

**TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACION EN LA ZONA SUR DE LA CUENCA
FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES, COLOMBIA.**

MIGUEL FERNANDO JIMENEZ JACOME

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRIA EN GEOLOGÍA
2010**

**TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACION EN LA ZONA SUR DE LA CUENCA
FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES, COLOMBIA.**

MIGUEL FERNANDO JIMENEZ JACOME

Tesis presentada para optar al título de Magíster en Geología

Director

Msc. Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Codirector

Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRIA EN GEOLOGÍA
2010**

AGRADECIMIENTOS

A Andrés Mora por su confianza y apoyo para el desarrollo del proyecto

Al profesor Mario García por su respaldo durante todo este tiempo.

A Michal Nemcok, Germán Bayona y Jorge Rubiano por su asesoría, colaboración y valiosos aportes durante la ejecución del proyecto.

A la Escuela de Geología de la UIS y todo su personal, por la oportunidad de cursar el programa de maestría.

A mis padres y hermanos por su apoyo incondicional.

A Tita, mi ángel guardián.

A Liz por su cariño y compañía.

A mis compañeros de estudios, en especial a mi amigo Mario Moreno.

TABLA DE CONTENIDO

	PÁG.
INTRODUCCIÓN	14
1. TEMA DE INVESTIGACION	15
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	16
3. OBJETIVOS	18
3.1 OBJETIVO GENERAL	18
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
4. JUSTIFICACION	19
5. ANTECEDENTES	20
6. MARCO TEORICO	24
7. MARCO GEOLOGICO REGIONAL	26
7.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	26
7.2 VÍAS DE ACCESO	27
8. ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES	31
8.1 PRECÁMBRICO	33
8.2 PALEOZOICO METAMÓRFICO	34
8.3 PALEOZOICO SEDIMENTARIO	35
8.4 CRETACEO TARDIO	36
8.5 FORMACIÓN UNE	36

8.6 FORMACIÓN GACHETÁ	38
8.7 FORMACIÓN BARCO – LOS CUERVOS	40
8.8 FORMACIÓN MIRADOR	42
8.9 FORMACIÓN CARBONERA	44
8.9.1 Unidad C10	47
8.9.2 Unidad C9	47
8.9.3 Unidad C8	48
8.9.4 Unidad C7	48
8.9.5 Unidad C6	48
8.9.6 Unidad C5	48
8.9.7 Unidad C4	49
8.9.8 Unidad C3	49
8.9.9 Unidad C2	49
8.9.10 Unidad C1	50
8.10 FORMACIÓN LEÓN	50
8.11 FORMACIÓN GUAYABO	51
8.12 CUATERNARIO	52
9. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL GENERALIZADA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES	53
10. METODOLOGIA	56
10.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN	56
10.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	60
10.3 INTERPRETACIÓN TEMPORAL DE LAS ESTRUCTURAS	60
10.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	60
11. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS Y RESULTADOS	61
11.1 TÉCNICAS UTILIZADAS PARA LA EVALUACIÓN DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA	61
11.1.1 Definición y Correlación de horizontes – sismoestratigrafía	62

11.2 HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES UTILIZADAS	62
11.3 RESULTADOS GEOLÓGICOS DE LA SÍSMICA	63
11.3.1. Generalidades	63
11.3.2. Unidad Sismoestratigrafica No 1: Basamento.	63
11.3.3. Unidad Sismoestratigrafica No 2: Rocas Paleozoicas.	64
11.3.4. Unidad Sismoestratigrafica No 3: Formación Mirador	71
11.3.5. Unidad Sismoestratigrafica No 4: Formación Carbonera	72
11.3.6. Unidad Sismoestratigrafica No 5: Formación León.	80
11.4 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN DE POZOS	83
11.4.1 Correlaciones estratigráficas	83
12. DISCUSION: EVOLUCION COMPARATIVA DE LA DEFORMACION EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES Y LA CORDILLERA ORIENTAL	89
13. CONCLUSIONES	94
BIBLIOGRAFIA	96
ANEXOS	103

LISTA DE FIGURAS

	PÁG.
Figura 1. Localización de la zona de investigación.	26
Figura 2. Sistema de cuenca de antepaís	27
Figura 3. Campos Petroleros en el sur de la Cuenca de los Llanos Orientales.	28
Figura 4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de los Llanos Orientales.	32
Figura 5. Esquema generalizado de la geología estructural del sur de la cuenca de los Llanos Orientales.	54
Figura 6a. Información de pozos existentes en el área.	57
Figura 6b. Información sísmica existente en el área	58
Figura 7. Líneas sísmicas y Pozos utilizados para el desarrollo del proyecto. Main Map View, Seis Vision 2007.1	59
Figura 8. Línea Z9. Evidencia de deformación en rocas del Paleozoico. La información sísmica no es concluyente respecto a la edad de la deformación, pero se plantean dos posibilidades: A) Deformación sinsedimentaria en el Paleozoico, o B) Deformación previa a la depositación de la Formación Mirador, post-Paleozoica.	67
Figura 9. Detalle de la línea Z9. Nótese el buzamiento constante de los estratos de crecimiento. Aunque la resolución de la sísmica no permite distinguir el triangulo de crecimiento, el mecanismo de formación más posible es la migración de la banda kink.	68
Figura 10. Línea Z11. Plegamiento en rocas Paleozoicas.	69
Figura 11. Línea Z20. Superficie discordante al tope las rocas Paleozoicas.	70
Figura 12. Línea Z22. Se distinguen los Horizontes arenosos C1, C3, C5 y C7 de la Formación Carbonera.	74
Figura 13. Detalle de la línea Z22. Adelgazamiento continuo de los niveles C8 y C7 hacia el oriente del área de estudio.	75
Figura 14. Línea Z23.	76

Figura 15. Detalle de la línea Z23. Variación de espesor en el C8, que indica deformación simultánea a su depositación.	77
Figura 16. Línea Z35. Adelgazamiento continuo de los niveles inferiores de la Formación carbonera al Oriente.	79
Figura 17. Línea sísmica Z45. Se observa la continuidad y mayor espesor de la Formación León al Occidente del área de estudio.	82
Figura 18. Nótese la desaparición del Mirador Inferior (Blanco), el adelgazamiento del Mirador Medio (Amarillo) y la continuidad en el espesor del Mirador Superior, lo que evidencia depositación sintectónica en los 2 primeros segmentos de esta Formación.	84
Figura 19. Distribución de las unidades estratigráficas en el sur de los Llanos.	85
Figura 20. La variación de espesor hacia el pozo SA-14 de la Formación Mirador, se asocia a las variaciones en el buzamiento de los estratos, para proponer parte del Eoceno Tardío como sintectónico.	86
Figura 21. Disminución progresiva de espesor en intervalos oligocenos de la Formación Mirador, asociados a variaciones en el buzamiento de sus capas sugieren depositación sintectónica en el sur de los Llanos orientales	87

LISTA DE ANEXOS

	PÁG.
Anexo A. Mapa de fallas activas.	104
Anexo B. Mapa de ubicación espacio – temporal de estratos de crecimiento.	105

RESUMEN

TITULO: TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACION EN LA ZONA SUR DE LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES, COLOMBIA*

AUTOR: MIGUEL FERNANDO JIMENEZ JACOME**

PALABRAS CLAVES: Estratos de Crecimiento, Cronología de la Deformación, Cuenca Foreland de los Llanos Orientales.

Esta investigación, que se enmarca dentro del proyecto “Cronología de la Deformación en las Cuencas Subandinas” de Ecopetrol – ICP, tiene como finalidad contribuir al mejoramiento de la exploración en cuencas de alto potencial petrolífero. Ya que en Colombia son pocos los trabajos que tienen como objetivo principal documentar y realizar interpretaciones temporales de deformación usando estratos de crecimiento, este trabajo, realizado al sur de la Cuenca de los Llanos Orientales, utiliza esta técnica de evaluación cronológica de estructuras, puesto que con ella es posible definir si son requeridos estudios complementarios.

Para este fin fueron utilizados registros de pozos y líneas sísmicas 2D, que permitieron identificar al Oriente del Río Metica deformación sin-sedimentaria en los niveles inferiores de la Formación Carbonera (C8, C7 y C6), originados a partir de migración de banda kink; Igualmente se reconocieron estratos de crecimiento en la unidad C2, al Occidente del Río Manacacías. Adicionalmente se evidenciaron pliegues y fallas en rocas Paleozoicas que parecen haber sido generadas en un pulso de deformación previo al Cretácico.

Las correlaciones estratigráficas a partir de información de pozo, permiten sugerir un periodo de deformación tenue en el Eoceno tardío, reflejado en variaciones en el espesor de la Formación Mirador. Se hace necesario utilizar herramientas adicionales como la termocronología y la retrodeformación de secciones estructurales para verificar la depositación sin-tectónica pues los estratos de crecimiento tienen restricciones en su confiabilidad dada su pequeña magnitud en esta zona de la cuenca.

* Tesis de Maestría

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama (UIS). Codirector: Andrés Roberto Mora Bohórquez (ICP)

ABSTRACT

TITLE: TEMPORALITY OF THE DEFORMATION IN THE SOUTH AREA OF THE EASTERN LLANOS FORELAND BASIN, COLOMBIA

AUTHOR: MIGUEL FERNANDO JIMENEZ JACOME**

KEYWORDS: Growth Strata, Chronology of the Deformation, Eastern Llanos Foreland Basin.

CONTENTS:

This research, which is part of the "Chronology of the Sub-Andean Basin deformation" of Ecopetrol - ICP, aims to contribute to the improvement of exploration in high potential basins of oil. Since in Colombia there are few studies aimed at documenting and interpreting principal temporary deformation by growth strata, this work carried out south of the Eastern Llanos Basin, use this technique chronological assessment of structures, since it is possible to determine whether additional studies are required.

For this purpose were used well logs and 2D seismic lines, which identified the East Metica River sin-sedimentary deformation in the lower Carbonera Formation (C8, C7 and C6), originated from kink-band migration; Likewise, growth strata were recognized in the unit C2, the West River Manacacías. Additionally showed folds and faults in Paleozoic rocks that appear to have been generated in a pulse of pre-Cretaceous deformation.

Stratigraphic correlations based on information from a well, to suggest a period of slight deformation in the late Eocene, reflected in variations in the thickness of the Mirador Formation. It is necessary to use additional tools such as structural section retrodeformations and thermochronology to verify the syn-tectonic deposition as the growth strata are restricted in their reliability due to its small magnitude in this area of the basin.

** Faculty of Physical-Chemical Engineering. Geology Department. Director: Jorge Eduardo Pinto (UIS). Valderrama. Co-director: Andrés Roberto Mora Bohórquez (ICP)

INTRODUCCIÓN

La cuenca de los Llanos Orientales ha sido una de las áreas estudiadas por la industria de los hidrocarburos en Colombia. Esto ha facilitado el desarrollo de proyectos de investigación que proveen gran cantidad de información geográfica, geológica, geofísica y geoquímica. Debido a que la deformación de las rocas en la cuenca de Llanos está estrechamente ligada a la evolución de la deformación en el norte de Sudamérica, este tema también ha sido estudiado en detalle por diferentes autores.

Un estudio a detalle de la cronología de la deformación, es necesario para mejorar la resolución de la información que es considerada en el análisis de riesgo geológico en el proceso de exploración de hidrocarburos.

Este trabajo mejora en parte el conocimiento del timing de las estructuras en el sur de los llanos y sirve de guía para nuevos y mejores estudios a detalle de la evolución de las estructuras geológicas en la cuenca de los Llanos Orientales.

1. TEMA DE INVESTIGACION

Pregunta de investigación

¿Cuál es la edad de la deformación en el intervalo Paleógeno - Neógeno en la zona sur de los llanos orientales?

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La exploración de hidrocarburos en el Piedemonte de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos ha sido y continúa siendo una tarea primordial para Ecopetrol. Esta investigación, que se enmarca dentro del proyecto de “Cronología de la Deformación en las Cuencas Subandinas” de Ecopetrol – ICP, tiene como finalidad contribuir en el mejoramiento de la fase exploratoria en cuencas de alto potencial petrolífero.

Una de las metas de la geología del petróleo desde el punto de vista exploratorio debiera ser sin duda la de realizar una interpretación cronológica pormenorizada de la estructuras, mediante el uso de la mayor cantidad de herramientas disponibles para tal fin. Varios autores sugieren iniciar este proceso aplicando métodos de evaluación sísmica enfocados en la determinación de la temporalidad de la deformación y la generación de modelos de evolución estructural en áreas pequeñas, basados en el uso de instrumentos como los estratos de crecimiento, los cuales, dependiendo de su magnitud, muestran validez para estipular temporalidad, tasas de crecimiento y cinemática de las estructuras.

En Colombia son pocos los trabajos que tienen como objetivo principal documentar y realizar interpretaciones temporales de deformación usando estratos de crecimiento. Este trabajo pretende usar la primera y más económica técnica de evaluación cronológica de estructuras, puesto que la información sísmica 2D, que constituye la materia prima, se encuentra disponible y no demanda grandes inversiones. Con esta información es posible definir si se requieren o no estudios complementarios.

Un adecuado entendimiento de los estratos de crecimiento, tiene un excelente valor en el conocimiento de las características temporales de los sistemas

petrolíferos de numerosas cuencas colombianas, disminuyendo la incertidumbre en el sincronismo de los eventos y los procesos ligados a la generación, migración y entrapamiento de hidrocarburos.

El desarrollo de esta investigación permitirá en parte mejorar el conocimiento de los procesos deformativos en el sur de la cuenca de los Llanos Orientales, que posteriormente, y analizados en un contexto general, contribuirá a la disminución del riesgo exploratorio.

3. OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar la cronología de la deformación en las estructuras geológicas del intervalo Paleógeno – Neógeno presentes en el sur de la Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Establecer la cinemática que domina la generación de estructuras geológicas en el área de estudio.
- Interpretar las principales características de la secuencia sedimentaria presente en el intervalo Paleógeno – Neógeno en líneas sísmicas 2D.
- Identificar las etapas de actividad tectónica en el área de estudio.
- Determinar las implicaciones que tiene la temporalidad de la deformación en la exploración de hidrocarburos en la zona.
- Inventariar los estratos de crecimiento visibles en las imágenes sísmicas disponibles.

4. JUSTIFICACION

Estudios recientes de prospección y exploración de hidrocarburos en el Piedemonte de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales publicados por ECOPETROL – ICP, como por ejemplo el de “ MODELAMIENTO DE AREAS COMPLEJAS PARA LA REDUCCION DE RIESGO EXPLORATORIO CUENCA LLANOS – PIEDEMONTE “ y el de “ ENTERRAMIENTO – EROSION – LEVANTAMIENTO DE DOMINIOS ESTRUCTURALES DEL PIEDEMONTE NORTE, CENTRAL Y LLANOS SUR INTEGRANDO MODELAMIENTO FLEXURAL CON DATOS DE GEOQUIMICA Y TERMOCRONOLOGIA “ han coincidido en recomendar estudios detallados de la cronología de la deformación como factor esencial para disminuir el riesgo exploratorio, lo cual puede realizarse mediante la aplicación de modelamiento geométrico y cinemático basado en herramientas como los estratos de crecimiento. Apoyado en estas consideraciones, la ejecución de este proyecto está plenamente justificada y constituye un aporte relevante para la evaluación de áreas con interés exploratorio.

5. ANTECEDENTES

La cuenca de los Llanos Orientales ha sido una de las aéreas más prolíficas para la industria de los hidrocarburos en Colombia. Esto ha facilitado el desarrollo de proyectos de investigación que proveen gran cantidad de información geográfica, geológica, geofísica y geoquímica. Debido a que la deformación de las rocas en la cuenca de Llanos está estrechamente ligada al levantamiento de la Cordillera Oriental, este tema también ha sido estudiado en detalle por diferentes autores. Siendo la geología estructural y la estratigrafía de la zona sur de la cuenca de los Llanos Orientales parte esencial de este trabajo, se resumen a continuación los principales antecedentes que incluyen estos aspectos.

Dentro de los autores que estudian la deformación de las rocas en el oriente de Colombia, se encuentran:

Hubach (1957 en Cooper et al., 1995) reportó la edad de la deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero aproximadamente de 10 a 2 Ma.

Cooper et al., (1995), ubica la deformación de la Cordillera Oriental hace 10.5 M.a, como consecuencia directa de la colisión de Suramérica y Panamá. Esto generó la reactivación de fallas extensionales antiguas, dando lugar a nuevas estructuras compresionales contemporáneas con los procesos de levantamiento y erosión de la Cordillera Oriental.

Cazier et al, (1995) propone una edad Mioceno Tardío – Plioceno (10 – 2 Ma) para el levantamiento de la Cordillera Oriental y la deformación en el Piedemonte Llanero. A esta misma edad de deformación apuntan los estudios de Sarmiento (2001) y Rochat et al., (2003).

Van der Hammen et al., (1973; Van der Hammen y Hooghiemstra, 1997; Hooghiemstra, 1998, Andriesen et al., 1993 en Sarmiento 2001), proponen la fase más intensa de deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental (5-3 Ma), basado en el registro del Neógeno en la Sabana de Bogotá.

Cortes et al., propone que durante el Mioceno Medio – Plioceno (14-2 M.a.) se dio lugar a la inversión tectónica en la Cordillera Oriental.

Ecopetrol – ICP (2008) realizó el estudio “ENTERRAMIENTO-EROSIÓN LEVANTAMIENTO DE DOMINIOS ESTRUCTURALES DEL PIEDEMONTE NORTE, CENTRAL Y LLANOS SUR INTEGRANDO MODELAMIENTO FLEXURAL CON DATOS DE GEOQUIMICA Y TERMOCRONOLOGIA” en el que ubico 2 dominios estructurales en la zona del presente estudio. El primero de ellos está ubicado en el bloque colgante de la falla de Villavicencio con vergencia Este. La geometría en el subsuelo de esta estructura, la cual es una ramificación frontal de la Falla de Santa María, difiere entre las interpretaciones estructurales de Mora (2007) y Toro et al. (2004). En superficie afloran rocas del Cretácico y del Paleógeno, que forman pliegues asociados a este sistema de fallas de Villavicencio. Localmente afloran rocas del Grupo Quetame en forma de escamas alargadas con dirección NE-SW.

En el dominio más oriental, ubicado en el bloque yacente de las fallas de Villavicencio y Medina-Guavio, afloran rocas Neógenas dispuestas en un monoclinas que buza suavemente hacia el Oeste. Esta estructura monoclinas está cortada por fallas inversas de alto ángulo.

Hacia el sur, la geometría al tope del Paleozoico indica la presencia de dos altos (Cerón, 2004), los cuales tiene un control en la arquitectura estratigráfica de la sucesión Eoceno-Mioceno debido a posibles reactivaciones de estructuras asociadas a esos altos (Bayona et al., 2005b). Esos altos son denominados Las Brujas y El Melón en Bayona et al. (2005b).

Este trabajo muestra que en el área de estudio el Eoceno Superior y Oligoceno tienen una geometría de cuña adelgazando hacia el Este. Los depósitos del Eoceno terminan en una relación de "onlap" sobre la discordancia hacia el Este, mientras los estratos del Oligoceno cubren la mayor parte del área de estudio (el onlap ocurre al Este de Rubiales). Esta geometría de cuña tiende a cambiar por una geometría más sub-tabular en los estratos del Mioceno Inferior y Medio, debido a la disminución del espesor hacia el Este de los estratos. A partir del Mioceno Medio (superficie al tope de la Fm. Carbonera en la parte Este de los Llanos), vuelve la geometría de cuña (superficies de 9-14 Ma.), pasando a una geometría subtabular entre las superficies de 5-9 Ma. En los últimos dos intervalos (3-5 Ma. y 0-3 Ma.), la geometría cambia a un lente asimétrico, con la parte más gruesa en la parte Centro-Oeste con un abrupto adelgazamiento hacia el Oeste, y más leve hacia el Este.

El conocimiento de la geología del Sector Sur de la Cuenca de los Llanos Orientales ha aumentado considerablemente debido a los diferentes estudios realizados por las compañías operadoras que han trabajado dicho sector.

Kendall et al. (1982) realizan un reporte geológico realizado para INTERCOL, en donde se describe la estratigrafía y la geología estructural a partir del análisis de 64 pozos perforados.

También se han realizado otros estudios como el de Grant G. G. (1990), proporcionando datos para el conocimiento de la distribución de las arenas reservorio y de las intercalaciones de arcillas, a partir de registros de pozo, muestras de pared, ripios, corazones y también de análisis geoquímicos de muestras de arcillas.

Blanco et al (1991), a partir de información sísmica, registros de pozos, sensores remotos y gravimetría identificaron varias provincias estructurales.

Posteriormente el ICP (1998) desarrolla un estudio llevado a cabo por la División de Exploración y Producción, este estudio comprende la evaluación integral del análisis ambiental y estratigráfico de registros de pozos, interpretación sísmica, análisis bioestratigráficos y análisis petrofísico realizado para el intervalo Cretáceo Tardío a Mioceno Medio, y la parte más superior del Paleozoico en el área del Meta.

Además, Fajardo et al. (2000) hacen un informe técnico donde se realiza la evaluación integral del análisis ambiental y estratigráfico a partir de información de registros de pozo, corazones, análisis bioestratigráficos y geología de superficie realizada para el intervalo Cretáceo Tardío a Mioceno Medio en la Cuenca de los Llanos Orientales y la Región del Piedemonte Llanero.

6. MARCO TEORICO

El término cuña de acumulación o discordancia progresiva fue introducido por Riba (1976) para describir un arreglo espacial de capas en abanico, en el que se observa una gradual divergencia en la inclinación de estratos con una marcada continuidad estratigráfica. Una discordancia progresiva puede desarrollarse sobre una superficie de depósito que varía su inclinación, por ejemplo sobre el flanco de un anticlinal, junto con una sedimentación continua. Bajo una tasa de sedimentación constante, un 'offlap' se desarrollará durante un período de levantamiento acelerado; y un 'onlap' cuando el levantamiento sea desacelerado (Riba, 1976). De este modo, cambios en la inclinación dentro de estratos con edad conocida proveen información sobre la edad de deformación (Espina et al., 1996).

Los estratos de crecimiento o sintectónicos son entonces 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, y como se dijo, 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 flanco, estos mecanismos de plegamiento producen importantes patrones de estratos de crecimientos deformados sobre los flancos de los pliegues (Corredor, 2004).

La información cinemática registrada en la distribución espacial de espesores e inclinaciones ofrece una eficaz herramienta usada para diferenciar entre varios tipos de pliegues (Suppe et al., 1992, 1997). Existen varios modelos geométrico-cinemáticos que pronostican la configuración espacial de los estratos de

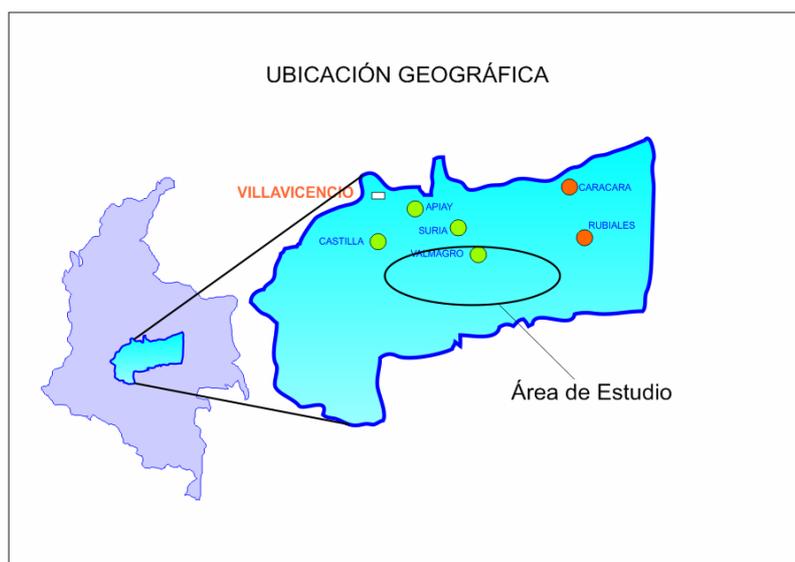
crecimiento según cuál es la cinemática de formación del pliegue y la relación tasa de levantamiento (T) versus y tasa de sedimentación (S) (Suppe et al., 1992; 1997). En los modelos de migración de bandas 'kink' en pliegues, los estratos no muestran variaciones de inclinación o espesor sección arriba. Por el contrario, un modelo de pliegues rotación de flancos (Poblet et al., 1997) para tasas de sedimentación y deformación similares, se observan fuertes cambios en la inclinación y espesor sección arriba y en sentido horizontal a través del flanco.

7. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

7.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio se localiza en el sector Sur de la cuenca de los Llanos Orientales, en el Departamento de Meta (Figura 1). El límite Este del área, se ubica a más de 40 km del sistema de fallas con vergencia Este del piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Este sistema de fallas expone en superficie el Macizo de Quetame. Las estribaciones de la Serranía de la Macarena se ubican a más de 60 km del límite Sureste del área propuesta. El trazo de los límites la zona es muy irregular, pues está delimitado por la disponibilidad de programas sísmicos, y los límites extremos del área alcanzan en dirección Oeste – Este una longitud de más de 270 km, y en dirección Norte-Sur más de 130 km. En superficie afloran unidades del Plioceno y Cuaternario acumuladas en ambientes fluvial y lacustre (Cediell y Cáceres, 1988).

Figura 1. Localización de la zona de investigación.



Fuente Autor del proyecto

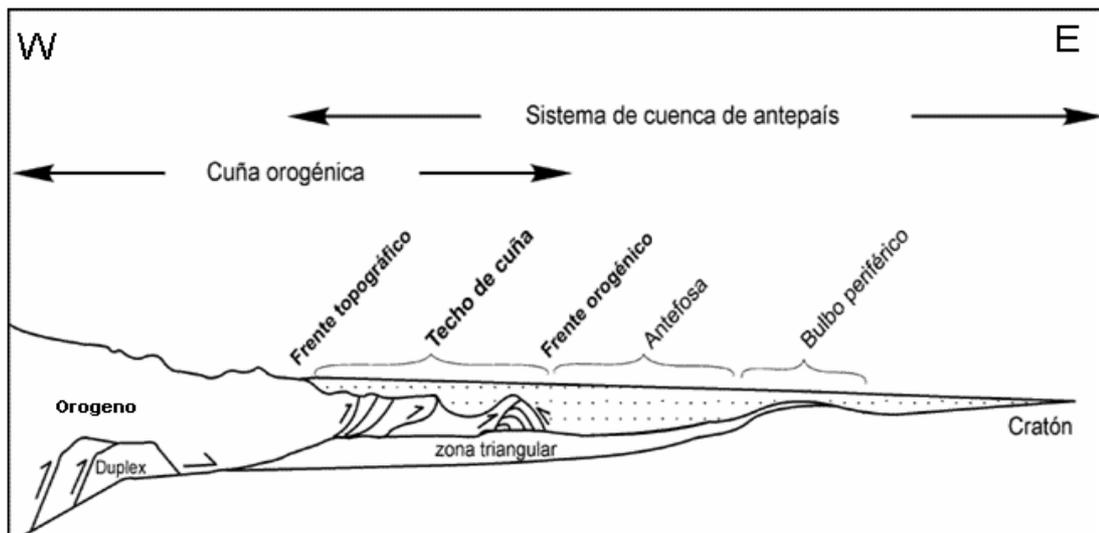
7.2 VÍAS DE ACCESO

La accesibilidad a la zona de estudio se puede realizar desde Bogotá por carretera pavimentada a la ciudad de Villavicencio la cual se localiza a 122 Km. y a las otras poblaciones por carreteables que conducen a las diferentes poblaciones.

La zona de estudio es generalmente plana con alturas que oscilan entre 150 y 400 metros sobre el nivel del mar, quedando entre el borde oriental de la Cordillera Oriental o Piedemonte Lanero al noroeste y la Sierra de la Macarena al sureste y la zona de los Llanos orientales típicamente plana al noreste y al sureste.

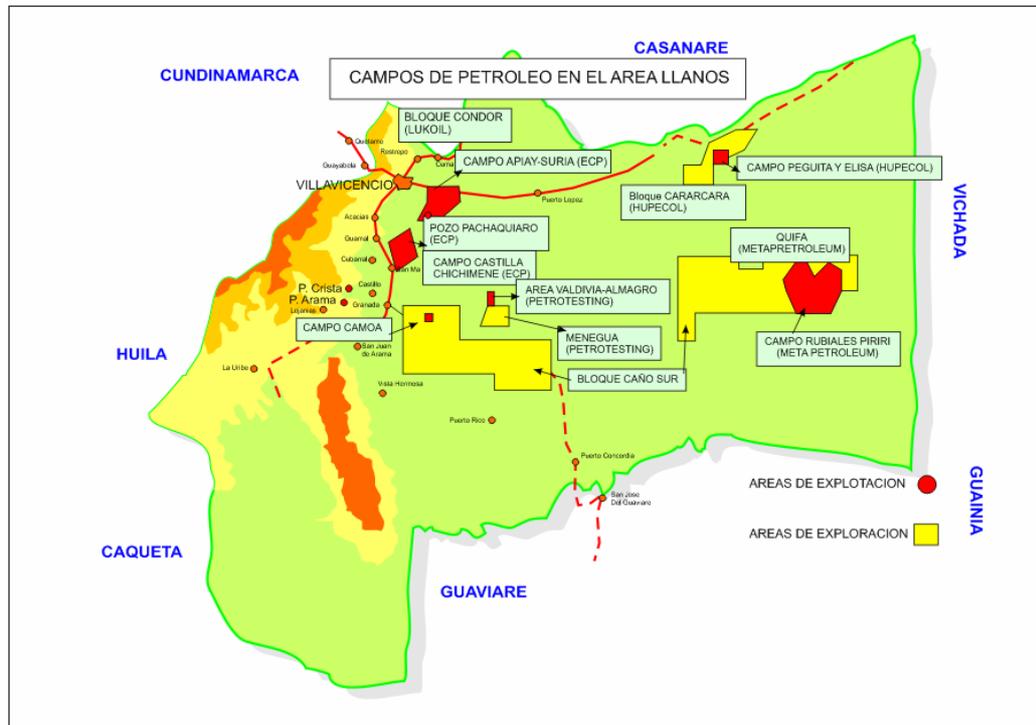
La cuenca de los Llanos Orientales, está definida como una cuenca de antepaís, ubicada al oriente de la cordillera oriental, y que constituye uno de los principales objetivos exploratorios para la industria de los hidrocarburos, puesto que casi 70 campos han sido descubiertos en ella. (Figuras 2 y 3)

Figura 2. Sistema de cuenca de antepaís El esquema se oriento conforme con la ubicación oeste-este de la cuenca de los Llanos Orientales. Los sedimentos terciarios estudiados se encuentran en la antefosa.



Fuente: De Celles y Gilles, 1996

Figura 3. Campos Petroleros en el sur de la Cuenca de los Llanos Orientales.



Fuente: Osorio, G. 2007.

La Cuenca de los Llanos es una depresión estructural asimétrica con tendencia Suroeste-Noroeste. Esta limitada al Norte por el Arco de Arauca, que la separa de las cuencas Venezolanas de Apure y Barinas; al Oeste y hacia el Borde este de la Cordillera Oriental por el Sistema de Fallas de Guaicaramo-Yopal-Santamaría; al Sur por la Serranía de la Macarena y el Arco del Vaupés (Meza y Parra, 1993).

La columna sedimentaria en la cuenca puede ser dividida en tres grandes ciclos depositacionales que a su vez pueden ser divididos en mayor detalle.

El primer ciclo cubre la secuencia paleozoica. La segunda se inicia en el Albiano – Cenomaniano y continúa hasta el Paleoceno. La tercera secuencia se extiende desde el eoceno tardío hasta el presente. Estos ciclos están separados entre sí por discordancia regionales (Pre – Cretáceo y Pre – Eoceno).

Ecopetrol (1995) con base a la información de pozos, sísmica y afloramientos plantea siete ciclos depositacionales mayores o megasecuencias (tectonosecuencias) limitados por inconformidades regionales.

En el Paleozoico reconocen una megasecuencia del Cambro – Ordovícico (Grupo Quetame – Guejar), y una segunda megasecuencia del Devónico – Carbonífero (Grupo Farallones).

El Mesozóico – Cenozóico inicia con una megasecuencia “synrift” de edad Triásico – Jurásico, relacionada con el régimen extensivo de una cuenca de detrás de arco y también probablemente con la separación de Norteamérica y Suramérica en el área del Caribe.

El desarrollo de la cuenca continuó durante el Cretáceo temprano con sedimentos marinos en una cuenca de detrás de arco; estos depósitos corresponden al relleno por subsidencia tectónica “synrift I” y constituyen el cuarto ciclo sedimentario. En el Cretáceo tardío se depositan sedimentos en una cuenca de detrás de arco durante el periodo de subsidencia térmica “synrift II”.

En el Maestrichtiano temprano–Paleoceno la acreción final de la Cordillera Occidental creó el levantamiento de la Cordillera Central (Orogenia pre – Andina) y una subsidencia de la litosfera, generando una cuenca de antepaís pre – Andina (pre – andean foreland) y la depositación de una megasecuencia conformada por las Formaciones Barco y Los Cuervos que conforman el sexto ciclo depositacional.

Durante el Eoceno temprano a medio ocurre un evento tectónico como consecuencia de un rebote de cuenca o retrogradación del forebulge debido a la cesación de la Orogenia pre– Andina, ocurre erosión e incisión de valles en el área de la Cuenca de los Llanos.

Mora et al (2008) mediante el análisis de trazas de fisión en apatitos, documenta el inicio de la orogenia andina en el Oligoceno Temprano, lo que consecuentemente está ligado a la formación de la cuenca de antepaís asociada resultando en la depositación de la megasecuencia andina.

Esta megasecuencia pre-Andina terminal y Andina consta de las Formaciones Mirador, Carbonera, León y Guayabo. Estrada (1.982) y Vásquez (1.988) (en Meza y Parra, 1993) dividen la cuenca de Llanos Orientales en tres zonas con estilos estructurales propios, paralelos a la cordillera. El Piedemonte Llanero, caracterizado por amplios anticlinales y Sinclinales, limitados por fallas inversas con tendencia Noreste y buzando al oeste; la Depresión Subandina, al oeste de la anterior, con fallamiento normal escalonado (o en échelon) y la Plataforma, en el extremo este, zona poco deformada.

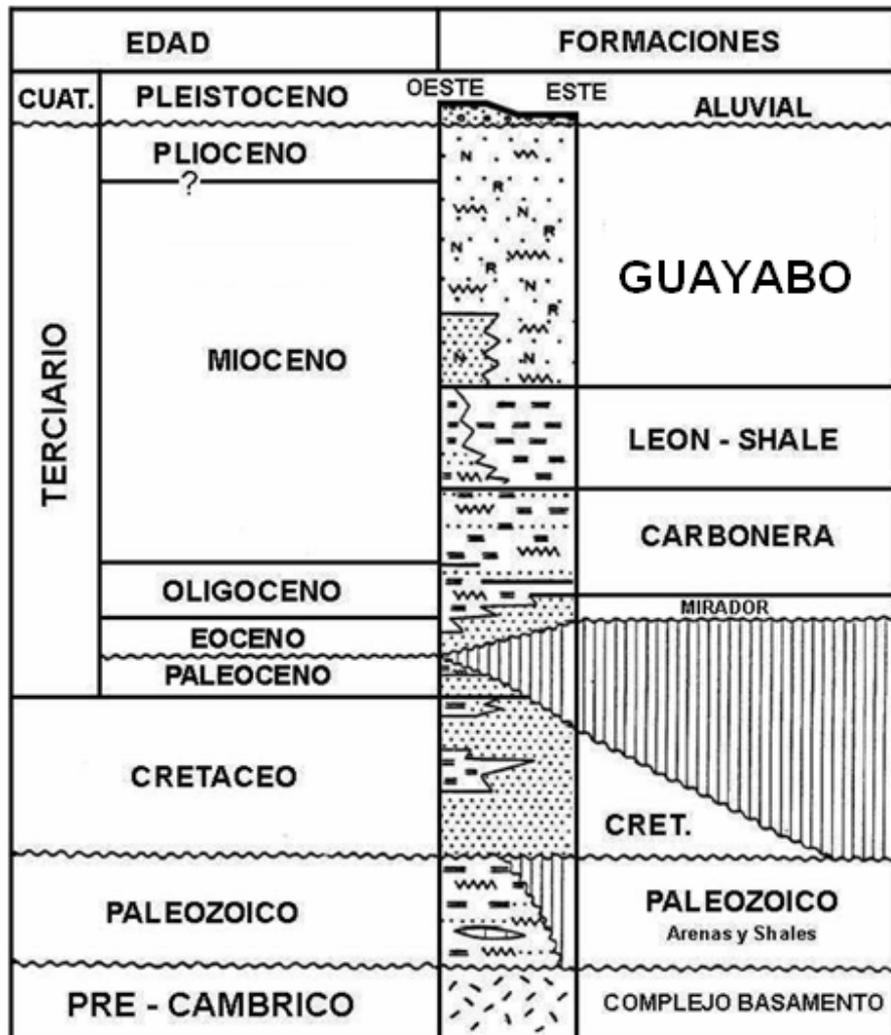
La Depresión Subandina está formada por el área de máximo espesor sedimentario y está localizada entre el cinturón plegado y la zona de plataforma. Como rasgo estructural se destacan las fallas antitéticas a las cuales se encuentran asociadas las acumulaciones de petróleo.

Por otro lado la zona oriental o zona de plataforma en la cuenca de los Llanos cubre un área plana de 100 a 200 Km. de ancho y en la cual los estratos han sido afectados muy levemente por fallas y pliegues. Las facies arenosas se incrementan hacia el este.

8. ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES

El registro litológico en esta zona de la cuenca abarca rocas con edades que van desde el Precámbrico hasta el Cuaternario; con cinco discordancias regionales: Precámbrica, Pre-Ordovícica, Pre-Cretácea, Pre- Eoceno tardío, Pre-Mioceno medio, las cuales son responsables de la ausencia de parte de las unidades. Blanco y Rendón (1991) representan esta ausencia de unidades sedimentarias, representando los límites de las secuencias sedimentarias presentes en la zona de estudio. Figura 4

Figura 4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de los Llanos Orientales.



Fuente: Modificado de Kendall et al, 1982.

A continuación se hace un breve resumen de las características más importantes de las unidades presentes en el registro sedimentario de la Subcuenca, por edades; información extraída de la literatura disponible y de aportes de los diferentes proyectos realizados por varias compañías en donde se encuentra enmarcado este trabajo.

8.1 PRECÁMBRICO

Las rocas del Precámbrico, conformadas por el escudo Guayanés, constituyen el basamento de toda la columna sedimentaria, son rocas ígneas y metamórficas de alto grado como neises, migmatitas, granitos, metasedimentos conglomeráticos y arenáceos y volcánicos (Research, 1985), las cuales afloran al occidente de la cuenca en el río Orinoco y en la Serranía de la Macarena (Blanco y Rendón, 1991), y están representadas por el Complejo Migmatítico de Mitú y el Granito de Parguaza, datadas entre 1025 y 1600 M.a.

Las muestras tomadas para dataciones radiométricas en el proyecto de enterramiento-erosión-levantamiento de dominios estructurales del Piedemonte N, central y llanos Sur integrando modelamiento flexural con datos de termocronología, (Bayona et al, 2008) indicaron una edad Ordoviciano entre 445 – 485 M.a., para rocas sieníticas en el área de San José de Guaviare. Para todas las demás muestran edades del Precámbrico superior (Proterozoico)

Varios pozos han perforado el Precámbrico el cual corresponde al basamento cristalino. En el pozo Negritos – 1 se reportaron dioritas; en el pozo Vorágine – 1, sienitas; en el pozo SA – 15, neises hacia el alto de la Macarena; en los pozos Chafurray – 2, 3, 4 en el alto de Chafurray, SM – 7 del alto de San José de Guaviare y El Melón – 1 en el alto de El Melón se han perforado rocas ígneas (Kendall et al., 1982).

Estas rocas son correlacionadas con las diferentes Unidades Precámbricas que afloran ó han sido perforadas a nivel regional.

La secuencia del Paleozoico reposa discordantemente sobre el basamento cristalino y en ella se reconocen tres secuencias, dos pertenecientes al Paleozoico Inferior y una al Paleozoico Superior, que varían de unidades metamórficas de

bajo grado en la parte basal, a lutitas grises oscuros en la parte superior (Pérez y Bolívar, 1.985; en Meza y Parra,1993).

Sus espesores y distribuciones no son bien conocidos a causa de que son considerados basamento económico y muchos pozos penetran solo unos pocos metros del Paleozoico. Sin embargo, en SM – 4 fueron penetrados 1073 pies y en el pozo El Melón– 1 fueron perforados 1003 pies del Paleozoico. El Paleozoico está ausente en los pozos SA – 15, Chichimene – 3 y Chichimene – 4 (Kendall et al., 1982).

El Paleozoico se encontró a -290 pies snm en el pozo SM – 7, siendo esta la profundidad más somera a la cual se perforó. Al sudeste del área de estudio, el Paleozoico se encontró a -10.424 pies snm en el pozo Apiay – 4P. Las unidades paleozoicas se acuñan hacia el sudeste. En general el techo de las formaciones del Paleozoico presenta una forma monoclinal con algunos repliegues al oeste del área de estudio. Estos pliegues están constituidos por una estructura sinclinal la cual tiene una dirección de N - NE (pozos SA – 13, SA – 15, Canaguaro – 1 y Ariari – 1) (ICP, 1998). Al noroeste del sinclinal existe una estructura anticlinal con dirección NE (pozos Castilla – 1 y Chichimene – 5). En la parte este del Sinclinal existe otra estructura anticlinal con dirección NW (pozos SA – 12 y SA – 7) (ICP, 1998).

8.2 PALEOZOICO METAMÓRFICO

Este tipo de rocas ha sido reportado hacia los pozos Quenane – 1, Suria – 1, Castilla– 1, 2, 12, 18, Apiay – 4P y Humadea – 1, se encontró una secuencia de filitas verdes y esquistos cuarzo micáceos (Pérez y Bolívar, 1985); en el Sur los Pozos SA – 9, 16, 17 perforaron metasedimentos. Se les asigna una edad Pre – Ordovícica por su posición estratigráfica, ya que infrayacen sedimentos

Ordovícicos (Meza y Parra, 1993). Para Meza y Parra (1993) son correlacionables con el Grupo Quetame en la Cordillera Oriental.

8.3 PALEOZOICO SEDIMENTARIO

Estás rocas reposan discordantemente sobre el Paleozoico metamórfico y el basamento cristalino. Los pozos Negritos – 1, Vorágine – 1, Camoa-1, SA –5, 6, 7, 10, 11, 13, 14, 16, Puerto Rico – 1, SM – 4, perforaron parte de la secuencia superior sedimentaria. La secuencia está constituida en la base por lutitas grises a negras; hacia el tope, alternancia de areniscas blancas a grises, de grano fino a medio, cuarzosas, ligeramente calcáreas. Son facies típicas de una sedimentación tranquila, de un ambiente marino de plataforma somera. Datada como de edad Ordoviciano temprano, con base en palinomorfos y Braquiópodos (Meza y Parra, 1993).

Según Bogotá (1988), correlacionables con sedimentos de la misma edad en la Serranía de La Macarena. Para Pérez y Bolívar (1985), correlacionables cronoestratigráficamente con las Formaciones Araracuara (Herrera y Velásquez, 1978), Macaya (Bogotá, 1982) y Huitoto (Bogotá, 1982) descritas en las Serranías de Chiribequete y Yuruparí (Amazonía Colombiana) y con las Formaciones Guapayito (Bridger, 1982), Cananari (Bridger, 1982) y Zanza (Bridger, 1982) descritas en la Serranía de La Macarena. Para Vásquez y Bolívar (1986) correlacionables con parte del Grupo Guejar (Geólogos de la Shell, 1937) de la Serranía de La Macarena y con parte de la Formación Negritos. Al Sur de la Subcuenca, en el pozo San Juan – 1, se reportan sedimentos marinos datados como Silúricos, con base en palinomorfos (Research, 1985). Por otra parte en los pozos Balastera – 1 y SM – 4 se reportan sedimentos marinos de edad Devónico (Research, 1985).

8.4 CRETACEO TARDIO

La secuencia litológica se encuentra bastante restringida a los pisos superiores del sistema Cretáceo (Cenomaniano a Maestrichtiano).

Este sistema reposa discordantemente respecto a las rocas del Paleozoico, y se presentan en forma de cuña adelgazándose hacia el oeste y sureste contra los paleoaltos precretácicos de Vorágine –Negritos, Negritos y Candilejas.

Para la secuencia cretácica, en la subcuenca han sido definidas dos unidades operacionales denominadas de base a techo K2 y K1 (Medina y Perez, 1982; Castro, 1985; Castro et al, 1991), y también nombradas como Guadalupe por Ecopetrol (1985) y Chevron (1982), y Palmichal por Ingeominas (1979). Estas unidades operacionales son correlacionables con las formaciones Une (según Hubach, 1931) y Chipaque, y con el K1 y K2 respectivamente aflorantes en la cordillera Oriental.

8.5 FORMACIÓN UNE

La base de esta formación corresponde a una superficie de inconformidad que pone en contacto rocas del Cretáceo Tardío (Cenomaniano a Coniaciano) con rocas del Paleozoico.

La Formación Une está constituida principalmente por areniscas cuarzosas y cuarzofeldespáticas de grano fino a grueso, subredondeado con baja proporción de matriz argilácea y cemento predominantemente silíceo, con algunos niveles de conglomerados arenosos; hacia el tope reportan delgadas intercalaciones lodosas (Munar et al, 1991; Reyes et al, 1997; Bohórquez y Valderrama, 1991).

El ambiente de depositación lo interpretan como canales fluviales hacia la parte inferior y media de la formación, canales estuarinos y rellenos de estuarios (ambiente de llanura de inundación y de pantanos) hacia el tope de la misma. De base a tope hay una transición de ambiente fluvial a ambiente transicional (estuarino).

Esta transición de facies representa una continua transgresión o incremento en la relación A/S (espacio de acomodación/suministro de sedimentos), o un “transgressive system tract” en la nomenclatura de Van Wagoner y otros (1988) (Bohórquez y Valderrama, 1991; ICP, 1998). Existe una relación de “onlap” de esta formación con la superficie de inconformidad pre – Cretáceo Tardío y un pinchamiento de esta formación que en partes se interpreta como depositacional y en partes como erosivo.

La Formación Une se perforo entre la profundidad de 1725 pies (525,78 metros) snm (pozo Río Guejar – 1), en la parte sudoeste del área de estudio, y la profundidad de -13800 pies (-4.206,24 metros) snm (pozo Vanguardia – 1), en la parte noroeste del área de estudio. Al este presenta su acuñaamiento alrededor de los pozos Canaguaro – 1, Camoa – 1 y Metica – 1. El mapa estructural de esta formación presenta una forma monoclinal con algunos repliegues al oeste del área de estudio. Estos pliegues están constituidos por una estructura sinclinal con rumbo N25E (pozos Ariari – 1, Candilejas -1 y Guacavia – 1). Al este del sinclinal existe una estructura anticlinal con dirección NE (pozos Castilla – 1, Meta – 1 y Yacaré – 1).

El espesor de la Formación Une varia de cero pies cerca a los pozos Canaguaro – 1, Camoa – 1 y Metica – 1 a 1075 pies (327,66 metros) en el pozo Humadea – 1. Presenta una tendencia regional de aumento de espesor hacia el NW, dirección en la cual se interpreta el buzamiento sindepositacional. Entre los pozos Candilejas – 1 y Meta – 1 aparece una tendencia anómala de adelgazamiento con una dirección NW (ICP, 1998).

Según la bioestratigrafía la edad de la Formación Une en el área del Casanare corresponde a Coniaciano – Santoniano (Muñoz, 1993). Dataciones bioestratigráficas asignan a esta formación una edad del Cenomaniano al Santoniano en los sectores central y norte de la cuenca de los Llanos (Fajardo y otros 1997). En el pozo Uribe-1 (localizado al W de la Sierra de la Macarena) reportan una edad de Albiano en la base de la Formación a Coniaciano – Santoniano en el techo de la misma (Reyes y otros 1997). En el área del Meta se han encontrado dataciones bioestratigráficas de edad Coniaciano. La información bioestratigráfica en los pozos Ariari – 1, Negritos – 1, Meta – 1, SA – 16, y Río Quejar – 1 señala que esta Unidad se depositó durante Coniaciano a Santoniano.

Teniendo en cuenta sus características litológicas, la posición estratigráfica y las dataciones reportadas en el área se plantea que la Formación Une (Unidad operacional K2) que ha sido perforada por varios pozos en el área correlaciona con las Areniscas Basales, Formación Une o Formación Ubaque de los sectores central y norte de la Cuenca de los Llanos Orientales. La interpretación paleoambiental a partir de datos bioestratigráficos sugiere un ambiente continental y litoral o nerítico interno hacia el tope, la cual está de acuerdo con las diferentes interpretaciones ambientales de afloramientos, corazones y registros de pozo (ICP, 1998).

8.6 FORMACIÓN GACHETÁ

Esta formación está delimitada a la base por una superficie de inundación y al tope por una superficie de discordancia que representa tiempo de erosión y exposición subaérea.

Esta unidad está constituida por “shales”, arcillolitas y limolitas con delgadas intercalaciones arenosas hacia la base y tope de la unidad (Munar y otros, 1991).

En la cuenca de los Llanos ambiente de depositación es interpretado como una llanura mareal o planicie deltáica con una significativa influencia marina. Los depósitos arenosos de interés como roca reservorio corresponden a canales mareales y cuerpos progradacionales en bahías (mouth bars) o estuarios (Reyes y Silva, 1989; Munar y otros 1991).

Existen depósitos arenosos que progradan en una bahía o un estuario, interpretándose como el paso de una parte proximal a una distal de un cuerpo progradante o una profundización de la bahía o estuario. El ambiente de depositación se interpreta en general como transicional (bahías o estuarios) a marino restringido. En términos estratigráficos esta formación se interpreta como un evento de disminución en la relación A/S de baja frecuencia, en el cual se pueden identificar varios eventos progradacionales.

Se correlacionan tres ciclos estratigráficos de mediana frecuencia. Estos ciclos están constituidos esencialmente por la componente progradacional del ciclo. Los intervalos arenosos al tope de cada uno de estos tienen potencial para conformar trampas estratigráficas. Existe truncación de la Formación Gachetá por procesos erosivos.

La Formación Gacheta se perforó entre las profundidades de -495 pies (- 150,88 metros) snm (pozo SA – 16, en la parte sudoeste del área estudiada) a -13122 pies (-3.999,59 metros) snm (pozo Vanguardia – 1). Al este presenta acuñaamiento alrededor de los pozos San Juan – 1, Camoa – 1, Cumarito – 1 y Valdivia – 1.

Estos pliegues están constituidos por una estructura sinclinal la cual tiene una dirección de NW (pozos Yali – 1, Galerón – 1, y Luna Roja – 1). Al este del sinclinal existe una estructura anticlinal con dirección N30E (pozos Castilla – 1 a Pompeya – 1). Alrededor del pozo Candilejas – 1 esta Formación fue erodada (espesor de la Formación Gacheta varía de cero pies al este del área de estudio cerca de los pozos San Juan – 1, Camoa – 1, Cumarito – 1 y Valdivia – 1, a 750

pies (228,60 metros) en el pozo Anaconda – 1. En general presenta un engrosamiento hacia el NW, dirección en la cual se interpreta el buzamiento sindeposicional.

Según datos bioestratigráficos de varios pozos de la cuenca de los Llanos realizada sugieren un rango de edades para la Formación Gachetá del Santoniano al Campaniano (Muñoz, 1993). Otras dataciones proponen una edad Coniaciano a Santoniano en los sectores central y norte de la Cuenca de los Llanos Orientales (Fajardo y otros, 1997). Diferentes dataciones reportadas para el área del Meta asignan a esta formación un rango de edad del Coniaciano al Santoniano o del Santoniano al Campaniano Temprano (Munar y otros, 1991). Los pozos Meta – 1, Metica – 1 y SA – 16 reportando una edad de Coniaciano a Santoniano y Cretáceo Superior. Dataciones bioestratigráficas del pozo Guacavia – 1 la proponen como depositada durante el Santoniano – Campaniano (Rueda y Garzón, 1995).

Sin duda alguna la sección inferior de este intervalo corresponde a la Formación Gacheta o Formación Chipaque que ha sido reconocida en los sectores central y norte de la cuenca de los Llanos Orientales. Sin embargo, la presencia de edad Campaniano en la parte superior de este intervalo, plantea la posibilidad que este sea correlacionable con estratos correspondientes a la Formación Guadalupe que han sido perforados en un gran número de pozos de los sectores central y norte de la Cuenca de los Llanos Orientales.

8.7 FORMACIÓN BARCO – LOS CUERVOS

Luna y Rangel, (1998), en su proyecto de “Evaluación Geoquímica, Crudos del Meta y Este del Casanare” para Ecopetrol – ICP, caracterizan a detalle la Formación Barco – Los Cuervos. Esta se encuentra limitada a la base y tope por superficies de inconformidad, las cuales están asociadas a eventos tectónicos regionales. Esta Formación ha sido identificada con total confiabilidad en el pozo

Murujuy – 1 donde se corazonó casi completamente. En los pozos Vanguardia – 1 y Guacavia – 1 se definió la presencia de estratos del Paleoceno basados en algunas dataciones bioestratigráficas del pozo Vanguardia – 1.

Esta formación comprende areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones lodosas en la mayor parte de la formación y en el tope un intervalo de lodolitas. Estas rocas se interpretaron como depositadas en un ambiente fluvial de corrientes meandriformes en el cual se diferencian depósitos de canales, rellenos de canal abandonado, lodolitas de pantanos y algunos paleosuelos.

Hacia el tope se encuentran lodolitas que se interpretan como depósitos de llanura de inundación o planicie costera.

En los pozos Vanguardia – 1 y Guacavia – 1 se interpretaron complejos de "crevasse splay" o relleno de lagos. En el pozo Murujuy – 1 la Formación Barco – Los Cuervos está constituida por areniscas con delgadas intercalaciones lodosas interpretadas como canales fluviales y depósitos de llanura de inundación. En los pozos Vanguardia – 1 y Guacavia – 1 se puede hacer una diferenciación entre las Formaciones Barco y Los Cuervos, la primera constituida por areniscas con delgadas intercalaciones lodosas, interpretadas como depositadas en canales y complejos de "crevasse splay", y la segunda constituida por lodolitas e interpretada como depositada en una llanura aluvial.

En términos estratigráficos, el intervalo basal predominantemente arenoso presente en los tres pozos se interpreta como un relleno de valles de incisión depositado durante un incremento en la relación A/S de baja frecuencia o un evento transgresivo. El intervalo lodoso (Formación Los Cuervos) que aparece hacia el tope en los pozos Vanguardia – 1 y Guacavia – 1 se interpreta como un evento de disminución en A/S de baja frecuencia.

La Formación Barco – Los Cuervos se perforó entre las profundidades de - 4.875 pies (-1.485,90 metros) snm (pozo Murujuy – 1) a -12.748 pies (- 3.885,59 metros) snm (pozo Vanguardia – 1). Se acuña hacia el sur cerca de los pozos Guatiquia – 1, Metica – 1 y Valdivia – 1. El mapa estructural presenta una forma monoclinal, profundizándose al noroeste en el área de estudio.

El espesor de la Formación Barco – Los Cuervos varía de cero pies cerca de los pozos Guatiquia – 1, Metica – 1 y Valdivia – 1 a 370 pies (112,78 metros) en el pozo Vanguardia – 1. En general presenta un engrosamiento hacia el NW. Entre los pozos Valdivia – 1 y Garibay – 1 presentan una tendencia de adelgazamiento con dirección W. En el mapa de espesor de la Formación Barco – Los Cuervos se muestra un relleno de un valle de incisión de Murujuy – 1 a Vanguardia – 1 con orientación NW.

Los datos bioestratigráficos en el pozo Murujuy – 1 datan la Formación Barco-Los Cuervos como Paleoceno. Dataciones del pozo Vanguardia – 1 reportan la presencia de Paleoceno en el intervalo 13.980' - 14.130' (4,26 m - 4,31 m) (Western, 1993); este mismo intervalo fue datado como Eoceno Tardío en el pozo Guacavia – 1 (Rueda y Garzón, 1995).

8.8 FORMACIÓN MIRADOR

La “Evaluación Regional Meta” (1998), de Ecopetrol – ICP, documento a detalle las características de la Formación Mirador. Esta se encuentra limitada a la base por una superficie de inconformidad cuyo origen se debe a eventos tectónicos regionales y que ha sido reconocida por muchos autores a lo largo de toda la Cuenca de los Llanos Orientales y en gran parte de Colombia.

El tope de esta unidad se define en un evento de profundización que es fácilmente identificable. Sin embargo, la delimitación del tope de la formación no es fácil hacia

el este ya que hay cambios a facies más arenosas en las unidades que la sobreyacen. Esta formación se depositó sobre una superficie de inconformidad y está en contacto con rocas del pre – Cretáceo, Cretáceo Tardío y del Paleoceno Tardío.

La Formación Mirador esta constituida por conglomerados y areniscas con delgadas intercalaciones lodosas y hacia el tope lodolitas y “shales” de color oscuro (Munar y otros, 1991).

Las areniscas son muy friables, limpias, cuarzosas, de grano fino a grueso, ocasionalmente conglomeraticas con una porción baja de shales y limolitas intercaladas de ambientes de depósitos de canales fluviales, a veces con influencia salobre y las lodolitas como depósitos transicionales de planicie deltáica. En los pozos Garibay – 1, Valdivia – 2, Valdivia Sur – 1 y Valdivia – 3, se reportan areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones lodosas hacia el tope de la formación, interpretándolas como depósitos de canales fluviales, canales estuarinos y cuerpos progradantes en estuarios o bahías.

Existe una transición de ambientes más someros a ambientes más profundos, donde la máxima profundización corresponde al tope de la Formación Mirador. Para la formación Mirador se encuentra una variación de ambientes fluviales (ríos de corrientes ramificadas) en la parte basal del Mirador a ambientes transicionales (bahías o estuarios) en la parte superior.

Estratigráficamente, esta formación se interpreta como un depósito de relleno de valles de incisión durante un aumento en A/S de baja frecuencia, que hace “onlap” hacia el este contra la superficie de inconformidad a la base del Mirador.

La Formación Mirador se perforó entre las profundidades de 783 pies (238,66 metros) snm (pozo SA – 9) a -12.392 pies (-3.777,08 metros) snm (pozo Vanguardia – 1). La Formación se acuña hacia el sudeste, cerca de los pozos SA

– 6, SM – 8, SV – 2, SV–6, y SV – 8. El mapa estructural presenta una forma monoclinial con algunos repliegues al oeste del área de estudio. Estos pliegues están constituidos por una estructura sinclinal la cual tiene un rumbo N (pozos SA – 13, SA – 15 y Canaguaro – 1). Al norte del sinclinal existe una estructura anticlinal de rumbo NE (pozos Castilla – 1, Chichimene-5).

En la parte este del Sinclinal existe otra estructura anticlinal con rumbo NW (pozo SA – 12).

El espesor de la Formación Mirador varia de cero pies al este del área de estudio cerca a los pozos Chafurray – 1, SA – 6, SM – 8, SV – 6 y SV – 2, a 730 pies (222,50 metros) en el pozo Vanguardia – 1. En general presenta un engrosamiento hacia el NW, en esta dirección se interpreta el buzamiento sindeposicional. Entre los pozos Valdivia – 1 y Garibay – 1 se presenta una tendencia anómala de adelgazamiento con dirección NW.

Dataciones bioestratigráficas asignan una edad de Eoceno Tardío a esta Formación (Munar y otros, 1991). En el pozo Garibay – 1 se obtuvo una datación a partir de corazones que también asigna una edad de Eoceno Medio a Tardío (registro compuesto). Dataciones realizadas en los pozos Camoa – 1, Negritos – 1, Ariari – 1, Cumarito – 1, Las Brujas – 1, Melua – 1, SA – 7, SA – 14, SM – 6, SV – 4 y Vorágine – 1 asignan una edad de Eoceno Tardío (ICP, 1998).

8.9 FORMACIÓN CARBONERA

ICP en su “Evaluacion Regional Meta” (1998) determina que la Formación Carbonera en la Cuenca de los Llanos está limitada a la base y al tope por superficies de máxima inundación o de mayor relación A/S; los contactos con la infrayacente Formación Mirador y la suprayacente Formación León se interpretan

como transicionales. La superficie de inundación al tope de Carbonera es el evento que se identifica con mayor facilidad y confiabilidad en el área.

Descripciones de corazones de la parte basal de la Formación Carbonera (unidades operacionales Lutita E4, T1 y Lutita E3), las lutitas E4 y E3 son predominantemente lodosas y las interpretan como de ambiente deltáico con influencia marina, y la Unidad T1 la describen como constituida por areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones lodosas hacia el tope y la interpretan como depósitos de canales mareales (Munar y otros, 1991).

La interpretación ambiental a partir de análisis bioestratigráficos en el trabajo “Definición del Modelo Estratigráfico en la Cuenca de los Llanos Orientales y Piedemonte Llanero” del ICP en 1997, propone un ambiente continental lacustre y de planicie costera para la totalidad de la Formación Carbonera. La Formación Carbonera se depositada en un ambiente fluvio - lacustre y de planicie costera superior y los tipos de depósito que se encuentran son canales, “crevasse splay” o rellenos de lagos y lodolitas lacustres y de llanura de inundación (Fajardo et al, 1997).

Para la Formación Carbonera se identifican canales ramificados, canales meandriformes y cuerpos progradantes en ambientes continentales. Hacia la parte basal de la Formación Carbonera se interpretan facies de carácter más transicional (bahías o estuarios). Los intervalos lodosos se interpretan como una profundización o somerización de los lagos, bahías o estuarios.

Para la Formación Carbonera se tienen dos nomenclaturas estratigráficas basadas en criterios litológicos, una propia de los campos de producción del área de Apiay, en la que de base a tope se definen la Lutita E4, Arenisca T1, Lutita E3, Conjunto C2, Areniscas del Carbonera, Conjunto C, Lutita E y Areniscas Superiores. La otra nomenclatura se encuentra hacia el oriente del área de producción de Apiay, esta es heredada de la nomenclatura del área del Casanare y divide a esta Formación

en los Miembros C8 a C1 donde los miembros pares son predominantemente lodosos y los impares predominantemente arenosos (Fajardo et al, 1997).

Para este trabajo se adopta la nomenclatura estratigráfica de los miembros pares e impares de la Carbonera, que la divide en 10 miembros informales (C10 al C1) (ICP, 1998). Los topes de los diferentes miembros se redefinieron y se relacionan directamente con superficies de inundación (máximos en A/S) y con superficies de inconformidad o puntos de máxima progradación (mínimos en A/S). La base de los miembros (C10, C8, C6, C4 y C2) corresponde a un máximo en A/S y el tope de estos a un mínimo en A/S.

La base de los miembros impares (C9, C7, C5, C3 y C1) corresponde a un mínimo en A/S y el tope a un máximo en A/S. En la Formación Carbonera se definieron cinco ciclos estratigráficos de baja frecuencia (ciclos 0 al 4). El ciclo basal (ToC0) se depositó durante la parte final del Eoceno Tardío y el comienzo del Oligoceno, el siguiente ciclo (ToC1) se depositó durante el Oligoceno y los siguientes tres ciclos (TmC2, TmC3, y TmC4), durante el Mioceno Temprano.

El mapa estructural presenta una forma monoclinal profundizándose al NW con algunos repliegues al oeste del área de estudio. Este plegamiento está representado por una estructura sinclinal la cual tiene un rumbo de N a NE (pozos SA – 13, SA – 15 y Canaguaro – 1, Ariari – 1, y Luna Roja – 1). En la parte noroeste del Sinclinal existe una estructura anticlinal con rumbo NE (pozos Castilla – 1 a Yacaré – 1). Existe otra estructura anticlinal alrededor de los pozos Chafurray y SA – 12 con una orientación EW – NW.

La observación de los registros litológicos, indica que los mayores espesores se presentan en los pozos Vanguardia – 1, Garibay – 1 y Negritos – 1 en donde los espesores superan los 6000 pies (1.828,80 metros). Los pozos en donde los espesores son mínimos son Cumarito – 1 y SV – 1 en donde los espesores son

menores de 200 pies (60,96 metros). En general presenta un engrosamiento hacia el NW, en esta dirección se interpreta el buzamiento sindeposicional.

La información bioestratigráfica y datos de diferentes pozos Ariari-1, Camoa- 1, Negritos-1, SM – 6, SA – 10, Vorágine – 1, Cumarito-1, Manacacías-1, Las Brujas-1, SA – 5, SA – 14, SA – 7, Negritos – 1, SA – 12, SV – 4, SV – 5, SV – 9, indican que la Formación Carbonera se depositó durante parte del Eoceno Tardío y parte del Oligoceno hasta el Mioceno Temprano y la superficie de inundación al tope de esta Unidad marca el límite entre el Mioceno Temprano y Mioceno Medio (Rueda y Garzón, 1995; Munar, 1993; en ICP, 1998).

Las siguientes descripciones de las 10 unidades de la Formación carbonera, son extraídas del Estudio Geológico Regional Cuenca de los Llanos Orientales, que realizaron en conjunto Ecopetrol y Beicip Franlab en 1995.

8.9.1 Unidad C10

Está esencialmente constituida por lodolitas grises depositas en un ambiente de planicie costera con influencia salobre, una bahía o un estuario. Es un intervalo que actúa como sello para las posibles acumulaciones que se encuentren en la Formación Mirador. Existe un pinchamiento de la Unidad C10 hacia el sudeste.

8.9.2 Unidad C9

Para esta Unidad se reportan areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones lodosas, y hacia el tope un intervalo de lodolitas grises, el ambiente lo interpretan como canales mareales y planicies mareales (Munar y otros, 1991). Son una transición de depósitos de canales a depósitos de relleno de estuarios o bahías y finalmente lodolitas de estuarios o bahías. Esta unidad esta en onlap hacia el sudeste.

8.9.3 Unidad C8

Esta unidad hacia el oeste es predominantemente lodosa y hacia el oeste se encuentran intercalaciones arenosas, incluso en algunos pozos llega ser predominantemente arenosa. Se sugiere un ambiente de transición de depósitos lodosos de lagos, estuarios o bahías a depósitos arenosos de cuerpos progradantes. Eventualmente al tope se identifican algunos depósitos de canales.

8.9.4 Unidad C7

El ambiente de esta unidad es una transición de depósitos de canales a depósitos rellenos de lagos o complejos de "crevasse splay" y finalmente lodolitas lacustres o de llanura de inundación, los depósitos de canales no siempre están presentes.

8.9.5 Unidad C6

Esta unidad está constituida por intercalaciones de lodolitas y areniscas, las primeras predominan hacia la base y las segundas predominan hacia el tope de la Unidad. El ambiente se interpreta como continental, en donde las lodolitas representan ambientes lacustres o de llanura de inundación y las areniscas depósitos de relleno de lagos o complejos de "crevasse splay"; en el extremo occidental del área de estudio presenta al tope depósitos de canales fluviales.

8.9.6 Unidad C5

Hacia el extremo occidental del área se encuentran areniscas masivas hacia la base del intervalo, interpretadas como depósitos de canales fluviales (correspondiente a la unidad operacional Areniscas del Carbonera).

Sobreyaciendo estos depósitos se encuentran intercalaciones de areniscas y lodolitas interpretadas como complejos de "crevasse splay" y al tope de la Unidad

se encuentran lodolitas con delgadas intercalaciones arenosas interpretadas como de ambiente lacustre o de llanura de inundación.

Aproximadamente del pozo Camoa – 1 hacia el oriente no se identifican los depósitos de canales fluviales, pero se encuentran intercalaciones de areniscas y lodolitas que se interpretan como complejos de “crevasse splay”, rellenos de lagos y depósitos de llanura de inundación.

8.9.7 Unidad C4

Esta unidad está constituida por intercalaciones de lodolitas y areniscas, los intervalos lodosos son predominantes hacia la base y las areniscas son mas espesas y en ocasiones predominan hacia el tope de la Unidad. El ambiente se interpreta como continental, en donde las lodolitas representan ambientes lacustres o de llanura de inundación y las areniscas depósitos de relleno de lagos o complejos de “crevasse splay”.

8.9.8 Unidad C3

Esta unidad es constituida por areniscas con intercalaciones lodosas que pasan transicionalmente a un depósito lodoso con buena continuidad a través del área de estudio; el ambiente se interpreta como complejos de “crevasse splay” o rellenos de lago que pasan a una lodolita lacustre. En el extremo suroccidental del área de estudio, en los pozos SA – 7, SA – 12 y SA – 15, se identifica un cuerpo de arenisca masiva hacia la base de la Unidad C3 que se interpreta como depósitos de canales fluviales.

8.9.9 Unidad C2

Esta unidad hacia la base es predominantemente lodosa y hacia el tope se encuentran intercalaciones arenosas que incrementan su espesor en esta misma

dirección. Las lodolitas se interpretan como depósitos de lagos, y las areniscas como depósitos progradantes lacustres.

8.9.10 Unidad C1

Esta unidad se identifica areniscas de canales fluviales, areniscas de complejos de “crevasse splay” o rellenos de lagos y lodolitas lacustres o de llanura de inundación. Los depósitos de canales se localizan principalmente hacia la base del C1, sobreyaciendo estos se presentan las areniscas intercaladas con lodolitas de complejos de “crevasse splay” o rellenos de lagos y al tope de la unidad se encuentran los mayores espesores de lodolitas lacustres.

8.10 FORMACIÓN LEÓN

La Formación León contiene lodolitas de depósitos lacustres y las areniscas como cuerpos progradantes o rellenos de lagos. Hacia el extremo sudoeste del área de estudio es posible que se encuentren depósitos de flujos de desechos provenientes del levantamiento de la Cordillera Oriental, estos flujos de desechos pudieron haber sido depositados en ambientes subaéreos o subacuados.

ECOPETROL (ICP, 1998) definen cinco Unidades en la Formación León, de base a tope las Unidades se denominan: Unidad TmL1m, Unidad TmL1M, Unidad TmL2m, TmL1M y Unidad Tope León.

En general el Tope del León presenta una forma monoclinal con algunos repliegues al oeste del área de estudio. Estos pliegues están constituidos por una estructura sinclinal la cual tiene la dirección NE (pozos SA – 13 y Camoa – 1 y entre Candilejas – 1 y Luna Roja – 1). Al oeste del sinclinal existe una estructura anticlinal con dirección NE (pozos Castilla – 1 a Guatiquia – 1).

Alrededor de los pozos Chafurray se encuentra otra estructura anticlinal con orientación NE.

La Formación León, en general, presenta un engrosamiento hacia el NW. Existe un depocentro cerca al pozo Camoa-1 que tiene una orientación NNE, y existe otro depocentro cerca de los pozos Humadea-1 y Luna Roja-1 con orientación W-SW.

Dataciones bioestratigráficas y datos de los pozos Las Brujas-1, Cumarito-1, SA-10, SV-4, y SV-9 señalan que la Formación León se depositó durante el Mioceno (Medio Rueda y Garzón, 1995; Munar y otros, 1991).

8.11 FORMACIÓN GUAYABO

Su contacto inferior es neto con la Formación León. Corresponde a una molasa caracterizada por la alternancia de arcillolitas, limolitas pardo rojizas y areniscas (Rubio et al, 1998; en Rangel et al, 1991) datadas de edad Mioceno a Plioceno con base en palinología (Vásquez y Bolívar, 1986; Castro 1991). De ambiente transicional en la base y continental en la parte superior (Vásquez y Bolívar, 1986).

El grupo Guayabo inferior consiste de shales de color verde a gris con pocas areniscas delgadas. En algunas partes la Formación Guayabo Inferior es predominantemente arenosa (Robertson Research, 1985, en Amorocho, 2001).

El grupo Guayabo superior corresponde a una secuencia interestratificada de arenas, shales y arcillolitas. Los shales y las arcillolitas son de color gris, café, crema y rojo. Las areniscas son cuarzosas, masivas friables, de grano fino a grueso con algunas intercalaciones de conglomerados. Los sedimentos cuaternarios infrayacen al grupo Guayabo discordantemente (Robertson Research, 1985, en Amorocho, 2001).

Se han recobrado muestras de afloramiento, de flora y fauna en los sedimentos que sugiere una edad del Mioceno tardío, aunque la unidad puede estar en el rango del Plioceno (Robertson Research, 1985, en Amorocho, 2001).

8.12 CUATERNARIO

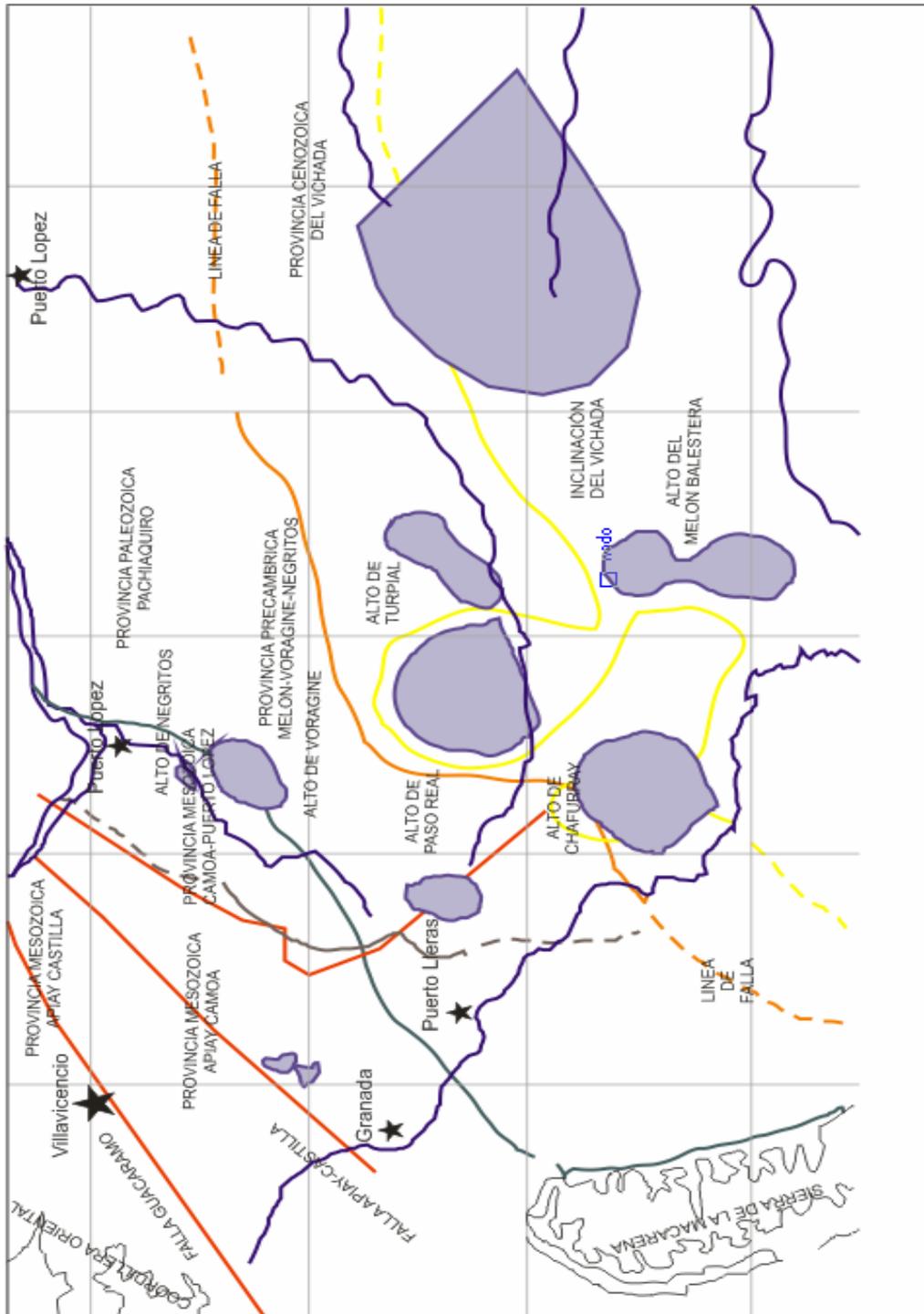
En la Cuenca de los Llanos Orientales se presentan sedimentos aluviales y terrazas, así como depósitos de diferente tipo Cuaternario. Estos sedimentos consisten generalmente de desde arcillas inconsolidadas, a areniscas, gravas y algunos conglomerados localmente que enmascaran las rocas y estructuras del subsuelo. En el área existen unos espesores variables de estos depósitos cuaternarios con un espesor aproximado de 300 pies (91,44 metros) (Kendall et al., 1982; Research, 1985, en Amorocho, 2001; Castro, 1991).

9. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL GENERALIZADA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES

Uno de los principales estudios realizados para entender las diferentes estructuras presentes en el sector sur de la cuenca de los Llanos Orientales es el desarrollado por Kendall et al. (1982), en que la divide en cinco características principales. (Figura 5).

- a) La inclinación del Vichada – Un área principalmente en el Bloque de Vichada y el este del Alto de El Melón. Esta en un área buzando suavemente hacia el norte alrededor de 0.5 grados dentro de la cuenca y con un rumbo de alrededor N 65°E.
- b) Los Altos de El Melón y Charrufay – El Melón es un alto debido a una fallamiento normal y Charrufay es un alto del basamento. Las características son separadas por un bajo, pero juntamente son consideradas como una única característica estructural en el área.
- c) La Depresión de la Macarena – Un área al este del Alto de El Melón/Charrufay. Esta depresión contiene la secuencia profunda de los sedimentos Cretácicos y terciarios, estimado en exceso de 8000 pies (ICP 1998). Esta depresión conecta la cuenca de los Llanos con la cuenca del Putumayo hacia el sur.
- d) El Alto de la Macarena – Este alto en el oeste del Ariari está al flanco nor-este de un doble anticlinal sumergido. Este flanco y la depresión adyacente son complicados por el fallamiento de deslizamiento.
- e) La línea de falla – Un quiebre sutil en el espaciamiento del contorno marca una línea de falla de la cuenca a través del área. La línea de falla se pone a lo largo del contorno de los -2500 pies. Al norte los contornos indican una elevación gradual en la pendiente regional de .3 a .6 grados de esta línea. El petróleo más importante mostrado en Vichada y Manacacías está a lo largo de esta línea de falla.

Figura 5. Esquema generalizado de la geología estructural del sur de la cuenca de los Llanos Orientales.



Modificado de Blanco y Rendón, 1991.

En el área se caracterizan unos rasgos tectónicos propios dentro de los diferentes períodos del tiempo geológico, que permiten identificar en el zona varias provincias estructurales: Provincia Precámbrica Melón-Vorágine- Negritos, Provincia Paleozoica Apiay – Camoa, Provincia Paleozoica de Pachaquiario, Provincia Meso – Cenozoica Camoa – Puerto López, Provincia Meso – Cenozoica Apiay Castilla, Provincia Mesocenozoica del Vaupés (Blanco y Rendon, 1991).

10. METODOLOGIA

El desarrollo del proyecto fue ejecutado en cuatro fases.

La primera fase consistió en la recopilación de información; posteriormente se llevo a cabo el inventario sísmica de las líneas disponibles reconociendo las estructuras principales como fallas, pliegues, estratos de crecimiento, etc, dando especial énfasis en la identificación de evidencias de depositacion sintectónica y las relaciones geométricas entre estructuras; la tercera fase es la interpretación de las relaciones entre estructuras y su cronología, y finalmente la elaboración del informe.

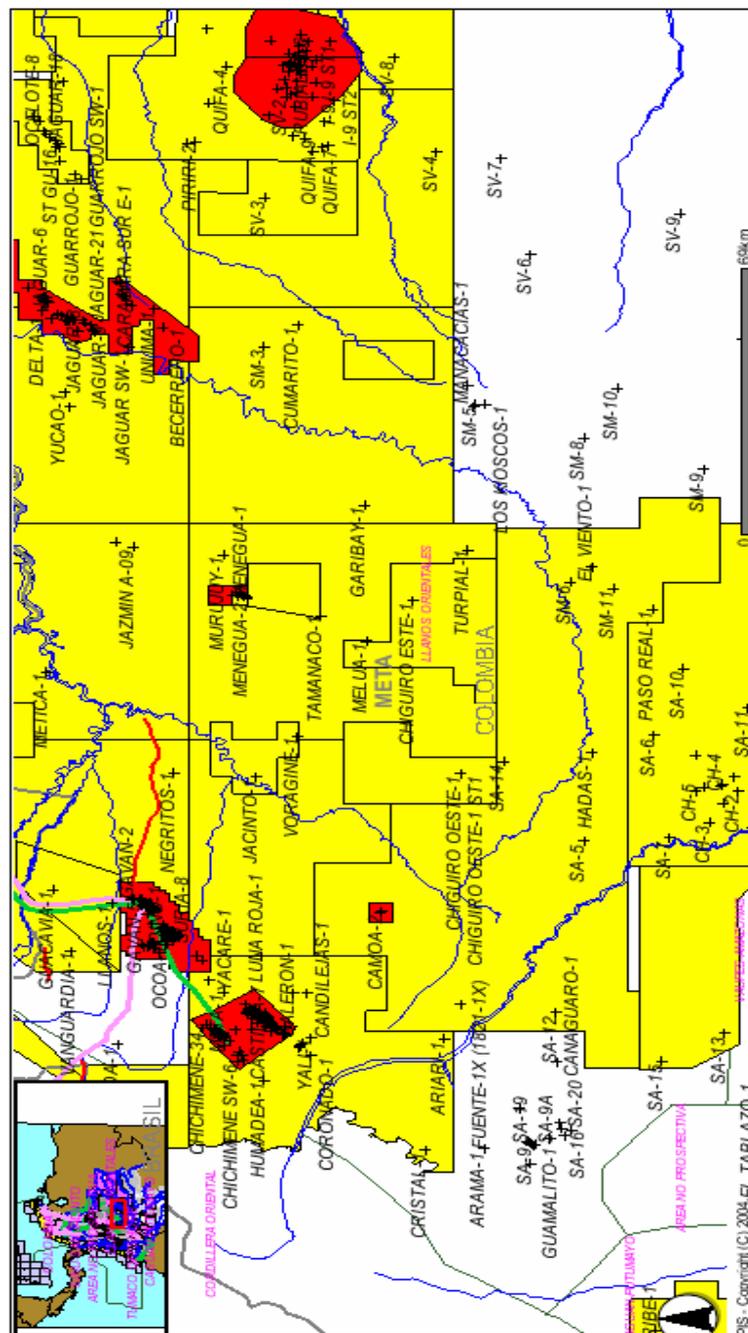
Cada una de estas partes se desarrollo mediante la ejecución de una serie de pasos metodológicos que se describen a continuación, de acuerdo con las necesidades y objetivos de este trabajo, más las herramientas disponibles (software tales como Seiswork versión Emerald de Landmark, GeoGraphix 2007.1, entre otros).

10.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

La fase inicial incluyo la recopilación e integración de información geológica existente en la literatura, así como diferentes mapas (geológico, y de contornos estructurales), líneas sísmicas, columnas estratigráficas, modelos estratigráficos de secuencias y de evolución estructural, cortes geológicos e informes técnicos correspondientes al área de estudio (Figuras 6a y 6b). En esta fase fueron adquiridos 19 informes técnicos de la base de datos del CIT, 45 publicaciones obtenidas de bases de datos científicas con las cuales cuenta la UIS (Georef, Web of Sience, Science Direct), inventariadas 72 líneas sísmicas en el área de estudio,

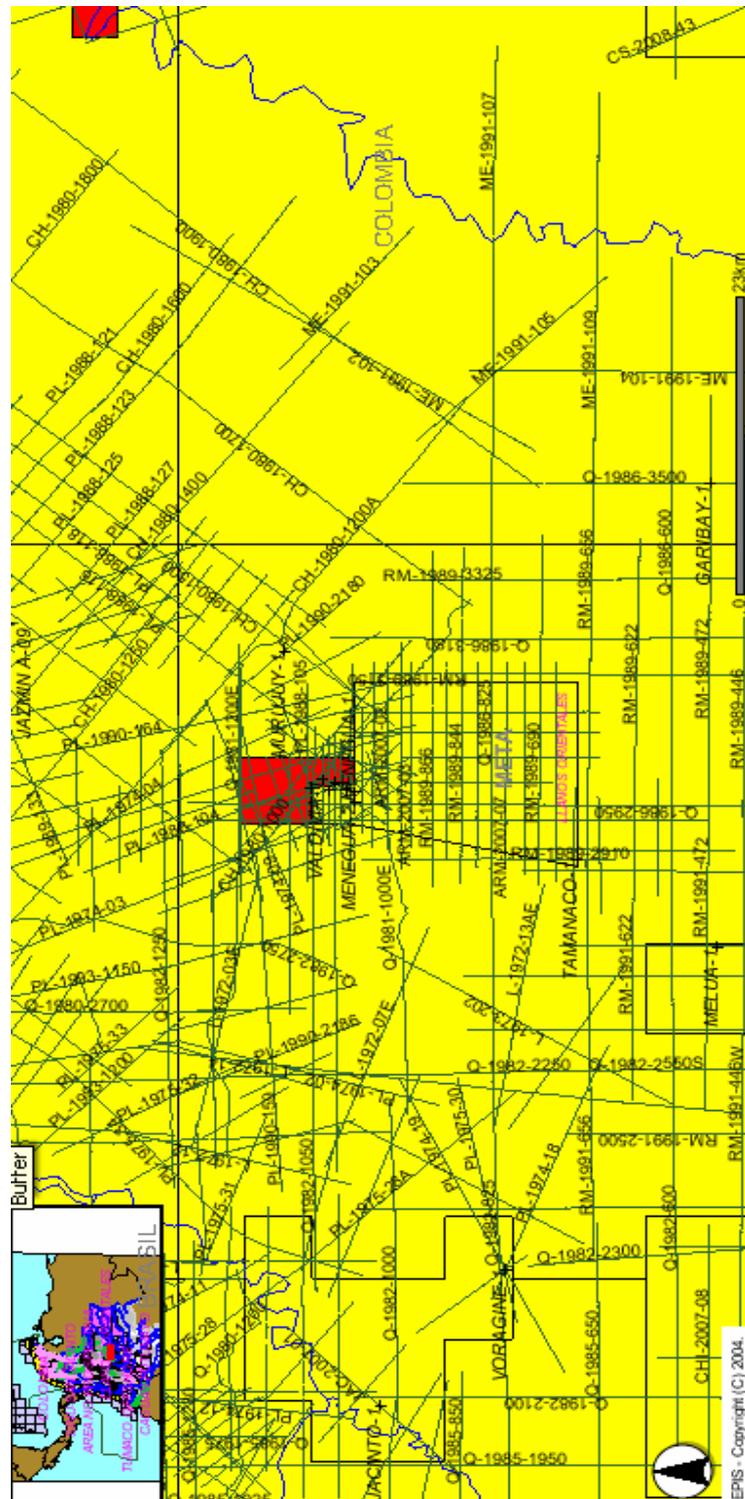
analizados los datos de 8 pozos (incluidos topes y registros) y 11 libros en formato físico con información relevante para el estudio (Figura 7).

Figura 6a. Información de pozos existentes en el área.



Fuente: Epis Map 2009.

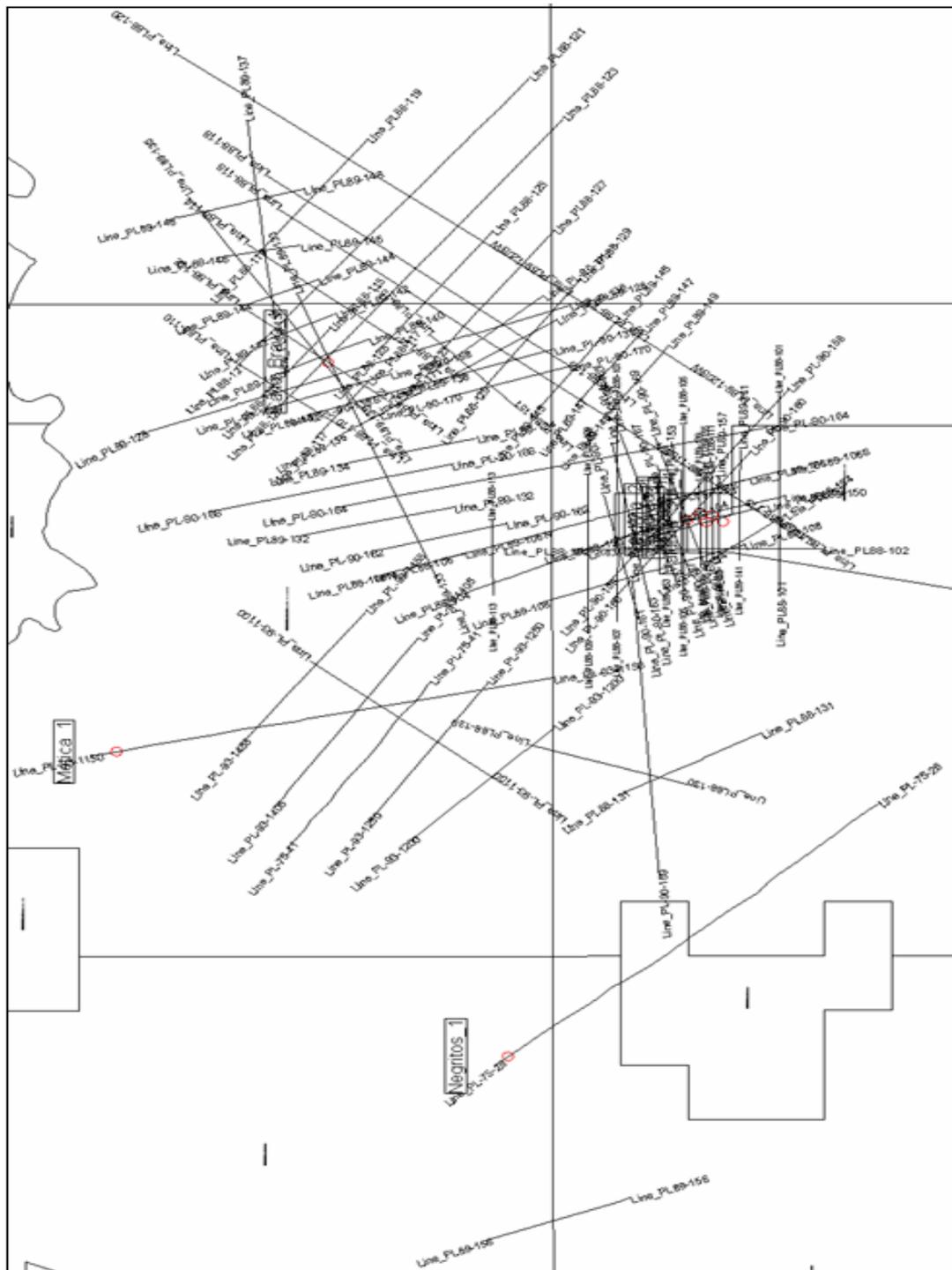
Figura 6b. Información sísmica existente en el área



Fuente: Epis Map 2009.

Figura 7. Líneas sísmicas y Pozos utilizados para el desarrollo del proyecto.

Main Map View, Seis Vision 2007.1



Fuente: GeoGraphix Discovery 2007.1

10.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

En la plataforma Openworks® de Landmark, versión Emerald, y GeoGraphix 2007.1 fueron interpretadas las líneas sísmicas y la información de los pozos. Con estos datos se realizó la evaluación de las diferentes estructuras en la zona de estudio. El sector que comprende el campo V-A, así como los pozos V1, V2 y AI 1 y el programa sísmico Puerto Lopez 88, que incluye 26 líneas sísmicas 2D constituye el eje del trabajo, dados su disponibilidad y relevancia para el desarrollo de futuras investigaciones en que el componente cronológico de la deformación sea tenido en cuenta en la exploración de hidrocarburos.

10.3 INTERPRETACIÓN TEMPORAL DE LAS ESTRUCTURAS

El análisis y la interpretación de las evidencias de temporalidad de formación de las estructuras observadas en la sísmica, se constituyó en la principal actividad en el desarrollo del proyecto. Así mismo se vinculan resultados de la evaluación de la información de pozos, que generó correlaciones estratigráficas de interés y constituyó evidencia adicional para la identificación de las edades de la deformación. Una discusión de los resultados obtenidos y su comparación con lo que ha sido documentado al respecto en la cordillera oriental y el piedemonte llanero se realizó con el fin de identificar las relaciones espacio-temporales entre estas áreas aledañas y verificar las semejanzas y diferencias en la evolución de estas cuencas colombianas.

10.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

La parte final de este proyecto, consistió en la redacción de un informe que incluya la totalidad de los tópicos tratados, los resultados obtenidos y las conclusiones de la investigación.

11. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS Y RESULTADOS

11.1 TÉCNICAS UTILIZADAS PARA LA EVALUACIÓN DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA

El proceso que se describe a continuación, resume los pasos que se siguieron para realizar la estimación de las características principales de la sismica, y la determinación de las evidencias de temporalidad en la deformación.

- I. Identificación de las unidades geológicas presentes en el área. (topes de las formaciones de la secuencia estratigráfica).
- II. Trazo de los contactos entre unidades identificadas, con especial detalle en el tipo de contacto (Discordante, neto, transicional, etc.).
- III. Caracterización geométrica de los niveles identificados, con especial énfasis en la identificación de variaciones de espesor en las unidades y si sus causas pueden estar ligadas a estratos de crecimiento, o por el contrario son consecuencia directa de la flexión normal en el tiempo de la placa en los Llanos.
- IV. Identificación de estructuras geológicas presentes (pliegues, fallas, etc.).
- V. Determinación de patrones de deformación sinsedimentaria en áreas pequeñas incluidas en la zona de estudio.

Cada uno de estos pasos se aplicó a la totalidad de líneas sísmicas seleccionadas, y permitió la realización de los mapas de fallas activas y mapas de estratos de crecimiento (ver anexos 1 y 2).

Debido a la gran cantidad de imágenes que se generan en un estudio de este tipo, se hace necesario en numerosas ocasiones simplemente referenciar las líneas sísmicas que ejemplifican los enunciados. La totalidad de líneas sísmicas crudas e

interpretadas pueden ser consultadas en el anexo digital de este trabajo, que consiste en un Back Up del proyecto Llanos Sur, para cargar y restaurar en el software GeoGraphix 2007.1.

11.1.1 Definición y Correlación de horizontes – sismoestratigrafía

La definición y correlación de los horizontes de interés se baso en el amarre de las diferentes líneas sísmicas con los topes de los pozos más cercanos al área, dentro de los que se incluyen V1, VS1, V2, V3, A1, CB1, M1, y N1.

Con la información de estos pozos fue posible correlacionar en el área los siguientes horizontes reflectores: L, C1, C3, C5, C7, Mir y Pz. Los horizontes reflectores de la Formación carbonera C1, C3, C5, C7 representan estratos de capas de areniscas (el horizonte reflector C1, en el tope de los sedimentos de la Formación); El horizonte reflector L, es el tope de la Formación León trazado por la fase positiva, de igual forma, fue posible identificarlo con el tope de la capa de arenisca; el horizonte Mir, con el de la Formación Mirador; el horizonte Pz, con el tope de los sedimentos del Paleozoico.

11.2 HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES UTILIZADAS

La interpretación de los registros sísmicos se llevó a cabo con ayuda del programa de interpretación GeoGraphix Discovery 2007.1 (Landmark, E.U.). En total se interpretaron cerca de 995 km de perfiles sísmicos.

11.3 RESULTADOS GEOLÓGICOS DE LA SÍSMICA

11.3.1. Generalidades

La densidad de la malla de las líneas sísmicas interpretadas y la escala de los rasgos estructurales en tiempo, no permitieron destacar la cartografía de las formas estructurales positivas (anticlinales, estructuras de relleno en las capas anteriores al paleo-relieve y rellenos de canal). Para más claridad, en algunas formas estructurales, se muestran fragmentos de secciones en tiempo, que ilustran las particularidades de los horizontes reflectores o la presencia de algún cuerpo geológico en un intervalo definido. Las formas estructurales dan una idea general de la calidad de la información estructural del territorio estudiado.

La descripción geológica de los resultados obtenidos se muestra conjuntamente con las descripciones generales reveladas en los límites del área de investigación de las unidades sismoestratigráficas.

En las secciones sísmicas interpretadas en esta zona de la Cuenca Foreland de los Llanos, de abajo hacia arriba, se ven claramente cinco unidades sismoestratigráficas, diferenciadas unas de las otras por las características del registro sísmico. Solamente los correspondientes a los estratos de la Formación Carbonera C5 y C7 (parte de la unidad No 4), la Formación Mirador (Unidad No 3) y al Paleozoico Unidad No 2), presentan interés, desde el punto de vista de búsqueda de hidrocarburos.

11.3.2. Unidad Sismoestratigráfica No 1: Basamento.

La unidad sismoestratigráfica más inferior (Unidad 1) pertenece al basamento cristalino del Arcaico y del Proterozoico Temprano y Tardío y se caracteriza principalmente por el enmudecimiento del registro sísmico (Z1 y Z2). Por las líneas

Z3 y Z4, en el complejo del basamento cristalino, se observan algunos eventos oblicuos discordantes con relación al tope de esta unidad.

11.3.3. Unidad Sismoestratigrafica No 2: Rocas Paleozoicas.

El intervalo de los sedimentos del Paleozoico Superior corresponde a la unidad sísmica inferior de la capa sedimentaria. De abajo hacia arriba, el complejo del Paleozoico Superior, está limitado por superficies erosionadas de discordancia. Las secciones inferiores de esta unidad son subparalelas a la superficie del corte erosionado y yacen, casi acordes, con la superficie del basamento. Se observa una superficie erosionada y acuñada contra la capa techo del Paleozoico Superior en la parte baja del área (Z5). Este contacto puede presentar interés desde el punto de vista de búsqueda de hidrocarburos, si los horizontes adyacentes son reservorios y las capas que los cubren son impermeables. La intensidad de la erosión de la superficie de los sedimentos del Paleozoico Superior, observada en la línea Z6 aumenta desde el norte hacia el sur, a medida que se acerca a la línea Z7, debida al parecer a la aparición de algunas paleosalientes correspondientes a las capas externas del paleorelieve Pre-Eocénico (línea Z8). La altura relativa de las paleosalientes aumenta a medida que se acerca a la zona de acuñamiento de los complejos del Paleozoico Superior (Linea Z9). Es posible documentar paquetes de rocas Paleozoicas de espesor considerable de estratos de crecimiento a lado y lado de paleoaltos de basamento (línea Z10), que al parecer se generan por migración de banda kink, lo que supone que un episodio deformativo tuvo lugar al final del Paleozoico. (Figuras 8 y 9). La otra posibilidad es que corresponda a erosión post-Paleozoica de rocas Paleozoicas.

Los rasgos deformativos oblicuos en la parte oriental de la línea Z11 forman una estructura plegada, la cual esta inclinada hacia el sur-oriente, en donde la variación de espesor de los estratos laterales es mínima, pero suficiente para identificar la migración de las bandas Kink (Figura 10). A lo largo de la línea Z12 la inclinación de los rasgos deformativos oblicuos se encuentra desde el nor-

occidente hacia el suroriente. Lo más seguro, es que puedan corresponder a una superficie antigua de discordancia, en los límites de la cual fueron formadas, en su tiempo, superficies de meteorización suficientemente potentes, que conservan, aún después de los procesos de metamorfismo documentados en el área por Kendall et al (1982), sus características acústicas respecto a las rocas sedimentarias.

El contacto inferior de esta unidad con el basamento infrayacente está relacionado con una superficie erosionada y una gran discordancia de tipo erosivo. En la respuesta sísmica, esto está representado por las reflexiones irregulares, que significarían erosión moderada a alta y heterogeneidades litológicas documentadas previamente en el área de estudio (Kendall et al. 1982). Su mayor irregularidad se relaciona con alteraciones puntuales del paleorelieve del basamento cristalino, como en la línea Z13 (Figura 11).

En gran parte del área de investigación, en donde en el basamento se encuentra con rocas del Paleozoico Superior, la irregularidad de su contacto es variable. La respuesta sísmica a este contacto puede estar relacionada con su patrón de reflexión independiente y diferente, según el tipo de rocas en contacto, puesto que algunos reportes previos (Intercol, 1995) muestran el contacto de rocas metamórficas de protolito sedimentario al oriente de la zona de estudio (línea Z14) y en otras áreas más al centro y occidente (líneas Z15 y Z16) rocas ígneas. La diferencia entonces estaría ligada al cambio de velocidad entre el contacto basamento – capa sedimentaria

En la parte Occidental y central, este cambio de velocidad es mayor debido a la presencia continua y espesa de metasedimentitas del Paleozoico sobre las rocas del basamento cristalino.

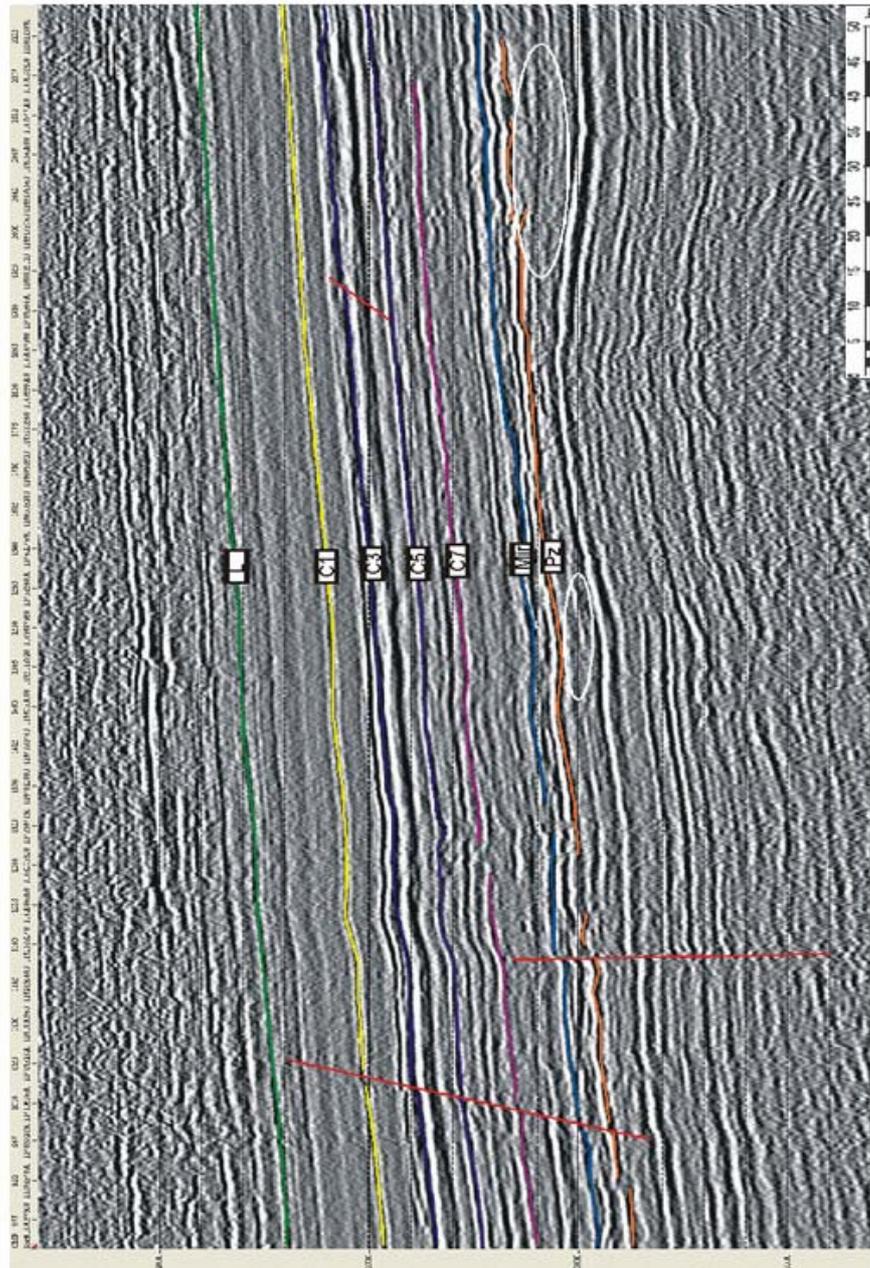
En la parte Oriental el cambio de velocidad es menor, las rocas del basamento infrayacen sedimentos más delgados del Paleozoico Superior, que se caracterizan

por su alta velocidad en comparación con los sedimentos de las Formaciones Carbonera y Mirador. De lo dicho anteriormente se puede concluir que a la estructura de la superficie del basamento la conforman dos horizontes reflectores distintos.

La diferencia de corte de la superficie del basamento en el occidente y oriente del área investigada se explica, al parecer, por lo siguiente: en la parte occidental del área de trabajo pasó bastante tiempo (desde el Proterozoico hasta el Paleozoico Tardío) desde el momento de la formación del basamento hasta su cubrimiento con los sedimentos del Paleozoico Superior. En este tiempo la superficie del basamento fue cubierta en gran parte, con excepción de paleosalientes relativamente pequeñas formadas por cuerpos intrusivos de mayor dureza.

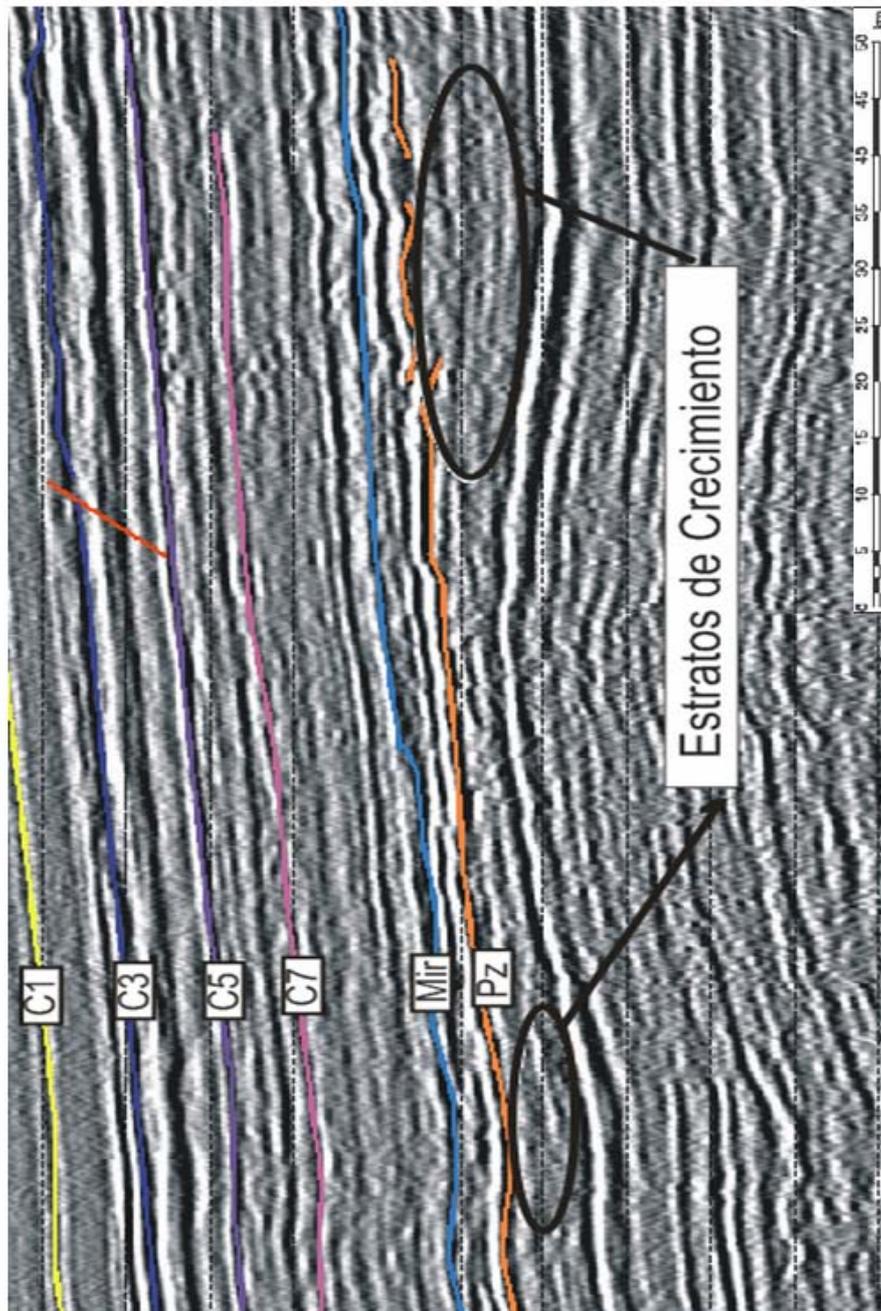
Una paleo-estructura con una geomorfología interesante, con forma de cuesta claramente definida, está señalada en la zona del pozo VS 1 (línea Z17). La paleocuesta limita a un amplio paleo-valle ubicado al oriente siendo su límite noroccidental. Desde el oriente este paleo-valle está limitado por una paleosaliente de tres vértices (línea Z18). Las paleo-estructuras pueden presentar interés desde el punto de vista de búsqueda de hidrocarburos pues según los datos del campo contiguo (VA) están compuestas de reservorios cubiertas por rocas son impermeables.

Figura 8. Línea Z9. Evidencia de deformación en rocas del Paleozoico. La información sísmica no es concluyente respecto a la edad de la deformación, pero se plantean dos posibilidades: A) Deformación sinsedimentaria en el Paleozoico, o B) Deformación previa a la depositación de la Formación Mirador, post-Paleozoica.



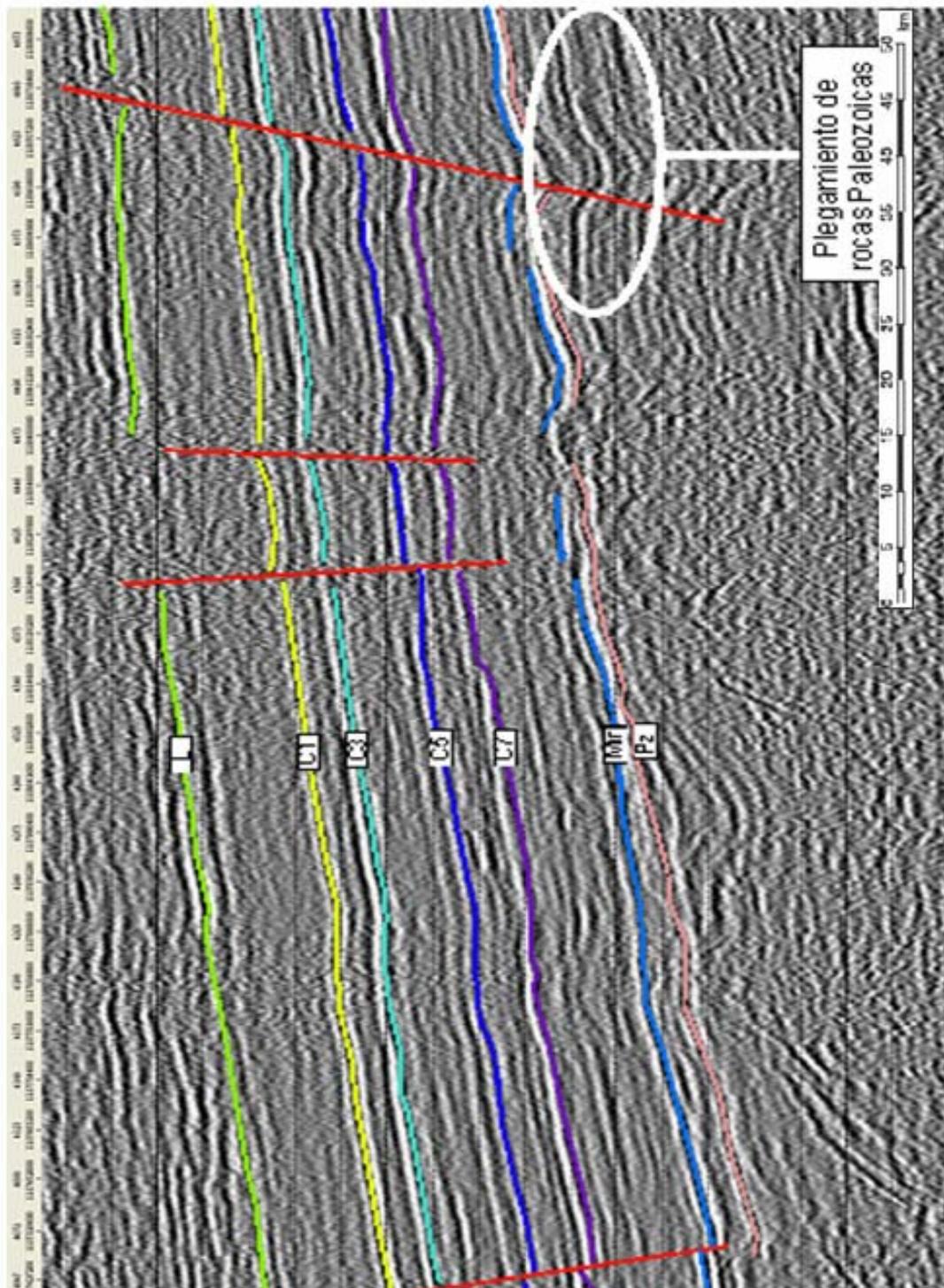
Fuente: Autor del Proyecto

Figura 9. Detalle de la línea Z9. Nótese el buzamiento constante de los estratos de crecimiento. Aunque la resolución de la sísmica no permite distinguir el triángulo de crecimiento, el mecanismo de formación más posible es la migración de la banda kink.



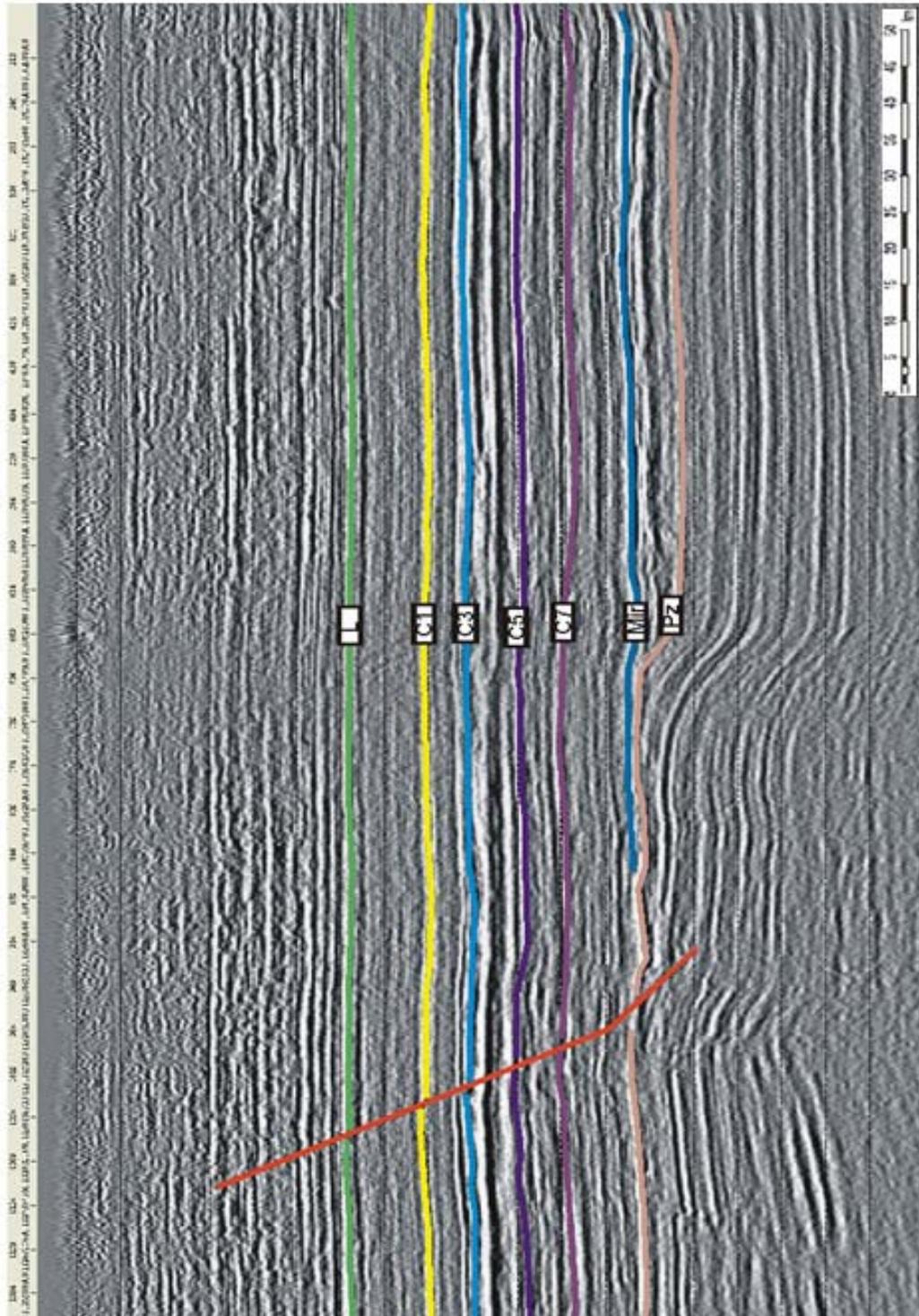
Fuente: Autor del Proyecto

Figura 10. Línea Z11. Plegamiento en rocas Paleozoicas.



Fuente: Autor del Proyecto

Figura 11. Línea Z20. Superficie discordante al tope las rocas Paleozoicas.



Fuente: Autor del Proyecto

En general, la unidad del Paleozoico Superior se caracteriza por reflexiones sub-paralelas no muy grandes y mal definidas (línea Z19). Por su apariencia se asemejan a los sedimentos de las plataformas de carbonatos (ausencia de estratificación, carácter emudecido del registro sísmico). Además, teniendo en cuenta las características de las reflexiones relacionadas con el tope y la base de esta unidad se pueden plantear las siguientes hipótesis: En los topes se observa una caída de velocidades, seguramente, relacionado con el cambio de sedimentos terrígenos a carbonatos, y en las bases el cambio de velocidades es menor, lo que corresponde al paso de las rocas carbonatadas a las cristalinas.

En el área investigada, el espesor de los sedimentos paleozoicos disminuye desde el noroccidente hacia el suroriente, en dirección del escudo de Guyana (línea Z20)

En esta misma dirección ocurre también el levantamiento de los sedimentos del complejo del Paleozoico Superior. La disminución de los espesores mencionada, ocurre, tanto debido al adelgazamiento de los propios sedimentos del Paleozoico Superior, como debido al acuñaamiento progresivo por la flexión normal de la placa a la altura de esta zona del Foreland de los Llanos.

11.3.4. Unidad Sismoestratigráfica No 3: Formación Mirador

Al tope de la unidad anterior, hay presencia de una discordancia angular notable en el contacto con las rocas terrígenas de la Formación Mirador, del Eoceno Tardío y correspondientes a la tercera unidad sismo-estratigráfica.

El horizonte reflector Mir (tope de la Formación Mirador) se identifica por su alta amplitud y su relativa buena continuidad. Esta continuidad es afectada por dos eventos geológicos, la presencia de la falla normal de Valdivia y la presencia del paleo-relieve de basamento (Figura 11).

Los rasgos de las principales estructuras que afectan los sedimentos de esta unidad en el área del campo VA (Figura 11), en donde es más clara la presencia de la Formación Mirador, están constituidos por la presencia de una falla normal, con un plano inclinado que afecta sedimentos recientes hasta incluso por debajo del tope de la Formación Mirador. Esta falla tiene una vergencia noroeste y se podría interpretar que su despegue está ubicado dentro de sedimentos Paleozoicos; La presencia de un paleo-relieve de sedimentos paleozoicos, controlado estructuralmente por una falla inversa de vergencia oriental que afecta hasta la falla la discordancia de Terciario/Paleozoico (Figura 11).

En la parte sur del área de estudio (línea PL-88-101), los paleo-relieves tienen una alineación generalizada en dirección W-E. Con esto, es posible interpretar que los movimientos de fallas inversas deben ser los responsables de zonas positivas, y que posiblemente han sufrido algunas reactivaciones durante el terciario, contribuyendo a cambiar la geometría de las estructura asociadas e inicialmente establecida por fallas normales (línea Z21).

Los elementos del paleo-relieve pre-Eocénico cubierto en la sección occidental del área de estudio (línea Z22) donde los depósitos de la Formación Mirador yacen en el paleo-relieve de las rocas del Paleozoico Superior, presentan, por lo general, intrusivos, virtualmente de cuencas erosivas tipo Karst.

11.3.5. Unidad Sismoestratigráfica No 4: Formación Carbonera

En el corte de la cuarta unidad sismoestratigráfica, correspondiente a la Formación Carbonera se reconocen los horizontes reflectores: C1, C2, C3, C4, C5, C6, C7 y C8 confinados con los topes de paquetes arenisca (horizontes C1, C3, C5, C7) y paquetes de arcilla (C2, C4, C6 y C8). En el área de trabajo, se correlacionaron los horizontes de reflexión C1, C3, C5 y C7 que representan según la información previa, los topes de los estratos reservorios y por eso son de gran interés para la búsqueda de hidrocarburos (Figura 14). Aquí se observa una disminución

progresiva de espesor de los niveles basales de la Formación Carbonera hacia el oriente, específicamente, el C8 y el C7, en donde la migración de la banda kink es identificable solo en el extremo oriental de la zona, en pequeñas estructuras (Figura 15).

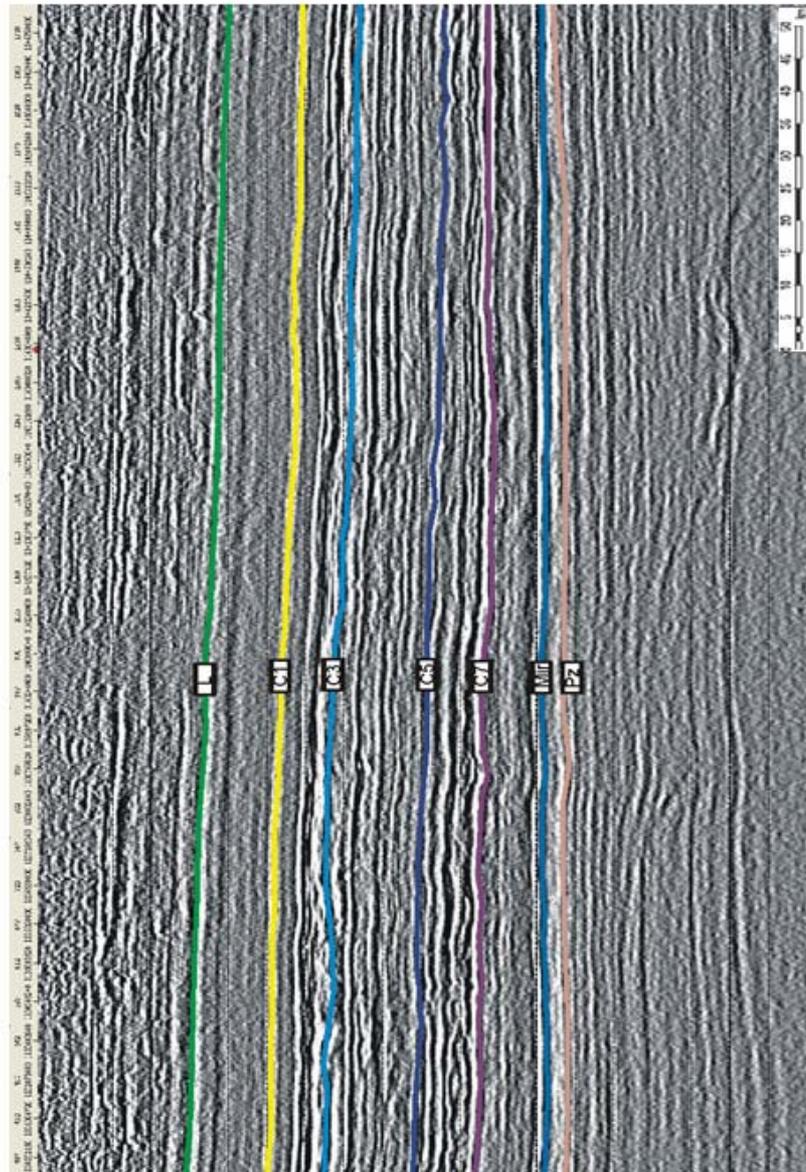
En el sur del área de estudio (línea Z23), es posible identificar un aumento significativo de espesor en el C8. La línea Z24 muestra como un posible evento deformativo, simultáneo con la deposición de esta unidad de la Formación Carbonera se desarrolló en un intervalo pequeño del Oligoceno Temprano (Figura 12 y 13). Aunque el mecanismo de crecimiento de los estratos no es fácil de reconocer, por escasa visibilidad de las bandas Kink, no se evidencia abanico de buzamientos, por lo que se sugiere una migración lateral.

El horizonte reflector C1 yace en la parte superior del corte de la formación, sub-paralelo al horizonte reflector C3. La definición y la correlación del horizonte reflector C1 en los cortes en tiempo, están acondicionadas al intervalo del corte entre éste y el horizonte de reflexión C3, que yace en su parte inferior, esporádicamente presentan no dos, sino una fase. Este fenómeno se hace más evidente en la parte oriental del área investigada (línea PL-Z25). La desaparición de uno de las fases puede corresponder a la sustitución litológica: aparecen cuerpos de lentes (depósitos deltaicos o de cauce) que ocupan todo el intervalo del corte entre los horizontes de reflexión C3 y C1 (línea Z26). Los horizontes reflectores en el intervalo de la unidad de la Formación Carbonera tienen una respuesta sísmica acorde a las características del corte terrígeno (estratificación de las rocas de arenisca y de arcilla), pues su interpretación indica una ciclicidad marcada entre zonas mudas y reflexiones contundentes de alta amplitud.

En los horizontes de reflexión C5, C3 y C1, en la base de los horizontes reflectores de la formación, se observan formas estructurales locales anticlinales y sinclinales aislados y poco expresivos (línea Z27). Los pliegues anticlinales, observados a lo largo de estos horizontes reflectores, están representados en general, por

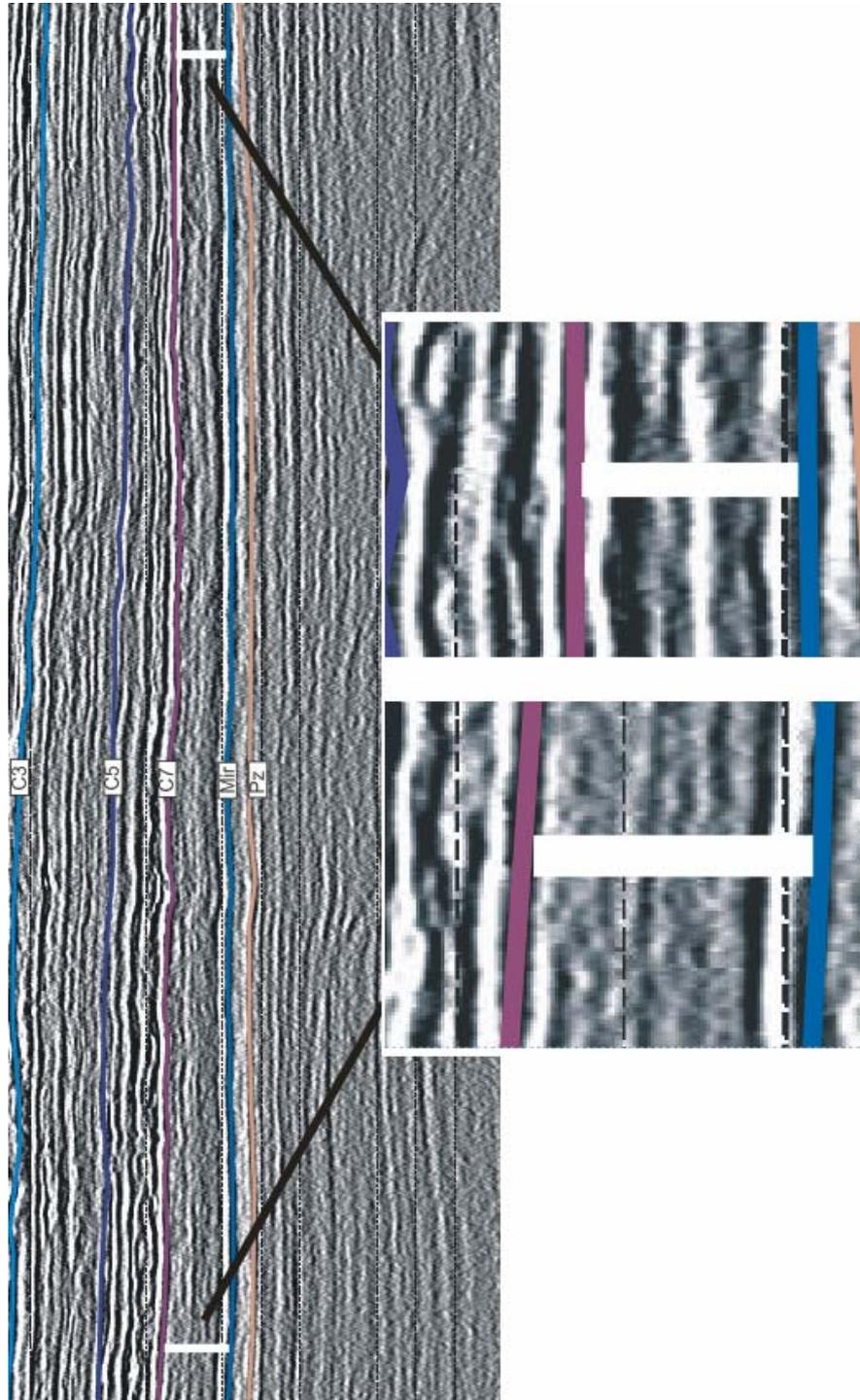
pequeños picos estructurales y terrazas, relacionadas, tanto con formas tectónicas (pliegues anticlinales), como con formas no tectónicas (estructuras erosivas asociadas al paleo-relieve y canales fluviales). La amplitud de los plegamientos es muy pequeña, aunque no despreciable (línea Z28).

Figura 12. Línea Z22. Se distinguen los Horizontes arenosos C1, C3, C5 y C7 de la Formación Carbonera.



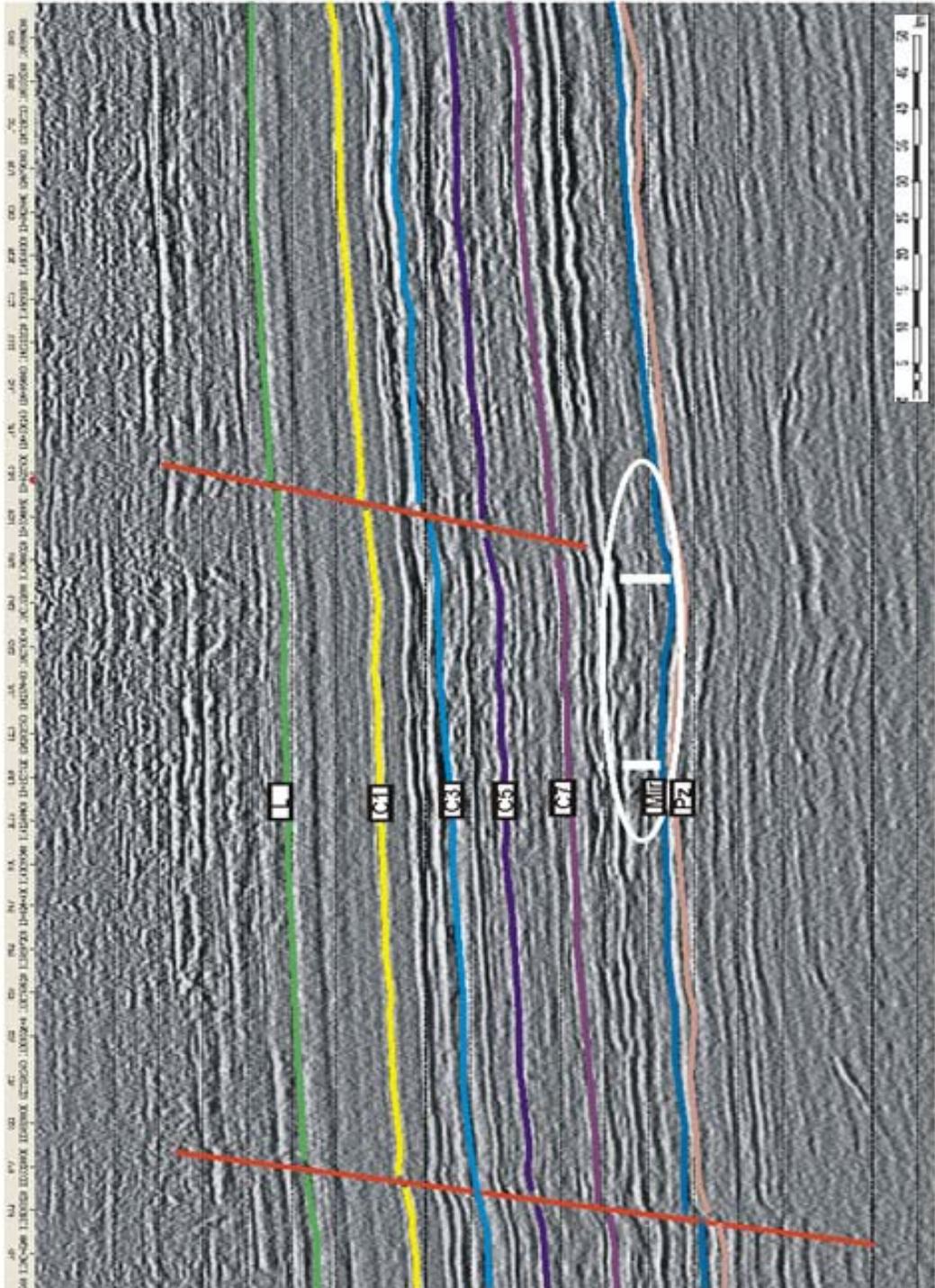
Fuente: Autor del Proyecto

Figura 13. Detalle de la línea Z22. Adelgazamiento continuo de los niveles C8 y C7 hacia el oriente del área de estudio.



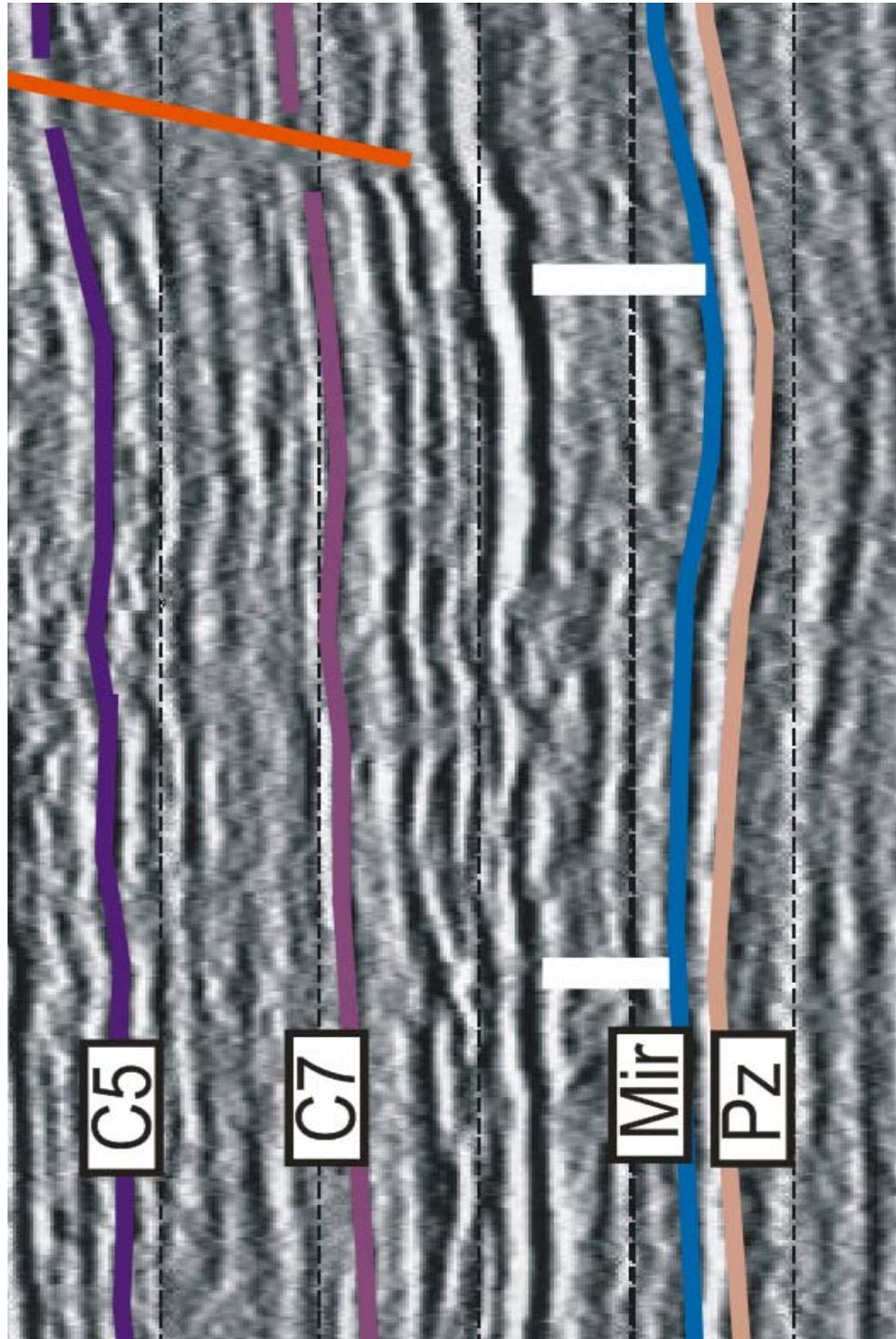
Fuente: Autor del Proyecto

Figura 14. Línea Z23.



Fuente: Autor del Proyecto

Figura 15. Detalle de la línea Z23. Variación de espesor en el C8, que indica deformación simultánea a su depositación.



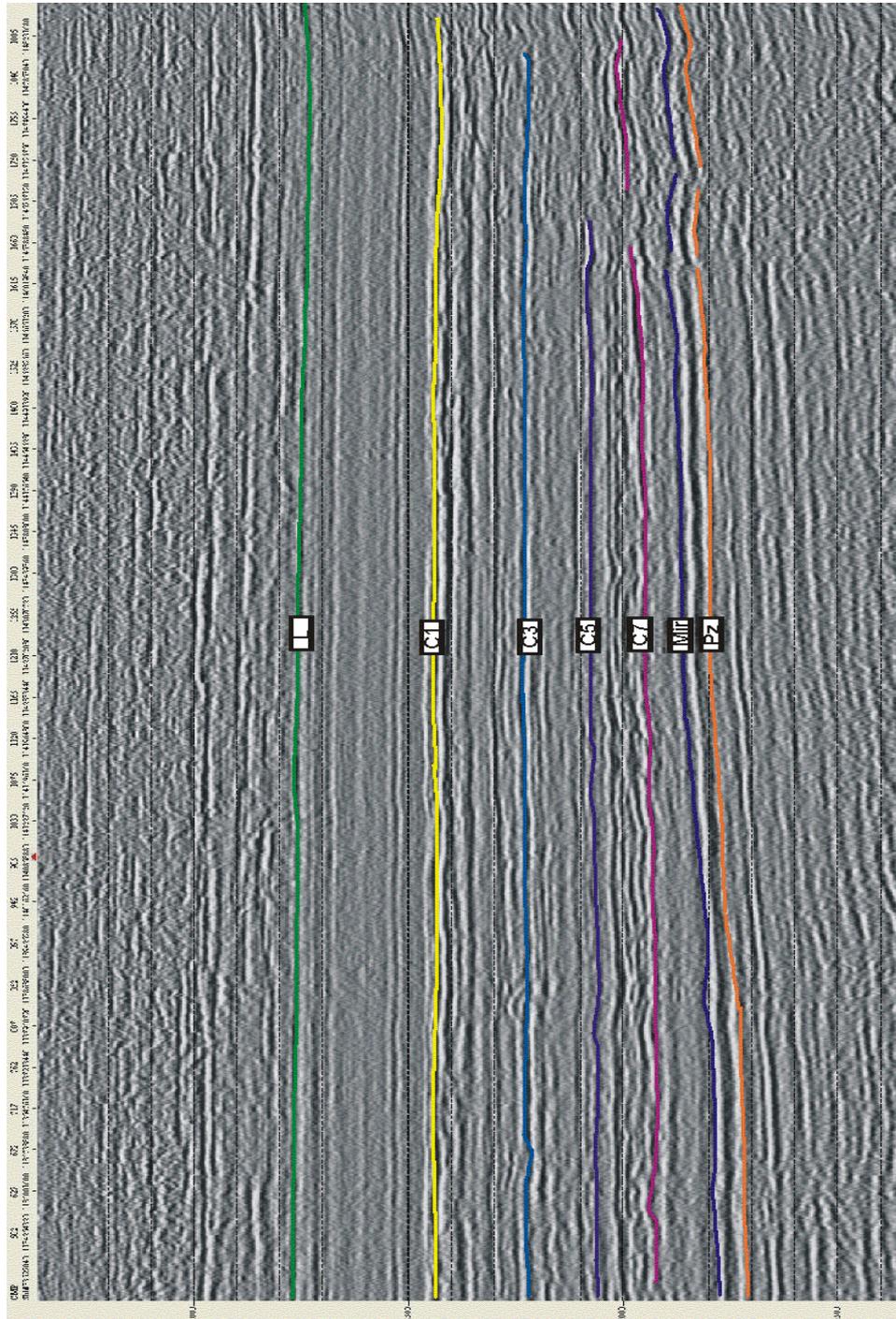
Fuente: Autor del Proyecto

La irregularidad del paleo-relieve del basamento cristalino, de igual forma, crece de oriente a occidente, lo que se puede apreciar claramente en la línea Z29. En el extremo nor-oriental del área investigada el paleorelieve es más aplanado que al centro y sur-occidente, donde se observan paleointrusivos que se vuelven más pronunciados y más altos (línea Z30). Se caracterizan por pendientes pronunciadas y por crestas asimétricas. Los paleointrusivos de la parte nor-oriental (línea Z31), igualmente, se diferencian por su forma de los paleointrusivos de la parte central (línea Z32) y occidental (línea Z33) del área de estudio: si los primeros cuentan con bordes suaves y bases relativamente planas, los segundos tienen apariencia de cañón. Las variaciones del espesor de ciertas partes de la Formación (C8, C7 y C2), indican que en esta zona los procesos de acumulación de sedimentos pudieron ser en algunos casos paralelos a los de deformación. Por ejemplo, el horizonte reflector más inferior (C7) es más potente en la parte occidental del área investigada (línea Z34). Al oriente (línea Z35) muestra un leve pero continuo adelgazamiento (figura 16).

El horizonte C5 tiene más presencia en el área investigada, aunque no regionalmente (Bayona et al, 2005). Su distribución, en el área, es controlada por el paleo-relieve Pre-Eocénico en la parte occidental de la zona investigada (línea Z36). En el lugar de contacto del horizonte reflector con la superficie del paleo-relieve, es posible inferir un carácter de depósito basal (línea Z37)

El horizonte reflector C3, está presente en toda el área de estudio, aunque en el oriente de la zona de investigación (Z38) se evidencia en paquetes más delgados e irregulares. Las mismas características se evidencian para el horizonte superior C1 (Z39).

Figura 16. Línea Z35. Adelgazamiento continuo de los niveles inferiores de la Formación carbonera al Oriente.



Fuente: Autor del Proyecto

El horizonte C1 relacionado con el tope de la Formación Carbonera se extiende regionalmente y coincide con la superficie de discordancia (línea Z40), la cual es conforme a los depósitos de la Formación Carbonera. En algunos lugares se encuentra erosión en el techo de la parte superior de los sedimentos de esta Formación (línea Z41)

Aparte de la base y el tope de la Formación Carbonera, en los intervalos de la unidad, entre los horizontes reflectores se observan otros elementos de tipo erosivo y acumulativo. De acuerdo con sus propiedades ondulatorias, estos elementos se pueden relacionar con formas geológicas de sistemas de drenaje enterrados, como valles de paleo-cauces, de zonas de acuífero y canales fluviales (líneas Z42, Z43 y Z44 respectivamente). Estas formas y elementos de tipo erosivo y acumulativo son propios de sedimentos transgresivos/regresivos de mar poco profundo con condiciones terrígenas de sedimentación, y también de depósitos de planicie litoral. Ya que los sedimentos de la Formación Carbonera son uno de los objetivos de mayor interés para la exploración de petróleo y gas en esta zona de la cuenca Foreland de los Llanos, vale la pena tener en cuenta en proyectos futuros, detallar las características de las geometrías del subsuelo que podrían constituirse en trampas potenciales.

11.3.6. Unidad Sismoestratigráfica No 5: Formación León.

En la parte superior de la Formación Carbonera yacen las rocas arcillosas de la Formación León, de Edad Oligoceno, las cuales componen la quinta unidad sismoestratigráfica. En el curso de este trabajo se identificó que la secuencia sismoestratigráfica de la Formación León, en la parte oriental del área de trabajo, se divide en dos miembros sismoestratigráficos: superior e inferior (línea Z45). El superior se presenta por manifestaciones débiles extendidas conformemente, que son propios de potentes espesores de arcillas. El inferior también se representa por manifestaciones débiles extendidas conformemente, pero con un contraste más notable. El contacto entre estos dos miembros no es muy marcado, pero

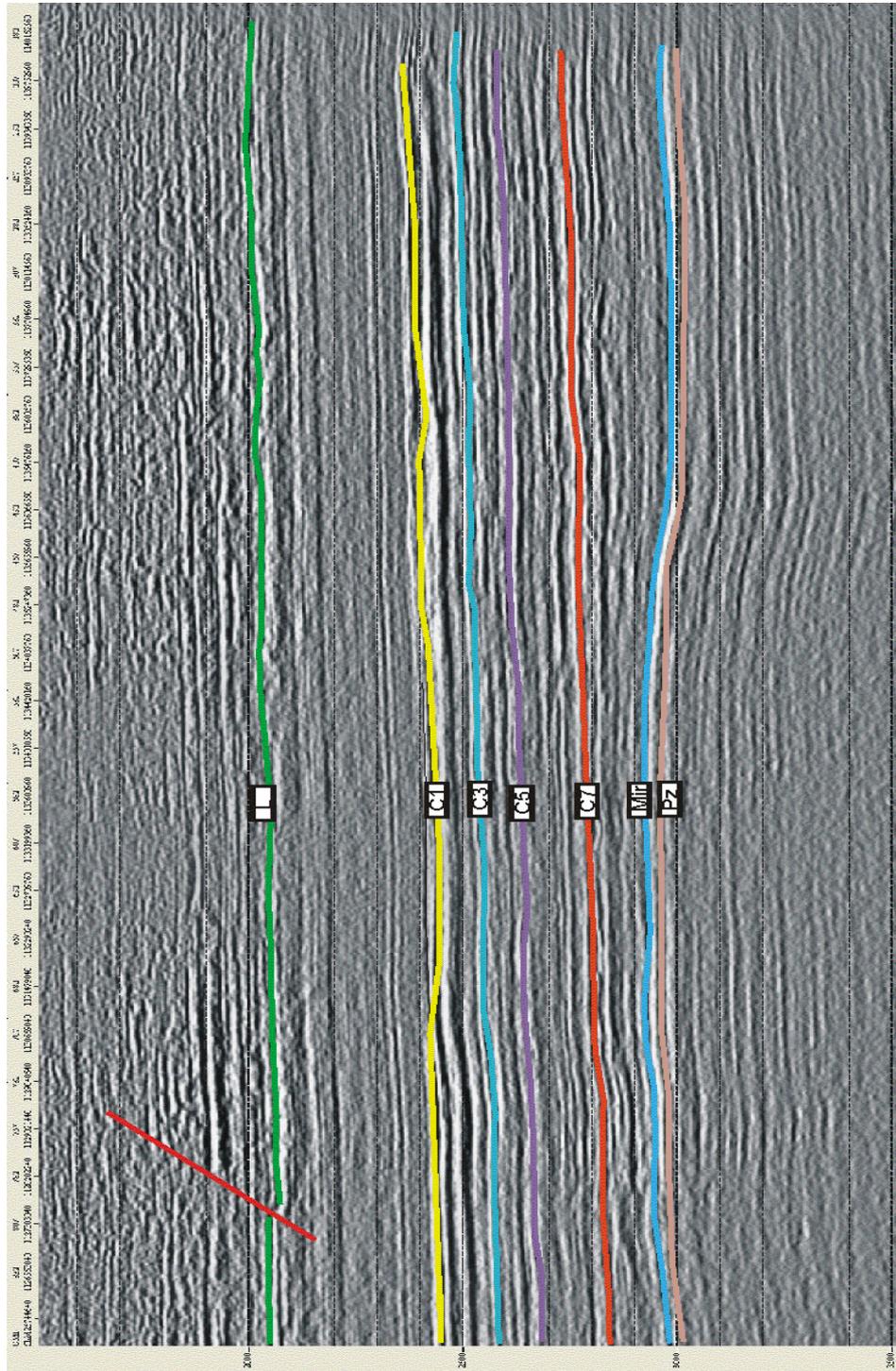
puede ser evaluado con los mismos criterios con que fue reconocido en el bloque Caño Sur en trabajos anteriores. La respuesta sísmica de los eventos de la sección inferior varía en el área investigada.

En la mayor parte del área de estudio, el miembro superior de la Formación León es continuo y homogéneo (Figura 17).

En cambio, la apariencia del miembro inferior muestra una respuesta sísmica concordante con situaciones en las que rocas de arcilla pasan a rocas de arenisca (línea Z46). Esta sustitución ocurre de occidente a oriente. En esta misma dirección disminuye el espesor de los sedimentos de la Formación León, pero su magnitud es variable y en ningún caso esta disminución es exagerada.

En el occidente del área investigada (línea Z47) en las partes inferiores del miembro sismoestratigráfico de la Formación León se encontraron formas erosivas que se pueden relacionarse con paleo-cauces enterrados, los cuales pueden ser interesantes desde el punto de vista de la exploración de petróleo y gas. Encima de la secuencia de sedimentos de León, de acuerdo a las propiedades de las reflexiones, se halla la unidad sismoestratigráfica final, correspondiente a la Formación Guayabo. Estratigráficamente está constituida por los sedimentos del Mioceno y Pleistoceno. Dado que los depósitos de este período temporal no tienen perspectivas de hidrocarburos bien definidas, no fueron tenidos en cuenta en este trabajo.

Figura 17. Línea sísmica Z45. Se observa la continuidad y mayor espesor de la Formación León al Occidente del área de estudio.



Fuente: Autor del Proyecto

11.4 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN DE POZOS

11.4.1 Correlaciones estratigráficas

Mediante la evaluación de los diferentes registros y topes vinculados a cada uno de los pozos tenidos en cuenta para este estudio, así como diversas publicaciones (algunas al interior del Ecopetrol) en las que se dispone de esta información se realizaron correlaciones estratigráficas en el intervalo de interés. Esto a fin de buscar evidencias de variaciones de espesor en fuentes de información diferentes a líneas sísmicas, que permitan obtener nuevos datos, verificar observaciones realizadas en la fase anterior y descartar interpretaciones previas de poca confiabilidad que no presenten otro soporte.

Las zona de estudio incluye el campo VA, en donde fue posible contar con los registros litológicos de los Pozos V1, V2, V1 y VS1. Con estos datos fue posible correlacionar la Formación Mirador y su distribución en el campo. La tendencia muestra que un Paleotallo de rocas Paleozoicas controla la geometría de los sedimentos y que un adelgazamiento hacia el tope de la estructura en la Formación Mirador, indica que una etapa deformativa pudo haber tenido lugar a finales del Eoceno, durante la depositación de su parte basal e intermedia puesto que estos estratos disminuyen su espesor progresivamente hacia la zona del pozo Almagro-1 en donde tienen su menor potencia. (Figura 18).

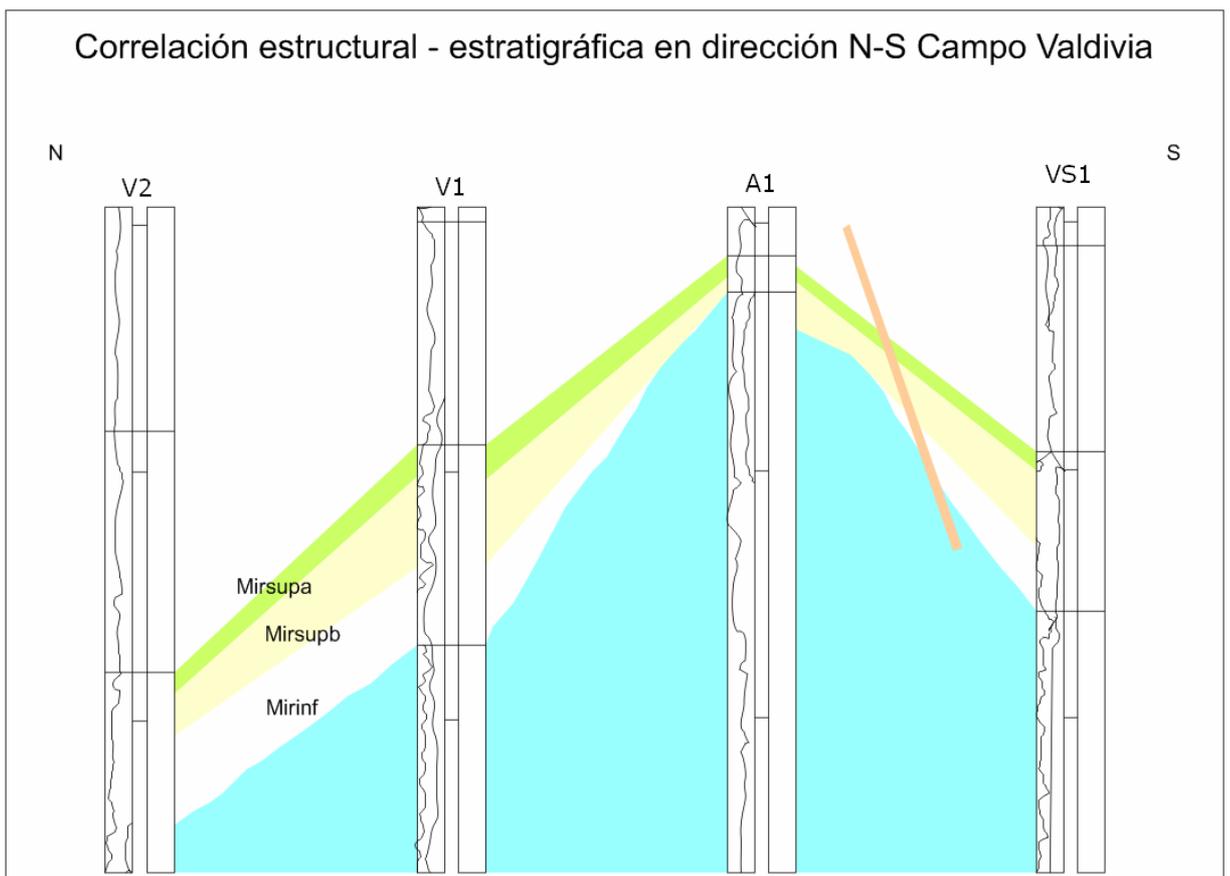
Una extrapolación generalizada del empalme de la información sísmica y topes de pozos y estudios anteriores, permite proponer un esquema regional de la distribución de las diferentes unidades estratigráficas a lo largo del área de estudio (Figura 19).

Además de esta evidencia, varios estudios previos (Fajardo et al, 2000., Bayona et al 2005 y 2008) muestran variaciones significativas en el espesor de la Formación Mirador, que unidos a la disminución en la inclinación de sus estratos y la

mecánica con la que se pueden explicar geometrías sedimentarias sintectónicas, son considerados en este estudio como estratos de crecimiento (Figura 20).

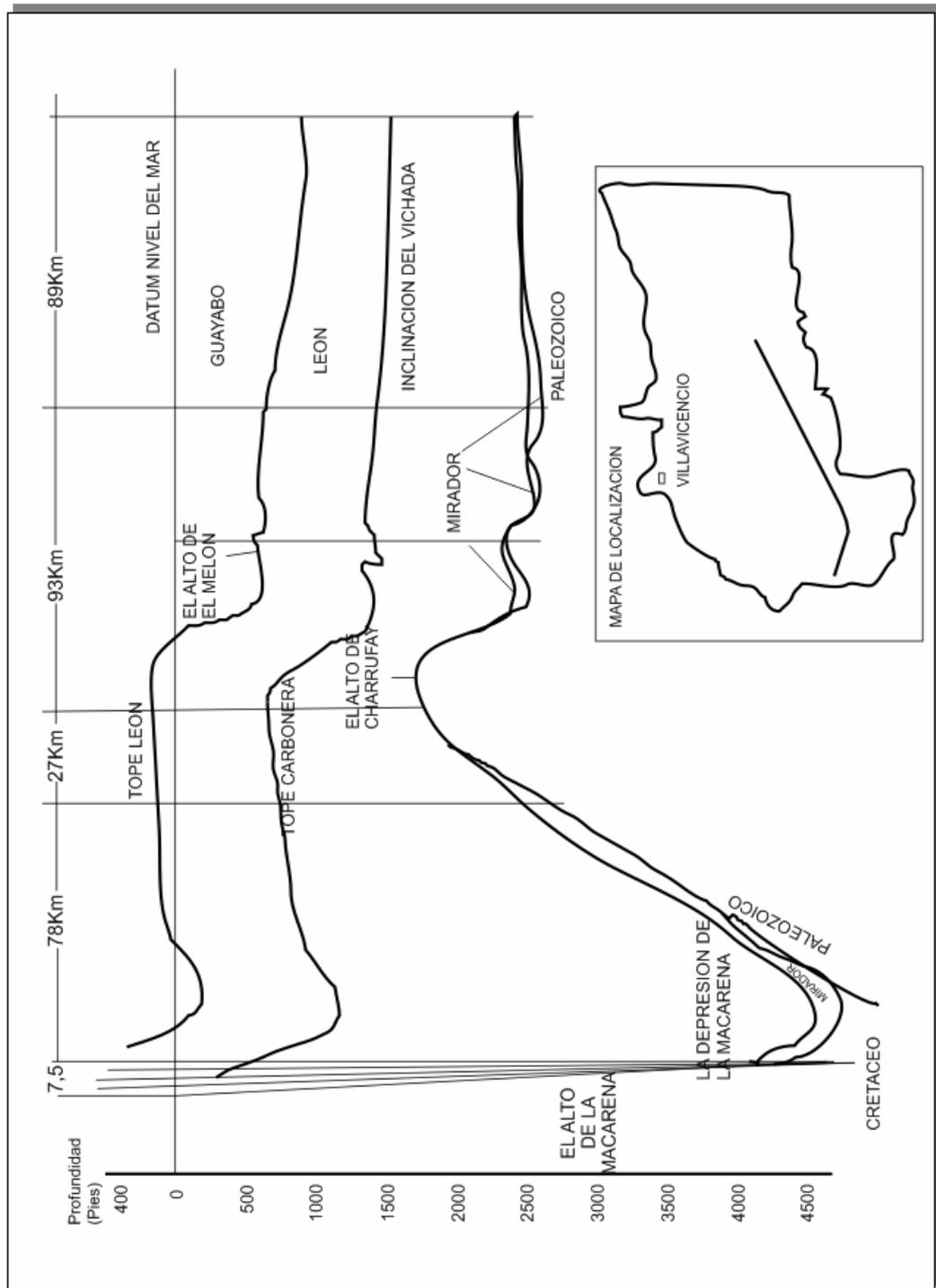
Este mismo comportamiento es evidenciado en la parte basal de la Formación Carbonera, donde los intervalos C9 y C10 se acuñan hacia el Oriente, antes del pozo Negritos-1, y los niveles C8, C7, C6 y C2 disminuyen progresivamente su espesor (Figura 21).

Figura 18. Nótese la desaparición del Mirador Inferior (Blanco), el adelgazamiento del Mirador Medio (Amarillo) y la continuidad en el espesor del Mirador Superior, lo que evidencia depositación sintectónica en los 2 primeros segmentos de esta Formación.



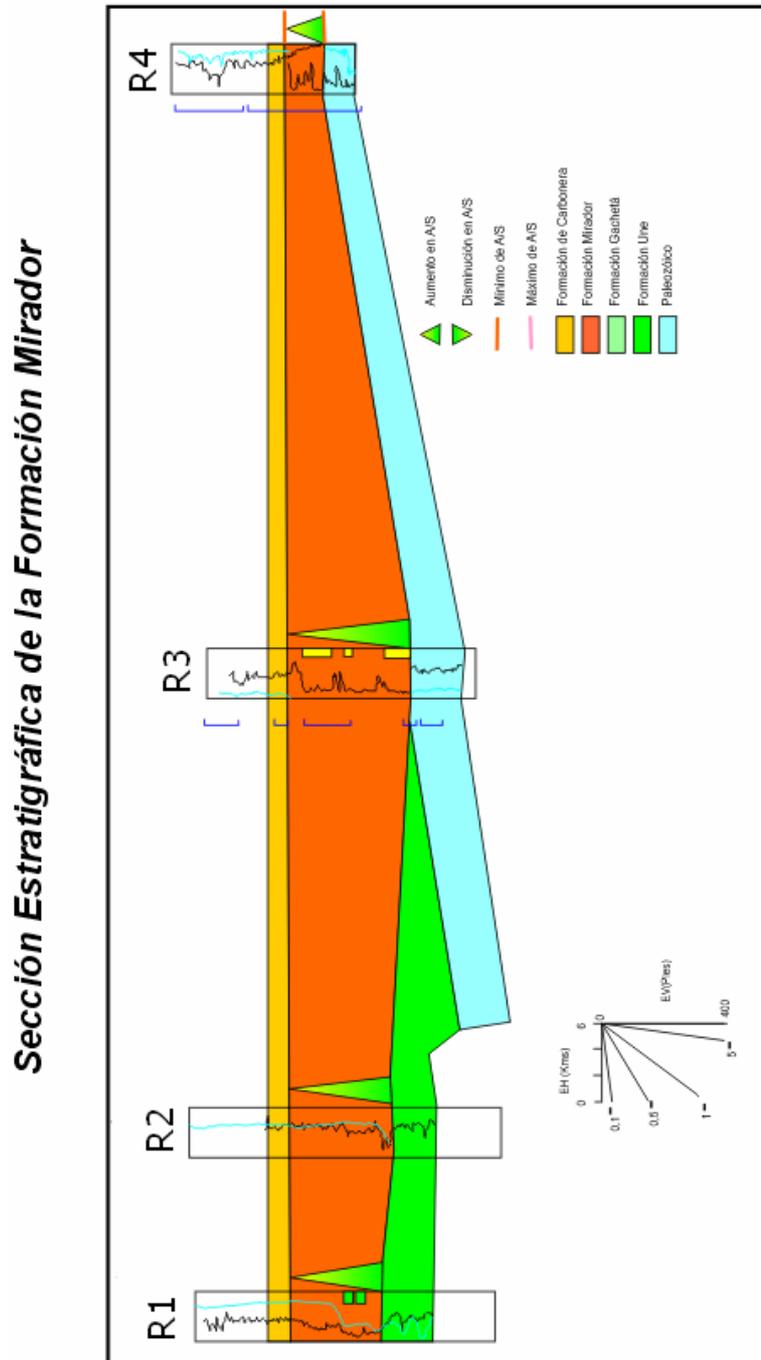
Fuente: Autor del Proyecto

Figura 19. Distribución de las unidades estratigráficas en el sur de los Llanos.



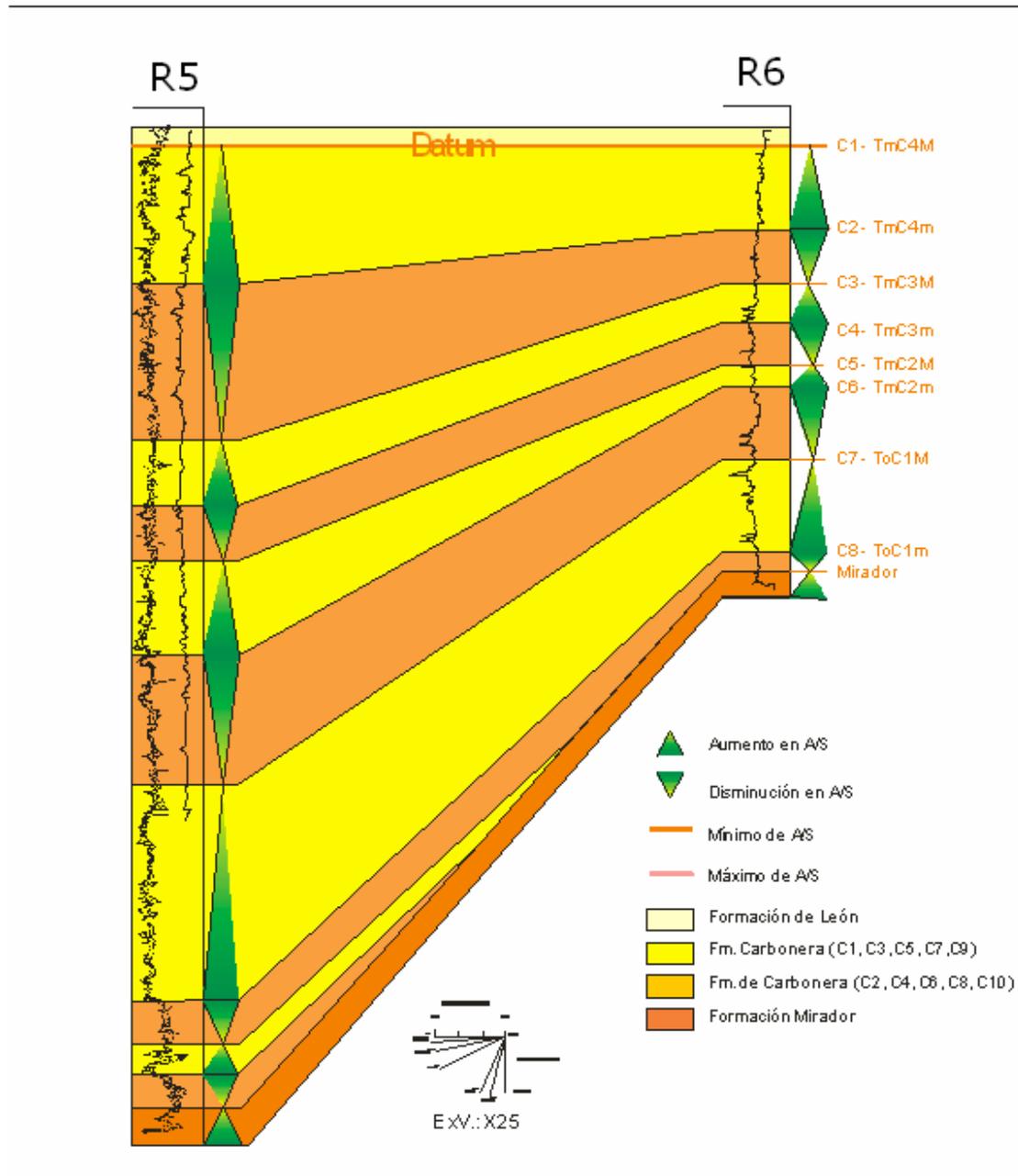
Fuente: Modificado de Kendall et al, 1982.

Figura 20. La variación de espesor hacia el pozo SA-14 de la Formación Mirador, se asocia a las variaciones en el buzamiento de los estratos, para proponer parte del Eoceno Tardío como sintectónico.



Fuente: Modificado de Bayona et al 2005.

Figura 21. Disminución progresiva de espesor en intervalos oligocenos de la Formación Mirador, asociados a variaciones en el buzamiento de sus capas sugieren depositación sintectónica en el sur de los llanos orientales
Sección estratigráfica de la Formación Carbonera



Fuente: Modificado de Bayona et al 2005.

Aunque la información de pozos no es determinante para la evaluación de la edad de la deformación, si constituye un indicio importante. En este caso, la geometría y potencia de la Formación Mirador, en una escala que aunque no favorece, ayuda, sugieren que su depositación pudo ser contemporánea con leves periodos de deformación, que aunque no fueron de magnitud suficiente para originar estructuras significativas, si alcanzan a evidenciar tendencias de adelgazamiento progresivo hacia el tope de paleo-altos de basamento, tal y como se documenta para las rocas del Paleozoico en la interpretación sísmica. (ver figura 11).

12. DISCUSION: EVOLUCION COMPARATIVA DE LA DEFORMACION EN LA CUENCA FORELAND DE LOS LLANOS ORIENTALES Y LA CORDILLERA ORIENTAL

Utilizando los nuevos datos conseguidos mediante la identificación de estratos de crecimiento en el Foreland de los Llanos Orientales, puede definirse que el sector occidental del área de estudio (parte proximal de la antefosa) fue afectada por una deformación variable en el tiempo, evidenciando fallas normales e inversas que fueron activas desde el Oligoceno, y hasta el presente. La deformación compresiva esta documentada en el Eoceno tardío, durante el depósito de la Formación Mirador (Tercera Unidad Sismoestratigráfica) en donde un grupo de pliegues menores son visibles, y las correlaciones estratigráficas muestran cambios importantes de espesor. Durante el Oligoceno temprano la deformación ocurrió probablemente de manera sinsedimentaria junto con la depositación de la base de la Formación Carbonera (unidades C8 y C7), en la zona más Sur-Oriental del sector en estudio. La compresión en sus estadios iniciales durante el Oligoceno, generó pequeños plegamientos, en los que a pesar de la magnitud reducida, se reconocen mecanismos de generación de estratos de crecimientos por rotación de flancos, con una relación propagación/desplazamiento pequeños y bajas tasas de levantamiento. Durante el Oligoceno Superior y parte del Mioceno Temprano la progresión de la compresión produjo la propagación algunas fallas menores, en la parte más distal del techo de la cuña orogénica en el sistema de cuenca de antepaís. Con los datos actuales no es posible determinar si la propagación de las fallas desde niveles más profundos (como la falla de Valdivia) comenzó de manera coetánea con el depósito de las unidades Superiores de la Formación Carbonera o con posterioridad. La depositación de la Formación León parece ser contemporánea con la variación en el régimen de deformación y la aparición de fallas con componentes transcurrentes, tal y como se muestra en el anexo 1 y en las líneas sísmicas Z48 y Z49.

Las edades estimadas para el inicio de la deformación en esta zona de la cuenca difieren con las conclusiones de Kendall et al. (1982), quienes consideraron al Oligoceno temprano como precinemático. Pero las edades concuerdan con Bayona et al (2008), que consideran al Oligoceno temprano como sintectónico. El pulso de deformación coincide con el importante avance de las fallas que definieron Bayona et al (2008) durante el Oligoceno-Mioceno en el área aledaña denominada Caño Sur. Durante el Mioceno inferior se evidencian estructuras de características un tanto diferentes (línea Z50). Estas estructuras parecen vincular componente transcurrente, puesto que la dirección de las fallas, así como la magnitud y orientación de los pequeños plegamientos tienden a disminuir su componente vertical. Es necesario contar con mejor información sísmica para lograr establecer si el régimen tectónico varía durante este periodo y si es posible identificarlo en zonas más al norte de la cuenca de antepaís. En este punto es posible simplemente sugerir la posibilidad de un cambio en la dirección de los esfuerzos. Esta deformación alternada entre el occidente y el oriente de la zona de estudio (líneas Z51 y Z52 respectivamente) queda registrada la reactivación de la falla de Valdivia y la generación de fallas menores que afectan partes de la secuencia en la que se identifican estratos de crecimiento. Estructuras desarrolladas dentro de depósitos del Mioceno inferior con características transpresivas, que no llegaron a ser exhumadas, se observan en líneas sísmicas al nor-occidente del área de estudio (línea Z53). El sector estudiado fue cortado por fallas con saltos pequeños y bloques que parecen estar asociados a estructuras anteriores.

Los estudios previos muestran una evolución complementaria para la zona de la cordillera oriental y su piedemonte asociado.

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).

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).

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).

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 dúplex 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).

Un empalme que vincula la migración de la deformación en espacio y tiempo, en la Cordillera Oriental y la zona sur de la Cuenca Foreland de los Llanos se plantea usando los modelos propuestos por Mora et al. (2010).

Es así como la deformación más o menos continua durante el periodo comprendido entre el tope del Eoceno Medio al Holoceno en la Cordillera Oriental se refleja en la orientación perpendicular de las fallas menores en los llanos. Esto puede tener relación con los modelos de deformación continua en sistemas Riedel y Antiriedel que documentan trabajos previos (Rossello, 2008). Estas fallas menores, según la orientación que presentan, pueden estar relacionadas a episodios secundarios de fracturamiento, en donde la dirección preferencial de fallamiento es contraria a las fallas principales, las cuales son reactivadas en el Oligoceno tardío, y condición la exhumación de gran parte de lo que corresponde al piedemonte oriental de la Cordillera Oriental. Este régimen continua hasta el mioceno temprano, en donde en la zona sur de la cuenca de los Llanos, las fallas han sido activadas en un régimen tectónico variable en donde al occidente se evidencia predominio de compresión y al oriente distensión.

Las implicaciones que tiene la posible no depositación de los niveles superiores de la Formación Carbonera y la Formación Guayabo, en los actuales límites de la Cordillera Oriental, requerirían de mejores herramientas de visualización de información sísmica, pues solo reconstruyendo la historia de deformación del sur de los Llanos Orientales con la misma escala espacio-temporal y excelente resolución, tal y como se viene haciendo en la Cordillera Oriental, se podrían obtener datos concluyentes acerca de la relación entre la sedimentación y la tectónica en todo el sector oriental de nuestro país.

13. CONCLUSIONES

Las estructuras pertenecientes a la zona sur de la cuenca de los Llanos Orientales comenzaron a formarse en el Eoceno tardío. Durante este periodo, el depocentro de techo de cuña orogénica se ubicaba al oriente del río Metica. Las estructuras se generaron bajo una cinemática variable que incluyó reactivaciones de fallas mayores, y por consecuencia generación de fallas menores asociadas. El principal mecanismo que generó estratos de crecimiento en áreas con pequeños pliegues parece ser la migración de banda kink, aunque la resolución de la sísmica, y la magnitud reducida de los pliegues no es 100% confiable. La relación entre la tasa de sedimentación/tasa de levantamiento habría sido muy pequeña durante la formación de las estructuras, y disminuyó aún más con el tiempo. La deformación y la sedimentación fueron contemporáneas durante la depositación de los niveles C8, C7, y C6. Un periodo de cambio en la dirección de los esfuerzos parece estar ligado a la generación de fallas con componente transcurrente. Este proceso que tiene sus mayores evidencias al Occidente de la zona de estudio, vino acompañado de la depositación de los niveles inferiores de la Formación Carbonera, es decir, en el Oligoceno Tardío; Este proceso parece continuar en el Mioceno Temprano, en donde el C2 presenta también evidencias de tectónica sinsedimentaria, tal y como lo documenta Mora et al, 2010.

Los sedimentos no diferenciados del Paleozoico en el sur de la cuenca de los Llanos también presentan episodios deformativos de magnitud considerable, en donde la migración de la banda Kink constituye el principal mecanismo de generación de estratos de crecimiento. Las relaciones de tasa de sedimentación/crecimiento parecen ser mayores que en el Cenozoico, pues la geometría asimétrica y el volumen de secuencia en ambos flancos de los anticlinales es mayor que en el registro más reciente.

La magnitud de los estratos de crecimiento en la cuenca Foreland de los Llanos es muy pequeña, por lo que es necesario identificar herramientas alternativas que permitan mejorar la resolución de los resultados y validen o corrijan las deducciones que con la información disponible hasta ahora han sido determinados.

BIBLIOGRAFIA

- AMOROCHO J., 2001. Evaluación Geológica del Contrato de Asociación Los Gavilanes Cuenca de los Llanos, Utilizando Interpretación Sísmica y Correlación con Registros Eléctricos. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga. Colombia.
- ANADON, P., CABRERA, L., COLOMBO, F., MARZO, M., RIBA, O. 1986 Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In Foreland Basin- International Association of Sedimentologist, Special Publication 8. (Allen A., Homewood p., editors). Blackwell Scientific Publications. Londres.
- BAYONA, G., VALENCIA, A. MAHECHA, H., VILLAMIZAR, P., ACOSTA, D., VILLAMIZAR, C., MORA, A., OJEDA, G., GAMBA, N. 2008. Enterramiento-erosión-levantamiento de dominios estructurales del Piedemonte N, central y llanos Sur integrando modelamiento flexural con datos de termocronología. Ecopetrol.
- BAYONA, G., GAMBA, N., BEDOYA, G., RUEDA, M., VARGAS, M., ARISTIZABAL, J., CARDOZO, E., CORREDOR, G., SOTELO, C., VILLAMARIN, P., REYES, A., TORRES, V., RANGEL, A., MORENO, N. 2005. Estratigrafía del bloque Caño Sur. Modelo preliminar. Ecopetrol.
- BLANCO N., RENDON A., 1991. Geología Estructural y Evolución Tectónica de la Subcuenca Apiay - Ariari, Llanos Orientales de Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Colombia.

- BURBANK, D., MEIGS, A., BROZOVIC, H. 1996. Interactions of growing folds and coeval depositional systems. Basin Research, Vol.8.
- CAZIER, E. C., HAYWARD, A. B., ESPINOSA, G., VELANDIA, J., MUGNIOT, J. F. AND LEEL JR W. G., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin Foothills, Colombia, A.A.P.G. Bull., 79
- CEDIEL, F., CÁCERES, C. (1988). Geologic Map of Colombia, Escala 1:1200000. Geotec Ltda., Bogotá.
- 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., 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)
- CORREDOR F., 2004. Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds, Bucaramanga, Colombia, part, A3: Recognizing growth strata.
- CORTES, M., BAYONA, G., ARISTIZABAL, G., OJEDA, G., REYES-HARKER, A., 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., COVEY, M. C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia.
- DECELLES, P.G., LAWTON, T.F., MITRA, G. 1995. Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States. Geology, Vol. 23, No 8.

- DECELLES, P.G., GILES, K.A. 1996. Foreland basin system. Basin Research, Vol 8.
- ESTRADA C., FERNANDEZ F., FORERO C., PEÑARETTE D., 2001. Proyecto Nacional de Crudos Pesados. Gerencia de Yacimientos - ECOPETROL S.A.
- ECOPETROL AND BEICIP. 1995. Implications for trap styles and regional tectonics, A.A.P.G. Bull., 77(8). Cuenca de los Llanos Orientales, Estudio geológico regional, Santafé de Bogotá, Vol 1.
- ECOPETROL - BEICIP FRANLAB., 1995, Estudio Geológico Regional Cuenca de los Llanos Orientales.
- ECOPETROL, 2001. Atlas de Cuencas Sedimentarias.
- ESPINA, R.G.; ALONSO, J.L.; PULGAR, J.A. 1996. Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). Journal of Structural Geology, Vol. 18, No. 4
- FAJARDO, A; ROJAS, L; CRISTANCHO, J., 2000, Definición del Modelo Estratigráfico en la Cuenca de los Llanos Orientales Piedemonte Llanero.
- Informe técnico. División de Exploración y Producción. ICP - ECOPETROL. Piedecuesta. Colombia.
- 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, Vol 2.

- GOVEA C., 1975. Ocurrencia de Crudos Pesados en Colombia. ECOPETROL. XXII Reunión de Expertos Producción y Transporte de Crudo Pesado.
- GRANT G. G., 1990. The Sedimentology of the Basal Carbonera Sandstone, Rubiales and manacacias Oil Fields, Colombia. Tuskar Resources, Woking. Kingston Geological Services
- HOOGHMSTRA, H, VAN DER HAMMEN, T. 1998 Neogene and Quaternary Development of the Neotropical Rain Forest: the Forest Refugia Hypothesis, and a Literature Overview. *Earth- Science Reviews 44*
- HUBACH, E., 1957. Contribución al conocimiento de las Unidades estratigráficas en Colombia. Informe 1212. Serv. Geol. Nal. Bogotá.
- ICP, 1998. Evaluación Regional Meta. ICP - ECOPETROL. Piedecuesta. Colombia.
- ICP, 1999. Modelamiento Estructural de la Cordillera Oriental. Informe Final. Grupo Geología Estructural. ICP - ECOPETROL. Piedecuesta. Colombia.
- INTERCOL. 1995. Report on the Heavy Oil Project, Southern Llanos Basin - Colombia. Bogotá. Colombia
- JORDAN, T. E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins, in: Busby, C. J., and Ingersoll, R. V., (eds.), Tectonic of sedimentary basins: Blackwell Science.
- KENDALL G., ESCOBAR R., GALLO J., MORALES P., 1982. Geological report on the Heavy Oil Project, Southern Llanos Basin - Colombia.
- INTERCOL. Bogotá. Colombia

- LUNA O., RANGEL A., 1998. Evaluación Geoquímica, Crudos del Meta y Este del Casanare. Informe. ICP - ECOPETROL. Piedecuesta. Colombia.
- MEZA. G., PARRA.P. 1993 Hidrogeoquímica e Hidrodinámica de la Unidad K2 del bloque Apiay. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.
- MORA. A. 2007. Late Cenozoic Uplift and Deformation of the eastern flank of the Colombian Eastern Cordillera. Uni Potsdam. Alemania.
- MORA, A., HORTON. B., MESA. A., RUBIANO.J., KETCHAM. R., PARRA. M., BLANCO. V., GRACIA. D., STOCKLI. D. 2010. Migration of Cenozoic Deformation in the Eastern Cordillera of Colombia Interpreted From Fission Track Results and Structural Relationships: Implications for Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, Vol 94.
- NUNNS, A.G., 1991. Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, Vol 75, No 2.
- POBLET, J.; MCCLAY, K.; STORTI, F.; MUÑOZ, J.A. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with singlelayer detachment folds. Journal of Structural Geology, Vol. 19, No. 3-4
- RESEARCH R., 1985. Evaluación Geoquímica y Bioestratigráfica, Área Rubiales, Cuenca de los Llanos, Colombia.
- RIBA, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pirinees: a genetic interpretation. Sedimentary Geology, Vol 15.

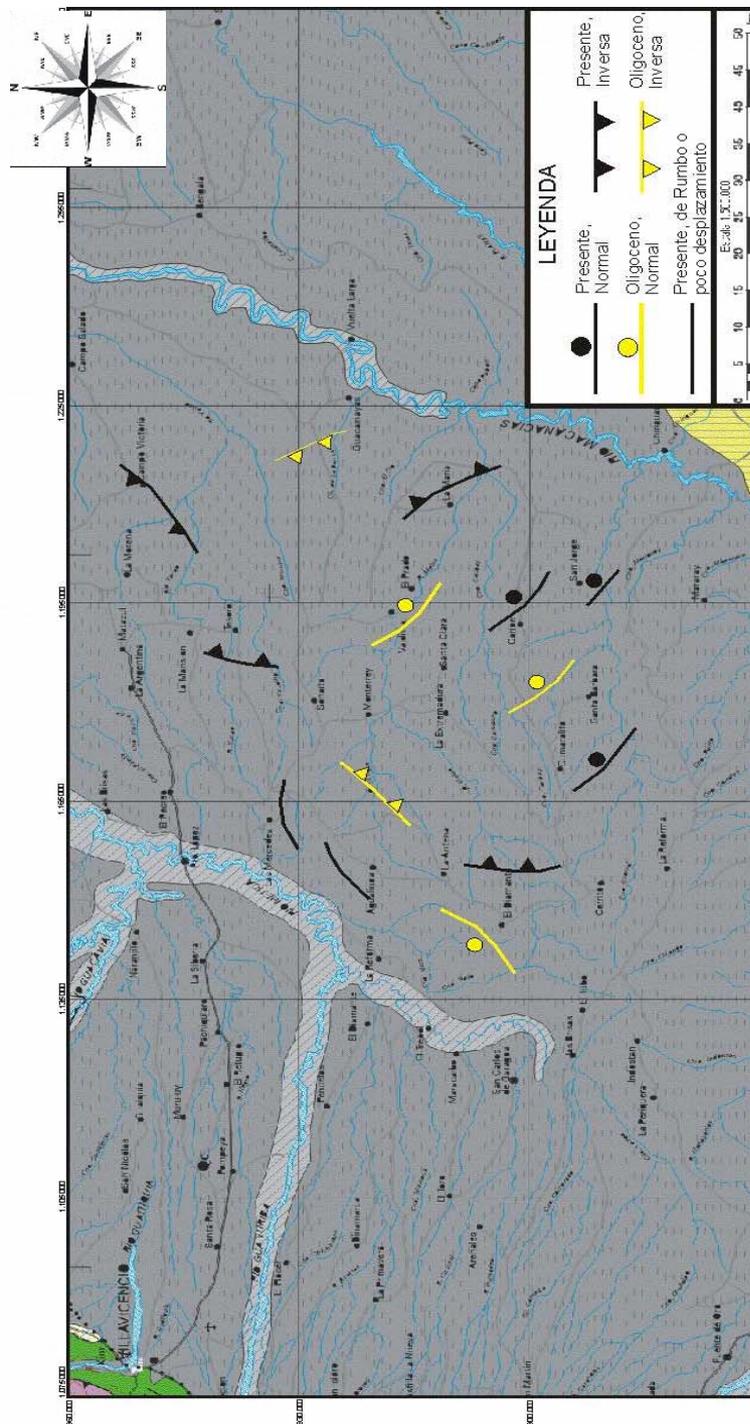
- ROEDER, D. and Chamberlain, R. L., 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., and Welsnik H. J. (eds.), Petroleum basins of South America: A.A.P.G. Mem., 62.
- ROSSELLO, E. 2001. Sistemas Tectonicos Transcurrentes: Una Sintesis de sus Condiciones Mecanicas y Aplicaciones Goeconomicas. Asociacion Geologia Argentina. Serie D. Publicacion Especial No 5.
- SARMIENTO, L.F., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- SUPPE, J., CHOU, G.T., HOOK, S. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In Thrust Tectonics (McClay, K.R., editor). Chapman and Hall. Londres.
- SUPPE, J., SABAT, F., MUÑOZ, J.A., POBLET, J. ROCA, E., VERGES, J. 1997. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. Journal of Structural Geology, Vol 19, No 3-4.
- TORO. J., ROURE. F., BORDAS-LE FLOCH.N., LE CORNEC-LANCE. S., SASSI. W. 2004. Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia. AAPG Special Volumes.
- VAN DER HAMMEN, T. 1973, Palynological record of the Upheaval of the Northern Andes: a study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its High-Andean biota. Rev. of Paleobotanica and Palynology. Vol.16.

- VERGES. J., MEIGS, A.J., BURBANK, D.W., 1996. Unfolding; An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, Vol 24, No 2.

ANEXOS

Anexo A. Mapa de fallas activas.

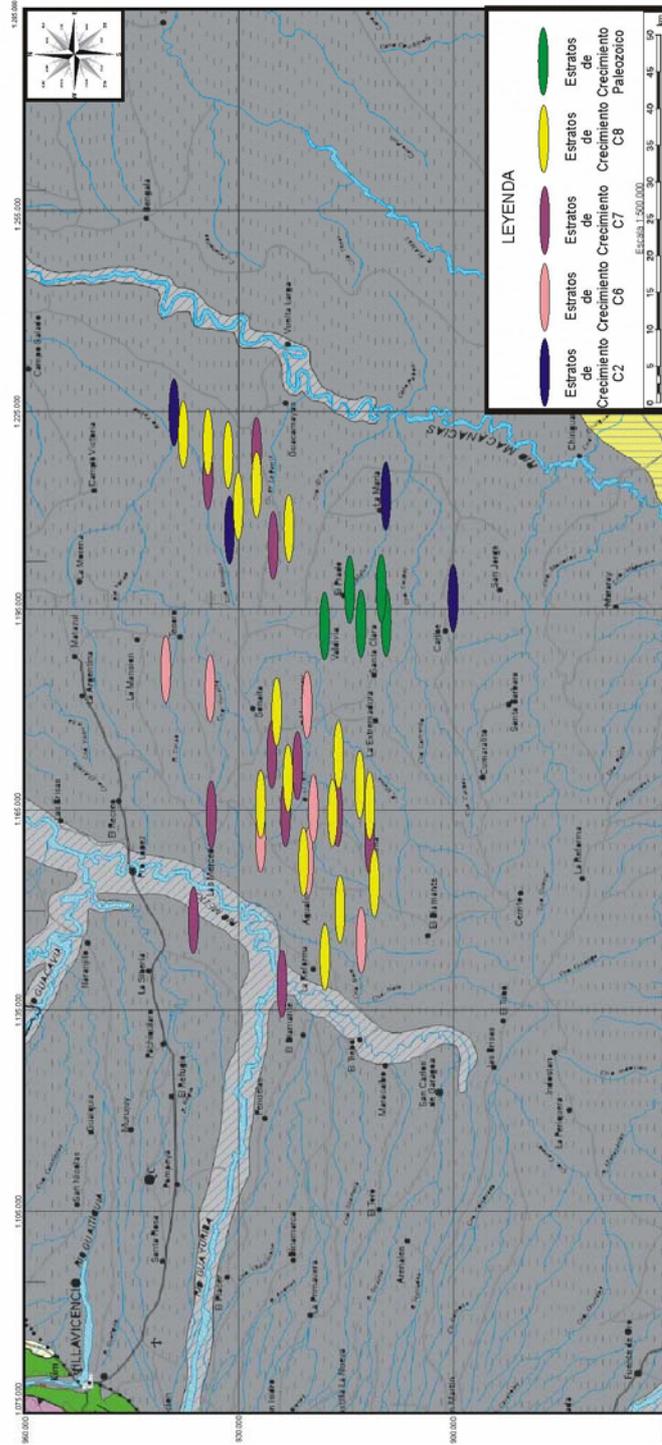
MAPA DE FALLAS ACTIVAS



Fuente: Autor del Proyecto

Anexo B. Mapa de ubicación espacio – temporal de estratos de crecimiento.

MAPA DE UBICACIÓN ESPACIO - TEMPORAL DE ESTRATOS DE CRECIMIENTO



Fuente: Autor del Proyecto