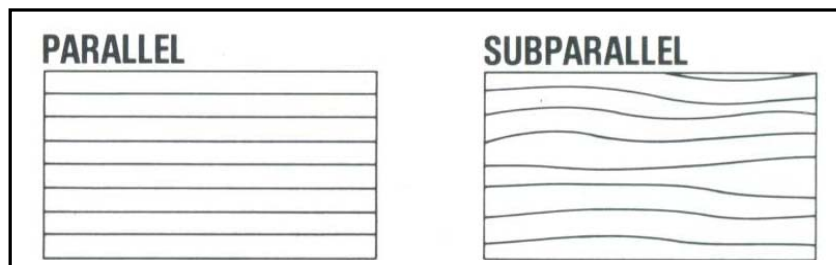
Las reflexiones sísmicas representan una unidad de estratos entre un mínimo de espesor o varias decenas de metros y tienden a seguir superficies paralelas a la estratificación. Las terminaciones de las reflexiones sísmicas son el criterio principal de reconocimiento de límites de secuencias sísmicas. Los tipos de terminaciones están basados sobre los tipos de terminaciones de estratos.

Las relaciones tope-discordancia, incluye truncación erosional y toplap. La truncación erosional implica la deposición de estratos y su subsecuente erosión a lo largo de una superficie erosiva, así mismo la relación de toplap es la terminación de reflexiones interpretadas como estratos contra una superficie suprayacente, resultado de la no deposición o estratos delgados que no son definidos por la sísmica a esa escala. También existen relaciones base-discordancia que incluyen los onlap y downlap (Mitchum *et al.*, 1977).

3.5.1 Tipos de Patrones de Reflexión Sísmica.

- Paralelo y Subparalelo: las configuraciones paralelas pueden ocurrir en varias formas externas, como formas tabulares que sugiere tasas uniformes de deposición sobre una superficie subsidiendo uniformemente (figura 31).

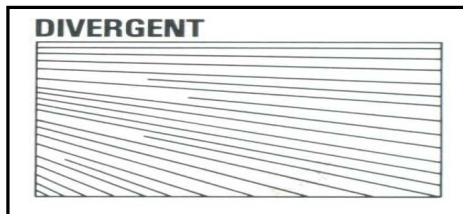
Figura No. 31 Reflexión sísmica de tipo paralelo y subparalelo.



Fuente. Tomado de Mitchum *et al.*, (1977).

- Divergente: esta configuración de reflexión es caracterizada por unidades en forma de cuña. Las configuraciones divergentes sugieren variaciones laterales en la tasa de deposición o inclinación progresiva de la superficie deposicional (figura 32).

Figura No. 32 Reflexión sísmica de tipo divergente.



Fuente. Tomado de Mitchum et al., (1977).

3.6. ESTRATOS DE CRECIMIENTO.

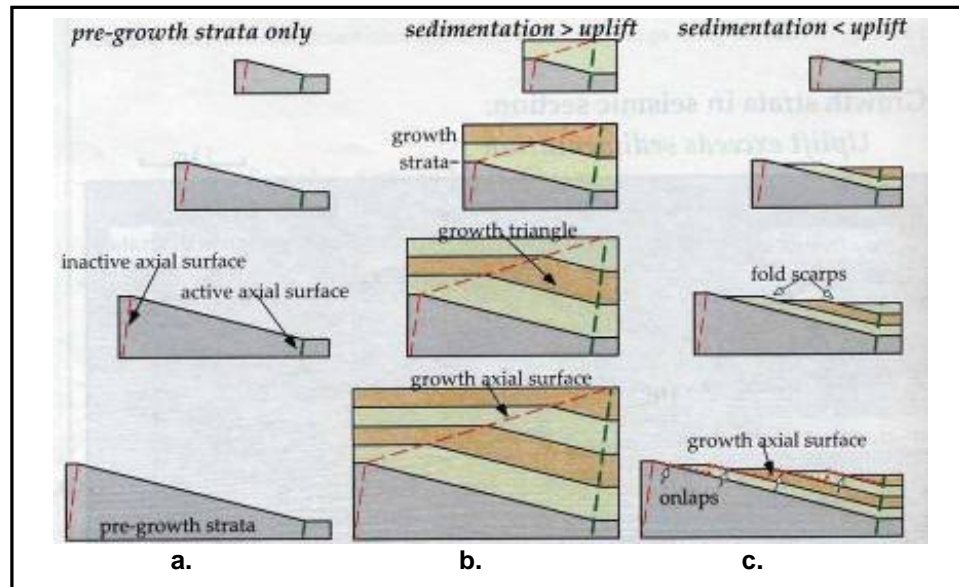
Los estratos de crecimiento o sintectónicos son intervalos estratigráficos que fueron depositados durante la deformación. La edad del comienzo de los estratos de crecimiento define la edad de las deformaciones. En pliegues relacionados a fallas, los estratos de crecimiento son delgados en la cresta de los pliegues, su geometría es controlada por mecanismos de plegamiento, tasas de sedimentación y levantamiento.

Existen dos mecanismos de plegamiento para la formación de estos estratos, migración de la banda kink y rotación de limbo, estos mecanismos de plegamiento producen importantes patrones de estratos de crecimientos deformados sobre los flancos de los pliegues (Corredor, 2004).

3.6.1 Migración de la Banda Kink. En pliegues relacionados a fallas que desarrollan únicamente la migración de la banda kink, los flancos de los pliegues son más amplios con el paso del tiempo, manteniendo la magnitud del buzamiento (figura 33).

El flanco del pliegue en estratos de crecimiento es limitado por una superficie axial activa, una superficie axial de crecimiento y una superficie axial inactiva que forman el triángulo de crecimiento.

Figura No. 33 Mecanismo por migración de la banda kink.



a. Representa estratos de pre-crecimiento, b. ilustra la formación de los estratos de crecimiento cuando la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de levantamiento, c. Indica la formación de los estratos de crecimiento cuando la tasa de sedimentación es menor que el levantamiento.

Fuente. Tomado de Corredor (2004)

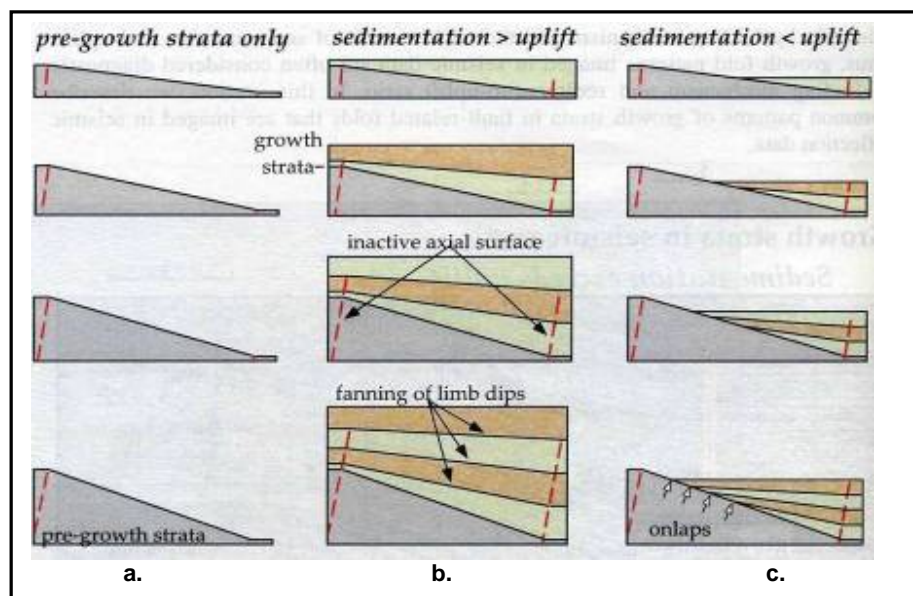
Cuando la tasa de sedimentación excede la tasa de levantamiento los estratos son plegados a través del eje axial del sinclinal e incorporados dentro del amplio flanco del pliegue (figura 33 b). El buzamiento del estrato de crecimiento plegado es igual al buzamiento del flanco del pliegue en los estratos de precrecimiento. El ancho de buzamiento en la banda kink para cada horizonte de crecimiento corresponde a la cantidad de desarrollo del pliegue que ocurre subsecuente a la depositación de este marcador. Como resultado, horizontes jóvenes van hacer mas angostos que horizontes antiguos dentro del flanco amplio, formándose flancos angostos hacia la parte superior o bandas kink en estratos de crecimiento (triángulo de crecimiento) (figura 33 b).

En el caso donde la tasa de levantamiento excede la tasa de sedimentación cada incremento de plegamiento produce pliegue escarpado (fold scarp) (figura 33 c),

localizado donde la superficie actual activa se proyecta hacia la superficie. Subsecuentes depósitos onlap producen acuñamientos estratigráficos sobre el flanco del pliegue. Los pliegues escarpados y las relaciones de onlap se desplazan lateralmente, posterior son plegados e incorporados dentro del flanco amplio (figura 33 c).

3.6.2 Mecanismo por Rotación de Limbo. Este mecanismo se da en pliegues relacionados a fallas que desarrollan únicamente rotación del limbo con superficies axiales inactivas (figura 34 a).

Figura No. 34 Mecanismo por rotación de limbo



a. Representa estratos de pre-crecimiento, b. ilustra la formación de los estratos de crecimiento cuando la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de levantamiento, c. Indica la formación de los estratos de crecimiento cuando la tasa de sedimentación es menor que el levantamiento.

Fuente. Tomado de Corredor (2004).

Donde la tasa de sedimentación excede la tasa de levantamiento los estratos son progresivamente rotados con cada incremento de plegamiento, de este modo el

buzamiento de horizontes antiguos de crecimientos presentan mayor pendiente que horizontes jóvenes, formando un abanico de los buzamientos del flanco en los estratos de crecimiento (figura 34 b).

En el caso donde la rata de levantamiento excede la rata de sedimentación lo estratos de crecimiento también exhiben un abanico de los buzamientos del flanco, sin embargo los estratos de crecimientos también presentan relaciones onlap en el flanco del pliegue (figura 34 c).

3.7. CUENCAS FORELAND.

3.7.1 Generalidades de las Cuencas Foreland. Los cinturones orogénicos colisionados generan una cuenca foreland periférica, las cuales presentan diferentes facies e historia de subsidencia, formadas a lo largo del flanco interior del cinturón orogénico del margen continental, localizado detrás de un arco volcánico (Jordan 1995). la subsidencia tectónica en cuencas foreland es manejada por el engrosamiento estructural de la corteza superior.

Las cuencas foreland retroarc presentan las siguientes características:

- Son de gran escala.
- Presentan rasgo de larga vida.
- Amplitudes de cientos de kilómetros.
- Miles de kilómetros de longitud.
- Espesores de varios kilómetros.
- edades entre 10-100 Ma.

La mayoría de cuencas foreland desarrolladas están relacionadas a cinturones cabalgantes de piel delgada, donde la cobertura de rocas sedimentarias son acortadas por plegamiento y cabalgamiento sobre basamento sin deformar,

presentan forma de cuña y el mayor espesor es ubicado en el margen proximal al cinturón cabalgante.

En menor proporción se encuentra el estilo estructural de piel gruesa (thick-skinned), involucrando rocas de basamento cristalino transferidas a lo largo de fallas inversas.

Las condiciones necesarias para formar un cinturón cabalgante son la existencia de altos topográficos y acortamiento horizontal, Davis *et al.*, (1983; Molnar y Lyon-Caen, 1988 en Jordan, 1995). La compresión horizontal puede ser generada por el acoplamiento en el contacto entre subducción y placas sobrepuestas, Kanamori (1986 en Jordan, 1995), o por tracción en la base de la litosfera debido a la circulación del manto sobre la placa que está subduciendo (Wdowinski *et al.*, 1989 en Jordan, 1995). Sin embargo, estas condiciones no son suficientes para formar un cinturón de cabalgamiento; un cinturón cabalgante de piel delgada puede ser formado donde exista un preexistente y una gran acumulación de estratos (Allmendinger *et al.*, 1983a en Jordan, 1995).

3.7.2 Formación de la Cuenca Foreland. El modelo presentando por Jordan (1995) para cuencas foreland puede ser usado para estudiar la estratigrafía de secuencias y aplicarla a la cuenca Foreland de los Llanos Orientales. La estratigrafía de secuencias para cuencas foreland generada por episodios tectónicos difiere de la estratigrafía producida por los cambios en el nivel eustático del mar.

Para modelar la secuencia estratigráfica en una cuenca Foreland retroarc, ellos incorporaron un modelo depositacional con un modelo de subsidencia de cuenca, que consiste en simular procesos sedimentarios por difusión en dos dimensiones (Flemings y Jordan 1990; Jordan y Flemings 1991; Sinclair *et al.*, 1991, en Jordan 1995). La difusión trata de la velocidad de agradación o erosión en cada sitio como

una función lineal de la curvatura local de la topografía; las áreas que son cóncavas acumulan sedimentos y las convexas erosionan. Para casos donde la depositación es transicional entre marina y no marina, el transporte continental es tratado como una difusión más eficiente que el transporte marino (Jordan, 1995).

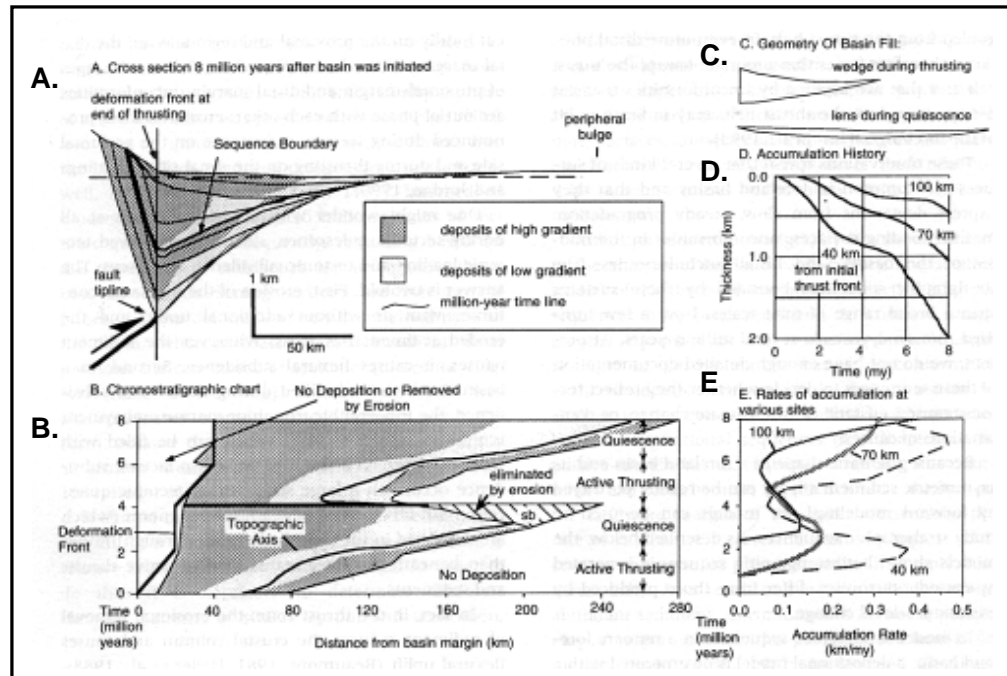
El modelo desarrollado por Flemings y Jordan (1990; Sinclair *et al.*, 1991 en Jordan 1995) presenta un cabalgamiento variable y el nivel del mar constante, en este modelo (figura 35) la estratigrafía de secuencias es limitada por importantes inconformidades en la parte distal de la cuenca.

El modelo estratigráfico de secuencias muestra que las inconformidades subaereas son cortadas localmente en el margen proximal y regionalmente en el margen distal de la cuenca (figura 36). Sin embargo, la edad de las inconformidades en el margen proximal y en el margen distal están fuera de fase una con respecto a la otra: la erosión es más pronunciada durante la quietud tectónica en el lado proximal y durante el cabalgamiento en el lado distal (Flemings y Jordan, 1990 en Jordan, 1995).

La depositación ocurre en toda la cuenca durante la quietud tectónica, la carga tectónica derivada del cabalgamiento y la subsidencia tectónica están ausentes, la respuesta a este proceso de sedimentación ocurre por dos procesos:

- La erosión de las rocas ubicadas en el bloque colgante del cabalgamiento es continua con o sin levantamiento adicional; el sedimento erodado tiende a concentrarse para formar una masa, por lo tanto cuando la acumulación del sedimento pare y el peso de los sedimentos, esto causa subsidencia flexural.
- En una cuenca parcialmente llena durante la subsidencia y el cabalgamiento de la carga, la topografía de la cuenca genera un espacio inusual de subsidencia, que puede ser llenado con sedimentos posteriores.

Figura No. 35 Modelo de estratigrafía de secuencias en una cuenca Foreland, de cabalgamiento variable y nivel del mar constante.



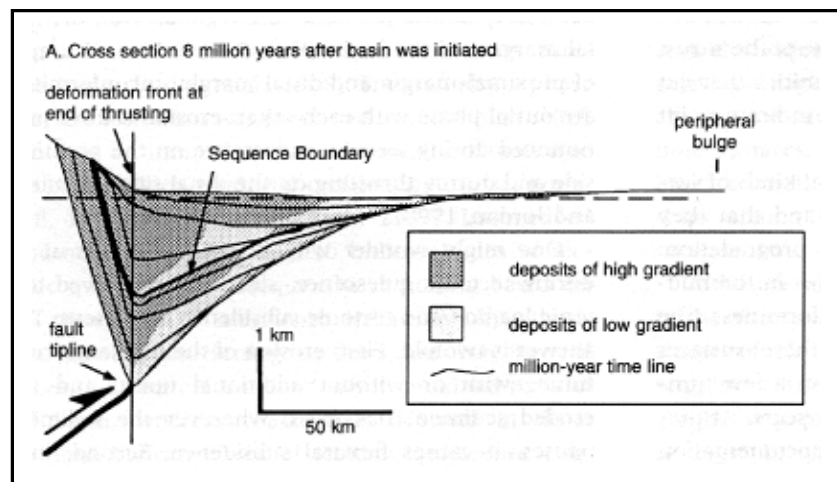
A. Forma geométrica de la cuenca foreland, observe que a las partes proximales y distales a la zona de cabalgamiento se forma una superficie discordante; B. Carta estratigráfica en la cual la secuencia sedimentaria se deposita en periodos de actividad tectónica y quiescencia tectónica; C. Geometría de la cuenca durante periodos de quietud (forma lenticular) y actividad tectónica (forma de Cuña); D. Diagrama de la historia de acumulación; E. Diagrama de ratas de acumulación en diferentes sitios. Tomado de Jordan (1995).

Como resultado de estos dos factores, la subsidencia ocurre en gran escala durante el periodo de quietud tectónica, pero esto se enfoca a los sedimentos inferiores depositados en la cuenca previamente formada, preferiblemente asociados con la carga del cabalgamiento activo y sedimentos.

En la zona de cabalgamiento, el proceso de erosión reduce la columna cortical y causa un levantamiento flexural (Beaumont, 1981; Heller *et al.*, 1988 en Jordan, 1995). Por lo tanto, durante la quietud tectónica, el área más adyacente al cinturón cabalgante, la cual fue la zona proximal de más rápida sedimentación, está en una

zona de charnela entre el levantamiento del cinturón cabalgante y la subsidencia de la región con mayor espacio remanente en la cuenca. Esto convierte la zona proximal en una región de menor levantamiento, o una zona de bypass, o subsidencia mínima.

Figura No. 36 Modelo de estratigrafía de secuencia.

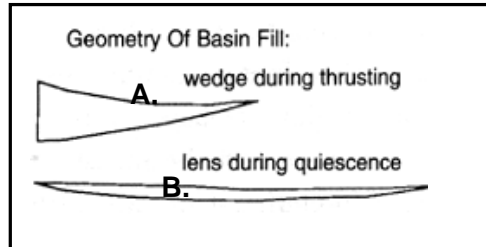


Ilustra inconformidades en márgenes distales y proximales.

Fuente. Tomado de Jordan (1995).

La tasa de acumulación en una cuenca tectónicamente inactiva es mayor cerca al centro y disminuye en las direcciones proximal y distal (figura 36). La geometría del sedimento depositado en la cuenca, en la fase de quietud, es lenticular, la cuenca es más amplia que la generada durante el cabalgamiento activo (en forma de cuña), (figura 37), en esta fase el forebulge todavía existente se encuentra más lejano del cinturón cabalgante y la pronunciación del levantamiento es baja. Durante el relleno de la cuenca tectónicamente inactiva, el depocentro cambia progresivamente a posiciones más distales a medida que la fuente asimétrica del sedimento continúa causando progradación (Jordan, 1995).

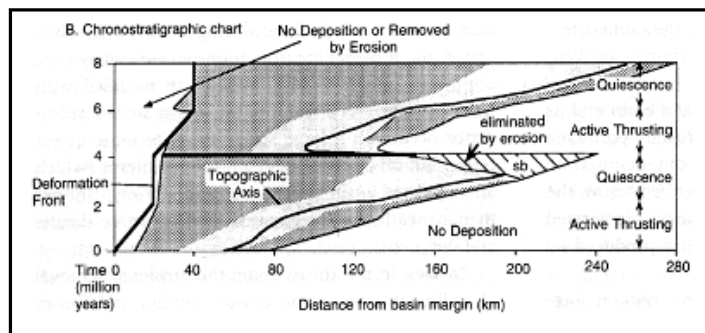
Figura No. 37 Modelo de estratigrafía de secuencias. Geometría de la cuenca Foreland durante las fases tectónica activa e inactiva.



A. forma de cuña durante la fase de deformación; B. Forma lenticular durante la fase de quietud tectónica.
Fuente. Tomado de Jordan (1995).

Nuevos cabalgamientos invierten la naturaleza de la carga y la subsidencia de sus formas originales (por ejemplo: de una geometría en cuña creada durante la actividad tectónica, en la fase de quietud tectónica la forma geométrica para la depositación de estos sedimentos es una forma geométrica lenticular) (figura 37), causando subsidencia en la región proximal; el forebulge se acerca hacia el cinturón de cabalgamiento produciendo una inconformidad distal. De este modo, la variación tectónica es caracterizada por una inconformidad distal iniciada por un nuevo cabalgamiento y localmente por una inconformidad proximal que es iniciada durante la quietud (figura 38) (Jordan, 1995).

Figura No. 38 Modelo de estratigrafía de secuencias. Depositación del sedimento y creación de la inconformidad erosional en la cuenca durante periodos de quietud y actividad tectónica.



Fuente. Tomado de Jordan (1995).

En ausencia de una inconformidad proximal, una secuencia estratigráfica pueden ser definidas por la inconformidad distal y un salto en la correlación de facies en la región proximal (figura 36 y 38) (Flemings y Jordan, 1990 en Jordan 1995). La arquitectura del estrato en donde una inconformidad proximal se desarrolla, puede sugerir que la estratigrafía de secuencias está definida por los límites que son inconformidades proximal y distal fuera de fase.

4. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

e seleccionaron 180 líneas sísmicas dentro del área de estudio (figura 39) para llevar a cabo la interpretación de la discordancia intraformacional de la Formación Guayabo. Dentro de la interpretación sísmica criterios tales como relaciones de onlap, truncaciones erosionales, reflexiones, estratos de crecimientos relacionados a pliegues, tipos de fallas, el tope de la Formación León o base de la Formación Guayabo, entre otros, sirvieron como guía para establecer la superficie erosiva intraformacional Guayabo en el Piedemonte Llanero y la cuenca Foreland de los Llanos Orientales.

A continuación se describirán estos criterios:

4.1. REFLEXIONES SÍSMICAS.

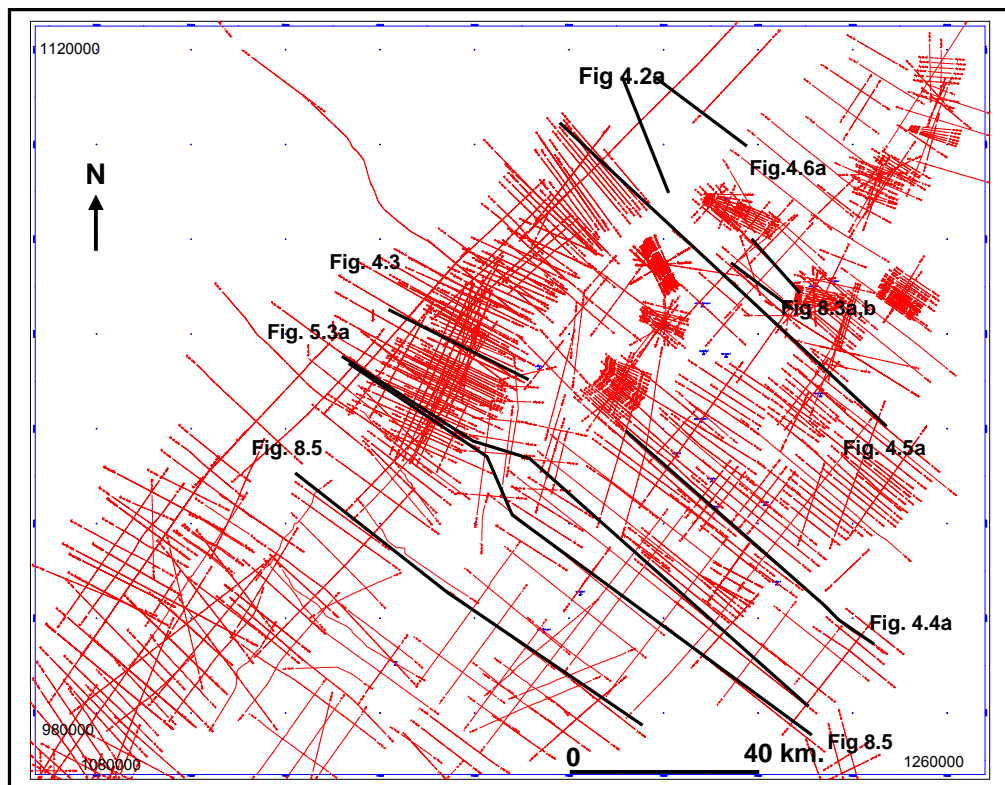
La discordancia IntraGuayabo se interpretó teniendo en cuenta las relaciones entre:

- Reflexiones en Guayabo Inferior
- Reflexiones en Guayabo Superior

4.1.1 Reflexiones en Guayabo Inferior. Hacia la base de la Formación Guayabo los reflectores se encuentran de forma paralela con el tope de la Formación León (figura 40), a medida que se asciende estratigráficamente hacia la discordancia esta relación de paralelismo va cambiando, haciendo que la magnitud del buzamiento de estos reflectores presenten una geometría divergente y en algunos casos inviertan el sentido de la dirección de buzamiento en sentido opuesto (figura 39 a,b). En la parte superior del Guayabo Inferior, el sentido de buzamiento de los reflectores próximos a los cabalgamientos cambia de noroeste a sureste

(Guaicaramo, Yopal, y Cusiana) (figura 41 a,b). En la parte distal la relación angular original (noroeste) de los reflectores no se pierde, sin embargo el ángulo de inclinación es más alto (figura 42 a,b).

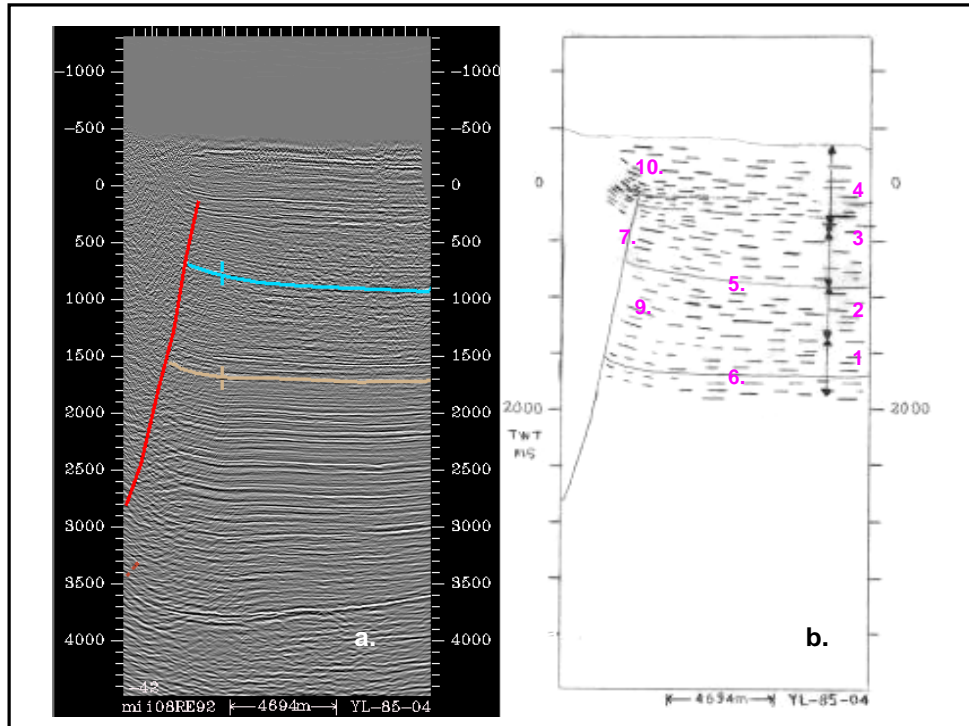
Figura No. 39 Mapa de localización de las líneas sísmicas interpretadas en el área de estudio.



Se interpretaron 180 líneas sísmicas, observe la ubicación de las líneas sísmicas (color negro) descritas en este capítulo.

A medida que se asciende hacia la discordancia los reflectores se encuentran truncados por esta superficie erosiva, estas reflexiones son más fuertes debido al contraste litológico, de material fino a material grueso (figura 40; 41a,b; 442,ab; 43a,b; 446)

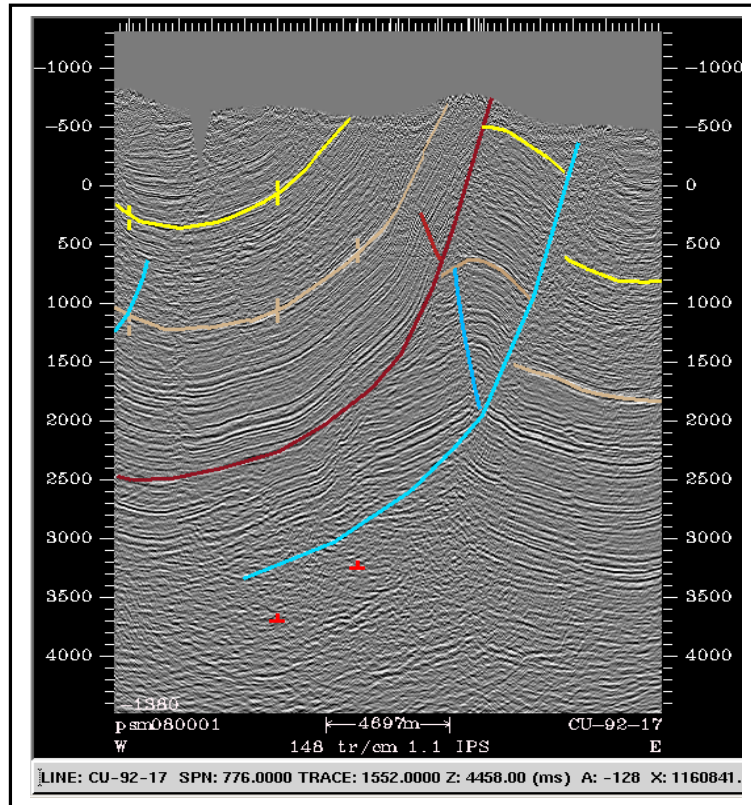
Figura No. 40 Interpretación de la línea sísmica YL-85-04.



a. Tope de la Formación León (línea marrón), discordancia IntraGuayabo (línea azul), parte norte de la falla Yopal (línea roja). Observe la relación de paralelismo de los reflectores en la parte basal de la Formación Guayabo con los reflectores del tope de la Formación León; b. Interpretación de los dominios de buzamiento de a; 1 y 3. Periodos de quietud tectónica, 2 y 4. Periodos de actividad tectónica, 5. Discordancia IntraGuayabo, 6. Tope de la Formación León, 7. Falla de Yopal, 8. Cambios en la dirección de buzamiento de lo reflectores, en la parte basal de la Formación Guayabo los reflectores están paralelos al tope de la Formación León y a medida que se asciende la relación de ángulo va variando en las partes proximal y distal de la cuenca, 9. Estratos de crecimiento producidos por rotación de limbo, 10. Eje depositacional de la cuenca.

En general, los cabalgamientos posteriores al proceso de sedimentación producen pliegues que afectan la inclinación de los reflectores, sin embargo su relación original de deposición no se pierde, esta se mantiene con un ángulo más alto debido a la sumatoria de la deformación producida por el evento tectónico.

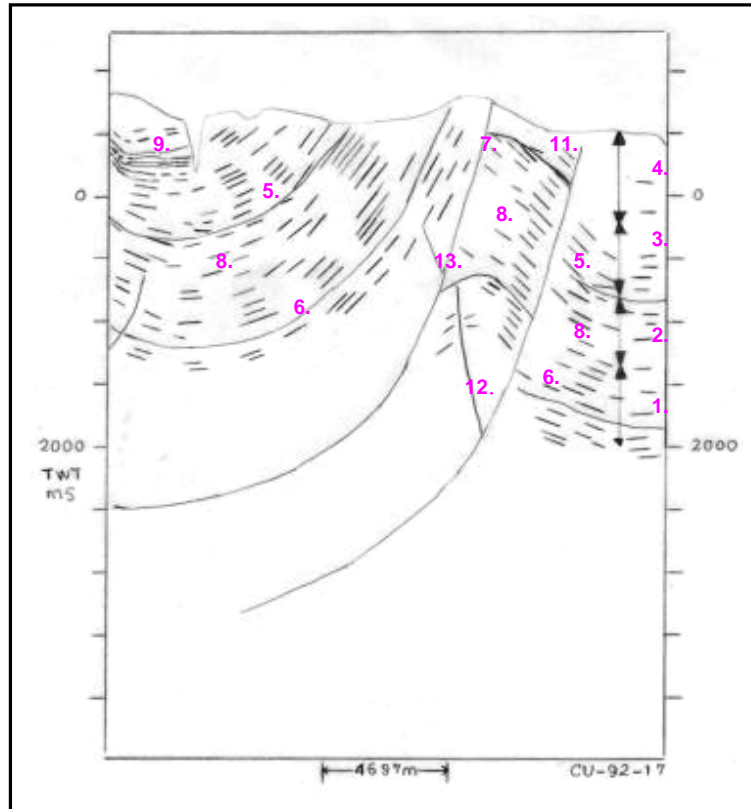
Figura No. 41A. Línea sísmica CU-92-17.



Tope de la Formación León (línea marrón), discordancia IntraGuayabo (línea amarilla), falla Yopal (línea roja), falla Cusiana (línea azul). En la zona sur al oeste del cabalgamiento de Yopal los reflectores evidencian estratos de crecimiento (figura 4.4b).

4.1.2. Reflexiones en Guayabo Superior. Las terminaciones de los reflectores hacia la base de la Formación Guayabo Superior cerca al eje depositacional de la cuenca, se encuentran inclinados y terminan buzamiento abajo sobre la superficie erosiva, formando relaciones de downlap (figura 43a,b; 44a,b). Hacia la parte distal del eje depositacional, los reflectores geoméricamente se encuentran subparalelos y se fijan contra una superficie más inclinada en relación onlap (figura 43a,b), finalmente se observa que estos reflectores al seguir ascendiendo estratigráficamente forman nuevamente una geometría paralela.

Figura No. 41 B. Interpretación de los dominios de buzamiento de la figura 41a.



Ver convenciones en la figura 4.2b, 11. Falla de Cusiana, 12. Back Cusiana, 13. Back Yopal.

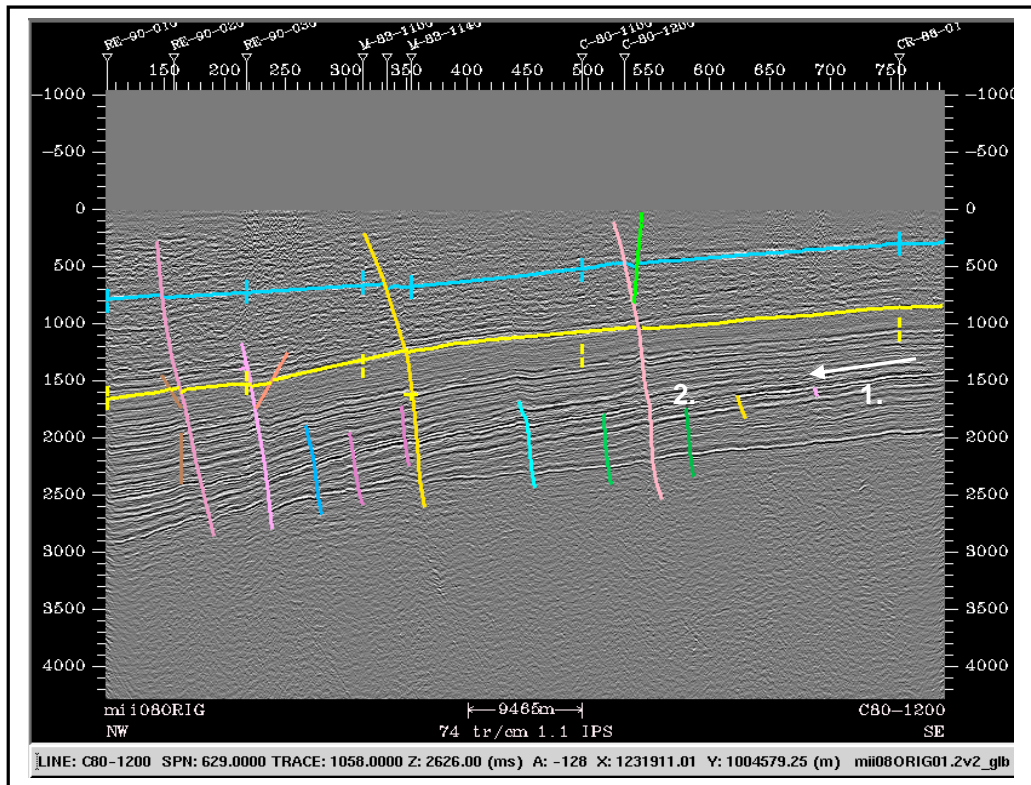
- **ESTRATOS DE CRECIMIENTO**

En la parte norte de la zona de estudio, en el límite entre el cinturón cabalgante y la cuenca foreland (figura 43a,b) y hacia la parte sur del área, en una región sinformal local, al oeste del cabalgamiento de Yopal (figura 41a,b), los reflectores de las líneas sísmicas evidencian estratos de crecimiento o estratos sintectónicos.

Identificamos una nueva superficie erosiva hacia el techo del Guayabo Superior, en la parte basal de los estratos sintectónicos, identificada por truncaciones en los reflectores y un cambio granulométrico posiblemente de fino a grueso marcado por

una fuerte reflexión en los reflectores; esta superficie es indicadora de un nuevo ciclo de actividad tectónica (figura 43a,b; 44).

Figura No. 42 A. Línea sísmica C80-1200.

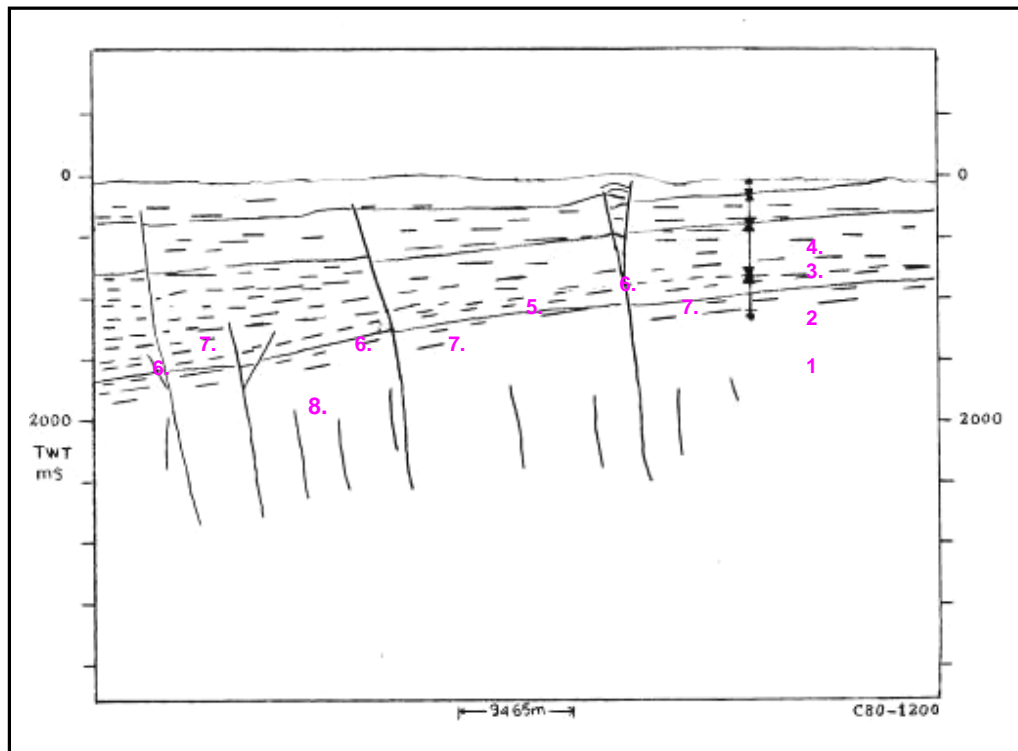


Topo de la Formación León (línea amarilla), discordancia IntraGuayabo (línea azul). Observe, el fallamiento de tipo normal cortando la superficie IntraGuayabo. 1. Ligeró cambio de buzamiento de los reflectores hacia la parte distal de la cuenca; 2. Relaciones de paralelismo, parte basal de la Formación Guayabo Inferior; La flecha indica el área de aporte de sedimento proveniente del cratón. Ver localización en la figura 39.

A medida que seguimos ascendiendo estratigráficamente dentro del Guayabo Superior se observa un pliegue de menor escala hacia el margen proximal de la cuenca (figura 43a,b; 4.6), en respuesta al avance de un nuevo cabalgamiento frontal. En la cresta de esta estructura plegada se presenta adelgazamiento en los estratos simultáneos con la deformación (figura 43a,b; 44). El mecanismo que controla la sedimentación de los estratos de crecimiento es de tipo rotación de limbo, en donde la sedimentación excedió el levantamiento, presentando una

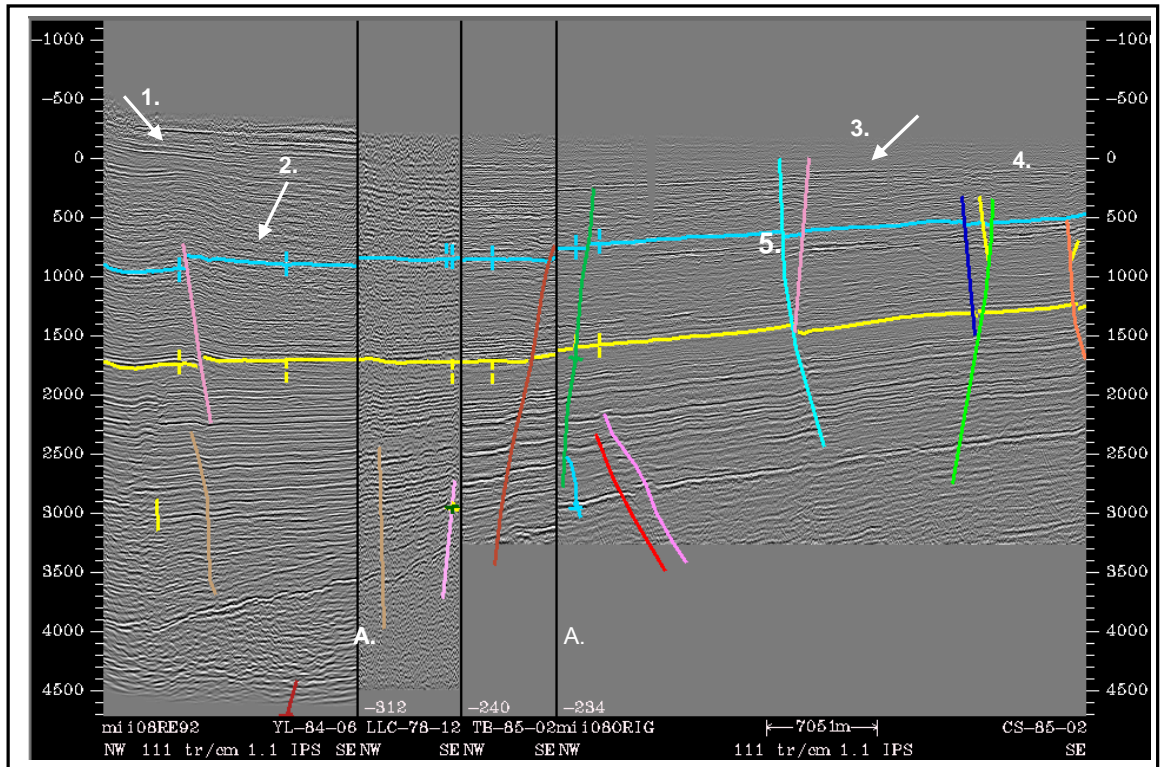
rotación progresiva de los reflectores que exhiben una geometría suave de abanico (figura 43a, b; 44).

Figura No. 42 b. Interpretación de los dominios de buzamiento de la figura 4.4a.



1 y 3. Periodos de quietud tectónica, 2 y 4. Periodos de actividad tectónica, 5. Discordancia IntraGuayabo, 6. Fallamiento normal cortando la superficie IntraGuayabo, 7. Truncaciones de los reflectores con la superficie erosiva IntraGuayabo, 8. Relación de paralelismo de los reflectores en la parte basal de la Formación Guayabo con los reflectores del tope de la Formación León, al ascender estratigráficamente se observa un cambio en la dirección de buzamiento de los reflectores.

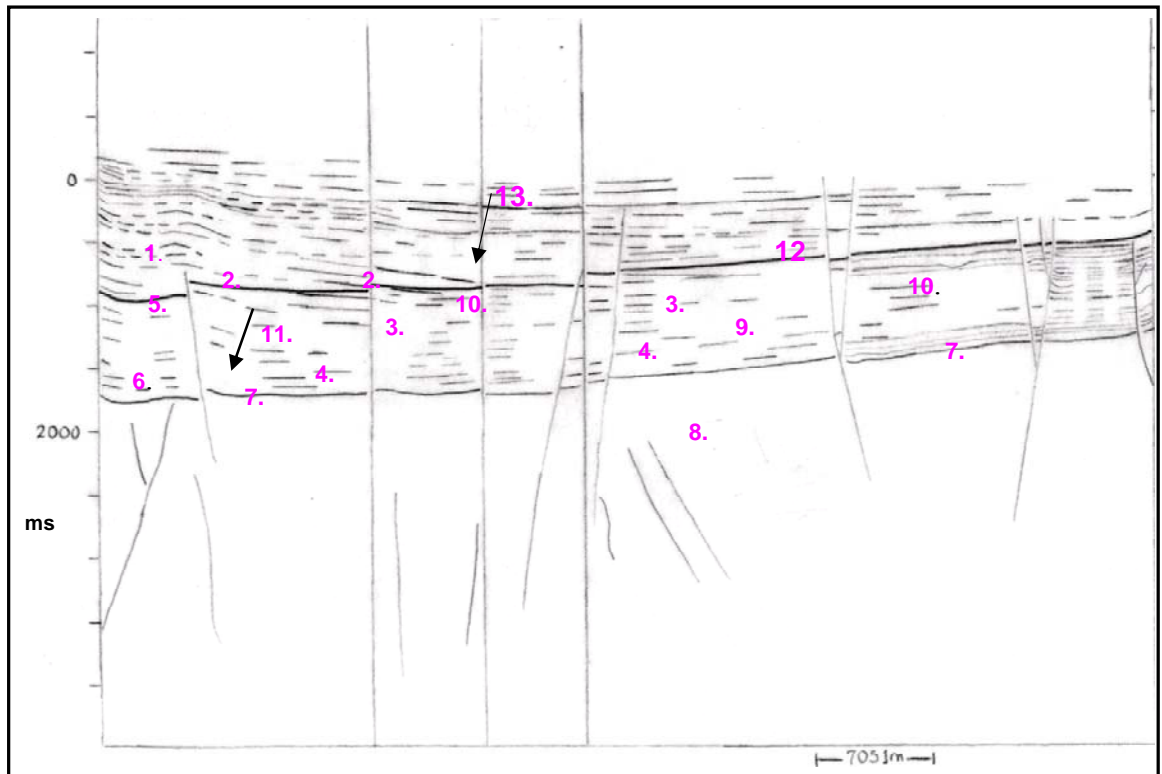
Figura No. 43 A. Multipanel de las líneas sísmicas YL-84-06; LLC-78-12; TB-85-02; CS-85-02.



Topo de la Formación León (línea amarilla), discordancia IntraGuayabo (línea azul). A=GAP entre las líneas sísmicas localizadas en la zona norte. 1. En la parte proximal a los cabalgamientos el área fuente de los sedimentos proviene de la Cordillera Oriental, 2. Eje deposicional de la cuenca, 3. En la parte distal de la cuenca el área fuente de los sedimentos proviene del cratón, 4. Se observa disminución en el espesor debido a procesos de erosión en la parte distal de la cuenca; 5. Fallamiento de tipo normal. Ver ubicación en la figura

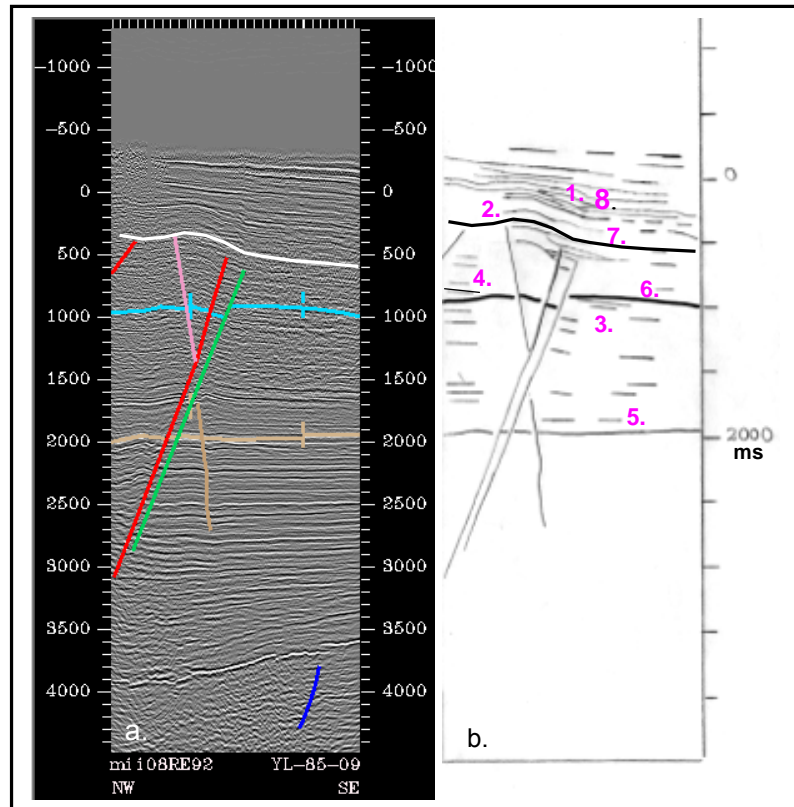
39

Figura No. 43 B. Interpretación de los dominios de buzamiento del multipanel de las líneas sísmicas YL-84-06; LLC-78-12; TB-85-02; CS-85-02



1. Adelgazamiento de los estratos en la parte superior del pliegue indicando estratos de crecimiento;
2. El mecanismo que produce los estratos sintectónicos es por rotación de limbo, luego la relaciones de onlap indica la edad de inicio de deformación para estos estratos de crecimiento;
3. Relaciones de downlap;
4. Truncaciones de los reflectores con la superficie erosiva IntraGuayabo;
5. Formación del pliegue simultáneo con la sedimentación de los estratos de crecimiento;
6. Falla inversa la cual produce el pliegue y corta la superficie discordante;
7. Cambios de angularidad en el buzamiento de los reflectores, observe en la parte basal de la Formación Guayabo la relación de los reflectores es concordante con el tope de la Formación León y a medida que se asciende la relación de ángulo va variando en las partes proximal y distal de la cuenca;
8. Tope de la Formación León;
9. Superficie erosiva IntraGuayabo la cual se interpretó por las relaciones geométricas de los reflectores (downlap y truncaciones);
10. Superficie de menor escala indicando el comienzo de un nuevo ciclo de actividad tectónica;
11. Eje depositacional de la cuenca en el Guayabo Inferior;
12. Fallamiento de tipo normal cortando la superficie;
13. Eje depositacional para la sedimentación de los estratos más superiores del Guayabo Superior.

Figura No. 44 Interpretación de la línea sísmica YL-85-09.

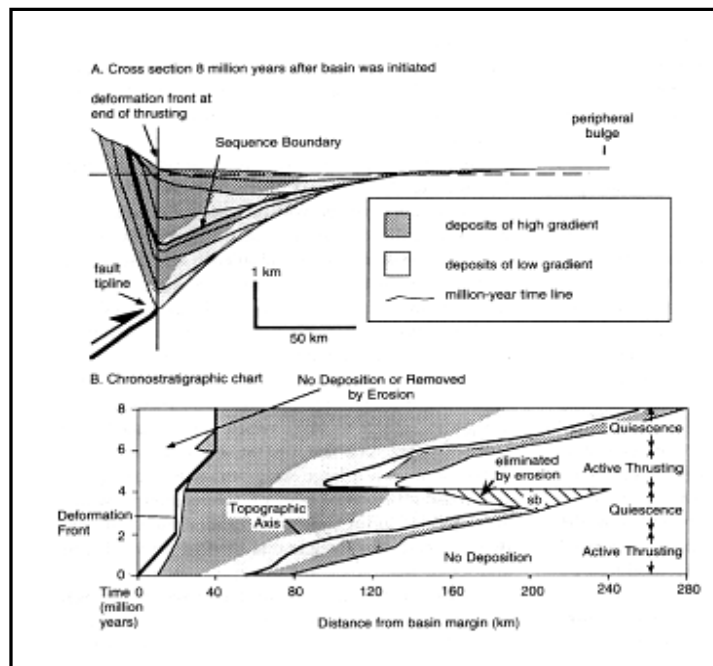


- a. Tope de la Formación León (línea marrón), discordancia IntraGuayabo (línea azul), la línea blanca indica una nueva superficie erosiva y el inicio de un nuevo periodo de actividad tectónica de menor magnitud. b. Interpretación de los dominios de buzamiento de a. 1. Estratos de crecimiento, 2. Pliegue que generó los estratos de crecimiento; 3. Truncaciones, 4. Relación de downlap; 5. Tope de la Formación León, 6. Discordancia IntraGuayabo; 7. Nueva superficie erosiva; 8. Relaciones de Onlap. Ver ubicación en la figura 39

5. MODELO ESTRATIGRÁFICO DE SECUENCIAS EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES

El mecanismo de formación de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales, está ligado a dos periodos de inactividad tectónica y dos fuertes periodos de deformación por actividad de cabalgamiento, produciendo variaciones en el perfil flexural de la cuenca, como lo sugerido en el modelo de Jordan (1995) (figura 45).

Figura No. 45 Modelo estratigráfico de secuencias en una cuenca Foreland.



Fuente. Tomado de Jordan (1995).

El modelo estratigráfico fue aplicado a una secuencia sedimentaria que inicia desde el Mioceno Superior con el tope de la Formación León hasta el presente, involucrando la Formación Guayabo de edad Mioceno Superior- Pleistoceno o mas joven (10-1? Ma).

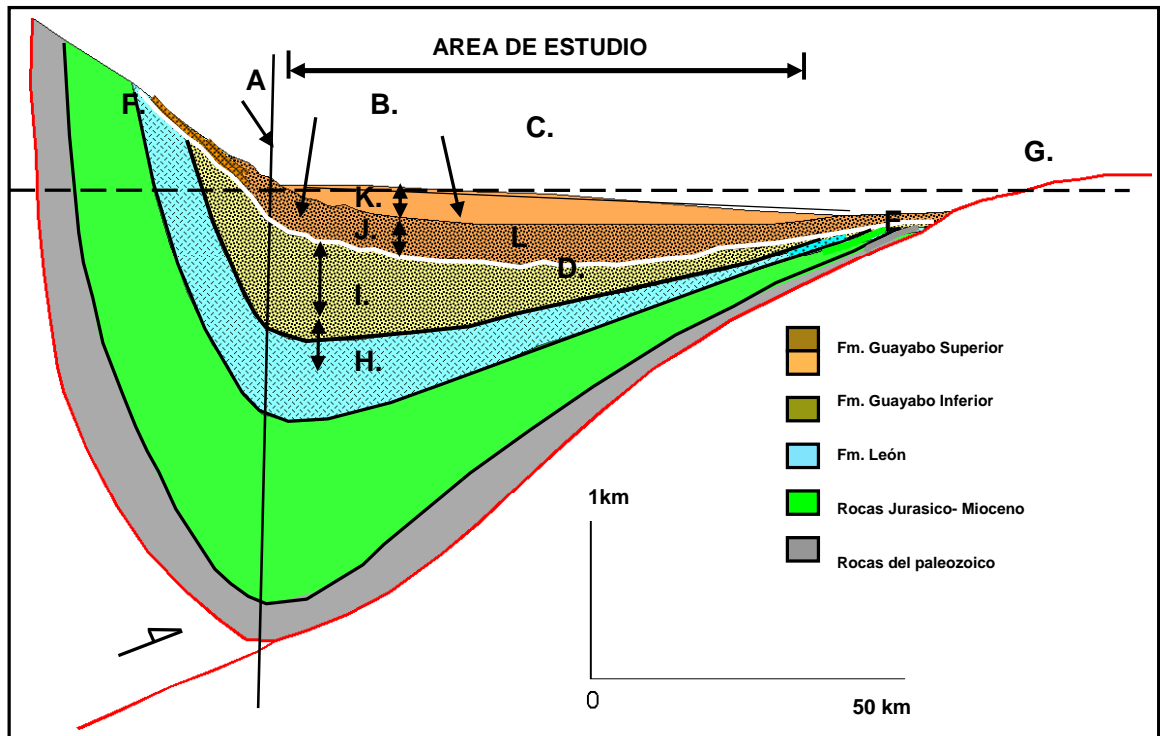
5.1 INTERPRETACIÓN DEL MODELO ESTRATIGRÁFICO DE SECUENCIAS EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES

La interpretación para el área de estudio dentro del modelo estratigráfico de secuencias se inicia con un periodo de quietud tectónica que comienza en la parte superior de la Formación León (11 Ma) y los estratos basales del Guayabo Inferior (10-5 Ma), seguido de un periodo de actividad tectónica que involucra la parte media y superior del Guayabo Inferior que corresponde al máximo levantamiento de la Cordillera Oriental (5-3 Ma) (figura 46).

Durante el levantamiento de la Cordillera Oriental en el área de estudio:

- El frente montañoso se desplazó de oeste a este, hacia el Foreland de los Llanos Orientales.
- La subsidencia y el relleno en la cuenca Foreland avanzaron conservando la geometría en diferente escala (self-similar).
- De igual forma el forebulge (bulbo periférico) migró al oriente convirtiéndose en un sitio de erosión y bypass (corto paso) de sedimentos, donde el área fuente de los sedimentos es el Cratón.
- El eje de depositación de la cuenca de sedimentación migró hacia el este. la orientación varía en la parte norte de N65°-52°E, en la parte central de N27°-47°E y en la parte sur N60°E (capítulo 7) (figura 47 y anexo 1).

Figura. No. 46 Modelo Estratigráfico de Secuencias para la Cuenca Foreland de los Llanos Orientales

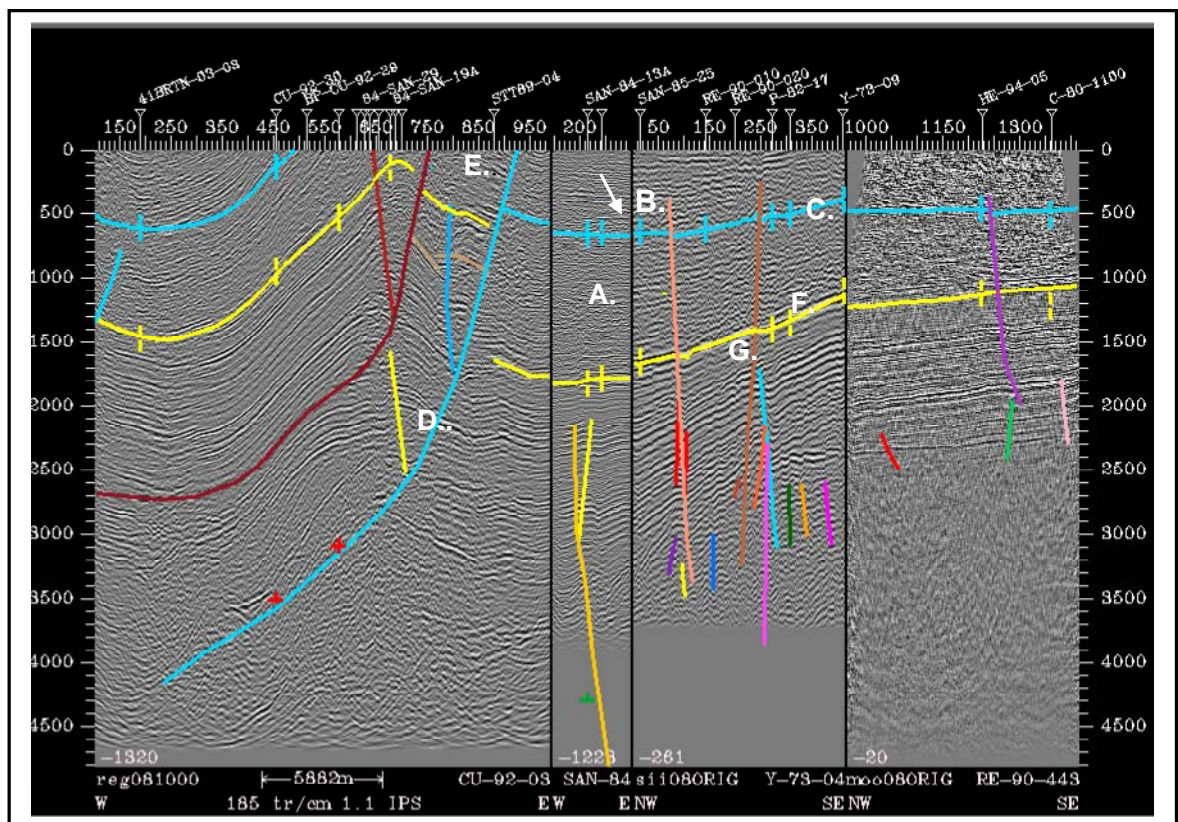


A. La línea vertical indica el frente de deformación; B. Eje deposicional de la cuenca para la deposición de la parte basal del Guayabo Superior; C. El eje deposicional de la cuenca para la deposición de la parte superior del Guayabo Superior migra hacia el oriente en un periodo de actividad tectónica; D. Discordancia Intraformacional (línea blanca), Guayabo formada durante periodos de actividad y quietud tectónica; E-F. La discordancia es mas pronunciada hacia la parte distal y proximal de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales (5-1 Ma); G. Bulge periférico que se encuentra fuera de nuestra área; H. Periodo de quietud tectónica (11-7 Ma), deposición de la parte basal del Guayabo Inferior; I. Deposition de la parte media y superior del Guayabo Inferior en un periodo de actividad tectónica donde la geometría de la cuenca es en cuña (7-3 Ma); J. Deposition de la parte basal del Guayabo Superior en periodo de quietud tectónica (3-2 Ma), la geometría de la cuenca es lenticular; K. Nuevos cabalgamientos para dar un periodo de actividad tectónica de menor escala (1-0 Ma); L. Nueva superficie erosiva local indicando el inicio de un nuevo periodo de actividad tectónica.

La subsidencia flexural disminuye a cero en el margen distal, como resultado geométrico la cuenca es en forma de cuña (figuras 46 y 47), de igual forma Sarmiento (2001) indicó un incremento gradual de espesor hacia el oeste hasta

lograr un máximo en el cabalgamiento de las fallas que definen el límite este de la Cordillera Oriental. Sin embargo, en el suroeste de la cuenca de los Llanos Orientales y el noreste de la Serranía de la Macarena, las líneas sísmicas indican que la parte superior del Neógeno (Formación Guayabo) fue parcialmente erodada (figura 5.4), explicando la disminución de espesor preservado en esta área. Dentro del área de estudio también se presenta esta misma situación, alrededor de los campos de petróleo de Los Trompillos, Santiago, Cravo Este y Rancho Hermoso, lo que explica que esta erosión fue regional (figura 42; 43; 47a,b).

Figura No. 47 A. Multipanel de las líneas sísmicas CU-92-03, SAN-84-18A, Y-73-04, RE-90-443

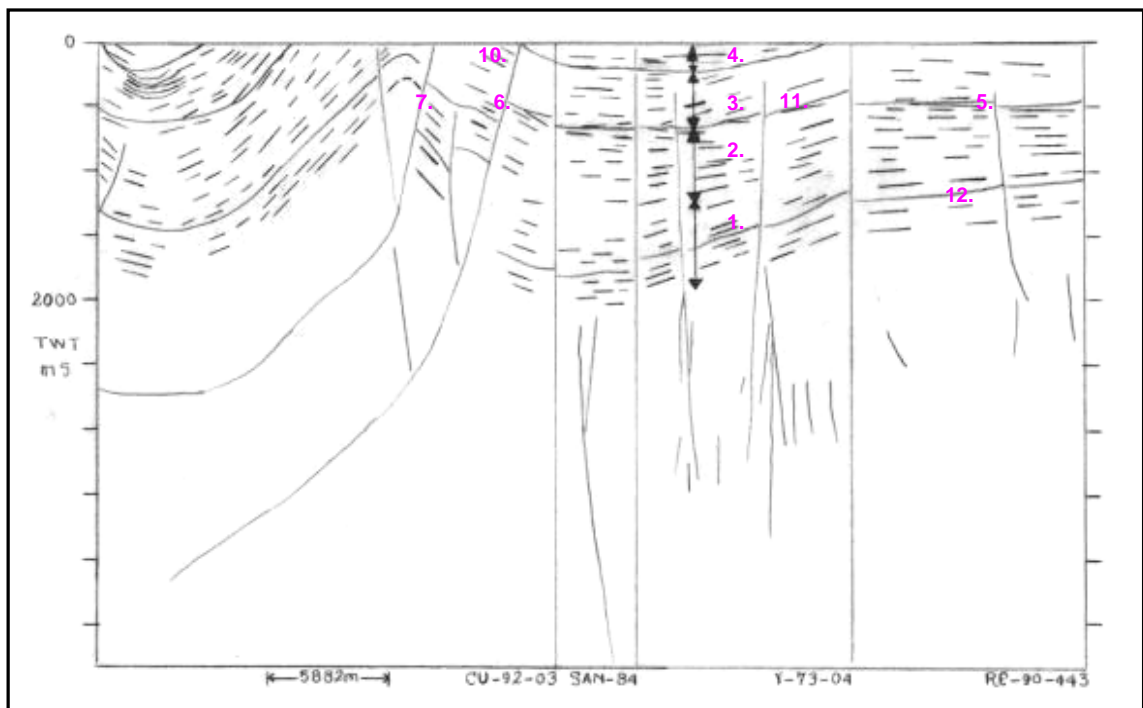


- A. Geometría en forma de cuña para el Guayabo Inferior; B. La flecha indica el eje depositacional para la sedimentación del Guayabo Superior que ha migrado durante el proceso de deformación Andina; C. Discordancia IntraGuayabo (Línea azul) D. Falla de Cusiana y se encuentra cortando la superficie

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.

Durante el periodo de deformación tectónica (5-3 Ma) ocurrió el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental generando un acortamiento de la cuenca, evidenciado por la superficie discordante IntraGuayabo (5-1 Ma) (figura 46) producto entre una fuerte fase de actividad tectónica y seguido de una fase de quisquicencia, de igual forma Rochat *et al.*, 2003 reporta este acortamiento de la cuenca de aproximadamente un 40%, registrado por una inconformidad progresiva en la base del Guayabo Superior.

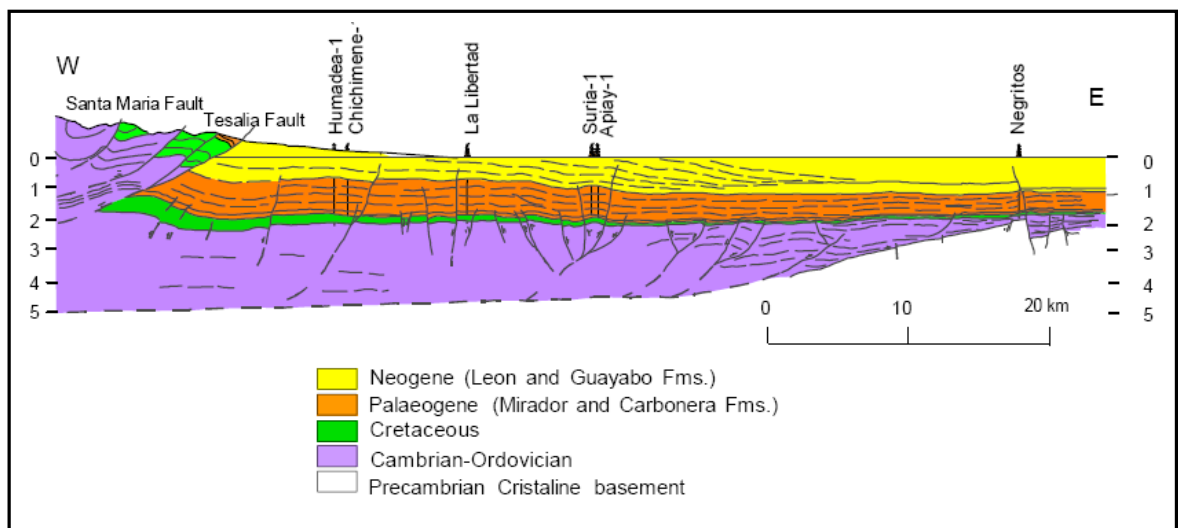
Figura No. 47 B. Interpretación del corte sísmica 47a



1 y 3. Periodos de quisquicencia; 2 y 4. Periodos de actividad tectónica; 5. Discordancia IntraGuayabo; 6. Falla Cusiana; 7. Falla Yopal; 8.-9. Ejes depositacionales para la Formación Guayabo Inferior y Guayabo Superior respectivamente; 10. El levantamiento de la falla Cusiana produce la erosión de la superficie discordante IntraGuayabo; 11. Truncaciones; 12. Tope de la Formación León

Hacia la parte distal de la cuenca, la discordancia se hace mas joven debido a la relación de onlap (figuras 43 a,b y 44 a,b,) de los nuevos sedimentos que se están depositando en la fase de quietud tectónica, igualmente en la parte proximal esta superficie erosiva es mas reciente debido al mismo proceso de apilamiento de sedimentos y a su vez por el mecanismo de rotación de los estratos (figura 5.2). El proceso de relajamiento de esfuerzos dentro de esta fase es evidenciado en el Foreland por una serie de fallas de tipo normal (figuras 42 a, b; 43 a, b y 47 a, b).

Figura No. 48 Erosión local y parcial de la Formación Guayabo en la parte Sur de la cuenca de los Llanos y al norte de la Serranía de la Macarena fuera del área de estudio.



Observe un incremento de espesor hacia el cabalgamiento de Tesalia -Pajarito.

Fuente. Tomado de Sarmiento (2001).

Durante el periodo de quietud tectónica (3-2 Ma) los procesos de superficie erosionan el material de la Cordillera Oriental y son transferidos a la cuenca, la perdida de esta pila sedimentaria causa un rebote isostático en el área fuente de los sedimentos.

Esta respuesta a la carga orogénica no es limitada a la zona proximal, sin embargo la subsidencia isostática es distribuida lateralmente por flexura de la litosfera a través de cientos de kilómetros de distancia a partir de la Cordillera Oriental, como el modelo propuesto por Jordan (1995).

Seguido de este proceso, la falta de subsidencia tectónica en la cuenca causó acumulación sobre una zona amplia que corresponde estratigráficamente a la base y parte media del Guayabo Superior haciendo que la forma geométrica de la cuenca sea en forma lenticular (figura 46), la cual se vuelve un área de depósito sobre el bulge periférico que en nuestro caso se encuentra localizado fuera de la zona de estudio.

Continuando con la deformación de la Cordillera Oriental, una nueva superficie erosiva local en la parte más superior del Guayabo Superior (figuras 46 y 62) marca el inicio de una nueva fase de actividad tectónica de menor magnitud modificando la geometría de la cuenca, registrada mas hacia el este de la anterior deformación asociada al cabalgamiento de Tesalia-Pajarito, esta nueva fase de actividad tectónica produce acortamiento y hace que nuevamente el eje depositacional para la cuenca migre mas hacia el este (figuras 43b; 46 y 47a).

Este nuevo periodo de deformación (1-0Ma) es evidenciado por estratos de crecimiento en la zona norte y sur del área de estudio, el mecanismo de formación para estos estratos sintectónicos es de tipo rotación de limbo (figura 41a,b; 43a,b y 44a,b), igualmente Rochat *et al.*, (2003) reportó este proceso en la parte mas norte del área de estudio en el sinclinal de Nunchía donde estos estratos han sido posteriormente erodados por procesos de disección y rotación de la superficie erosional local y sugiere que la actividad tectónica continúa caracterizada por un importante acortamiento de la cuenca aproximado del 45% el cual es el responsable de la no preservación de los estratos de crecimiento del Guayabo Superior desarrollados a lo largo de los flancos de las cuencas piggyback y en

nuestra área de estudio estaría asociado por los cabalgamientos fuera de secuencia de Guaicaramo Yopal y Cusiana.

6. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL UTILIZANDO STEREO NET

En el área de estudio se interpretaron 45 fallas, las cuales se graficaron por medio del diagrama de polos, densidad y diagrama de rosetas que indican dirección de buzamiento y rumbo (figura 49 y 62; tablas 3; 4 y 5;), de las cuales 28 fallas son de tipo normal, 7 fallas de tipo inverso localizadas en el Foreland y 10 fallas inversas asociadas al Piedemonte Llanero.

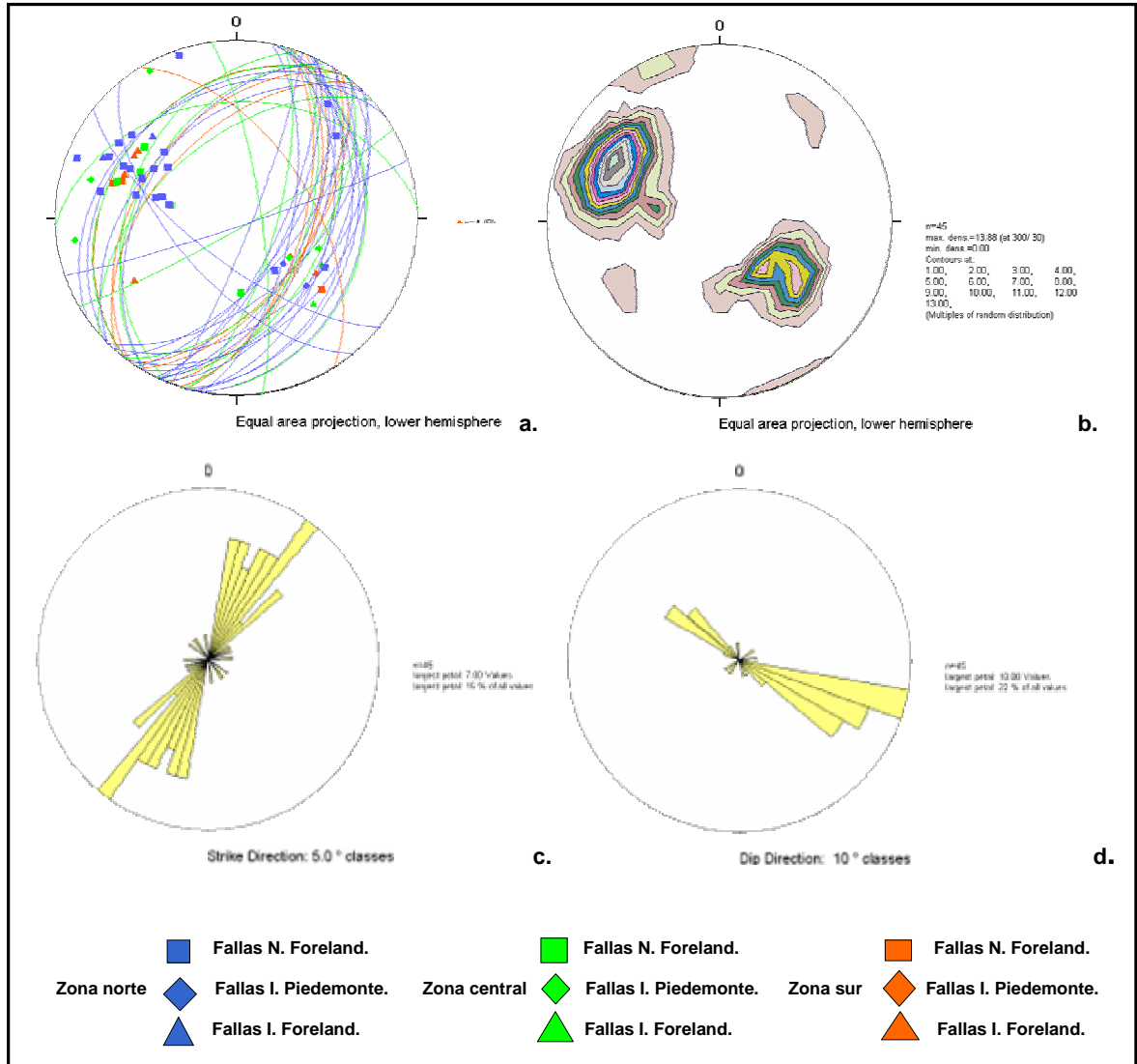
Así mismo, esta área fue dividida en tres zonas (figura 62) correspondientes a la zona sur, media y norte, teniendo como criterios de división el plano de orientación en las fallas asociadas al Piedemonte Llanero (Guaicaramo, Yopal y Cusiana), de igual manera se describió el principal dominio estructural de las diferentes fallas normales e inversas dentro del Foreland y su relación con la orientación principal de la Cordillera Oriental.

A continuación se describirán a mayor detalle cada una de las zonas.

6.1. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA NORTE

En la zona norte se interpretaron 20 fallas de tipo normal y 4 fallas de tipo inversa, de las cuales 2 fallas están relacionadas al Foreland y 2 al Piedemonte Llanero (tabla 3), así mismo esta zona se caracteriza por tener la mayor densidad de fallas. La totalidad de las fallas de esta área se graficaron en los diagramas de polos, densidad y diagrama de rosetas (figura 50a,b,c,d). En estos diagramas se observó una buena relación entre la mayoría de las fallas, ya que la orientación promedio es muy similar entre ellas, siendo su orientación de N30°E.

Figura No. 49 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona de estudio (45 fallas).



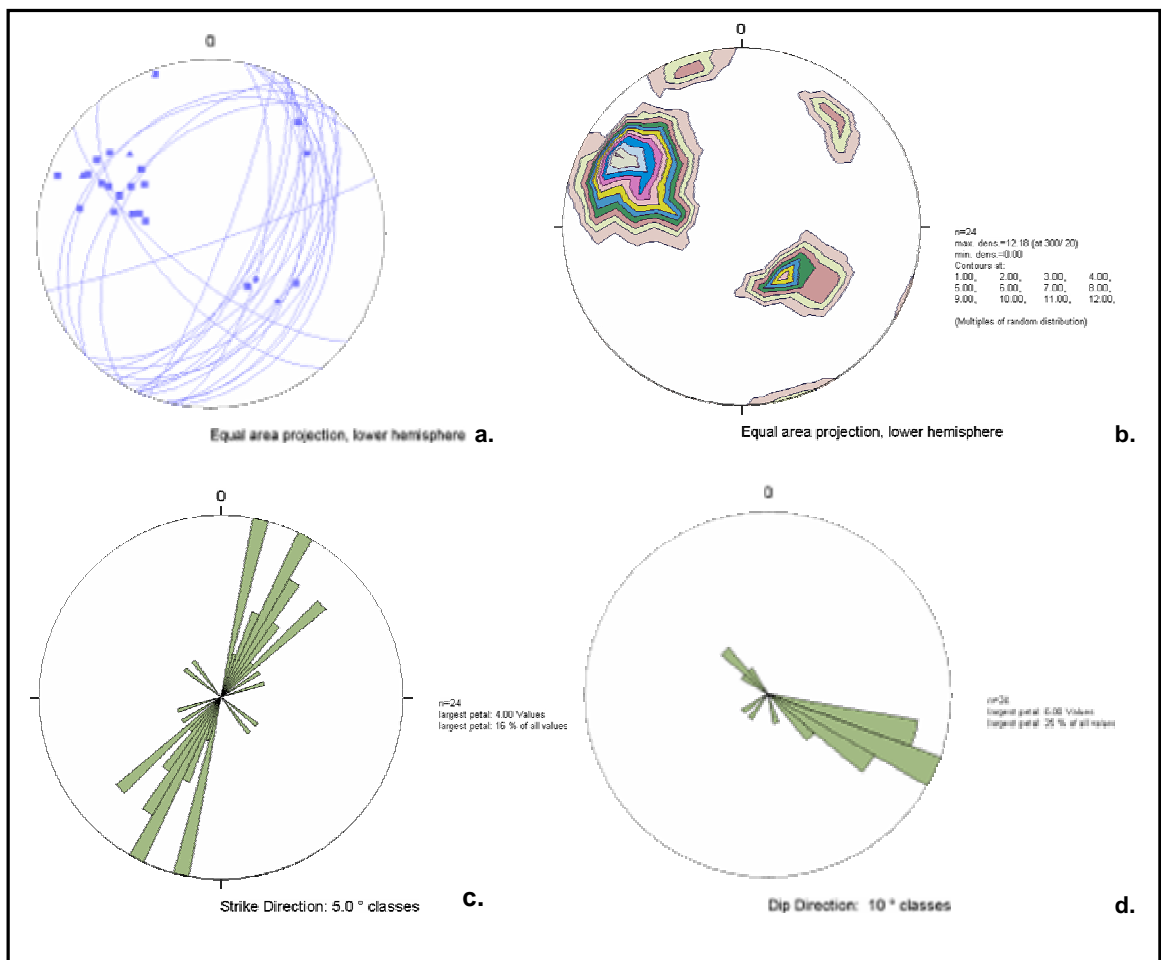
a. Diagrama de polos. b. Diagrama de densidad. c. Diagrama de rosetas indicando el rumbo. d. Diagrama de rosetas ilustrando la dirección de buzamiento.

6.1.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Norte. El sistema predominante de fallas inversas en la zona norte corresponde a las fallas de Guaicaramo y Yopal asociadas al Piedemonte Llanero, con una orientación promedio, de acuerdo al diagrama de densidad, de N30°E/30°NW (figura 6.3a). En menor proporción se presenta una orientación de N25°E/70°SE para las fallas asociadas al Foreland.

Estos valores de dirección de rumbo son paralelos con la orientación actual de la Cordillera Oriental en el área de estudio, correspondiente a N30°E.

El máximo esfuerzo (σ_1) para las fallas inversas varía entre 125° y 135° (figura 51a).

Figura No. 50 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona norte, veinte fallas normales y dos inversas en el Foreland, y dos fallas inversas en el Piedemonte



b, c. Observe la orientación predominante N30°E/30°NW de las fallas inversas asociadas al Piedemonte y una orientación de N30°E/60°SE correspondiente a fallas normales. Ver convenciones en la figura 49

Tabla No. 3 Totalidad de fallas para la zona norte. Veinte fallas son de tipo normal y cuatro son de tipo inversa.

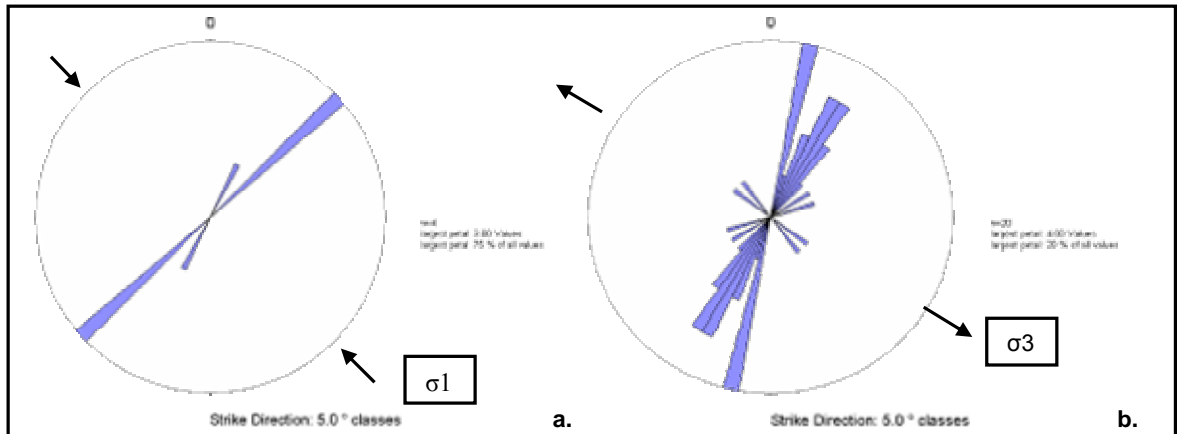
NOMBRE	TIPO DE FALLA	LOCALIZACIÓN	AZIMUTH DE LA DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO (°)	BUZAMIENTO (°)
30-FF	N	Foreland	101	31
31-FF	N	Foreland	218	70
35-FF	N	Foreland	230	61
36-FF	N	Foreland	129	63
41-FF	N	Foreland	101	65
45-FF	N	Foreland	106	35
48-FF	N	Foreland	104	38
49-FF	N	Foreland	121	44
50-FF	N	Foreland	103	47
51-FF	N	Foreland	115	54
55-FF	N	Foreland	115	58
56-FF	N	Foreland	116	67
57-FF	N	Foreland	113	47
58-FF	N	Foreland	300	47
59-FF	N	Foreland	123	66
119-FF	N	Foreland	127	39
199-FF	N	Foreland	161	86
370-FF	N	Foreland	111	83
391-FF	N	Foreland	325	30
392-FF	N	Foreland	133	45
404-FF	I	Foreland	135	55
406-FF	I	Foreland	115	70
Guaicaramo Norte	I	Piedemonte	315	45
Yopal Norte	I	Piedemonte	315	30

La primera columna describe el nombre de la falla; la segunda columna indica el tipo de falla, (N) falla normal, (I) falla inversa; columna 3 y 4 indican el azimuth de la dirección de buzamiento y el buzamiento para cada falla respectivamente. Localización de fallas (anexo 1)

6.1.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Norte. El sistema predominante de fallas normales correspondiente a la zona norte presenta una orientación promedio de N30°E/70°SE en el diagrama de densidad (figura 50b) y N10°E/45°NW en el diagrama de rosetas (figura 51b), también se interpretaron en menor proporción otras familias con direcciones promedio de N50°W/70°SW, N60°E/30°NW, N70°E/80°SE y N30°E/45°NW, este último dato al igual que la orientación predominante promedio son paralelos con la orientación actual de la

Cordillera Oriental. El mínimo esfuerzo (σ_3) para las fallas normales interpretado en esta zona corresponde a 120° (figura 51b).

Figura No. 51 Diagrama de rosetas para fallas inversas (a) y fallas normales (b), localizadas en la zona norte



. a. Se ilustra el mayor esfuerzo 135° (σ_1) correspondiente a fallas inversas; b. Menor esfuerzo 120° (σ_3) para fallas normales.

6.2. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA CENTRAL

Tabla No. 4 Totalidad de fallas para la zona central

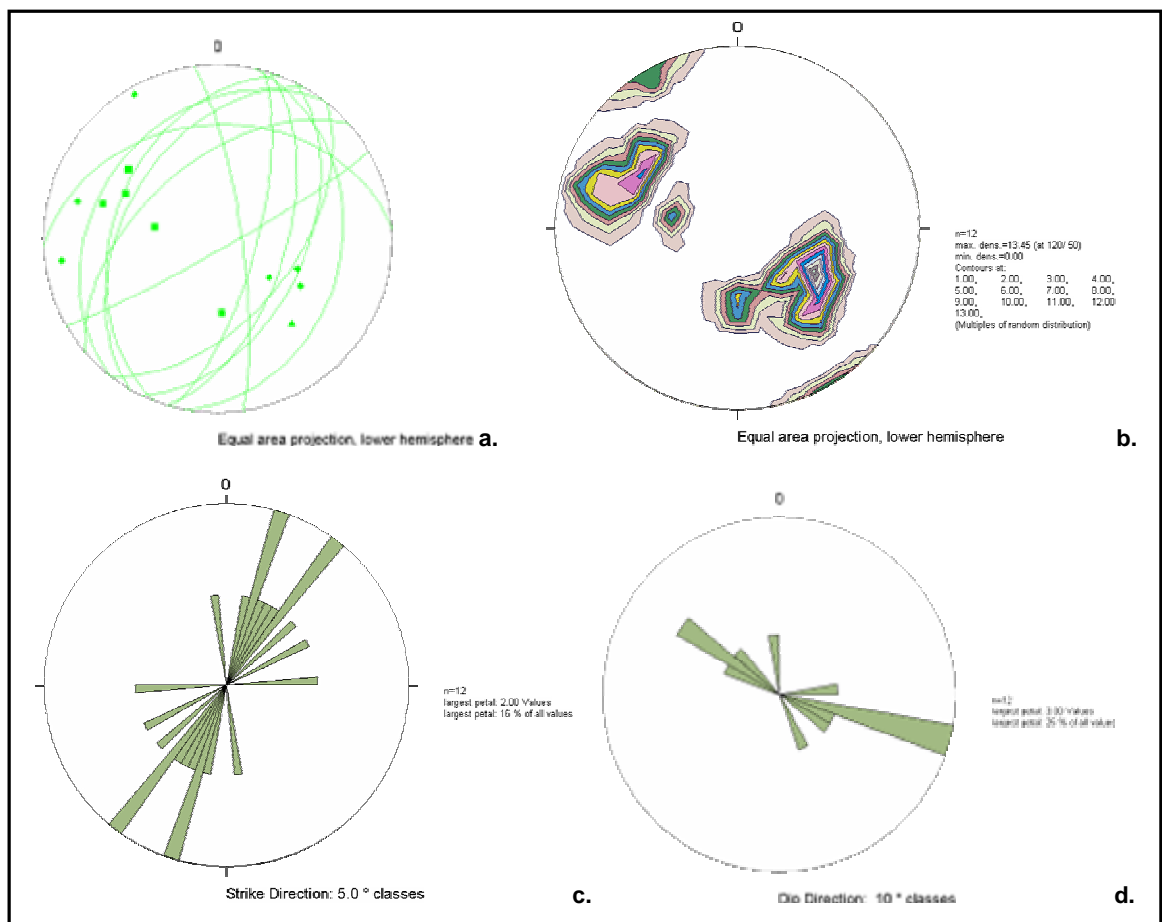
NOMBRE DE LA FALLA	TIPO DE FALLA	LOCALIZACIÓN	AZIMUTH DE LA DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO (°)	BUZAMIENTO (°)
13-FF	N	Foreland	101	30
28-FF	I	Foreland	319	54
34-FF	N	Foreland	116	49
129-FF	N	Foreland	128	54
408-FF	N	Foreland	357	35
Guaicaramo Medio	I	Piedemonte	300	45
Yopal Medio	I	Piedemonte	308	30
Cusiana Medio	I	Piedemonte	291	40
Back Yopal Medio	I	Piedemonte	105	72
Back Yopal 1Medio	I	Piedemonte	82	79
Back Yopal 2 Medio	I	Piedemonte	150	85

Cuatro fallas son de tipo normal y siete son de tipo inversa. Localización de fallas (anexo 1), convenciones en la tabla 49.

Dentro de esta zona se interpretaron 4 fallas de tipo normal y 7 fallas de tipo inverso, de las cuales una está relacionada al Foreland y 6 al Piedemonte (tabla 3; figura 57), estas fallas se graficaron en los diagramas de polo, densidad y de rosetas (figura 52). En estos diagramas se observó que no hay una tendencia preferencial de la orientación promedio de las fallas.

6.2.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Central

Figura No. 52 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona central, cuatro fallas normales, una falla inversa en el Foreland y seis fallas inversas en el Piedemonte.



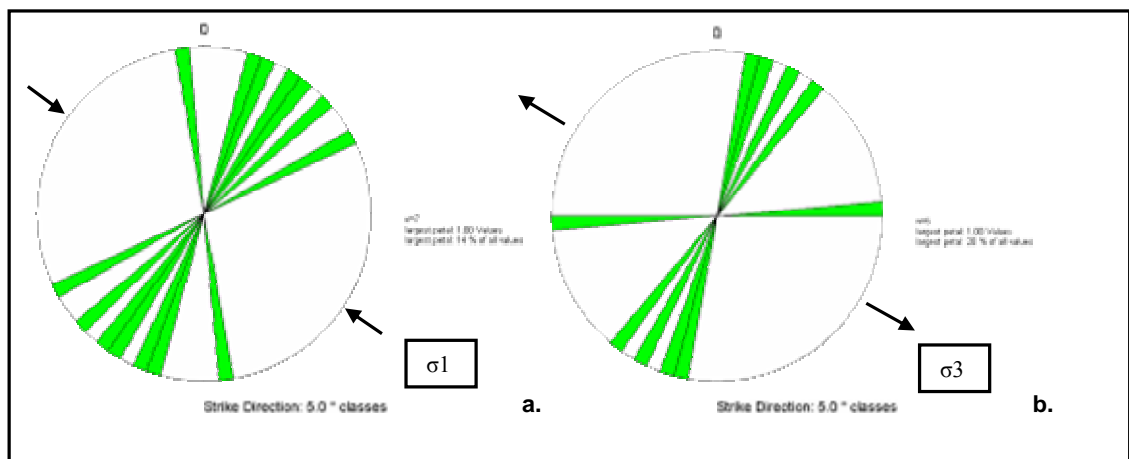
b,c. Observe orientación promedio de N30°E/40NW correspondiente a las fallas inversas asociadas al Piedemonte. Ver convenciones en la figura 49

El sistema de fallas inversas principales en el Piedemonte (Guaicaramo, Yopal y Cusiana) y la falla inversa 28-FF localizada en el Foreland tienen orientación promedio de N30°E/40°NW (figura 52b), esta orientación es paralela con la orientación actual de la Cordillera Oriental. Igualmente se presentan una serie de fallas inversas antitéticas asociadas a los cabalgamientos principales dentro del Piedemonte, con orientaciones que van de N17°E/70°SE a N59°E/70°SE y un único dato de N8°W/72°NE (figura 6.5a). En general no hay una tendencia preferencial en esta zona, aunque la orientación N30°E/40°NW generó el esfuerzo principal (σ_1).

El esfuerzo principal (σ_1) para fallas inversas corresponde a 120° (figura 53).

6.2.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Central.

Figura No. 53 Diagrama de rosetas para fallas inversas



(a) y fallas normales (b), localizadas en la zona central. a. Se ilustra el mayor esfuerzo 120° (σ_1) correspondiente a fallas inversas; b. Menor esfuerzo 120° (σ_3) para fallas normales.

El sistema principal de fallas normales presenta una orientación promedio predominante de N30°E/50°NW, en menor proporción N86°E/35°NW y

N15°E/30°SE (figura 6.5b). La orientación de la primera familia (N30°E/50°NW) es paralela con la orientación del eje axial de la Cordillera Oriental.

El mínimo esfuerzo (σ_3) para fallas normales en esta zona corresponde a 120°, manteniéndose similar con el mínimo esfuerzo presentado en la zona norte (figura 53b).

6.3. DOMINIO ESTRUCTURAL EN LA ZONA SUR.

En la zona sur se interpretaron 3 fallas de tipo normal y 6 fallas de tipo inverso, de las cuales 2 se encuentran asociadas al Piedemonte y 4 al Foreland (tabla 5; figura 57). Estas fallas se graficaron en los diagramas de polo, densidad y de rosetas (figura 54),

Esta zona es la que presenta menor densidad de fallamiento en el área de estudio.

Tabla No. 5 Totalidad de fallas para la zona sur.

NOMBRE DE LA FALLA	TIPO DE FALLA	LOCALIZACIÓN	AZIMUTH DE LA DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO (°)	BUZAMIENTO (°)
53-FF	N	Foreland	106	60
61-FF	N	Foreland	311	52
390-FF	I	Foreland	112	56
397-FF	I	Foreland	58	56
398-FF	N	Foreland	108	56
399-FF	I	Foreland	125	56
400-FF	I	Foreland	122	56
Guaicaramo S.	I	Piedemonte	306	45
Yopal S.	I	Piedemonte	307	30

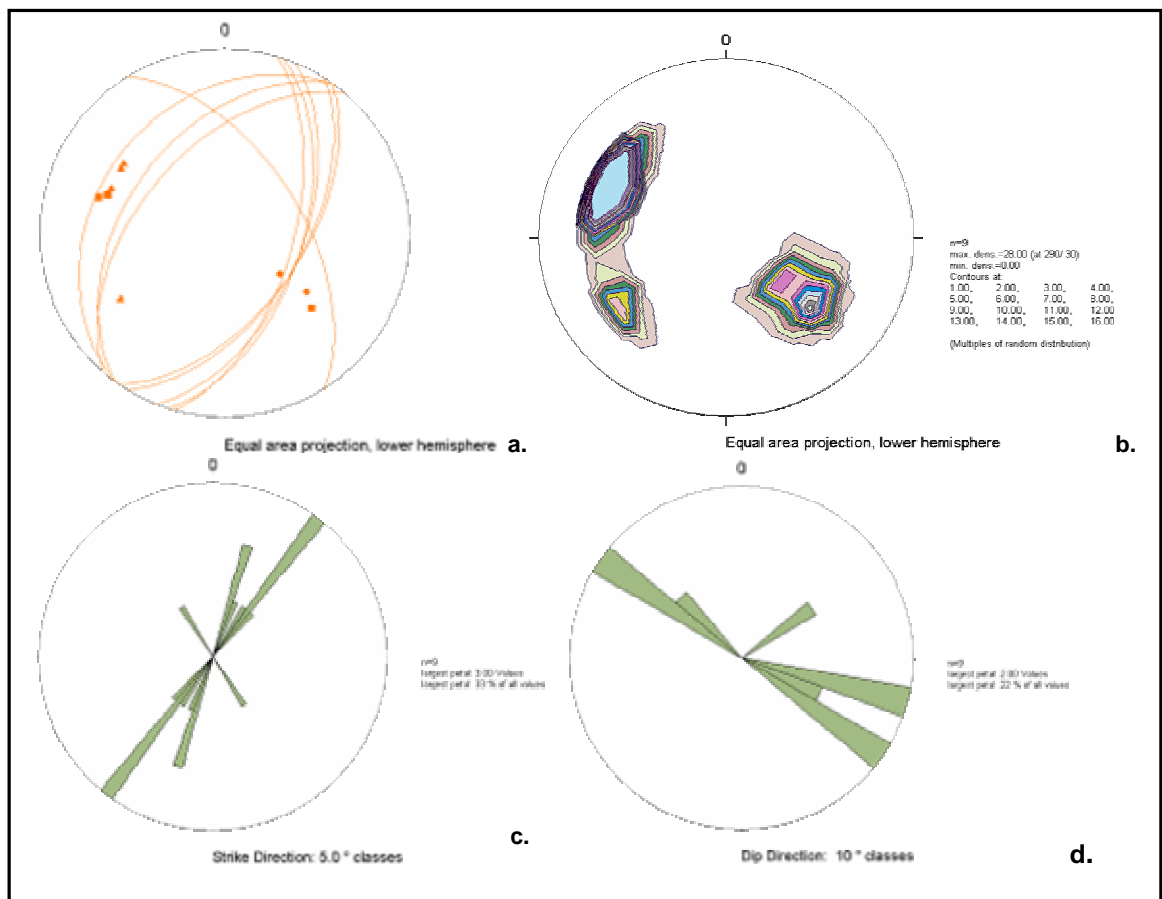
Tres fallas son de tipo normal y seis son de tipo inversa. Localización de fallas (anexo 1). Ver convenciones en la tabla 49.

6.3.1 Descripción de Fallas Inversas en la Zona Sur. La familia de fallas principal localizada en el Foreland presenta una dirección predominante de N30°E/60°SE (figura 55a) y en menor proporción N36°W/56°NE, en la zona del

Piedemonte la orientación predominante para las fallas Guaicaramo y Yopal es de N45°E/45°NW (figura 54b).

La orientación de la principal familia de fallas (N30°E/60°SE) localizada en el Foreland es paralela al eje axial de la Cordillera Oriental y el máximo esfuerzo (σ_1) es ubicado a 120° (figura 55a).

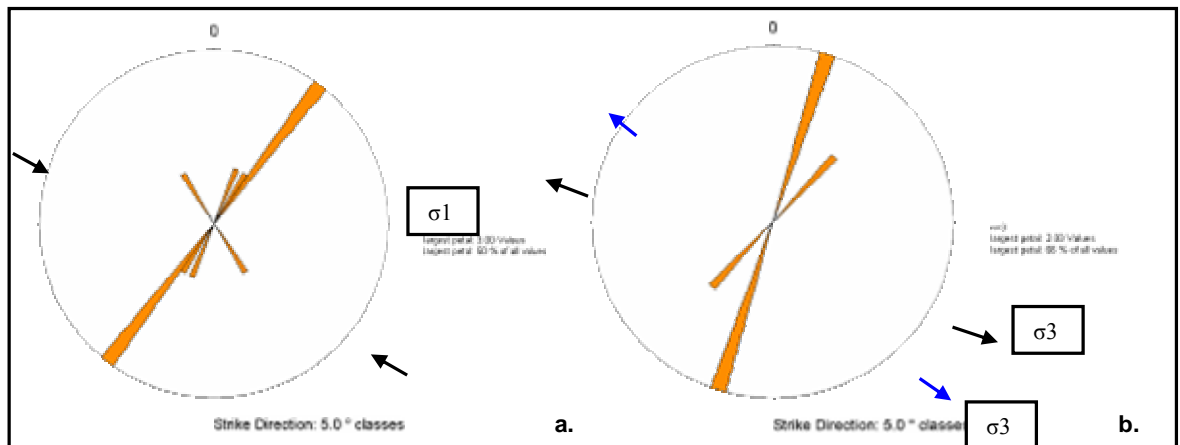
Figura No. 54 Interpretación de la orientación principal de la totalidad de las fallas en la zona sur, tres fallas normales, cuatro fallas inversas en el Foreland y dos fallas inversas en el Piedemonte.



b,c. Observe orientación promedio de N45°E/45°NW correspondiente a las fallas inversas en el Piedemonte y una orientación predominante de N20°E/60°SE para fallas normales. Ver convenciones en la figura 49.

6.3.2 Descripción de Fallas Normales en la Zona Sur. El sistema principal de las fallas normales presenta una orientación promedio de N20°E/60°SE, en menor proporción se presenta un sistema de fallas con dirección de N40°E/60°NW localizadas en el foreland (figura 55b).

Figura No. 55 Diagrama de rosetas para fallas inversas



(a) y fallas normales (b), localizadas en la zona sur. a. ilustra el mayor esfuerzo 120° (σ_1) correspondiente a fallas inversas; b. Menor esfuerzo 110° (σ_3) para fallas normales y un segundo esfuerzo a 130° (σ_3) indicado por la flecha azul.

El segundo sistema de fallas presenta una orientación similar a las fallas inversas del Piedemonte dentro de esta zona.

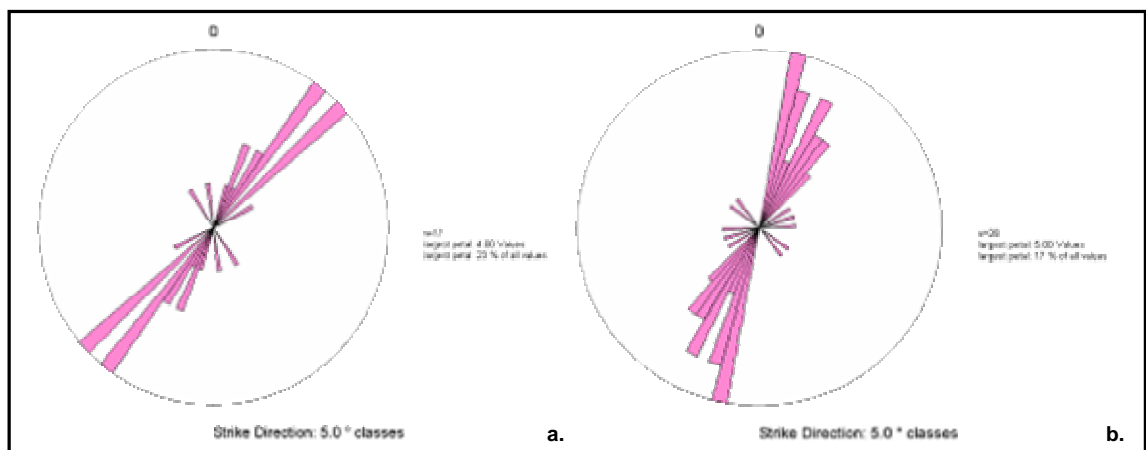
El mínimo esfuerzo (σ_3) para esta zona varía de 110° a 130° (figura 55b).

6.4 ANÁLISIS TOTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.

El sistema predominante de fallas inversas en el Foreland presenta una orientación de N30°E/60°SE (figura 49b) y en el Piedemonte la orientación promedio es de N30°E/45°NW coincidiendo con la orientación principal de la Cordillera Oriental N30°E (figura 56a).

La familia principal de fallas normales presenta una orientación promedio de N20°E/60°SE a N30°E/50°NW, coincidiendo con la orientación principal de la Cordillera Oriental N30°E, en menor proporción un segundo sistema de fallas con planos de orientación de N70°E/30°NW y N50°W/70°SW (figura 56b).

Figura No. 56 Diagrama de rosetas para la totalidad de fallas inversas



(a) y fallas normales (b) en el 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.

En general se interpretó una familia principal de fallas inversas en el Piedemonte con orientación N30°E buzando de 35° a 45° NW (figura 56a) y localmente en la zona sur con una orientación de N45°E/45°NW (figura 54b), igualmente en la zona central fueron interpretadas fallas antitéticas (back thrusts) con orientaciones de N17°E/70°SE a N59°E/70°SE y N8°E/72°NE (figura 53a).

En el Foreland, el sistema predominante de orientación es de N25°E a N30°E con buzamientos en la zona norte y sur de 60°-70°SE y en la zona central de 40°NW (figuras 51a; 52b y 55a).

Las orientaciones de los planos de fallas de cabalgamiento, Guaicaramo, Yopal y Cusiana presentan la misma orientación que el patrón de fallamiento del Foreland,

lo cual sugiere que estos se encuentran genéticamente relacionados (figuras 51a; 52b; 53a; 54b; 55 a y 56a).

Los patrones de fallamiento de tipo normal en el Foreland presentan una orientación promedio predominante en la zona norte y central de N30°E (figuras 6.2b; 6.5b) y en la zona sur una familia con orientación de N20°E variando a N40°E (figura 55b), en menor proporción existe una tendencia de valores bajos de orientación en la zona central correspondiente a N15°E/30°SE (figura 53b). La magnitud del buzamiento es similar en las zonas norte y sur con un valor de 60°SE, de igual forma en la zona central y en menor proporción en la parte norte el buzamiento varía de 45-50NW.

Dentro del fallamiento normal se encuentran familias subordinadas, en la zona norte una orientación variable de N60°E a N70°E buzando 30°NW y 80°SE respectivamente (figura 50b).

De acuerdo a lo anterior, los patrones principales de fallamientos tanto inverso como normales presentan la misma orientación de N30°E con buzamientos que varían de 30° a 50°NW y 60° a 70° SE. Esta orientación es paralela con la orientación actual de la Cordillera Oriental (figuras 49 y 56).

La relación de paralelismo en este sistema de fallas con la Cordillera Oriental es interpretado como un proceso posterior a la compresión que está relacionado con el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental (5-3 Ma) (capítulo 7; figura 57), seguidamente un proceso de quietud tectónica que produce relajación de esfuerzos, donde el esfuerzo principal (σ_1) se vuelve un esfuerzo mínimo (σ_3) produciendo fallas de tipo normal.

Las fallas normales relacionadas a este proceso de relajación de esfuerzos presentan una edad de 3-2 Ma, posterior a este proceso viene un nuevo pulso de

compresión de menor escala de edad menor a 1 Ma, el cual produce las fallas de Guaicaramo, Yopal, Cusiana y las fallas del Foreland que cortan la discordancia IntraGuayabo y Guayabo Superior (capítulo 8; figura 62).

Los sistemas subordinados que no coinciden con estas orientaciones se formaron simultáneamente con las anteriores fallas, pero su mecanismo de formación es debido a estructuras pre-existentes, es decir estructuras posiblemente heredadas, por ejemplo, de las rocas de edad Paleozoico o el basamento.

7. DESCRIPCIÓN DE LA SUPERFICIE DISCORDANTE INTRAGUAYABO

El mapa de contornos estructurales de la discordancia IntraGuayabo presenta las siguientes características:

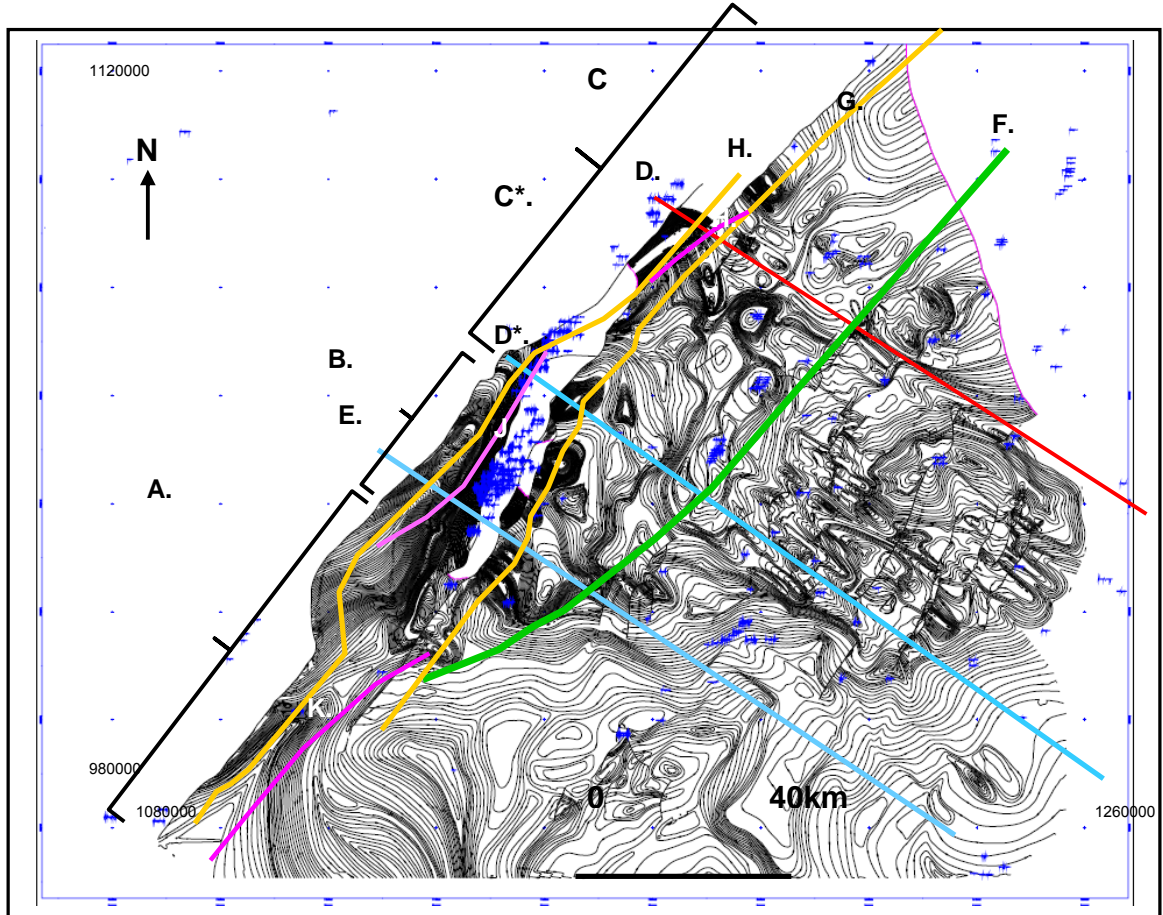
- Desde el punto de vista de dominios estructurales, el área de estudio fue dividida en tres zonas locales denominadas zona norte, central y sur
- En términos generales, la profundización de la superficie discordante IntraGuayabo esta en dirección N30°W, donde la parte mas alta ubicada al SE de la zona de estudio presenta una elevación de 200 milisegundos pasando a 1000 milisegundos en los alrededores de Floreña (figura 57).

A continuación se describirán en forma detallada cada zona:

7.1 ZONA NORTE

Esta zona se inicia con un lineamiento orientado N67W (figura 57-D*; anexo 1) y se caracteriza por presentar otro lineamiento casi paralelo N70°W (figura 7.1 y anexo) que subdivide esta zona en dos partes (figura 57); estos lineamientos presentes en la superficie cartografiada se muestran en el cambio de pendiente que van de suaves a fuertes y después cambian de fuertes a suaves (figura 7.1; anexo 1). La parte mas norte del área de estudio (figura 57C) está caracterizada por presentar una mínima densidad de fallamiento con solo dos fallas de tipo inverso con longitudes pequeñas localizadas en el Piedemonte, orientadas N30°E y paralelas a todo el patrón de la zona norte, por esta razón los datos de rumbo y buzamiento para estas fallas fueron involucrados en un solo diagrama de rosetas (figura 50b).

Figura No. 57 Mapa de contornos estructurales de la superficie discordante IntraGuayabo en tiempo doble en el área del Foreland y el Piedemonte llanero



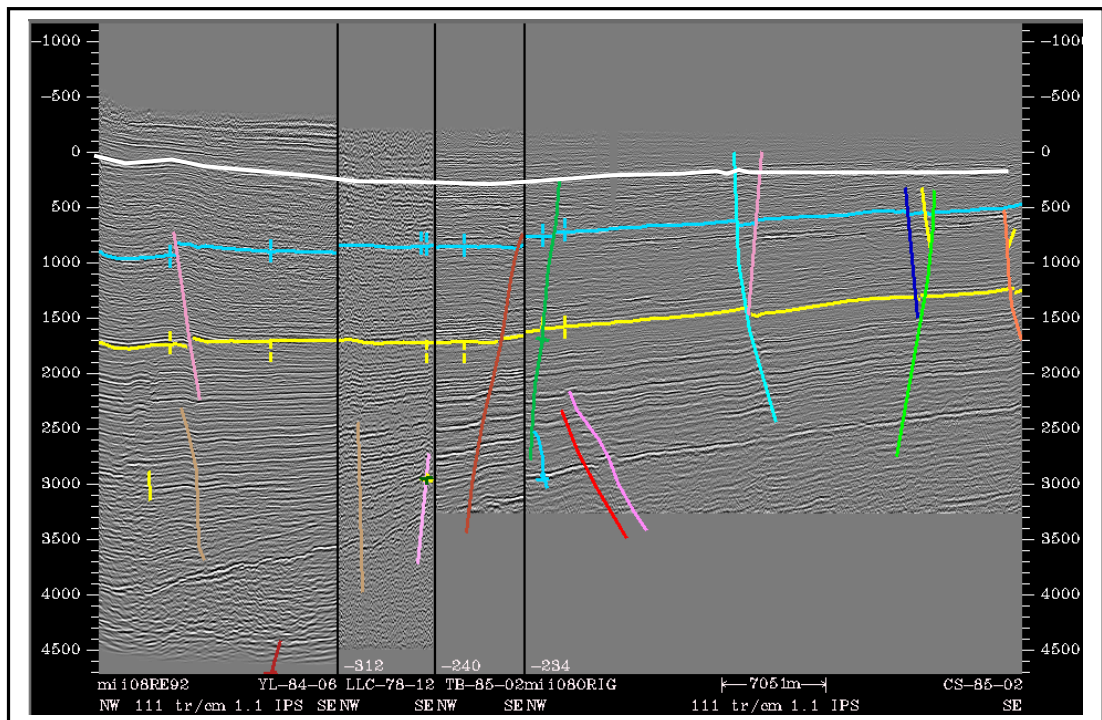
A. Zona sur; B. Zona central; C*-C. Zona norte; D*-D. Lineamientos casi paralelos orientados N67°W y N70°W respectivamente, lineamiento D subdivide la zona norte en dos; E. separación de la zona sur con la zona central; F. Eje deposicional de la cuenca Foreland de los Llanos Orientales, cortado por la falla de Yopal; G. Falla de Yopal; H. Falla de Guaicaramo; I. Eje del sinclinal de Zapatos-Nunchía; J. Eje Sinclinal de Tauramena; K. Eje anticlinal registrado al noreste del anticlinal del Guavio

La segunda parte se caracteriza por ser de mayor área de extensión y por la concentración de mayores campos de producción de petróleo (anexo 1 y 2), así mismo presenta mayor densidad de fallamiento de tipo normal distribuidas regularmente en la zona (figura 58).

Los lineamientos (figura 57D*-D) cartografiados en la superficie discordante son respuesta a la relación directa entre la carga flexural de la Cordillera Oriental y la respuesta del basamento. Esta relación directa es reflejada en la angularidad casi perpendicular de 84° - 86° , entre la orientación de la Cordillera Oriental ($N30^{\circ}E$) y el patrón de lineamiento (figura 57), evidenciado por la mayor densidad de fallamiento de tipo normal y la migración de fluidos hacia el sureste.

Dentro de esta zona las fallas normales e inversas de mayor longitud están concentradas cerca al campo Rancho Hermoso (figura 57). La orientación estructural promedio de estas fallas está dada en el sentido $N30^{\circ}E$ buzando hacia el SE y en menor proporción al NE (capítulo 6.1; figura 50b).

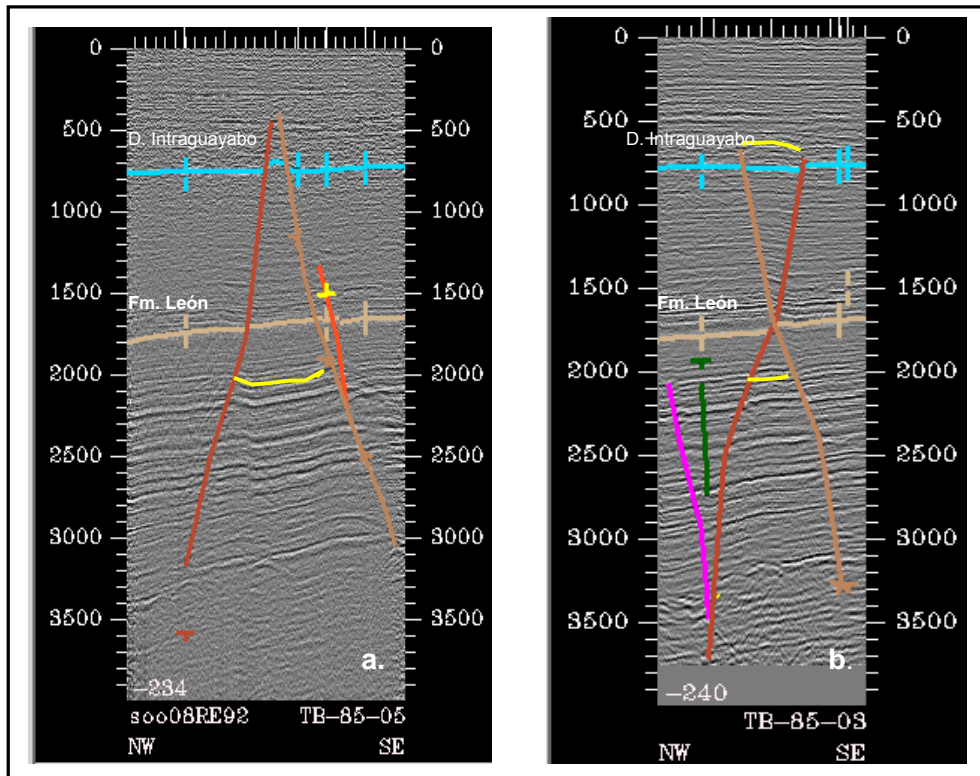
Figura No. 58 Corte sísmico en la parte superior de la zona norte (YL-84-06, LLC-78-12, TB-85-02, CS-95-02).



Observe la distribución regular y de gran distancia de las fallas normales y como afectan el segundo pulso de deformación (superficie erosiva local, línea blanca). Las líneas presentan espaciamientos entre ellas, YL-84-06 con la LLC-78-12 y entre la TB-85-02 con la CS-85-02.

De igual forma en esta zona se observa una estructura de interferencia (figura 59) generada por fallas de tipo normal (35FF, 41-FF) con orientaciones N20°E y N25°E respectivamente (figura 59a,b), produciendo un anticlinal y un sinclinal en la parte superior e inferior de la estructura (figura 59a,b). También se presentan una serie de pequeñas estructuras menores orientadas N50°E que sobreyacen los campos de Tierra blanca, Tocaría, Morichal, La Gloria Norte, y la Gloria-1.

Figura No. 59 Líneas sísmicas TB-85-05 y TB-85-03 ilustrando las fallas 35-FF (línea de color rojo) y 41-FF (línea de color marrón).



a. Indica el inicio de la estructura de interferencia. La Discordancia IntraGuayabo muestra un alto entre las fallas indicando el comienzo del anticlinal en la parte superior y un sinclinal suave en la parte inferior. b. Ilustra la estructura de interferencia y la formación de un anticlinal en la parte superior (línea amarilla) y un sinclinal suave en la parte inferior (línea amarilla).

En la cartografía de la superficie Discordante IntraGuayabo, en la zona norte entre los cabalgamientos de Guaicaramo, Yopal se preservó una parte de la superficie en el sinclinal de Zapatosa-Nunchía que el eje de esta estructura es cortada por la falla de Guaicaramo.

El eje depositacional de la cuenca dentro de esta zona (figura 57), presenta una orientación en la parte norte de N65°E y en la parte sur de N52°E. Este eje depositacional con respecto a la orientación de angularidad de las fallas de cabalgamiento, asociadas al Piedemonte, presenta una diferencia que varía entre 22°-35° (figura 7.1), lo cual indica que no hay ninguna relación genética entre estas.

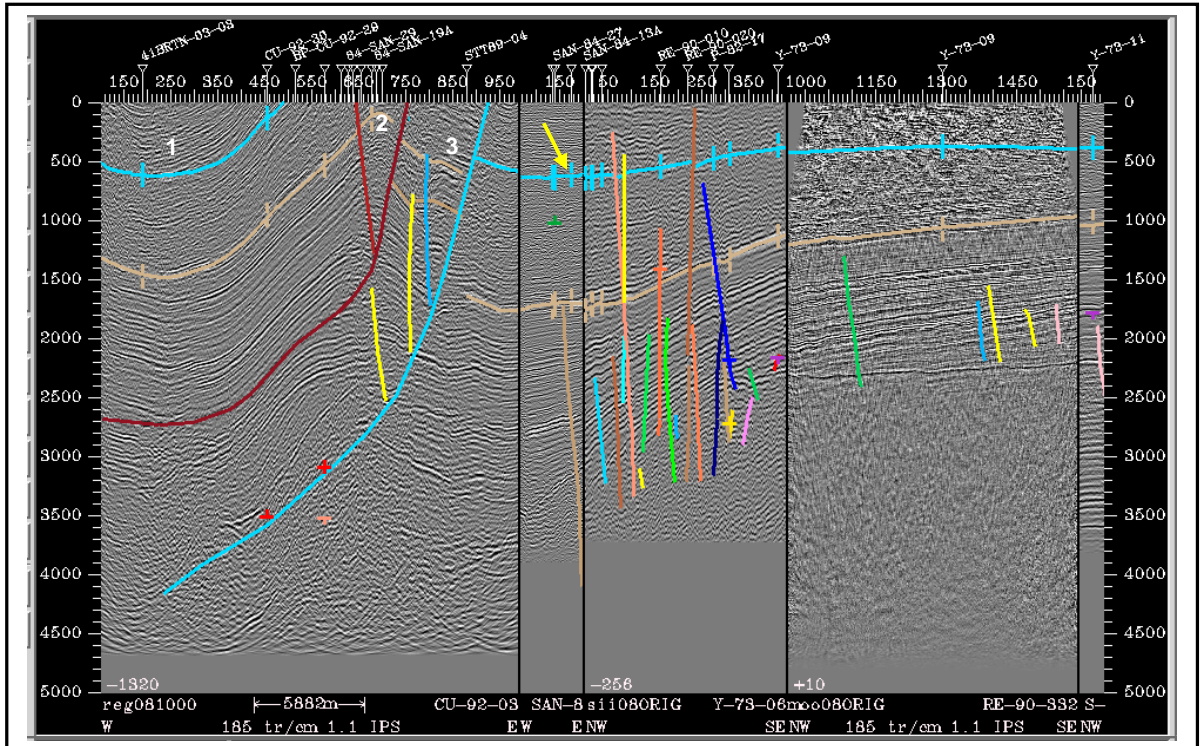
7.2 ZONA CENTRAL

En comparación con la zona norte, esta zona presenta menor área y menor densidad de fallas (anexo 1 y 2). El fallamiento de esta área en su mayoría es de tipo normal, y solo una falla inversa se localiza dentro del Foreland. La concentración de estas fallas se encuentra cerca al eje de depositación de la cuenca y coincide con el campo Santiago (figuras 57 y 60).

Una serie de estructuras plegadas de menor escala con orientaciones de N30°W se encuentran cortadas por la falla de Yopal (figura 60), de igual forma otro pliegue de menor magnitud con orientación de N43°E es cortado por la falla de Cusiana y mas hacia el SE del área de estudio se encuentre un estructura aislada orientada N30°W.

En el Piedemonte, entre los cabalgamientos de Cusiana y Yopal, en la parte intermedia de la cuña, la discordancia IntraGuayabo ha sido erodada y solo una pequeña parte es preservada al SW de estas fallas (figura 57; 60; anexo1).

Figura No. 60 Corte sísmico en el área central (CU-92-03, SAN-84-36, Y-73-08, RE-90-332, S-89-99-03).



Observe la mayor densidad en la parte media de la figura (línea sísmica Y-73-08) que corresponde al campo de Santiago. 1. Observe preservación entre el cabalgamiento de Guaicaramo (La falla de Guaicaramo está más hacia el oeste de la línea sísmica CU-92-03) y Back-Yopal 2. Indica erosión entre el back Yopal y la falla de Yopal. 3. Indica erosión entre la falla de Yopal y la falla de Cusiana. Eje depositacional de la cuenca (flecha amarilla) propuesto en el modelo de sedimentación. Las líneas presentan espaciamentos entre ellas, CU-92-03 con la SAN-84-36 y entre la Y-73-08 con la RE-90-332.

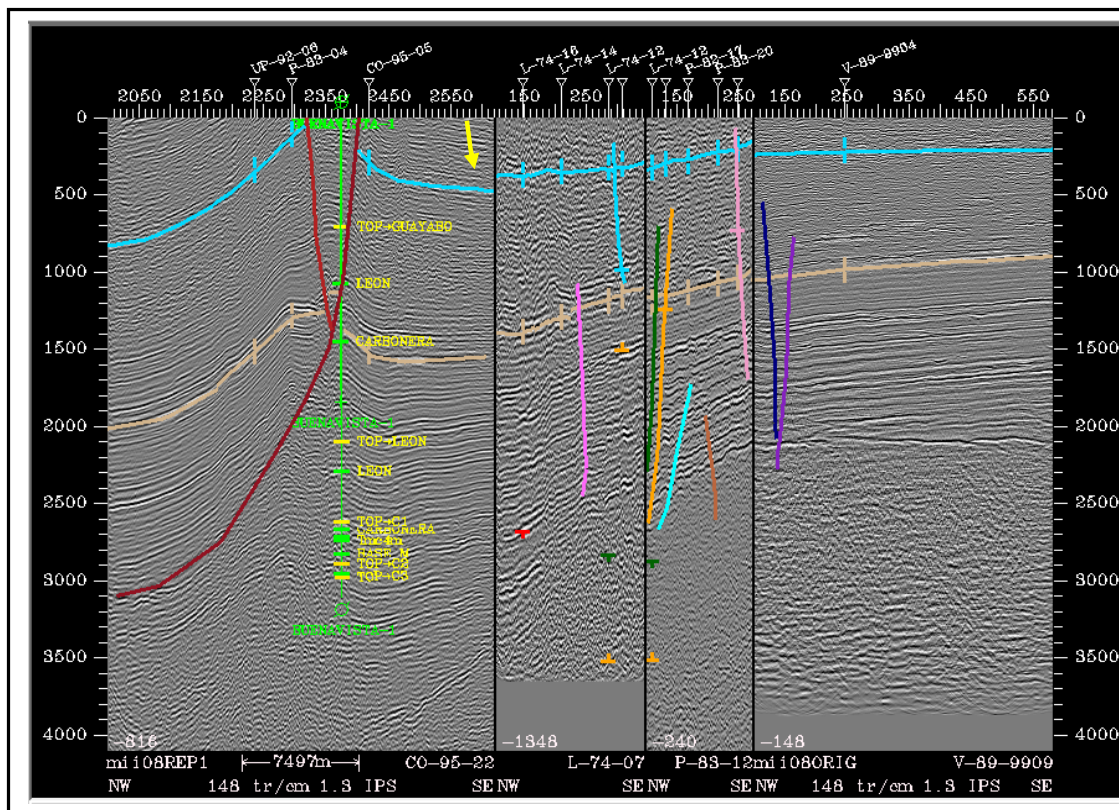
Entre la falla de Yopal y back-Yopal la discordancia ha sido erodada de igual forma entre la falla de Yopal y Guaicaramo, la discordancia es preservada formando una estructura sinclinal regional denominado Sinclinal de Tauramena con orientación N40°E (figuras 57 y 60; anexo 1).

El eje depositacional de la cuenca que se encuentra próximo a la falla de Cusiana presenta una orientación de N27°-47°E esta orientación presenta una diferencia de 3°-17° con la falla de Cusiana (figura 57).

7.3 ZONA SUR

La zona sur se encuentra caracterizada por una densidad de fallamiento asociada al campo Los Trompillos (figuras 57 y 61; anexo 1). La orientación estructural promedio de estas fallas es de N25°E a N50°E buzando hacia el SE y en menor proporción hacia el NE (figura 57 anexo 1 y 2).

Figura No. 61 Corte sísmico en la zona sur (CO-95-22, L-74-07, P-83-12, V-89-9909).



La flecha indica el eje depositacional de la cuenca propuesto en el modelo de sedimentación. Observe la mayor densidad de fallamiento en la parte media de la figura (línea sísmica P-83-12) que corresponde al campo Los Trompillos. Las líneas presentan espaciamentos entre ellas por ejemplo la CO-95-22 con la L-74-07 y entre la P-83-12 con la V-89-9909.

El número de fallas en el Foreland dentro de esta zona es un poco mayor en comparación con la zona intermedia y muy inferior en relación con la zona Norte. Así mismo, es similar la cantidad de fallas normales e inversas presentes en el Foreland siendo fallas de poca extensión.

De igual forma se observa una serie de pliegues menores cortados por la falla de Yopal, orientados N50°W, hacia la zona más occidental en el Foreland, se observa un pliegue con orientación de N55°W, a medida que las estructuras se acercan a la falla de Guaicaramo se tornan más apretadas, con una orientación de N35°E.

En la parte sur el eje depositacional de la cuenca tiene una orientación de N60°E y es cortado por la falla de Yopal (figura 57). Así mismo, entre la orientación del eje y las fallas de cabalgamiento asociadas al Piedemonte hay una diferencia de 15°.

En general, la zona sur es la zona más somera de la superficie y está caracterizada por estructuras no tan apretadas, en comparación con la zona norte e intermedia.

8. MODELO EVOLUTIVO

El modelo evolutivo estructural en el área de estudio (figura 62) está basado en la geometría y la historia cinemática del área.

La cuenca Foreland de los Llanos Orientales durante el proceso de depositación de la Formación Guayabo está ligada a periodos de inactividad y actividad tectónica (capítulo 5), iniciándose en el Mioceno Superior con el tope de la Formación León o la base de la Formación Guayabo hasta la actualidad. El resultado durante estas fases de inactividad y actividad tectónica en el proceso de deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental es la discordancia IntraGuayabo que divide la Formación Guayabo en Guayabo Inferior y Superior.

La construcción de este modelo se realizó a partir de la restauración estructural realizada por Rochat *et al.*, (2003) que involucra rocas desde el Eoceno Tardío hasta la actualidad. De igual forma nosotros estamos de acuerdo con los estilos estructurales presentados por Cortes *et al.*, (2006) en la transversa central y el propuesto por Martínez (2006) sin embargo, diferimos del tiempo de ocurrencia de los eventos que afectaron la cuenca (capitulo 2.3.1; 2.3.2).

8.1 MODELO EVOLUTIVO ESTRUCTURAL PARA LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES.

El modelo evolutivo se interpretó a partir del tope de La Formación León (11 Ma), esta unidad es depositada durante el Mioceno Medio-Superior, en un periodo de inactividad tectónica (figura 62).

Durante este periodo de quiescencia tectónica (10-7 Ma) la parte basal de la Formación Guayabo es concordante con la Formación León evidenciado por las

relaciones de paralelismo de los reflectores entre estas dos Formaciones (figuras 40a,b; 41a,b; 42a,b; 43a,b; 62). El área fuente de sedimentos dentro de esta fase para la depositación de la Formación León y la parte basal de la Formación Guayabo inferior en la parte este proviene del Escudo de la Guyana (figura 62). La geometría de la cuenca para la depositación del Guayabo Inferior es similar a la geometría que traía su predecesora, debido a su relación concordante con la Formación León.

En la parte media del Guayabo Inferior se evidencia una rotación gradual de los reflectores indicando el inicio de un periodo de actividad tectónica (figuras 40a,b, 41a,b; 42a,b; 43a,b; 62) al final del Mioceno Tardío (7-5 Ma). Esta fase temprana de deformación es atribuida a la formación y migración de las estructuras duplex hacia el oriente (figura 62).

A medida que ascendemos estratigráficamente dentro del Guayabo Inferior hacia la parte más proximal de los cabalgamientos, se observa un cambio abrupto en el sentido de dirección de buzamiento de los reflectores invirtiendo su orientación de noroeste a sureste (figura 40a,b; 41a,b; 42a,b; 43a,b; 62), de igual forma mas hacia el este, hacia la parte distal de la cuenca esta rotación es observada en menor magnitud manteniéndose la relación original del sentido de orientación de los reflectores (figura 42a,b). Este cambio en la angularidad de buzamientos de los reflectores es en respuesta al máximo levantamiento de la Cordillera Oriental (5-3 Ma).

Durante esta fuerte fase tectónica, hacia la parte proximal de la cuenca, el mayor aporte de sedimentos para la parte media y superior del Guayabo Inferior proviene de la Cordillera Oriental producto de los cabalgamientos que se encuentran más al occidente de la Falla Tesalia-Pajarito, tales como las Fallas de Pesca, Chameza y Soapaga entre otras (figuras 42a; 48; 62), las cuales constituyen el núcleo de este levantamiento, este aporte predominante de

sedimentos generó un mayor engrosamiento de los estratos dentro de esta zona (figuras 46; 47a,b; 48; 62). Al este del eje depositacional el área fuente de sedimentos proviene del Escudo de la Guyana y el espesor de los estratos presenta un fuerte adelgazamiento (figuras 42a,b; 43a,b; 46) Como resultado se observa una geometría en forma de cuña de la cuenca (figuras 46; 47a,b; 48; 62).

Igualmente, durante esta máxima fase de levantamiento de la Cordillera Oriental ocurre un acortamiento de la cuenca, haciendo que el eje depositacional de la cuenca migre hacia el este (figura 62). Esta fase de actividad tectónica culmina con el tope del Guayabo Inferior dando inicio a la fase de quietud tectónica.

Durante esta fase de quiescencia tectónica (3-2 Ma) la intensidad de erosión es más pronunciada hacia los bordes de la cuenca, generando una distribución homogénea de los sedimentos (parte inferior del Guayabo Superior) generando una geometría en forma lenticular (figura 46).

La discordancia diacrona progresiva IntraGuayabo, es el límite entre la superficie de finalización de actividad tectónica y el comienzo de quiescencia, siendo más joven hacia las partes más proximales y distales de la cuenca (5-1 Ma) (figuras 40a,b; 41a,b; 42a,b; 43a,b; 47a,b; 46; 47a,b; 62) .

Esta superficie erosiva se evidenció por truncaciones de los reflectores en la parte inferior de la discordancia (figuras 42a,b; 44a,b; 62) y relaciones de onlap (figuras 43a,b; 44a,b) desarrolladas en el proceso de llenado de la cuenca con la depositación del Guayabo Superior. Como resultado final, la cuenca en este nuevo periodo de quietud tectónica presenta un ensanchamiento y geoméricamente su forma es lenticular (figuras 46; 62).

El área fuente de los sedimentos para la parte basal del Guayabo Superior proviene de la Cordillera Oriental y el Cratón considerando que el eje de

deposición presenta migración hacia el oriente (figuras 43a,b; 47a,b; 46; 62). Es posible que dentro de este proceso erosivo exista un retrabajamiento de las Formaciones León y Guayabo Inferior, aportando sedimentos viejos en la deposición de Guayabo Superior.

Durante este periodo de quietud tectónica hay un proceso de relajación de esfuerzos pasando de compresivo a extensivo manifestado por una serie de fallamiento de tipo normal que predomina por debajo de esta superficie discordante y en menor proporción la afecta (figuras 42a,b; 43a,b; 47a,b).

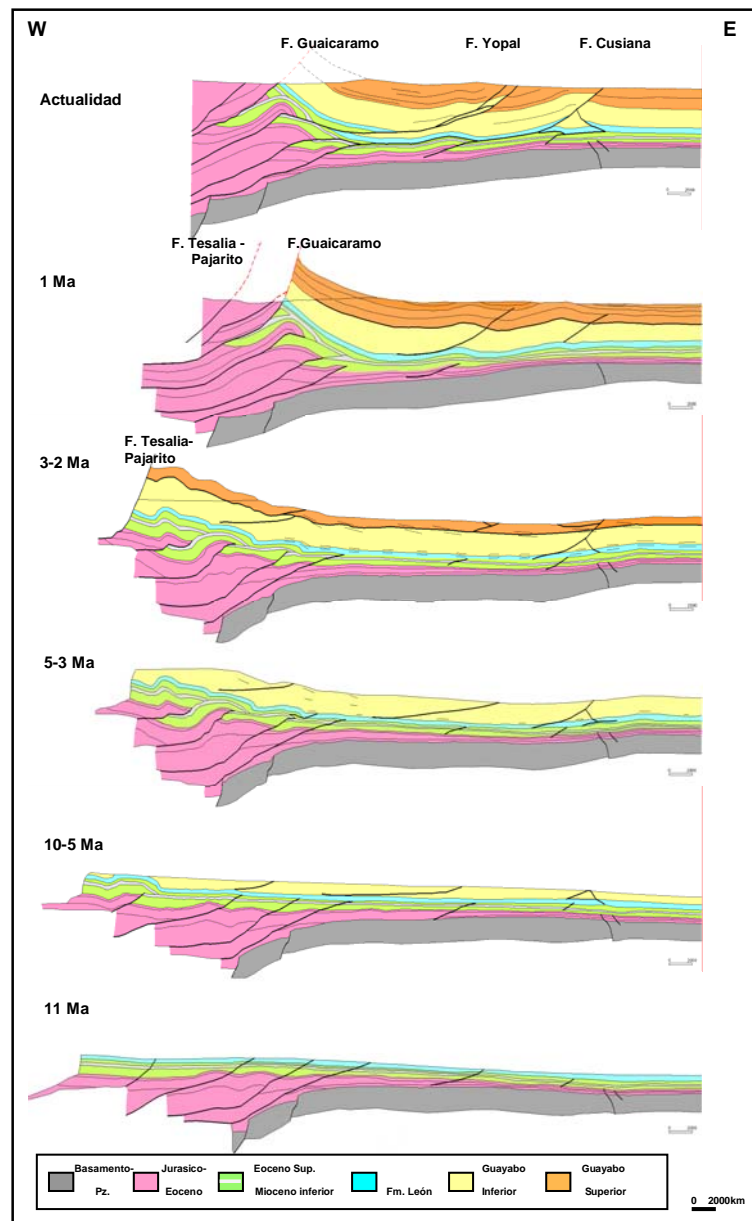
Seguido de este periodo de quietud tectónica se inicia un nuevo periodo de actividad tectónica en menor magnitud (1-0Ma), representado por pliegues de pequeña escala que están asociados a fallas de tipo inverso (figuras 43a,b; 44a,b) y estratos de crecimientos evidenciados en la zona norte y sur del área de estudio (figuras 41a,b; 43a,b; 44a,b). La génesis de estos estratos de crecimiento puede interpretarse como respuestas a los cabalgamientos de: la Falla de Tesalia – Pajarito o a la Falla de Guaicaramo.

Si estos estratos sintectónicos están relacionados a la Falla de Tesalia-Pajarito ubicada más al oeste de la Falla de Guaicaramo, entonces la Falla de Guaicaramo para nuestro caso estaría inactiva durante la deposición de la parte superior del Guayabo Superior (figura 62). De acuerdo a lo anterior, los estratos de crecimiento estarían cortados por los cabalgamientos de Guaicaramo, Yopal y la equivalente a Cusiana en la parte norte, lo que indicaría que estas fallas son de edad menores a 1? Ma.

Una evidencia en la parte sur del área de estudio en el anticlinal del Guavio, es en la cartografía de superficie realizada por Ecopetrol (2006) (figura 1) en donde la Formación Guayabo está en el bloque yacente de la Falla Tesalia-Pajarito, es posible que en esta zona el registro cartográfico que se tenga sea solo el Guayabo

Inferior y no se registre el Guayabo Superior donde se presentan los estratos de crecimiento.

Figura No. 62 Modelo evolutivo estructural a partir del Mioceno Tardío-Actualidad.



Fuente: Modificado de Roachat *et al.*, (2003)

En segunda estancia si los estratos de crecimientos evidenciados en la zona norte y sur del área de estudio están relacionados a la deformación producida por el

cabalgamiento de Guaicaramo, entonces nosotros sugerimos que la Falla de Guaicaramo estaría activa durante la depositación de Guayabo Superior y sería de edad de 1? Ma o más joven. Por lo tanto los estratos de crecimiento estarían cortados únicamente por la Falla de Yopal y la equivalente a Cusiana en la parte norte y estas fallas serían de edad aún más jóvenes.

9. DISCUSIÓN

De acuerdo al modelo de placas tectónicas, la deformación de la Cordillera Oriental es el resultado de la colisión y acreción de Panamá y del bloque Chocó con el noroeste del margen de Suramérica durante el Mioceno Medio (Cooper *et al.*, 1995 y en Sarmiento, 2001).

La edad de deformación de la Cordillera Oriental y Piedemonte Llanero reportada por Hubach (1957 en Cooper *et al.*, 1995), Cooper *et al.*, (1995), Sarmiento (2001), Cazier (1995), Rochat *et al.*, (2003), entre otros, es de 10 -2 Ma.

Según la literatura disponible los autores plantean diferentes edades para la principal la deformación Andina y varía de acuerdo al método empleado (registro sedimentario, datos de AFTA, interpretación sísmica, entre otros) como por ejemplo basándose en los registros sedimentarios del Neógeno (1000 a 2000 m) de la Sabana de Bogotá Van der Hammen y Hooghiemstra, (1997; Hooghiemstra, 1984; Helmens, 1988, 1990; Andriessen *et al.*, 1993 en Sarmiento, 2001) plantean el máximo levantamiento entre 5-3 Ma.

Hossack *et al.*, (1999 en Sarmiento 2001), por datos de fission track, reportó, en el cabalgamiento de Chameza, una edad de inicio de levantamiento de 25 Ma, sin embargo este mismo autor con datos más jóvenes de trazas de fisión en apatitos localizados en el Piedemonte arrojan una edad de 15 a 3 Ma para el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental que difiere en muy poco a la edad reportada por Rochat *et al.*, (2003) utilizando el mismo método (13-8 Ma) en el Piedemonte cerca al área del Sinclinal de Nunchía. En el Valle Medio del Magdalena por medio de datos radiométricos, Gómez (2000), reportó una edad de 5 Ma para el máximo levantamiento.

Mediante el análisis de interpretación sísmica en el Piedemonte Llanero el periodo de máxima inversión de la cuenca reportada por Rochat *et al.*, (2003) es de 5-3 Ma, Martínez (2006) entre 7–5 Ma y para Cortes *et al.*, (2006) entre 14–5 Ma.

Nuestro modelo evolutivo (Capítulo 7; figura 7.1) está de acuerdo con el inicio del periodo de deformación de la Cordillera Oriental en el Paleógeno planteado por los anteriores autores. Sin embargo, planteamos el mayor pulso de deformación de la Cordillera Oriental entre 5-3 Ma evidenciado por:

- La inversión del sentido de orientación de los buzamientos en los reflectores a medida que ascendemos estratigráficamente dentro del Guayabo Inferior cambiando en la parte proximal de la cuenca de noreste a sureste y en menor magnitud esta rotación es observada hacia la parte distal.
- La geometría en cuña de la cuenca durante un periodo de actividad tectónica, en donde la relación de estratos para la depositación de la parte media y superior del Guayabo Inferior presentan mayor engrosamiento hacia la parte proximal y en consecuencia adelgazamiento hacia la parte distal de la cuenca.
- El registro estratigráfico de la superficie discordante progresiva IntraGuayabo evidenciada por los diferentes parámetros tales como truncaciones, relaciones de onlap, entre otros.

Esta superficie erosiva ha sido planteada en el flanco oeste del sinclinal de Zamaricote por Rochat *et al.*, (2003) en donde el acortamiento de la cuenca (40%), es evidenciado por esta inconformidad en la base de la Formación Guayabo Superior. De igual forma ha sido reportada informalmente en el área central del Piedemonte Llanero por Cazier *et al.*, (1995), Moreno y Velásquez (1993 en Sarmiento 2001) y Martínez (2006) entre otros.

La discordancia IntraGuayabo en nuestra área de estudio también fue evidenciada en el sentido de estos autores. Esta superficie erosiva de tipo diacrona está marcando el límite entre un periodo de finalización de actividad tectónica (5-3 Ma) y un periodo de quietud tectónica (3-2 Ma), haciéndose más joven hacia las partes proximales y distales de la cuenca. La edad propuesta por nosotros para esta superficie discordante en el modelo evolutivo es de 5-1 Ma y es equivalente en tiempo a la superficie discordante registrada en el Valle Medio del Magdalena entre el Grupo Real y la Formación Mesa reportada por Gómez (2000).

La superficie regional IntraGuayabo es continua entre el Foreland y el Piedemonte, como se observa en la zona sur del área de estudio donde finaliza la falla Yopal (figura 8.1), esta superficie erosiva pasa del bloque yacente al bloque colgante y asciende hacia el norte donde se observa el salto de la falla (figura 8.5), posteriormente a la depositación del Guayabo Superior, esta superficie ha sido cortada por los cabalgamientos de Guaicaramo, Yopal y Cusiana, donde es parcialmente erodada dependiendo del salto de estas fallas.

Diferentes autores tales como Cooper *et al.*, (1995), Cazier *et al.*, (1995), Cortes *et al.*, (2006), Martínez (2006), entre otros, han sugerido que el fallamiento (Guaicaramo Yopal y Cusiana) que afectó esta superficie es simultánea con la depositación del Guayabo Inferior. El cabalgamiento de Guaicaramo ha sido reportado como el límite del rift Cretácico, reactivada hace aproximadamente 10-7 Ma relacionada a la deformación de la Cordillera Oriental, sin embargo nosotros no encontramos criterios tales como estratos de crecimientos, pliegues de arrastre, entre otros que avalen esta hipótesis. Por lo tanto planteamos una edad para la falla de Guaicaramo de 1? Ma o más joven, basándonos en que la falla está cortando la discordancia IntraGuayabo y estratos sintectónico de edad menores a 1 Ma; adicionalmente se observa que el espesor de la Formación Guayabo es cortado abruptamente por la falla de Guaicaramo y no se observa una geometría acuñada como debe ocurrir en un borde de cuenca (capítulo 5.1). Así

mismo la edad para los cabalgamientos de Yopal y Cusiana en el modelo evolutivo propuesto, de acuerdo a los criterios discutidos anteriormente, es de 1 Ma o más joven.

El sinclinal de Zapatosa-Nunchía, el sinclinal de Tauramena, y un anticlinal al sureste del anticlinal del Guavio, son los pliegues presentes en la zona de estudio, formados durante el proceso de formación de la cuenca, posteriormente son cortados por el fallamiento asociado al Piedemonte (Guaicaramo, Yopal, Cusiana) en un periodo de menor actividad tectónica, de acuerdo a lo anterior estos cabalgamientos son fuera de secuencia.

En la zona Norte el eje del sinclinal de Zapatosa-Nunchía presenta una orientación de N55°-60°E, el sinclinal de Tauramena en la zona Central una dirección de N50°E y para la zona sur un anticlinal al sureste del anticlinal del Guavio con una orientación de N50°-55°E. Al aplicar los esfuerzos que genéticamente producen las estructuras en el elipsoide de deformación, se observa que estos pliegues no están relacionados, considerando que los ejes de las estructuras con respecto al plano de las fallas asociadas al Piedemonte presenta una diferencia promedio de 15°.

El modelo estratigráfico de secuencias desarrollado por Jordan (1995) para cuencas foreland, en el cual emplea carga flexural, está ligado a periodos de actividad y quietud tectónica, donde propone una geometría de la cuenca en forma lenticular en la fase de quietud y en cuña durante el cabalgamiento activo. Por lo tanto en la fase de quietud tectónica la cuenca es más amplia que la generada en cabalgamiento.

Nuestro modelo estratigráfico de secuencias propuesto para la cuenca Foreland, se empleó por analogía por el modelo de Jordan (1995), sin embargo en nuestro modelo no se calculó carga flexural y difiere con el de Cooper *et al.*, (1995),

Cortes *et al.*, (2006) y Martínez (2006) en el estilo estructural de fallas, edad de las fallas, así como en el planteamiento de la discordancia IntraGuayabo ya que no fue reportada por él, como se discutió anteriormente.

El modelo estratigráfico (Capítulo 5; figura 5.2) de secuencias que planteamos está ligado a periodos de inactividad y actividad tectónica, en la ocurrencia de estos procesos se producen variaciones en el perfil flexural de la cuenca. Durante los periodos de quiescencia tectónica la forma geométrica de la cuenca es lenticular ocurriendo la depositación de la Formación León, parte inferior del Guayabo Inferior y parte inferior a media del Guayabo Superior.

En la fase de actividad tectónica la forma geométrica de la cuenca es en cuña, esta misma situación lo reportó Sarmiento (2001) sugiriendo un engrosamiento de espesor, hasta un máximo incremento en los cabalgamiento que define el límite este de la Cordillera Oriental. En nuestra zona de estudio la actividad tectónica fue relacionada a dos periodos de deformación:

1. El primero es asociado al mayor levantamiento de la Cordillera Oriental con la depositación de la parte media y superior del Guayabo Inferior, durante este pulso la cuenca ha sido acortada y el eje depositacional de la cuenca migró hacia al interior de los Llanos Orientales, este fue cartografiado en la superficie discordante IntraGuayabo, observándose que es cortado por el cabalgamiento de Yopal, presentando una orientación variable en cada zona, en la zona Norte de $N65^{\circ}-52^{\circ}E$, en la zona central de $N27^{\circ}-47^{\circ}E$ y en la zona sur $N60^{\circ}E$. De acuerdo a este eje dos áreas de aporte contribuyeron a la depositación de la Formación Guayabo en la cuenca Foreland de los Llanos Orientales, los depósitos erosionales de la Cordillera Oriental contribuyeron al flanco occidental de la cuenca y el Cratón fue el área fuente para al flanco oriental y los estratos basales del Guayabo Inferior, reportado igualmente por Ecopetrol-Beicip (1995), Rochat *et al.*, (2006), Martínez (2006).

2. El segundo periodo es de menor actividad tectónica en el Piedemonte relacionado con los cabalgamientos mas al oeste? y/o Tesalia-Pajarito? y Guaicaramo?, en este periodo ocurrió la depositación de la parte superior del Guayabo Superior, durante este pulso la geometría de la cuenca se reduce y los cabalgamientos generan estratos de crecimiento e igualmente el depocentro de la cuenca migra más hacia el este. La anterior descripción geométrica es consistente con el acortamiento reportado por Rochat *et al.*, (2003) para la depositación del Guayabo Superior que corresponde al 40% y en la actualidad el 45% para esta unidad.

10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La superficie Discordante IntraGuayabo interpretada por medio de estratigrafía de secuencias en el Piedemonte Llanero y la Cuenca Foreland de los Llanos orientales en el área del Casanare, divide el Guayabo Inferior y Superior y marca el límite entre el periodo de máximo levantamiento de la Cordillera Oriental y un periodo de quiescencia tectónica.

La discordancia IntraGuayabo es una superficie erosiva progresiva de 5-1 Ma, haciéndose más joven hacia las partes proximales y distales de la cuenca y es equivalente en tiempo con la discordancia en el Valle Medio del Magdalena entre el Grupo Real y la Formación Mesa propuesta por Gómez (2001).

La sedimentación de la Formación Guayabo se llevo a cabo durante dos periodos de inactividad tectónica y dos periodos de actividad tectónica y es de edad Mioceno Superior-Pleistoceno (10-1? Ma).

La sedimentación del Guayabo Inferior se inició durante un periodo de inactividad tectónica con la depositación de los estratos basales del Guayabo inferior, mientras la parte media y superior del guayabo inferior fueron depositados en el periodo de máxima deformación (5-3 Ma) de la Cordillera Oriental.

La parte basal y media del Guayabo Superior se depositó en un periodo de quietud tectónica y un nuevo periodo de actividad tectónica de menor magnitud se inició relacionado a los cabalgamientos de Guaicaramo, Yopal y Cusiana marcado por una superficie erosiva local donde se sedimenta la parte más superior del Guayabo Superior.

Los cabalgamientos de Guaicaramo, Yopal y Cusiana son fallas fuera de secuencia de edad de 1 Ma o más jóvenes, estas fallas cortan los ejes de los pliegues (Zapato Nunchía, Tauramena y el anticlinal al noreste del anticlinal del Guavio) cartografiados en el área de estudio, generados durante el proceso de formación de la cuenca.

La génesis de los estratos de crecimientos en la parte superior del Guayabo Superior está relacionado a la falla de Tesalia-Pajarito o Guaicaramo y evidencian una nueva fase de actividad tectónica.

El sistema predominante de fallas inversas en el Foreland presenta una orientación de N30°E/60°SE y en el Piedemonte la orientación promedio es de N30°E/45°NW coincidiendo con la orientación principal de la Cordillera Oriental N30°E y sugiere que genéticamente están relacionados.

La familia principal de fallas normales presenta una orientación promedio de N20°E/60°SE a N30°E/50°NW, siendo paralela a la orientación principal de la Cordillera Oriental N30°E, estas fallas fueron generadas durante un proceso de quietud tectónica (3-2 Ma) en donde ocurrió la mayor relajación de esfuerzos, haciendo que el esfuerzo principal (σ_1) se volviera un esfuerzo mínimo (σ_3).

El eje depositacional para la sedimentación del Guayabo Superior fue identificado en el área de estudio cercano a los cabalgamientos con orientaciones de: en la zona Norte de N65°-52°E, en la zona central de N27°-47°E y en la zona sur N60°E, sin embargo el eje de deposición para Guayabo Inferior no fue evidenciado debido a que está más al oeste de la zona de estudio, por lo tanto durante la máxima deformación de la Cordillera el eje depositacional de la cuenca migró hacia el oriente.

De acuerdo al eje depositacional de la cuenca fueron presentes dos áreas de aporte de sedimentos para la depositación de la Formación Guayabo, los depósitos erosionales de la Cordillera Oriental contribuyeron al flanco occidental de la cuenca y el Cratón fue el área fuente para al flanco oriental y los estratos basales del Guayabo Inferior.

Se recomienda hacer un balanceo de masas para identificar de que área fuente (Cordillera Oriental o Escudo Guyana) proviene el mayor aporte de sedimentos para la Formación Guayabo afinando el modelo propuesto.

Tener en cuenta el desarrollo de nuestro modelo en los diagramas de soterramiento de los modelos geoquímicos.

Análisis de fission track para probar la edad del levantamiento de la discordancia IntraGuayabo y poder inferir la edad de las fallas que afectan esta superficie.

Elaborar en forma detallada la cartografía de superficie y levantar columnas estratigráficas para afinar el modelo en el Piedemonte.

Se sugiere hacer un estudio detallado para denominar formalmente (sección tipo, localidad tipo) estas dos unidades utilizando el código de nomenclatura estratigráfico.

BIBLIOGRAFÍA

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.

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.

CORREDOR, F., 2004. Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds, Bucaramanga, Colombia, part, A3: Recognizing growth strata.

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.

DENGO, 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.

Ecopetrol and Beicip., 1995. Cuenca de los Llanos Orientales, Estudio geológico regional, Santafé de Bogotá, Volumen 1, Text, 198 p., Volume 2, figures.

Ecopetrol., 2006. Mapa Geológico de Superficie, Escala 1:200000, Bucaramanga.

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.

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.

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.

MARTÍNEZ, J. A., 2006. Structural Evolution of the Llanos Foothills, Eastern Cordillera, Colombia, Journal of South American Earth Science, Bull., 21(2006): 510-520.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

RED BIBLIOGRÁFICA

De Porta (1974) en

<http://productos.ingeminas.gov.co/productos/OFICIAL/georecon/informes/lexico/LEXICO%20J.%20DE%20PORTA/TEXTO/framecarr.html>

<http://www.pdvsa.com/lexico/g49w.htm>

http://www.ingeminas.gov.co/component/option,com_docman/task,doc_view/gid,275/

Corrales *et al.*, (1977) en

http://www.cepalcala.org/ciencias1/geologia/estructuras_sedimentarias/discontinuidades_estratigraficas.total.htm

<http://geologia.ujaen.es/usr/lmnieto/ESTRATIGRAF%C3%8DA%20Y%20PETROLOGIA/Lecciones/Presentaci%C3%B3n%20Lecci%C3%B3n%2012.pdf>

Díaz-Rodríguez *et al.*, (2004) en

www.fi-p.unam.mx/simposio_investigacion2dic04/discordancias_extenso.html

Vicent *et al.*, (1998) en

www.fi-p.unam.mx/simposio_investigacion2dic04/analisis_tectonoestratigrafico_extenso.html

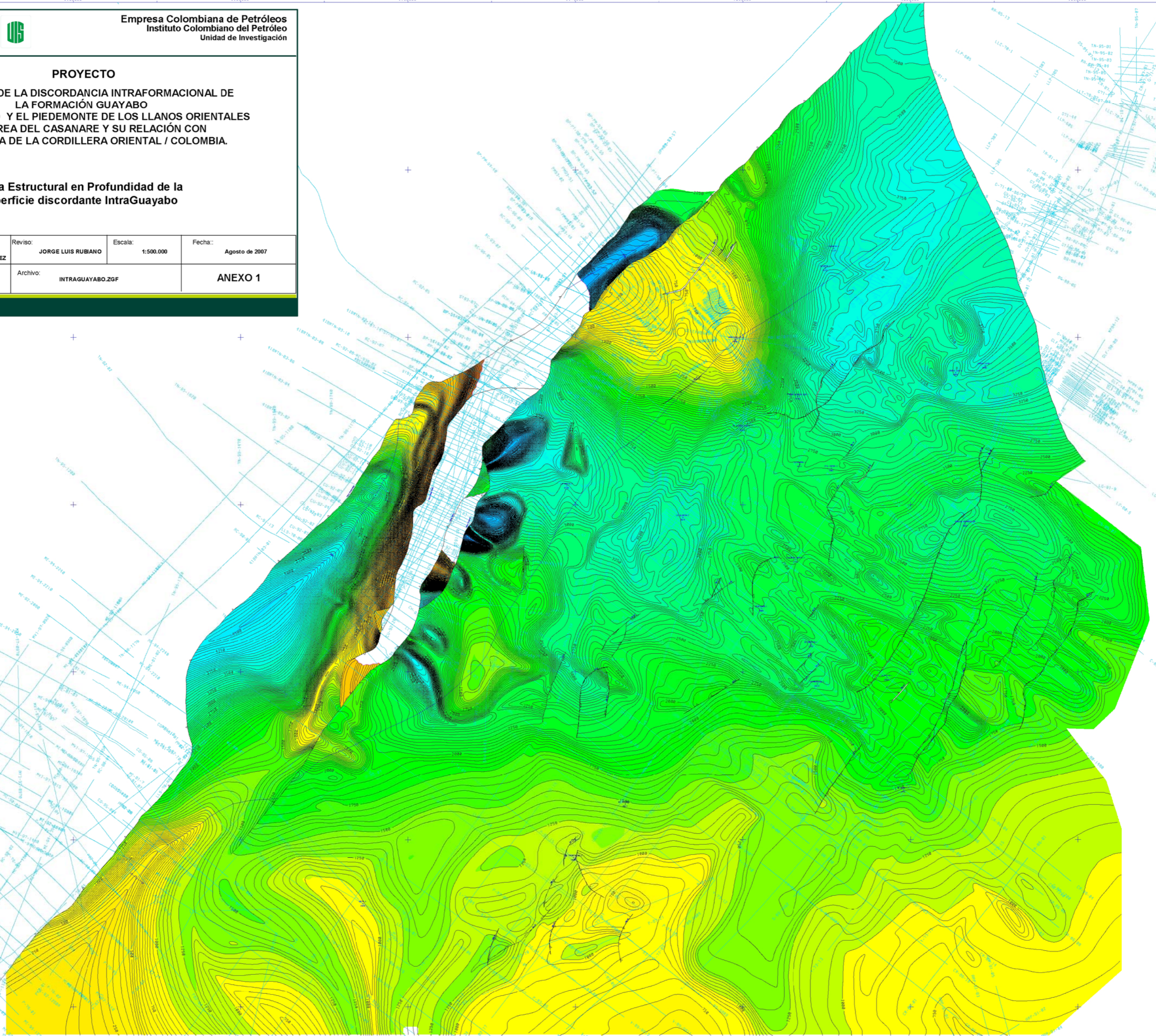
ANEXOS

PROYECTO

SIGNIFICADO DE LA DISCORDANCIA INTRAFORMACIONAL DE LA FORMACIÓN GUAYABO EN EL FORELAND Y EL PIEDEMORTE DE LOS LLANOS ORIENTALES EN EL ÁREA DEL CASANARE Y SU RELACIÓN CON LA OROGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL / COLOMBIA.

Mapa Estructural en Profundidad de la superficie discordante IntraGuayabo

Autores: ANDREA YUDID DELGADO ABRIL JENNY CAROLINA GELVEZ RODRIGUEZ	Revisó: JORGE LUIS RUBIANO	Escala: 1:500.000	Fecha: Agosto de 2007
Elaboró: CARTOGRAFIA - ICP	Archivo: INTRAGUAYABO.ZGF	ANEXO 1	





Empresa Colombiana de Petróleos
Instituto Colombiano del Petróleo
Unidad de Investigación

PROYECTO

SIGNIFICADO DE LA DISCORDANCIA INTRAFORMACIONAL DE
LA FORMACIÓN GUAYABO
EN EL FORELAND Y EL PIEDEMORTE DE LOS LLANOS ORIENTALES
EN EL ÁREA DEL CASANARE Y SU RELACIÓN CON
LA OROGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL / COLOMBIA.

Mapa Estructural en Tiempo doble de la
superficie discordante IntraGuayabo

Autores: ANDREA YUDID DELGADO ABRIL JENNY CAROLINA GELVEZ RODRIGUEZ	Reviso: JORGE LUIS RUBIANO	Escala: 1:500.000	Fecha: Agosto de 2007
Elaboro: CARTOGRAFIA - ICP	Archivo: INTRAGUAYABO.ZGF	ANEXO 1	

