

**MODELADO 3D A PARTIR DE LA INTERPRETACION SISMICA 2D DE LA
PARTE SUR DEL SINCLINORIO DE LA CUENCA DE MEDINA, PIEDEMONTE
LLANERO.**

SILVANA PAOLA MORANTES OCHOA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FALCULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA**

2016

**MODELADO 3D A PARTIR DE LA INTERPRETACION SISMICA 2D DE LA
PARTE SUR DEL SINCLINORIO DE LA CUENCA DE MEDINA, PIEDEMONTE
LLANERO.**

SILVANA PAOLA MORANTES OCHOA

Trabajo de grado para optar el título de Geóloga

Director(es):

Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Geólogo M.Sc.

Docente Escuela de Geología, UIS

Codirectores:

Marco Antonio Nieto Patarroyo.

Geólogo MSc

Juan Sebastián Carvajal Torres

Geólogo

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FALCULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS**

ESCUELA DE GEOLOGIA

BUCARAMANGA

2016

DEDICATORIA

A mi mami Alba Ruth quien con paciencia y amor ha estado a mi lado, apoyándome y guiándome para cada vez ser mejor

A Pedro Nel Martínez por su apoyo y confianza incondicional y ser un ejemplo a seguir, por nunca dejarme rendir y siempre creer mis capacidades.

A mi papi José Miguel Morantes por sus palabras y confianza, por exigirme cada vez y no dejarme confundir en mis prioridades.

A mis hermanos Carlos, Daniela, Samuel, Valeria y Estefanía, por trasnochar conmigo, escucharme en los momentos difíciles, por sonreír con mis alegrías y por la paciencia que me han tenido.

A mi hija Elizabeth que en sus cortos cuatro años me ha enseñado lo verdaderamente importante de la vida, su compañía mientras estudiaba, su fortaleza y madurez para superar las dificultades entre las dos.

A mi mejor amigo Andrés Barrera, quien me acepto con mis defectos y cualidades y ha sido incondicional conmigo.

A mis amigos Jorge Iván y Jaidith Rodriguez, que estuvieron desde el principio hasta el final, marcando una amistad sincera, llena de aventuras, lágrimas y alegrías inolvidables, por su cariño y confianza sin fin.

A mis amigos Andrés Pérez, Carlos Zambrano, Sergio Jerez, German Galvis, Gerson Cuta, Jesús Rincón, Jorge Camargo, Jorge Chaparro, Diego Hernández y Samuel Salcedo y Álvaro Villar; quienes con su compañerismo y colaboración me ayudaron a culminar mis estudios y proyectos.

Finalmente a Anderson Navas por ser amigo y confidente, por escucharme, por su confianza, por acompañarme en lo que me gusta, por su dedicación y esfuerzo en enseñarme. Por el tiempo que me ha dedicado, por su lealtad y sus sentimientos sinceros.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por las bendiciones recibidas, por darme la fuerza, valentía y sabiduría para seguir adelante, superando los obstáculos que se presentaron en esta etapa.

A la Universidad Industrial de Santander por ser parte de mi preparación como profesional y por las oportunidades brindadas en el ámbito académico.

A mi director y profesor Jorge Eduardo Pinto, quien creyó en mí y mis capacidades para desarrollar este proyecto. Así como a mis codirectores Marco Antonio Nieto y Juan Sebastián Carvajal, por la disposición y colaboración en el desarrollo del mismo.

A Giovanni Jiménez mi evaluador, por sus exigencias y correcciones que permitieron mejorar mi nivel académico e investigativo dando como resultado este proyecto.

A los profesores quienes hicieron parte de mi formación; Sait Khurama, Ricardo Mier, Luis Carlos Mantilla y Luis Enrique Cruz, por apoyarme y guiarme con la mejor disposición y corregirme para ser mejor como persona, estudiante y profesional.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCION	16
1. OBJETIVOS.....	18
1.1 Objetivo General.	18
1.2 Objetivo específicos	18
2. DESCRIPCION DEL PROYECTO	19
2.1 Planteamiento Del Problema.....	19
2.2 Justificación.....	20
3. MARCO CONCEPTUAL	22
3.1 Geología Regional.....	22
3.2 Geología local	24
3.3 Geología Estructural	25
3.4 Estratigrafía	29
4. MARCO TEORICO	36
4.1 Morfotectónica.....	36
4.2 Interpretación sísmica	36
4.3 Modelamiento 3D	42
4.4 Fallas y Rampas de relevo	43
4.5 Estratos de crecimiento	48
5. METODOLOGIA	52
5.1 Reconocimiento y análisis de bibliografía.....	52
5.2 Selección de datos y sistema de coordenadas	53
5.3 Interpretación por medio del software 2DMOVE	55

6. RESULTADOS.....	63
Interpretación morfotectónica.....	63
Interpretación sísmica	67
Modelo tridimensional	70
7. ANALISIS DE RESULTADOS.....	73
8. CONCLUSIONES.	75
BIBLIOGRAFIA.....	77

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación del área de estudio, el Sinclinal de Medina y las fallas Tesalia-Servita al oeste y al este la Falla Guaicáramo. Tomado de Google Earth Pro.

Figura 2: Evolución tectónica de la Cordillera Oriental. Tomada de Sarmiento. (2001).

Figura 3: Sistema de fallas del borde llanero. **A:** Sinclinal de Nazaret. **B:** Anticlinal de Guavio. **C:** Sinclinal de Rio Amarillo Proyecto sismo-tectónica del territorio colombiano. Fuente: Autor

Figura 4: Columna estratigráfica de la zona de estudio. Modificada de Mora et al., 2006.

Figura 5: Parámetros o atributos de reflexión. A: Continuidad, B: Amplitud y C: Frecuencia. Tomado de Mitchum et al. (1977).

Figura 6: configuración interna de los reflectores teniendo en cuenta su geometría: paralela, subparalela y divergente. Tomado de Mitchum et al. (1977).

Figura 7: Diagrama ilustrativo con los patrones de las terminaciones de reflexión y tipos de discordancias. Tomado de Vail (1977).

Figura 8: Modelado tridimensional del software Leapfrog. Tomado de la página web oficial de Leapfrog3D.

Figura 9: Redistribución de esfuerzos en las terminaciones de falla. Tomado de Davison, (1994).

Figura 10: Componentes geométricos en zonas de relevo. **A:** enlace de dos fracturas (L: longitud máxima paralela a la dirección de fracturamiento, W: ancho máximo de la zona de traslape, S: espaciamiento entre segmentos, OL: cantidad de traslape y Lt: longitud total teniendo en cuenta ambas fracturas o fallas

implícitas; tomado de Acocella et al., 2000). **B**: relevo entre dos fallas (HF: bloque techo o cabalgante, FF: bloque piso o adyacente; tomado de Hus et al., 2005.

Figura 11: Tipos de relevos de falla según su cinemática. Tomado de Walsh et al., (1999).

Figura 12: Desarrollo progresivo de una rampa de falla (modificado de Crider y Peacock. 2004)

Figura 13: A: Estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo acelerado. **B:** Estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo desacelerado Tomado de A).

Figura 14: Esquema de dos tipos de mecanismos que da para que una falla de crecimiento. A: por propagación. B: por enlaces (redibujado de d'Alessio y Martel, 2004).

Figura 15: Estratos de crecimiento formados a partir de pliegues de despegue con rotación de limbos. **A:** Los estratos de crecimiento se presentan en forma de abanico que disminuyen su inclinación y espesor en la parte superior. **B:** Los estratos de precrecimiento muestran espesores iguales a lo largo de la sección. Tomado de Suppe et al., (1997).

Figura 16: Sistema de coordenadas creado en el software SPRING. Fuente: Autor.

Figura 17: Mapas creados para analizar la morfotectónica de los depósitos cuaternarios. 1 Mapa de pendientes, 2 Mapa de inclinaciones, 3 Mapa de orientaciones y 4 Mapa de facetas. Fuente: Autor.

Figura 18 Proyecto en el software Global Mapper, donde se usó el Modelo de Elevación Digital (DEM) obtenido en el software SPRING, junto con las líneas sísmicas en planta para calcular el perfil topográfico de cada una. Fuente: Autor

Figura 19: líneas sísmicas del área de estudio con la correspondiente topografía en milisegundos. Fuente: Autor.

Figura 20: imágenes correspondientes a la línea sísmica ME – 1230, A) sin interpretar ajustada a la topografía. B): definida la línea sísmica en gama de colores marrón, blanco y azul, siendo el color azul para los reflectores de mayor amplitud y los de marrón de menor amplitud, --- Simboliza reflector continuo de amplitud alta y paralelo y subparalelo a los adyacentes. Fuente: Autor.

Figura 21: Línea sísmica MVI – 1070 en doble tiempo de viaje (ms). A) corresponde a la línea sin interpretar. B) línea interpretada con los reflectores que se asociaron al comportamiento de estratos de crecimiento o discordancias progresivas. C) zoom de la imagen B, donde se observa el comportamiento de los reflectores en onlap sobre uno continuo. Fuente: Autor.

Figura 22: Representación de los reflectores onlap en diferentes líneas sísmicas de la área de estudio. A) Línea sísmica MVI – 870, B) línea sísmica MVI – 1070 y C) ME – 1440. Fuente: Silvana Morantes.

Figura 23: Delimitación de los depósitos cuaternarios en mapa de orientación de facetas a escala 1:25.000. Fuente: Autor.

Figura 24: Clasificación de los depósitos cuaternarios identificados en el área, escala de trabajo 1:25.000. Fuente: Autor.

Figura 25: Fallas determinadas a partir del análisis morfotectónico. Las fallas **1** y **8** corresponden a las fallas Guaicaramo y Tesalia respectivamente, las **2, 3, 4, 5, 6** y **7** son propuestas por el análisis morfotectónico. Fuente: Autor

Figura 26: Unidades Cinemáticas (UC) que contienen los reflectores que nos indican procesos tecto-sedimentarios, siendo la UC-1 la más antigua y la UC-6 la más reciente. Fuente: Autor

Figura 27: Línea sísmica MVI-1070, donde se observan las Unidades Cinemáticas, dentro las Unidades Sísmicas SA, SB y SC. Fuente: Autor.

Figura 28: Interpretación de las fallas en la línea sísmica MVI-1070A línea sísmica MVI-1070. Fuente: Autor.

Figura 29: Interpretación de fallas en la línea sísmica ME-1440. Fuente: Autor.

Figura 30: Fase inicial del modelo, creación de superficies al unir las fallas de cada línea sísmica interpretada junto con el trazo de las fallas determinadas en superficie. La numeración en la imagen corresponde a las fallas analizadas teniendo en cuenta la interpretación morfotectónica. 1 corresponde a la falla de Guaicaramo y 8 a la Falla de Tesalia Fuente: Autor.

Figura 31: Corte sobre la línea sísmica ME-1230. Donde se observa las fallas de dicha línea junto con las superficies creadas para las UD de esa línea. Fuente: Autor.

Figura 32: Corte del primer bloque al Este de la configuración de la superficie de la Falla 2. Comprende las fallas y unidades sísmicas determinadas. Fuente: Autor.

Figura 33: Modelo tridimensional del área de estudio, donde se muestra el comportamiento de las Unidades sísmicas generado por la falla 2. Fuente: Autor.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: parámetros de facies sísmicas asociados a la a interpretación geológica.
Modificado de Mitchum et al., (1977)

RESUMEN

TITULO: MODELADO 3D A PARTIR DE LA INTERPRETACION SISMICA 2D DE LA PARTE SUR DEL SINCLINORIO DE LA CUENCA DE MEDINA, PIEDEMONTES LLANERO.

AUTOR: SILVANA PAOLA MORANTES OCHOA

PALABRAS CLAVE: Piedemonte Llanero, morfotectónica, cinemática, depósitos cuaternarios, fallas

CONTENIDO

El área de estudio se localiza, en el Piedemonte Llanero colombiano, limitado al Oeste por la Falla de Tesalia y al Este por la Falla de Guaicaramo, en la zona centro-sur del Sinclinorio de Medina. Debido al cabeceo y cierre de la estructura en el sur del sinclinorio, se depositan los cuerpos cuaternarios que cubren las secuencias de interés geológico y comercial de la industria de los hidrocarburos.

Por medio del análisis morfotectónico de los depósitos cuaternarios, se clasificaron de forma detallada escala 1:25.000 en: Depósitos Aluviales de Llanura y Canal (Q2-al), Depósitos Coluviales de Ladera (Q2-co), Depósitos de Abanicos y Conos, los cuales se dividieron en dos: recientes (Q2-ad) y antiguos (Q1-ad); Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes (Q2-t0), Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias (Q1-t1) y Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas (Q1-t2), siendo este último el depósito de mayor antigüedad.

Se determinaron la presencia de 6 fallas comprendidas entre la Falla de Tesalia y la Falla de Guaicaramo que están plegando y controlando la dirección de estos depósitos. Junto con la interpretación y comportamiento de los parámetros sísmicos, se pudo corroborar y establecer fallas presentes en el subsuelo, donde algunas se asociaron a las propuestas en superficie como las fallas 2, 3, 4, 5, 6 y 7. Se observaron las fallas 4-2, 5-2 y 6-2 que pertenecen a un pulso tectonosedimentario, siendo más antiguas y no se encuentran activas comparadas con las anteriores.

De esta forma el modelo tridimensional generado comprende los resultados obtenidos y permitió definir la cinemática de zona de estudio. Estableciendo un sistema de fallas de relevo normales generado por eventos tectonosedimentarios dentro de un régimen compresivo de inversión tectónica, que afecto a las fallas de Tesalia y Guaicaramo.

*Trabajo de grado

** Facultad de ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Luis Pinto Valderrama. Geólogo M.sc.

ABSTRAC

TITLE: MODELING 3D FROM 2D SEISMIC INTERPRETATION OF PART SYNCLINORIUM SOUTH BASIN OF MEDINA, PLAIN PIEDMONT.

AUTHOR: SILVANA PAOLA OCHOA MORANTES

KEYWORDS: Piedemonte Llanero, morphotectonic, kinematics, Quaternary deposits, failures

CONTENT

The study area is located in the Colombian Llanos Foothills, limited by the failure of Thessaly in the west and the Failure Guaicaramo in the east, in the south-central area of Medina synclinorium. Due to pitching and the close of the structure in the south, it generates a deposition of Quaternary sequences bodies covering geological and commercial interests of the hydrocarbon industry.

Through morphotectonic analysis of Quaternary deposits, they were classified in detail scale 1: 25,000 in Alluvial deposits Plain and Canal (Q2-al) colluvial Ladera deposits (Q2-co), Fans and cones deposits, which they were divided into two: recent (Q2-d) and old (Q1-d); Recent Alluvial Terrazas deposits (Q2-t0), Alluvial Terrazas Intermediate deposits (Q1-t1) and Alluvial Ancient Terrazas deposits (Q1-t2), when the final one latter being the oldest deposit.

The presence of 6 faults between the fault of Tesalia and the fault of Guaicaramo are folding and controlling the direction of these deposits. Along with the performance and behavior of the seismic parameters, could be corroborated and establish faults in the subsurface, where some were associated with the proposed surface as faults 2, 3, 4, 5, 6 and 7. The faults 4-2, 5-2, and 6-2 were observed and associated with a tectonosedimentary pulse, being oldest and deactivated in comparasing with the previous faults.

In this way, the three-dimensional model generated comprises the results and allowed to define the kinematics of the study area. Establishing a normal fault relay system generated by tectonosedimentary events inside a compressive regime of tectonic inversion, that affects the Tesalia and Guaicaramo faults.

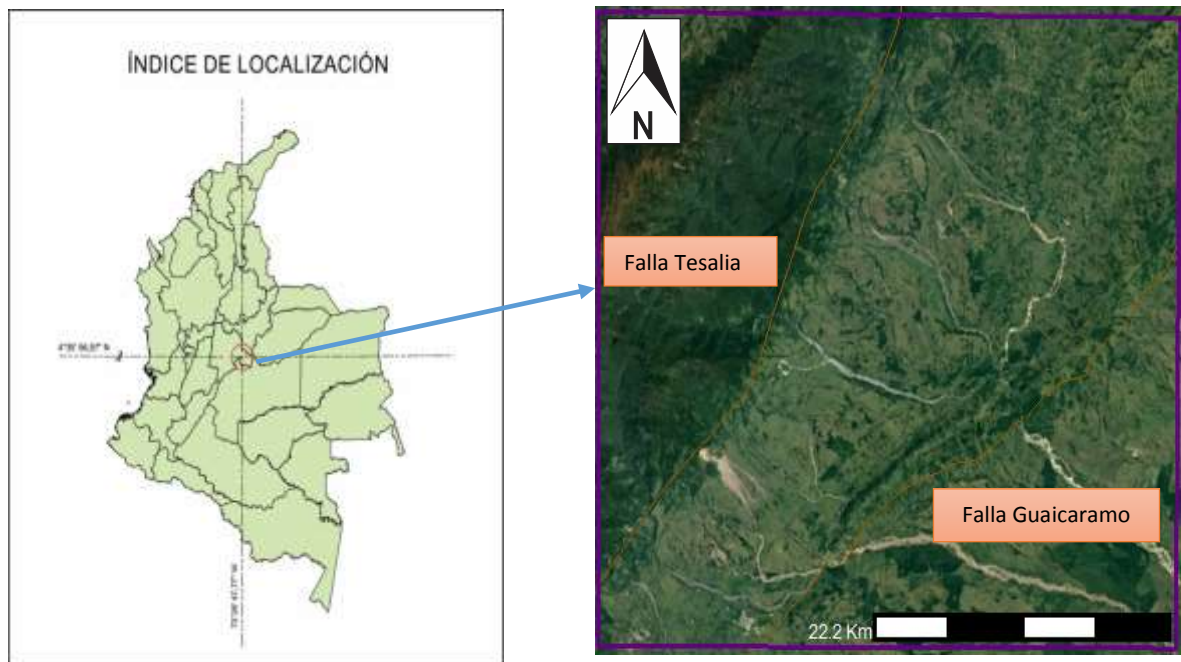
*Trabajo de grado

** Facultad de ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Luis Pinto Valderrama. Geólogo M.sc.

INTRODUCCION

El área de estudio se localiza en la parte norte de la cadena montañosa de los Andes, al este de la Cordillera Oriental, en el Piedemonte Llanero entre los departamentos de Cundinamarca y Meta. (Figura 1).

Figura 1: Ubicación del área de estudio, el Sinclinal de Medina y las fallas Tesalia-Servita al oeste y al este la Falla Guaicáramo. Tomado de Google Earth Pro.



Este proyecto consiste en el estudio estructural de la zona sur del Sinclinorio de Medina, por medio de un modelado dinámico que permite enlazar los datos del subsuelo con datos de superficie. Los datos del subsuelo se adquirieron de la reinterpretación de líneas sísmica en tiempo (ms) de doble tiempo de viaje TWT. Los datos de la superficie se obtuvieron a partir de imágenes de radar que permitió

crear diferentes tipos de mapas geológicos a escala 1:25.000, en los cuales se realizó el estudio morfotectónico.

Esta zona es de gran interés científico, así como económico ya que a partir de modelos previos geológicos se han determinado zonas que teóricamente cumplen los aspectos más importantes para extraer petróleo, pero cuando se han perforados los pozos; estos han dado secos o económicamente no rentable para extraer. Lo cual permite indagar que hay un error o algo no contemplado en los modelos ya realizados y que es necesario plantear otros aspectos a tener en cuenta. Por esto el eje de este estudio son fallas que en superficie no se han podido observar debido a la presencia de cuaternarios y que se han plantado partir de morfotectónica y fotointerpretación.

1. OBJETIVOS.

1.1 Objetivo General.

Determinar la presencia y cinemática de las fallas de relevo en la parte sur del Sinclinorio de Medina.

1.2 Objetivo específicos

- Delimitar los depósitos cuaternarios a escala 1:25.000, con base a los mapas de pendientes, inclinación y orientación.
- Determinar el comportamiento morfotectónico presente en la zona a partir de los depósitos cuaternarios.
- Identificar las fallas por medio de la interpretación sísmica, asociadas a estratos de crecimiento en la zona de estudio.
- Conocer el comportamiento cinemático que tiene el Sinclinorio de Medina por medio del modelamiento dinámico de las fallas interpretadas

2. DESCRIPCION DEL PROYECTO

2.1 Planteamiento Del Problema.

El Sinclinorio de Medina se encuentra influenciado por un patrón sistemático de sinclinales y anticlinales internos como lo son: el Sinclinal de Nazaret, el Anticlinal de Guavio y el Sinclinal de Rio Amarillo, los cuales están limitados por el sistema de fallas de Tesalia-Servita y la Falla Guaicaramo, que han definido la compleja configuración estructural presente. Las formaciones pertenecientes a esta cuenca ha sido de gran interés petrolero lo que ha permitido que se desarrollen diversos estudios y modelos que corroboren sus teorías. Los pozos perforados como Coporo 1 y Palomas 1 que han resultado secos, son evidencia clara de que los estudios realizados y los modelos planteados no han sido suficientes para entender la complejidad que se presenta en la zona sur del Sinclinorio. Se debe tener en cuenta también la variación estructural que se presenta en toda la estructura. En esta zona se observan los depósitos cuaternarios que están cubriendo la estratigrafía y estructuras como fallas que puedan estar afectando la cuenca.

Con el fin de realizar un modelado dinámico 3D que muestre la afectación de la cuenca de forma completa, es decir, cómo estructuras en el subsuelo dan un comportamiento y configuración a la cuenca que no es observado en superficie; es necesario la recopilación de información de superficie y de subsuelo. Los datos de información geofísica darán información del subsuelo, usando la reinterpretación de líneas sísmicas en tiempo (ms) de doble viaje (TWT) junto con datos de superficie como estratigrafía, buzamientos, modelos de elevación digital, fallas y estructuras geomorfológicas. Son las fallas secundarias enmarcadas dentro las fallas principales, las se encuentran modificando la configuración actual del área de estudio, pero el trazo de las fallas secundarias se evidencia muy poco debido a que no cortan los cuaternarios. De este modo el modelado dinámico nos permite

observar cambios simultáneos en subsuelo y en superficie generados por la cinemática de las fallas. De acuerdo con lo expuesto este proyecto investigativo buscara resolver: ¿Cómo es el comportamiento del subsuelo generado por estructuras que los cuaternarios cubren en la superficie?, y ¿Cuál es el estilo estructural que afecta el subsuelo?

Como explicación de la afectación del subsuelo se plantea la hipótesis de que es producto de presencia de fallas que no se observan en superficie ya que no cortan los depósitos de cuaternarios, pero si los pliega y los moldea. Como hipótesis alternas se plantea que la problemática puede tener soluciones relacionadas con: una posible subsidencia de la cuenca al sur, una serie de depocentros sedimentológicos consecutivos y de diferente capacidad de almacenamiento, y finalmente otra alternativa seria estudiar si los estratos de crecimiento planteados en estudios anteriores (López, 2004) pueden dar explicación al problema.

En este proyecto se plantea corroborar la hipótesis principal teniendo en cuenta que para descartar o corroborar alguna de las hipótesis alternas se necesita de más estudios y datos específicos de sedimentología y estratigrafía.

2.2 Justificación

Estudios que han sido realizados en la incluyen la zona con propósitos diferentes como la Descripción cartográfica geológica (Mora, 2007 y Parra, 2008), Secciones sísmicas y registros de pozos (Sarmiento, 2001), Estilos estructurales (Mora y Parra, 2008) analizan la deformación y evolución regional de estructuras como el Sinclinatorio de Medina y sus adyacentes que se encuentran entre la cuenca de los Llanos Orientales y la Cordillera Oriental, como el presentado por Bayona et al., 2008, que relaciona el orógeno de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales; este modelo explica la deformación y evolución geológica entre el cretácico y el cenozoico, concluyendo cinco episodios de deformación para el flanco este de la Cordillera Oriental, el Piedemonte Llanero y la Cuenca de los

Llanos Orientales y determinando los tiempo de actividad para diferentes estructuras pertenecientes a estas zonas.

Trabajos locales en el área de Medina que han sido presentados como el de López, 2004, en el cual se plantea estratos de crecimiento en el Sinclinatorio de Medina y también manifiesta la variación estratigráfica que se presenta en desde el centro hasta el sur comparado con la parte norte de la cuenca. Por otro lado Branquet et al., 2002, plantea de forma integral con la estratigrafía y la geología estructural, el análisis de la deformación que se manifiesta en la parte norte del sinclinatorio, y el Macizo de Quetame, el cual constituye un gran aporte a la configuración estructural de las fallas principales como Tesalia, Guaicáramo- Agua Clara y Cusiana, concluyendo que la deformación actual del Macizo de Quetame es generado por la reactivación e inversión de la falla Tesalia durante la deformación Andina.,

Teniendo en cuenta que se han realizado estudios anteriores buscando establecer una explicación del porqué ha sido tan bajo el éxito exploratorio en la zona sur, siendo una estructura que cumple con las condiciones óptimas para ser prospecto. El presente trabajo se enfoca en el área sur del sinclinal, ya que ninguno de los trabajos previos centra sus aportes en analizar este sector para explicar porque la zona sur no es prospectiva. Los resultados de este trabajo, por ser tan locales no pretenden refutar o confirmar los modelos planteados por los autores citados, pero se espera que la nueva información generada se ajuste a alguna de estas propuestas en forma que se pueda aportar al fortalecimiento de un modelo regional.

3. MARCO CONCEPTUAL

3.1 Geología Regional

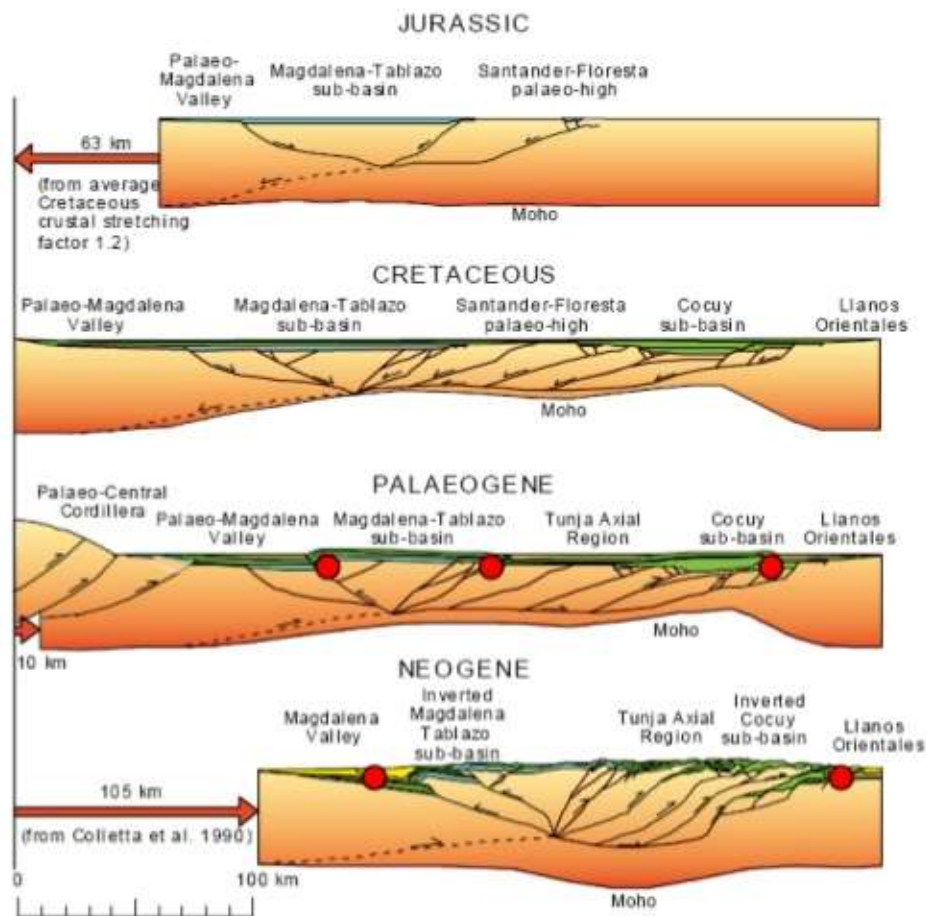
La Cordillera Oriental, en la parte norte de la cadena montañosa de los Andes, presenta una fuerte complejidad asociada a la interacción tectónica de las placas Nazca, Caribe y Suramérica (Cortes et al., 2006). La formación de las cuencas se han dividido en dos eventos importantes; el primero muestra una etapa de acumulación en ambiente extensivo de “synrift” (rifting) durante la conformación de una cuenca de retro-arco (back-arc) desde el Triasico-Jurasico y parte del cretácico inferior (Sarmiento-Rojas et al., 2006) y el segundo la inversión tectónica de las secuencias depositadas ocurridas durante el Cenozoico (Colleta et al., 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006).

Desde el Cretácico Inferior hasta el Maastrichtiano en el Cretácico Superior, la cuenca es afectada por la formación de fallas extensionales como la falla de Guaicaramo y la subsidencia pasiva de la cuenca retro-arco, también se presenta una etapa de subsidencia termal (Acosta, 2002) en el cual se deposita una espesa gran secuencia sedimentaria marina y transicional sobre el basamento Paleozoico, correspondiendo a una transgresión del mar sobre el continente. A finales del cretácico y principios del paleógeno se presenta el evento final de acreción de la Cordillera Occidental causando el levantamiento y erosión de la Cordillera Central y marcando el inicio de la secuencia que se deposita en la cuenca antepais pre-andina (Etayo-Serna et al., 1983 y Cediél et al., 2003) y de esta forma se depositaron sedimentos continentales, transicionales y de marinos someros dejando evidencia de la regresión del mar

Los eventos de inversión tectónica se dieron con el aumento de la convergencia entre las placas Nazca y Suramérica, generando la deformación compresiva en el Eoceno medio. En el Eoceno tardío y Oligoceno se da un periodo prolongado de fallamiento normal y subsidencia en respuesta a los movimientos de las cordilleras

Occidental y Central y así continuar con la subsidencia de la Cuenca de los Llanos Orientales (Figura 2), donde ocurre de nuevo una transgresión marina y así formar una cuenca “foreland” (Sarmiento, 2001)

Figura 2: Evolución tectónica de la Cordillera Oriental. Tomada de Sarmiento. (2001)



Finalmente, en el Mioceno se da el máximo levantamiento y erosión de la Cordillera Oriental, depositando una gran secuencia de sedimentos en la cuenca antepais en el Piedemonte Llanero. A su vez se da la colisión del bloque Baudo-Panamá con el margen occidental activo generando un cinturón de plegamiento y

cabalgamiento (Van der Hammen., 1960; Colleta et al., 1990; Cooper et al., 1995), siendo este el periodo de máxima inversión tectónica en el Piedemonte Llanero

Las últimas fases compresivas se dan por el levantamiento regional de toda la cadena en el Plioceno-Pleistoceno (Dengo y Covey, 1993), en las cuales antiguas fallas normales se reactivan de forma inversa y desarrollan las nuevas estructuras compresivas que actualmente se pueden observar (Reyes et al., 1991).

3.2 Geología local

La Cordillera Oriental se encuentra en la parte oriental de la cadena montañosa de los Andes colombianos y está separada de la Cordillera Central por el Valle Medio de Magdalena. El Sinclinorio de Medina se localiza en la parte axial oriental de la Cordillera Oriental en el Piedemonte Llanero perteneciente a la Cuenca de los Llanos Orientales que es una cuenca tipo Antepais o Foreland.

El sinclinorio de Medina geológicamente muestra estructuras en respuesta a los eventos tectono-sedimentarios que la originaron, la modificaron y le dieron su configuración actual. Delimitada en el Oeste por el sistema de fallas Tesalia-Servita y al Este por la Falla Guaicaramo; de origen normal pero que fueron reactivadas por la Orogenia Andina en fallas inversas. Este presenta estructuras internas como resultados de los últimos plegamientos y cabalgamientos que afectaron la cuenca, estas son: Sinclinal de Medina, Sinclinal de Rio Amarillo y Anticlinal de Guavio. Teniendo en cuenta que la cuenca es deformada e influenciada por las fallas anteriormente mencionadas, se dice que tiene un estilo de tectónica gruesa “thick-skin deformation”, el cual involucra las rocas del Paleozoico y rocas del basamento cristalino correspondientes al precámbrico, este estilo forma pliegues por flexión de las fallas como el Anticlinal de Guavio, zonas dúplex y fallas que se encuentran fuera de la secuencia como la Falla de Guaicáramo. Debido a esto se confirma que toda la secuencia litoestratigrafica de la cuenca incluidos los cuaternarios; es afectada por la tectónica desde la formación del rift en el triasic-Jurasico

En la superficie del sinclinorio, presenta geoformas de origen estructural, fluvial afectado por neotectónica. Morfologías de espinazcos donde se reconocen la intercalación entre capas blandas y duras que son características en los bloques colgantes de la Falla Guaicáramo. También la presencia de abanicos de origen fluvial también es destacada en el sinclinorio que han sido observados en los flancos de los anticlinales deformados por la influencia de drenajes que los han erosionado. Presenta terrazas producto de la acumulación de sedimentos provenientes de ríos trenzados y abanicos aluviales que también han sido afectadas por la deformación tectónica que han influenciado en la dirección de los ríos. Las llanuras de inundación asociadas a desbordes de canal de ríos que se encuentran en la cuenca Medina, han sido afectadas por la deformación del cinturón plegado, causando variaciones en las inclinaciones de las llanuras.

3.3 Geología Estructural

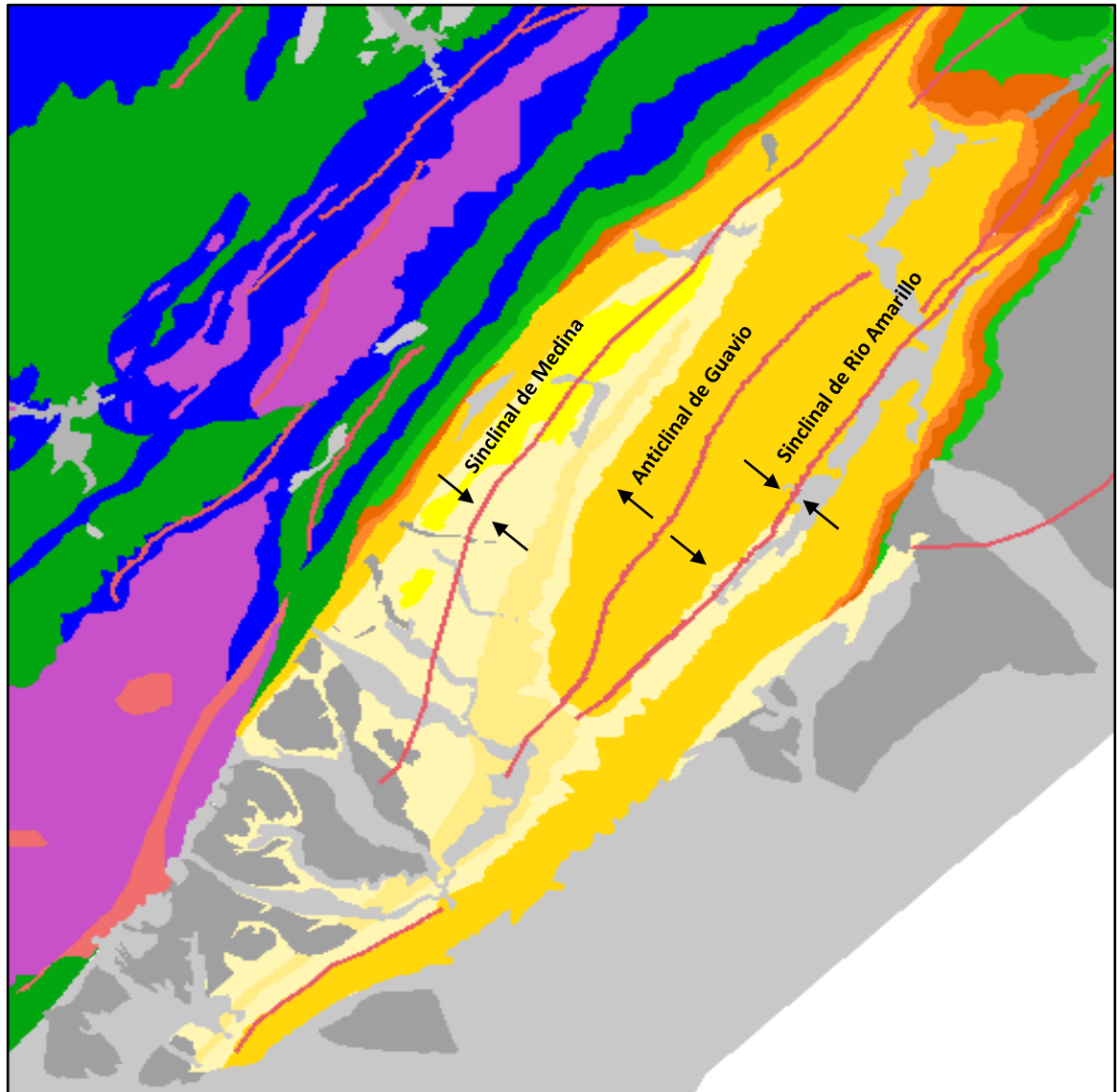
La configuración actual del área de estudio ha sido terminada por los diferentes eventos tectono-estratigráficos, partiendo del rift que origina las fallas normales y genera la cuenca back arc, pero el posterior levantamiento de la Cordillera Oriental y plegamiento determina la cuenca en el estilo Foreland. La Cordillera Oriental tiene una tendencia general de rumbo NE – SW, extendiéndose desde Venezuela hasta Ecuador, su borde más oriental es el Piedemonte llanero, de esta forma la región de Medina sigue esta orientación y está limitada claramente al Oeste por el sistema de Fallas Tesalia – Servita y al Este la Falla Guaicáramo, presentando dos tipos de estructuras que cambian geométricamente de norte a sur. Jiménez et al (2013), basados en 12 secciones estructurales, denota un cambio en las geometrías y la expresión de la deformación. Hacia la zona sur del Piedemonte la exposición de basamentos es más notoria, causada por las fallas tipo piel gruesa, con un déficit de estructuras dúplex, mientras que al Norte se invierte este patrón, allí la deformación es controlada por las estructuras dúplex.

El sinclinorio de Medina presenta diferentes estructuras en su interior (Figura 3), entre las principales se encuentran.

- Pliegues

Sinclinal de Nazaret: Estructura asimétrica que presenta comportamientos geométricos diferentes al observarse sus características. El pliegue desarrollado, muestra su traza de superficie de charnela con una orientación N 30°E y una longitud de 75 km; el ángulo entre flancos es de 110° al sur (pliegue abierto), variando a 160° en San Pedro de Jagua (pliegue suave), y disminuyendo a 90° al norte (pliegue abierto). En el flanco Occidental, el Sinclinal de Nazaret hace parte del flanco oriental del Anticlinal de Toquiza – Toquiza Norte y su flanco oriental, hace parte del flanco occidental del Anticlinal del Guavio. El sinclinal de Medina define lo que al sur es una nueva zona de relevo estructural en marcado entre el sistema de fallas de Tesalia-Servita y la Falla de Guaicaramo

Figura 3: Sistema de fallas del borde llanero. **A:** Sinclinal de Nazaret. **B:** Anticlinal de Guavio. **C:** Sinclinal de Río Amarillo Proyecto sismo-tectónica del territorio colombiano. Fuente: Autor.



Anticlinal del Guavio: se constituye en la estructura más notoria de la región de Medina San Luis de Gaceno. La traza de la superficie de charnela de este pliegue tiene una orientación N 30°E y una longitud de 35 km; el ángulo entre flancos es de 140°, clasificándose como un pliegue suave. El plano de charnela buza 85°

hacia el W y cabeceo de 15° al sur y norte de la estructura, lo que permite clasificarlo como un pliegue derecho horizontal con leve cabeceo. En el flanco occidental, el anticlinal está limitado por el sinclinal de Nazareth y al oriente por el sinclinal del Río Amarillo.

Sinclinal del río Amarillo: Río Amarillo presenta una traza de la superficie de charnela con rumbo N 30°E y una longitud de 70 km; el ángulo entre flancos es de 130°, por lo que se clasifica como un pliegue suave.

El plano de charnela buza 85° hacia el W, lo que permite clasificarlo como un pliegue derecho horizontal con cabeceo hacia el sur. En el flanco occidental, el sinclinal está limitado por el Anticlinal del Guavio y al oriente por la falla de Guaicaramo.

- Fallas principales

El área de estudio se encuentra delimitada por la presencia de dos sistemas de fallas de gran extensión las cuales han configurado: al Oeste está el sistema de Fallas de Tesalia-Servita y al Este se encuentra la Falla Guaicaramo. Estas fallas han sido cartografiadas por Ulloa y Rodríguez (1976). Mediante la interpretación de líneas sísmicas de reflexión, se han determinado otras fallas inversas, que en su conjunto conforman un sistema de fallas tipo "dúplex".

Sistema de fallas de Tesalia-Servita: Es una falla inversa regional, la cual coloca en contacto rocas del paleógeno de la Formación Carbonera con rocas del Cretácico Superior de la Formación Guadalupe.

Falla de Guaicaramo: El nombre de Guaicaramo fue empleado por Segovia (1963), para nombrar la falla más oriental del borde oriental de la Cordillera Oriental en el sector de Medina. La falla tiene movimiento relativo de bloques inverso, cuyo ángulo de rampa aumenta de sur a norte (desde 35°W en la región del Río Humea hasta 60°W en la región del río Upía). Morfológicamente, la Falla

de Guaicaramo, se considera como la línea producto de la intersección entre el plano generado por la pendiente de la zona de piedemonte y las llanuras orientales. Estratigráficamente, esta falla coloca en contacto rocas sedimentarias acumuladas a finales del Cretácico y Paleógeno sobre rocas del Neógeno y Cuaternario.

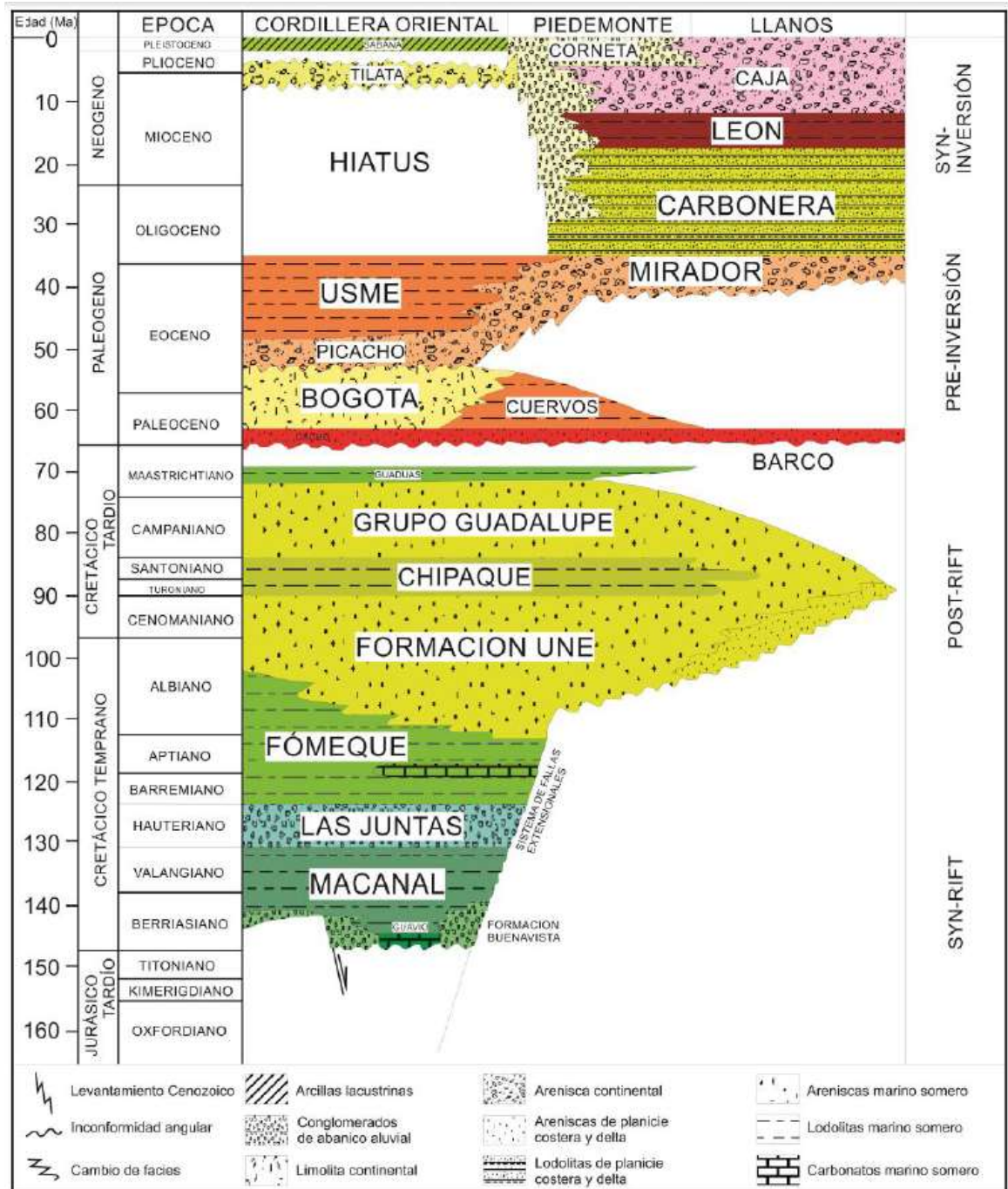
3.4 Estratigrafía

A continuación, se presenta la columna estratigráfica que correlaciona las formaciones de la Cordillera Oriente, el Piedemonte Llanero y la Cuenca de los Llanos Orientales (Figura 4).

- **CENOZOICO**

Este periodo se caracteriza por la depositación principalmente de material continental, ya que los eventos tectónicos que afectaron a las cordilleras Occidental y Central inducen el retroceso del mar. Pero en el Oligoceno temprano y Mioceno se da otro evento de subsidencia permitiendo de nuevo una transgresión marina poco profunda siendo este el único evento marino que interrumpe la sedimentación continental. Teniendo en cuenta que las formaciones de interés para este proyecto son aquellas que afloran en el Sinclinorio de Medina, se describirá las secuencias sedimentarias depositadas durante el Cenozoico

Figura 4: Columna estratigráfica de la zona de estudio. Modificada de Mora et al., 2006.



Formación Barco: Datada en el Paleoceno inferior (ver figura 4). Incluida como la formación superior del Grupo Guadalupe (Ulloa y Rodríguez, 1979), con espesor aproximado de 300m (Geoestratos, 2006)

Constituido por areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada. Hacia la parte inferior de la sección presenta intercalaciones con arcillas grises principalmente limosas con matriz caolinitica. Capas delgadas de 2-3 cm de arcillolita y lodolita gris clara se encuentran separando las capas gruesas de arenita (Ramírez, 2011). La porosidad de esta formación es mínima debido a la excesiva compactación, producto de la carga litostática (Ríos, 1996).

La litología de las partes medias y superior de la sección indican depósitos de relleno de canal, depósitos marginales de canal y de llanura de inundación en sistemas de ríos meandriformes con mejor preservación de facies marginales de canal y de llanura de inundación (ECOPETROL, 1999). Definiendo el ambiente de sedimentación como continental-transicional.

La base de esta formación está en contacto discordante/inconforme con el Grupo Guadalupe y en su techo en contacto aparentemente transicional (ver figura 4) con la Formación Los Cuervos (ECOPETROL, 2000).

Formación Los Cuervos: Depositada desde el Paleoceno Medio hasta el Eoceno temprano con espesor aproximado de 150m (Ulloa y Rodríguez, 1979). Descrita en la localidad cerca al caserío El Limbo.

En la base de la secuencia se encuentran areniscas con intraclastos, restos de hojas, material carbonosos. Dentro de la secuencia se diferencian dos segmentos: El segmento inferior se caracteriza por material arcilloso a lodoso negras ricas en materia orgánica y esporádicos bancos de litoarenitas de grano fino. El segmento superior se diferencia del anterior por ser de composición arenosa y consta de litoarenitas y lodolitas interpuestas (ECOPETROL, 1999).

El segmento inferior presenta asociación de facies depositacionales que corresponden a un sistema de ríos anastomosados. Mientras que el segmento superior corresponde a depósitos de sistemas meandriformes de grano fina con escasos depósitos marginales de canal y gran acumulación de facies de llanuras de inundación (ECOPETROL, 1999).

Presenta contacto transicional en la base de la secuencia con la Formación Barco y su parte superior es erosivo neto con la Formación Mirador (ECOPETROL, 2000).

Formación Mirador: De edad del Eoceno Superior. Descrito en la zona cerca del caserío el Limbo (Hubach, E. 1957), con espesor aproximadamente de 200m.

En la Formación Mirador predominan cuarzoarenitas blancas en capas medias, gruesas y muy gruesas, tabulares con laminación plana paralela a inclinada y en artesa. En el área de Medina-Cusiana está constituida por tres unidades. Los segmentos inferior y superior son netamente arenosos con intercalaciones menores de lodolitas y están separados por un nivel intermedio más grueso de lodolitas masivas. Dicho nivel arcilloso se caracteriza por la presencia de delgadas capas de carbón y algunos niveles con restos de raíces y plantas (ECOPETROL, 1999).

La presencia de niveles de grano grueso a conglomeráticos indica depósitos de rellenos activos de canales por corrientes de tracción de alta energía de depositacion fluvial. Estas areniscas constituyen el reservorio más importante de la cuenca, las cuales poseen buenas propiedades petrofísicas.

Esta formación se acuña hacia el sureste y este de la cuenca. El límite basal de la secuencia es discordante con la Formación Los Cuervos, mientras que el límite superior es concordante con la Formación Carbonera.

Formación Carbonera: De edad del Oligoceno. Redefinida para Colombia en la quebrada La Carbonera, con espesor aproximado de 1000m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Esta sección comprende la alternancia de areniscas, arcillolitas grises, limolitas y carbones, siendo en la parte inferior donde se encuentran los lentes de carbón y hacia la parte superior predominan capas areniscas con espesores entre uno y 30 m.

Los lentes de carbón contienen lumaquelas de bivalvos y gasterópodos y están encima de las capas de calizas que se encuentran en la base de la sección. Estos mantos de carbón de amplia distribución y de fósiles vegetales revelan un origen generalmente no marino (Ariana Ltda. 2000), junto con lodolitas y shales carbonosos prueban depositación en llanuras aluviales en zonas pantanosas, con escaso drenaje. Se define un ambiente de sedimentación continental- marino.

Las facies lodosas de la parte inferior infieren depósitos de llanura de inundación aluvial baja, en condiciones oxidantes y con cierta influencia de corrientes mareales.

La Formación Carbonera exhibe contactos transicionales en sus límites; en el inferior con la Formación Mirador y en el superior con la Formación León. Esta formación ha sido dividida en ocho unidades: C2, C4, C6, C8 constituidas por niveles arcillosos. C1, C3, C5 y C7 unidades cartografiadas predominantemente arenosas (Ramírez 2011), siendo las unidades C7, C5, C4 y C3 las de interés petrolero ya que indican acumulaciones comerciales.

- NEOGENO

Formación León: Con edades del Mioceno y espesor aproximado de 400m (Ulloa y Rodríguez 1979).

Comprendida primordialmente por capas gruesas de lutitas de color gris a gris verdoso y en ciertas partes de lutitas a limolitas con esporádicas intercalaciones de capas de arenitas de grano fino lodosa en sucesión granodecreciente, así como arenitas arcillosas masivas bioturbadas con abundante materia orgánica intercaladas con algunas capas gruesas de conglomerados clastosoportados de guijos y guijarros bien redondeados.

Se han determinado tres segmentos que la comprenden. Segmento inferior de sucesiones granodecrecientes de conglomerados, fino a, arcillolitas y limolitas, arenitas arcillosas de grano fino a medio a de color blanco grisáceo, con chert.

Segmento medio de arenitas de grano fino a medio de color gris verdoso, con líticos y presencia de bioturbación, con sucesiones granodecrecientes de limo a arcilla.

Segmento superior consta de intercalaciones de conglomerados, arenitas conglomeráticas limosas y lodolitas en capas medias a gruesas con bioturbación, interestratificados con capas delgadas de lodolitas carbonosas y cintas de carbón (GEOESTUIOS Ltda. 1994). La unidad está cubierta por una continua sucesión de areniscas y conglomerados de la formación Guayabo (Parra, 2008)

El ambiente de sedimentación marino transgresivo siendo este el ultimo evento transgresivo del mar en la Cuenca de los Llanos Orientales Esta formación es el nivel de despegue más superior identificado en el Piedemonte Se observan que los afloramientos de esta formación están restringidos por el sinclinal de Nazareth que tienden a ser erosionados. Suprayace de forma concordante a la formación Carbonera y discordante infrayace a la formación Guayabo.

Formación Guayabo: Se data entre el Mioceno superior – Plioceno (GEOESTUDIOS, 1994, Parra 2008). Para el INGEOMINAS denominada como Formación Caja (Van der Hammen, 1960) en la sección que aflora en el Río Caja al oeste de la localidad de Tauramena. Con espesor aproximado de 3000 m

(ECOPETROL, 1999). En el Sinclinal de Nazareth su espesor es de 800 m (Ramírez 2001).

Constituida por secuencia de gravas y arenas con intercalaciones pequeñas de arcillolita, y lutitas rojas y areniscas amarillas en menos proporción, localmente aparecen capas de lignito.

Se divide en dos segmentos. El segmento inferior de arenitas de grano grueso, medio y fino con bajo porcentaje de limolitas silíceas, presentan estratificación interna en artesa con capas en forma lenticular interestratificadas con arcillas de shales grises. El segmento superior es una sucesión de lodolitas gris claro hasta lodolitas de color blanco en el tope.

Deposición de ambientes fluviales entre la parte distal de los abanicos aluviales y sistemas de ríos trenzados para la parte basal de esta formación y en las partes media a superior de depósitos de ríos trenzados.

El contacto con la formación que suprayace es discordante y transicional en ciertos sectores.

- CUATERNARIOS

Aluviales (Qal): Denominación a depósitos que se ubican hacia las márgenes de los drenajes, con morfología plana; principales de bloques redondeados a subredondeados de arenitas en una matriz areno-arcillosa.

Coluviales (Qc): Se incluyen los depósitos de talud y derrubios; están constituidos por acumulaciones de materiales de composición heterogénea y de tamaño variable, predominantemente bloques angulares

4. MARCO TEORICO

4.1 Morfotectónica

Es la base del estudio en superficie y por el cual se determinara el comportamiento de los cuerpos rocosos recientes afectados por fallas que no los cortan pero si los modifican.

Esta es una rama de la geología que une y permite la interacción entre la morfología y la tectónica (Aubouin et al. 1980), de esta forma esta relación nos permite identificar litologías procesos y estructuras manifestados en superficie (paisajes), así como anomalías y cambios que evidencian o indican actividad reciente en las estructuras (neotectónica). Geoformas de los cuaternarios como valles, terrazas, drenajes lineales, llanuras de inundación, abanicos aluviales entre otros, se forman dependiendo del estilo estructural y fallamiento presente en los depósitos de superficie. Por ende, la morfotectónica permite enfocarse en anomalías topográficas, geológicas y de drenajes que brindan una información adicional

4.2 Interpretación sísmica

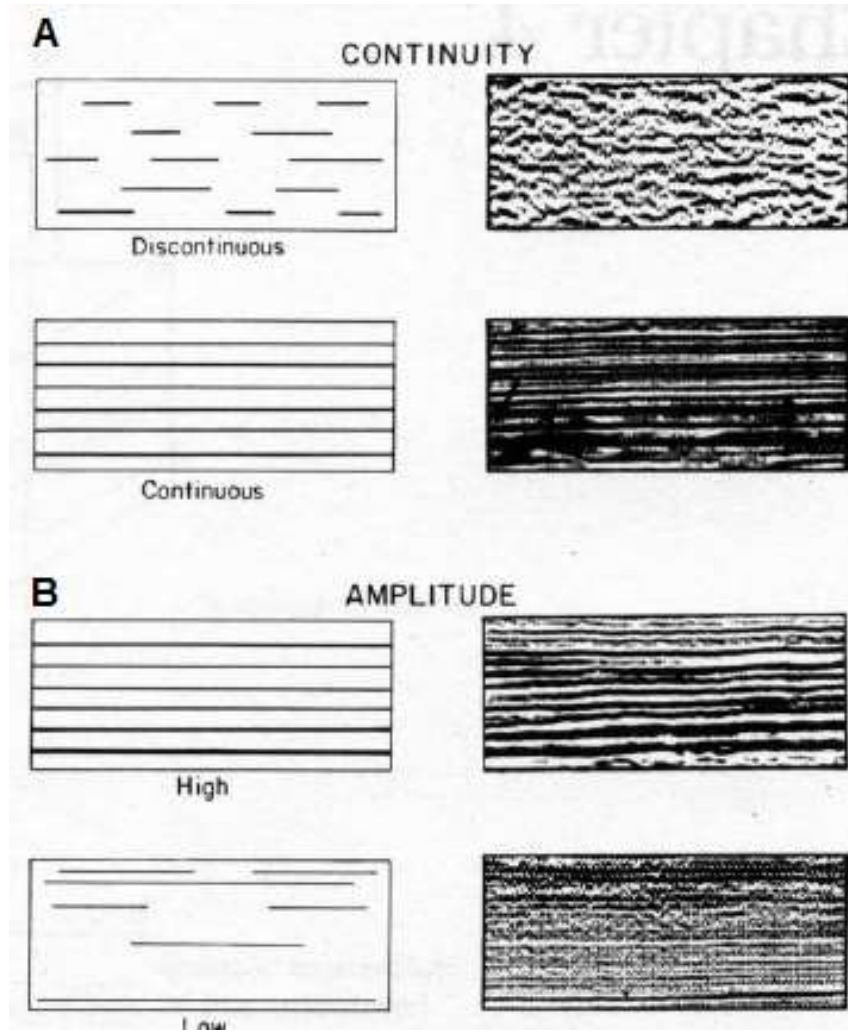
La interpretación de líneas sísmicas, es una herramienta de la geofísica que permite conocer el subsuelo por medio de ondas acústicas que viajan a través de diferentes medios, determinando una variación de velocidad en tiempo. Según Herron, (2011), en las cuencas sedimentarias esta interpretación permite definir horizontes que se asocian a seguir líneas de tiempo geológico, esto es debido a que los reflectores representan contrastes de impedancia acústica generados por la diferencia de densidad y velocidad de cada medio (cambios litológicos). De esta manera durante la interpretación sísmica se reconocen patrones para asociarlos con modelos análogos conocidos o representaciones esquemáticas de la geología real y de forma básica se interpretan dos tipos de superficies primarias: horizontes

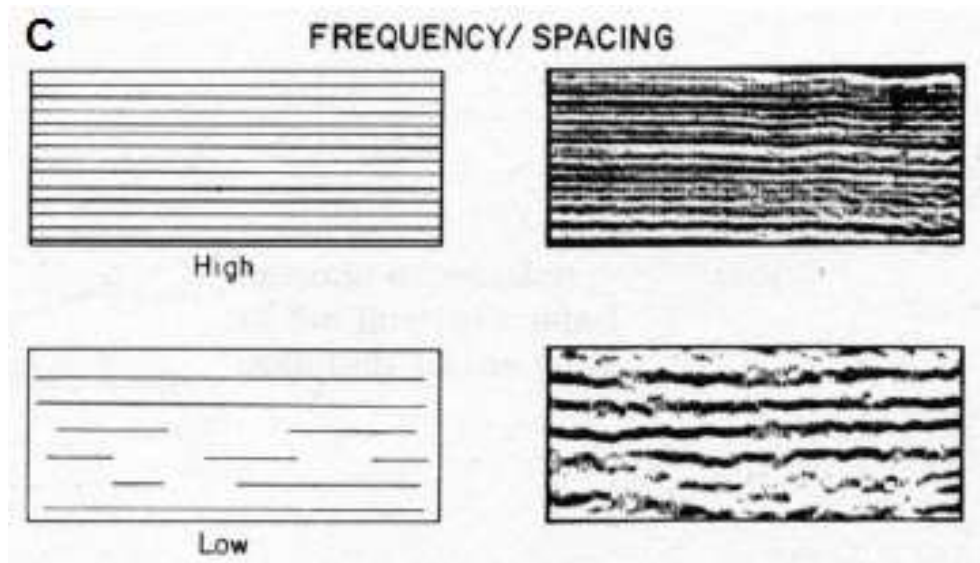
y fallas. Pero es la Estratigrafía sísmica la que nos permitirá asociar las características y geometría de los reflectores sísmicos con el subsuelo, ya que la reflexión sísmica permite una correlación de facies sísmicas y depósitos que son atribuidos a posibles ambientes y procesos. La diferenciación de las facies sísmicas se realiza a partir de los parámetros sísmicos de las reflexiones, ya es que esto se asocia directamente con la diferenciación de los cuerpos adyacentes, reflejando características depositacionales de una secuencia en el subsuelo (Mitchum et al., 1977).

Los parámetros de la reflexión sísmica usados para delimitar las facies sísmicas son (figura 5):

- Continuidad: es el parámetro por el cual un evento sísmico puede ser reconocido en trazas sucesivas. Estos eventos repetidos crean alineaciones que dan característica de continuidad a lo largo de las secciones sísmicas, de esta forma dicha continuidad se asocia con la homogeneidad de los estratos.
- Amplitud: es una función de los contrastes de impedancia acústica de las interfaces o estratos y el espaciamiento entre ellos. La respuesta de las amplitudes en las trazas sísmicas varía con los cambios de la impedancia acústica pero un mismo valor de amplitud puede ser producto de distintas litologías.
- Frecuencia: Relaciona factores geológicos como el espaciamiento entre reflectores, cambios laterales de velocidad interválica y presencia de fluidos.

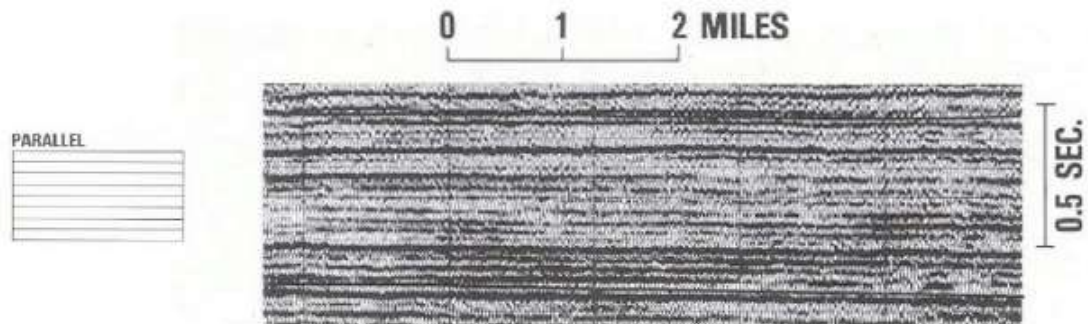
Figura 5: Parámetros o atributos de reflexión. A: Continuidad, B: Amplitud y C: Frecuencia. Tomado de Mitchum et al. (1977).

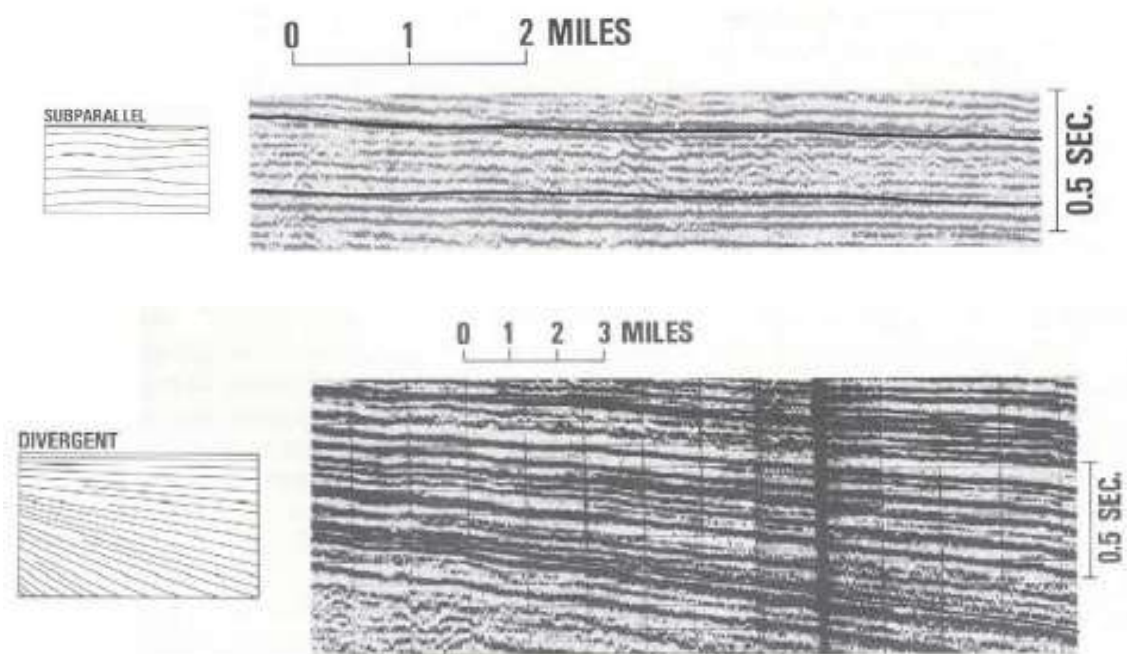




La configuración o geometría interna de las reflexiones son los patrones geométricos y relaciones interna de los reflectores sísmicos que son interpretados como la representación de la configuración de los estratos y/o litologías que generan las reflexiones en el subsuelo (Figura 6)

Figura 6: configuración interna de los reflectores teniendo en cuenta su geometría: paralela, subparalela y divergente. Tomado de Mitchum et al. (1977).





La identificación de las terminaciones de los reflectores sísmicos “paquetes mayores” que pueden ser delimitados mediante el reconocimiento de las superficies de discontinuidades. Discontinuidades pueden por lo tanto ser reconocidos por la interpretación también hacen parte de la interpretación que nos guiara a un mejor análisis del subsuelo. Según Vail (1977) las terminaciones de la reflexión generada por los estratos o las capas en el subsuelo se asocian a la secuencia estratigráfica generalizada. (Figura 7).

- Toplap: terminación de los reflectores sísmicos inclinados contra una superficie de ángulo inferior suprayacente.
- Onlap: terminación de los reflectores sísmicos o estratos de bajo ángulo contra una superficie sísmica más pronunciada. Hay dos tipos de onlap determinados: onlap marino y onlap costero.
- Downlap: relación geométrica en la cual los estratos inicialmente inclinados hacia la cuenca, terminan contra capas inicialmente horizontales o de menos inclinación. También se describen como cliniformes debido a la geometría progradante de las superficies depositacionales

- Truncamiento: terminación de estratos o reflectores sísmicos inclinados contra una superficie discordante, lo que permite delimitar el tope de una secuencia. Esta geometría se da a marcadas etapas de erosión.
- Truncamiento aparente: a retrogradación de las parasecuencias refleja una geometría de truncamiento aparente, la cual no debe ser interpretada como una erosión.

Figura 7: Diagrama ilustrativo con los patrones de las terminaciones de reflexión y tipos de discordancias. Tomado de Vail (1977).

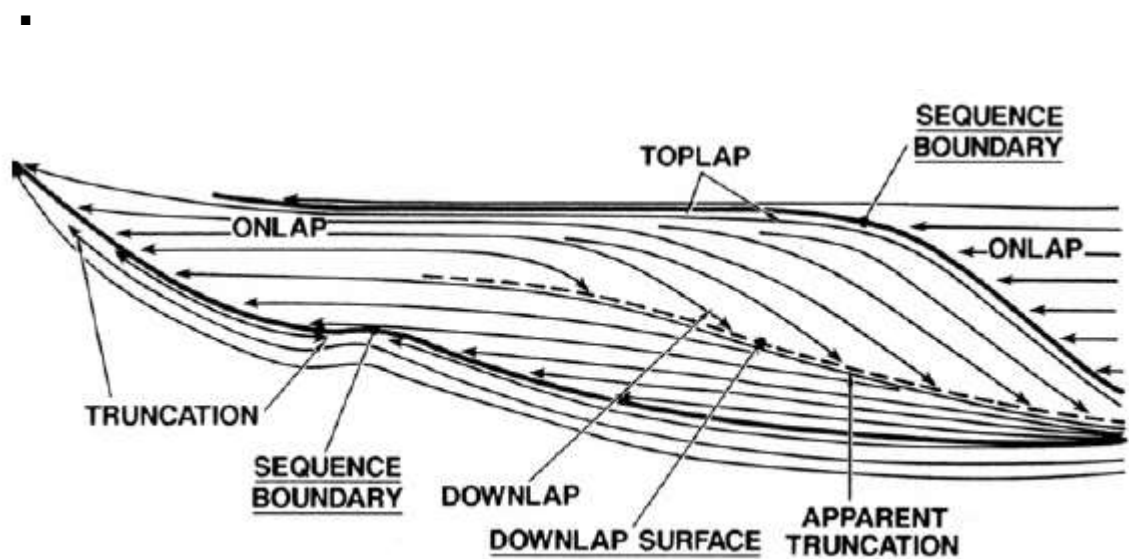


Tabla 1: parámetros de facies sísmicas asociados a la interpretación geológica. Modificado de Mitchum et al., (1977).

Parámetros de las facies sísmicas	Interpretación geológica
Continuidad	Continuidad de estratificación Procesos deposicionales
Amplitud	Contraste de velocidad – densidad Espaciamiento entre capas

	Contenido de fluido
Frecuencia	Espesor de capas Contenido de fluido
Configuración o geometría interna de los reflectores sísmicos	Patrones de estratificación Procesos depositacionales Erosión y paleo topografía Contactos de fluidos

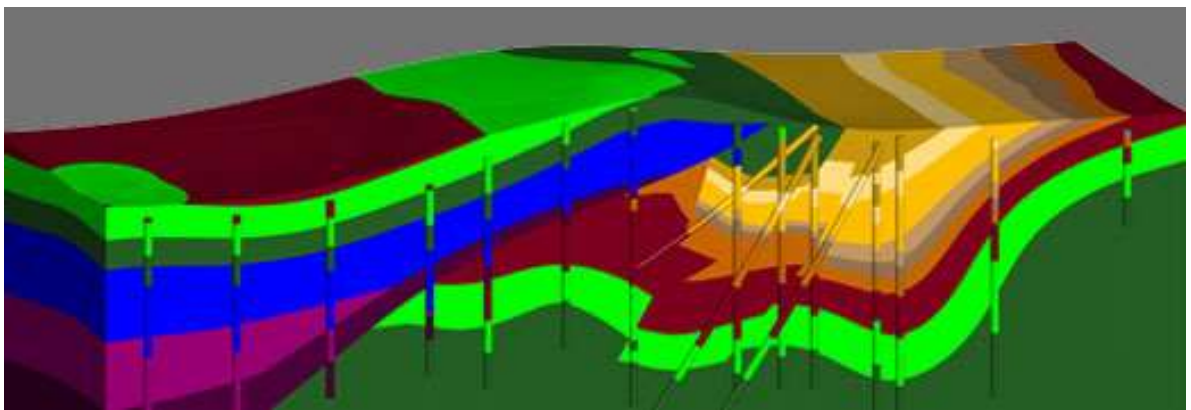
4.3 Modelamiento 3D

El modelado geológico en 3D, también llamado como modelo implícito, crea superficies directamente de los datos (implícitamente), y elimina la necesidad de la digitalización manual, ahorrando tiempo y esfuerzo. No requiere creaciones o manipulaciones de polilíneas y polígonos que demanden mucho tiempo. Por medio de una máquina de interpolación rápida 3D, permite construir modelos de contorno en 3D a partir de dato de perforaciones y resolver problemas de modelamiento geológico, de esta forma este proceso interactivo se da a partir de la consistencia de geométrica de los datos de campo y los modelos interpretativos, lo que nos permite realizar correcciones progresivas y errores de mapeo (Zanchi, et al., 2009). (Figura 8).

La esencia de proyectar los fenómenos geológicos en el espacio 3D, se caracteriza por la intensidad, la abundancia y la dinámica de los datos. Los cuerpos geológicos se acomodan a estas exigencias, además que para establecer una alta precisión en el modelo geológico se debe considerar tres condiciones geológicas: la condición tectónica, el ambiente sedimentario, la anisotropía en el cuerpo geológico. Así el desarrollo del modelamiento del bloque geológico, representa un estilo específico con las características dadas del área de estudio y permite conocer o predecir condiciones geológicas en profundidad. Pero debido a

la alta densidad de datos necesarios para este tipo de modelado causa cierto grado de incertidumbre provocados por la fuente de los mismos, como la complejidad estratigráfica y estructural del área, la profundidad requerida para la predicción, la topografía, la actitud regional de las estructuras geológicas y la continuidad de los afloramientos rocosos (Bistacchia, et, al., 2008).

Figura 8: Modelado tridimensional del software Leapfrog. Tomado de la página web oficial de Leapfrog3D.



Este tipo de modelado integra los datos del subsuelo por medio de información sísmica y de pozos, así como de superficie por medio de un mapa litoestratigráfico y datos estructurales. Por lo cual el modelo 3D permite construir y visualizar modelos geométricos preliminares a partir de los datos geológicos anteriormente mencionados una vez que se haya definido el ambiente estructural general del área.

4.4 Fallas y Rampas de relevo

La zona de relevo de falla es la región en la cual los bloques del alto (*hanging wall*) y del bajo (*foot wall*) se enlazan para formar una sola estructura compuesta, esto se da por medio de transferencias de los desplazamientos en los segmentos de falla involucrados. Para poder considerar a un grupo de estructuras como un

sistema de enlaces de fallas, es necesario que estas sean contemporáneas y que se propaguen desarrollando un arreglo ramificado (Davison, 1994). (Figura 9).

Las relaciones proporcionales entre los parámetros físicos de las zonas de enlace son implementadas para interpretar si los relevos se han formado bajo las mismas condiciones de deformación (e.g. Acocella *et al.*, 2000), o para determinar cómo interactúan los pares de fallas implicados en la zona de relevo. Por ejemplo, con la longitud y ancho máximos de la zona de traslape (L/W ; Figura 10). De esta forma los relevos se forman bajo la misma cinemática y se pueden asociar relevos diferentes a un mismo sistema de deformación. El tamaño de la zona de relevo es proporcional a la longitud de los segmentos enlazados, y la zona de traslape también tiende a ser proporcional al espaciamiento entre las fracturas o fallas (Acocella *et al.*, 2000). Los sistemas de enlaces de fallas tienen una relación intrínseca entre la longitud que alcanzan, su anchura y el desplazamiento relativo (Marrett y Allmendinger, 1991).

Figura 9: Redistribución de esfuerzos en las terminaciones de falla. Tomado de Davison, (1994).

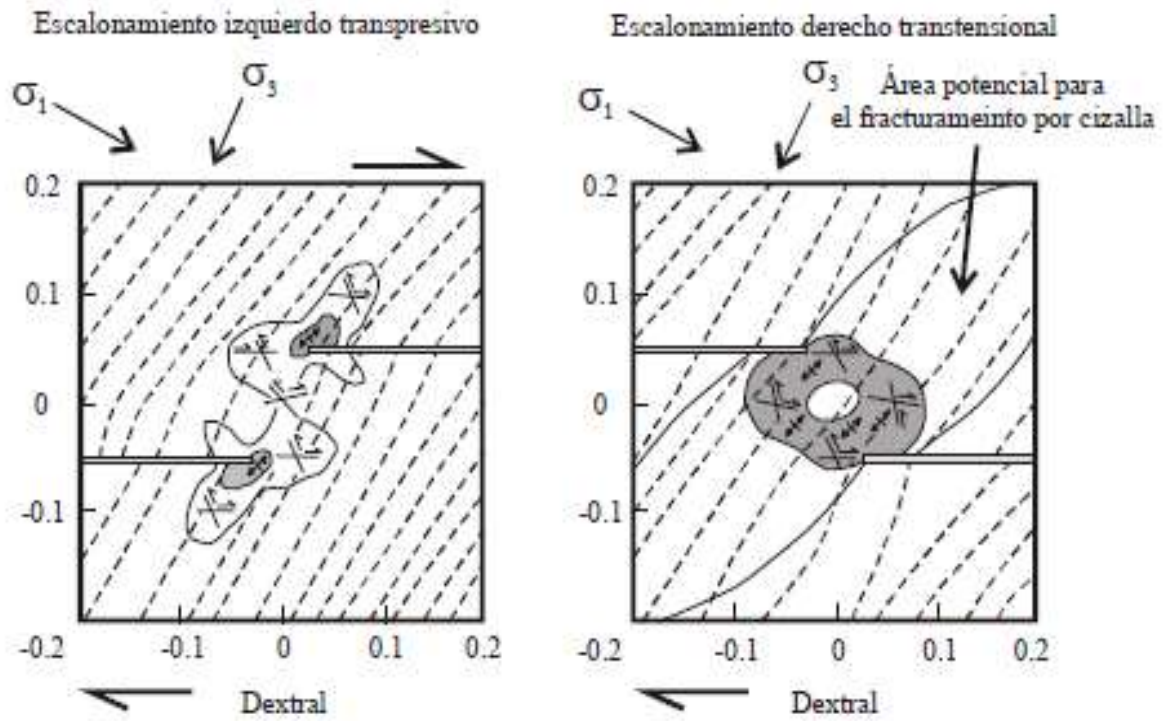
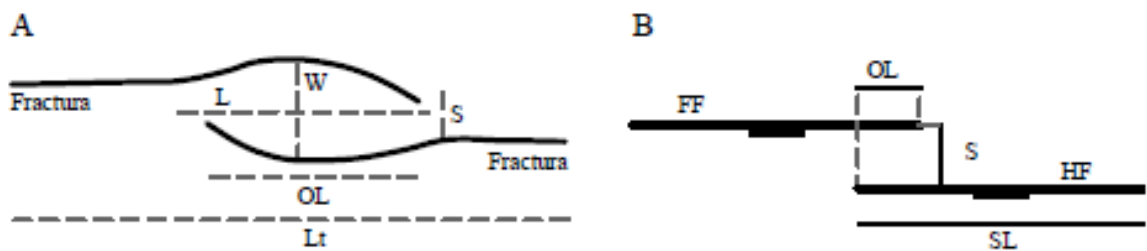


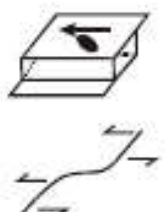


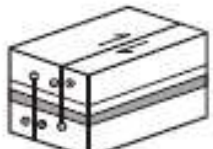
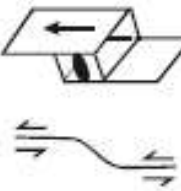
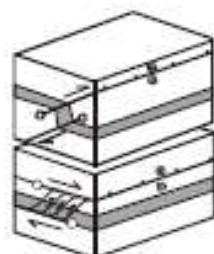


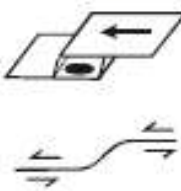
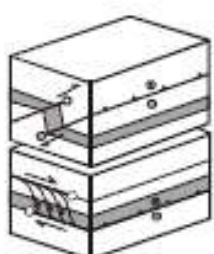
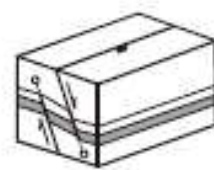

Figura 10: Componentes geométricos en zonas de relevo. **A:** enlace de dos fracturas (L: longitud máxima paralela a la dirección de fracturamiento, W: ancho máximo de la zona de traslape, S: espaciamiento entre segmentos, OL: cantidad de traslape y Lt: longitud total teniendo en cuenta ambas fracturas o fallas implícitas; tomado de Acocella et al., 2000). **B:** relevo entre dos fallas (HF: bloque techo o cabalgante, FF: bloque piso o adyacente; tomado de Hus et al., 2005).



El tipo de enlace que se forma dependerá de la cinemática de la falla, de su forma y de la cantidad de traslape que tena las estructuras implicadas. (Figura 11). Estas configuraciones se dan dependiendo del movimiento relativo de las estructuras implicadas en él, formando zonas donde hay compresión o extensión debido a la rotación en los esfuerzos durante el enlace de la falla. Por otro lado si en la zona de transición hay una acomodación óptima de la distorsión, permite particionar la deformación de manera que se acomoda por cizalla pura y no hay rotación en la zona de traslape, este tipo de relevo identificado como neutral (Walsh et al., 1999).

Hus et al., (2005), por medio de un modelo analógico documentaron tres estados de desarrollo para los enlaces y así describir la evolución de una zona de relevo. (Figura 12).

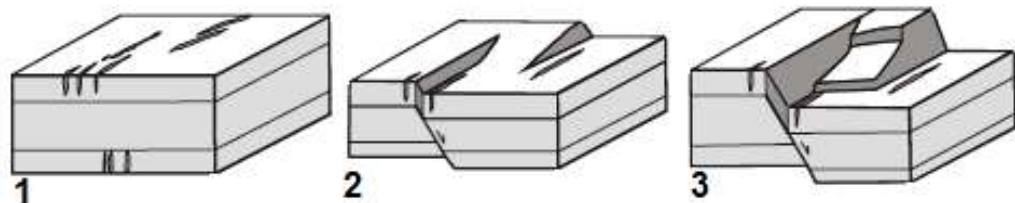
Figura 11: Tipos de relevos de falla según su cinemática. Tomado de Walsh et al., (1999).

RELEVO	INVERSO	NORMAL	LATERAL
<p>NEUTRAL</p> 			
<p>COMPRESIÓN</p> 			
<p>EXTENSIÓN</p> 			

1. Estado inmaduro: Comienzo y propagación lateral del fallamiento, se caracteriza por el desarrollo de fallas aisladas en superficie.
2. Estado de interacción: se forma la trampa de relevo, las dos estructuras implicadas en el enlace comienzan a interactuar. Esto sucede cuando en superficie la topografía se inclina y hay una deflexión del rumbo de una falla hacia la rampa de relevo.

3. Estado de enlace: parte final de la formación del relevo, las dos fallas comienzan un enlace fuerte y la rampa de relevo se fractura. Esta parte de la evolución se caracteriza por la propagación de una falla hacia la otra formando fracturas, de la forma que cortan la rampa.

Figura 12: Desarrollo progresivo de una rampa de falla (modificado de Crider y Peacock, 2004)



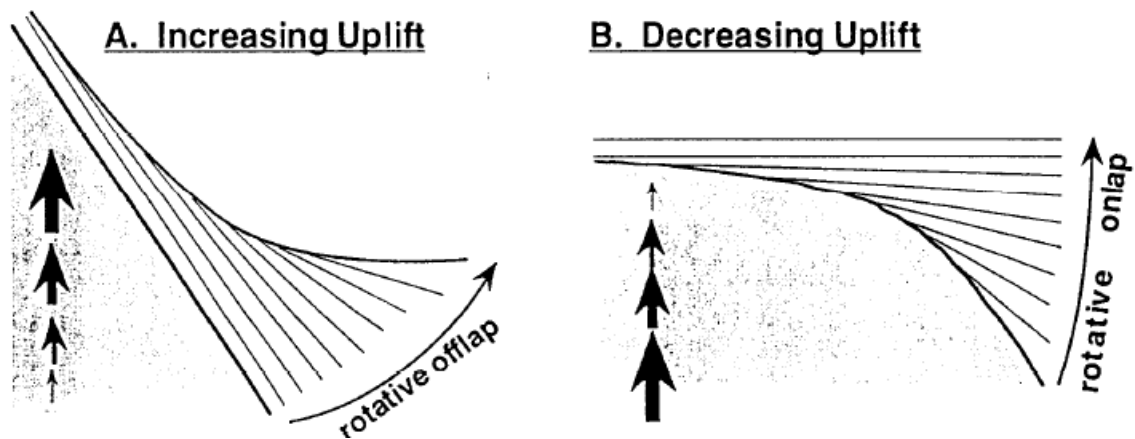
4.5 Estratos de crecimiento

También llamados inicialmente como discordancias progresivas (Riba, 1976), asocian los estratos a una cuña sedimentaria caracterizados por un offlap u onlap rotativo, los cuales son respuesta a intervalos de tiempo en los cuales se da una aceleración o amortiguamiento de la tasa de elevación de los frentes activos. Por ende, las cuñas sedimentarias con onlap rotativo son la respuesta morfo-sedimentaria de los sistemas aluviales a los intervalos de aceleración-amortiguamientos de la elevación tectónica generada por los frentes activos de esta forma loas también llamadas discordancias progresivas o estratos de crecimiento son el resultado geométrico generado entre las fases depositacionales asociado directamente como respuesta tecto-sedimentaria.

Los depósitos vinculados a la erosión de una faja plegada y corrida se disponen en la cuenca Foreland o antepais ubicada al frente de la misma, si las velocidades

de levantamiento no son muy elevadas, suelen formar pequeñas cuencas dentro de la faja plegada. A medida que la deformación vaya avanzando sobre los depósitos en formación, se observen traslapes y acuñaamiento de los estratos sobre los flancos de los pliegues. Este tipo de depósito generado durante la deformación se denomina **sinorogénico**, y los estratos en su interior que cambian de espesor contra los frentes de levantamiento se denominan **estratos de crecimiento** (Figura 13) se asocian a estos las fallas de crecimiento y pliegue de crecimiento para todos los casos el termino **crecimiento** se asocia con la estructura activa durante la depositacion sinorogénica (Allmendinger, 1997).

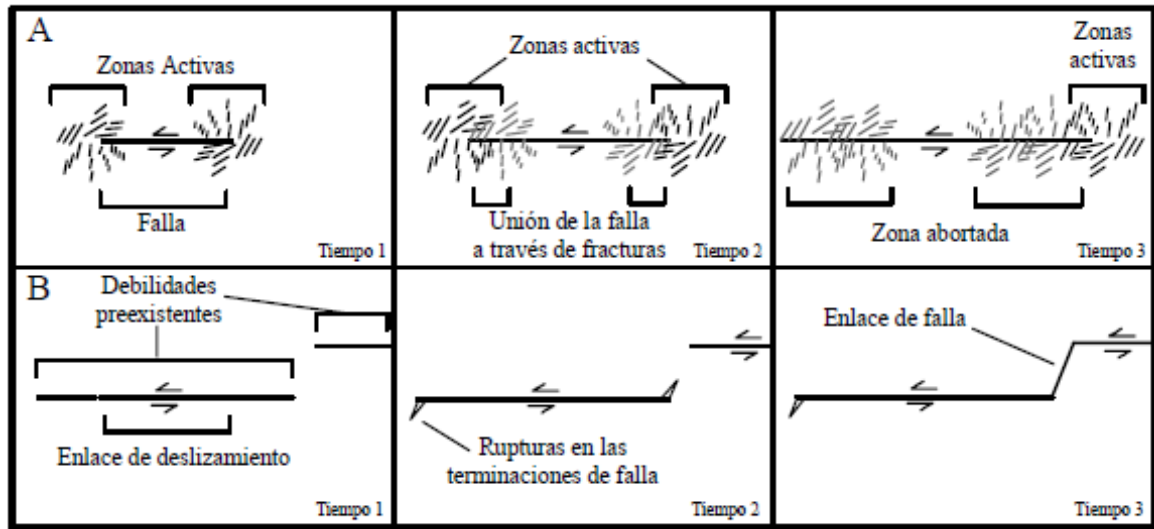
Figura 13: A: Estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo acelerado. **B:** Estratos de crecimiento sobre una superficie preorogénica que se levanta con movimiento progresivo desacelerado Tomado de A).



A partir de la propagación de fracturas de cizalla o por enlaces de fracturas se desarrollan relevos de falla. Se determinan dos tipos de uniones de segmentos para formar fallas. 1) Son enlaces incompletos (débiles), acá dos fracturas comienzan a interactuar originando una zona de transferencia en la que se formen rampas y fallas secundarias. 2) constituye enlaces completos (fuertes), en este se genera fracturamiento secundario que une las rupturas mayores dando lugar a la creación de una sola estructura. Estos crecimientos de falla se desarrollan hacia

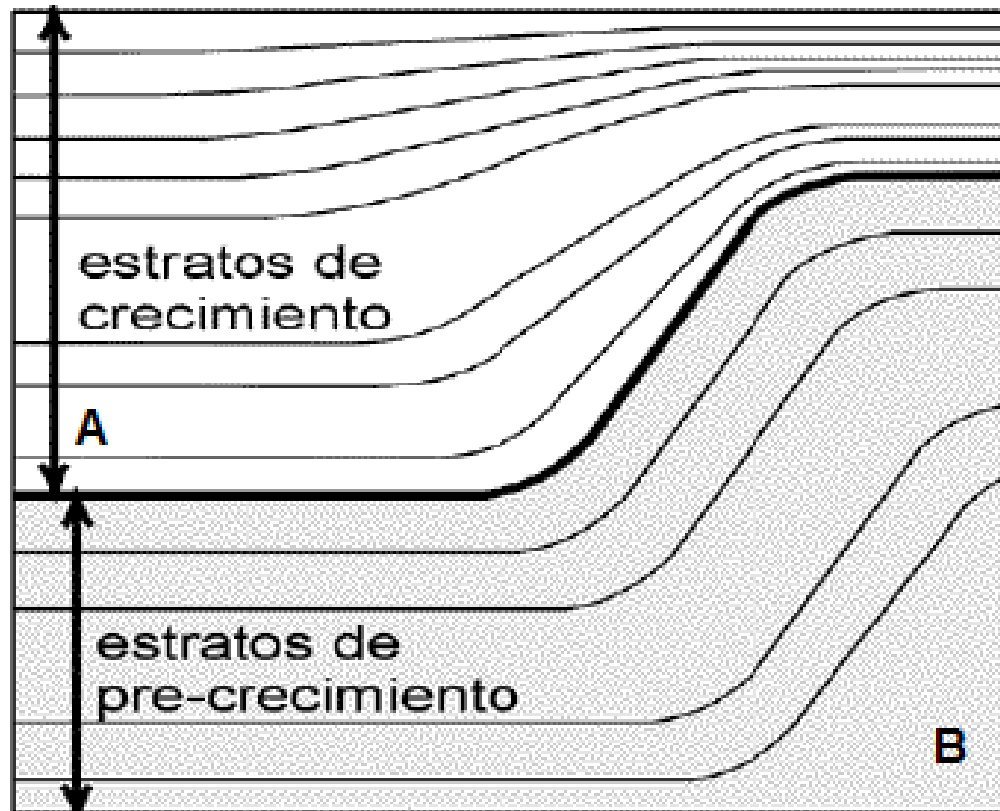
las terminaciones de la estructura, según las concentraciones de los esfuerzos en estas partes, se da la propagación de las fallas (d'Alessio y Martel, 2000 - Figura 14)

Figura 14: Esquema de dos tipos de mecanismos que da para que una falla de crecimiento. A: por propagación. B: por enlaces (redibujado de d'Alessio y Martel, 2004).



Para el análisis sísmico es necesario que las secuencias involucradas estén en fase de deformación, las cuales presentan formas externas de “wedge” con relleno divergente, de esta forma tiene un mayor espesor dentro los sinclinales, comparados con los anticlinales de la misma edad. Los estratos de crecimiento muestra patrones sísmicos con terminaciones de onlap con fuerte inclinación, lo cual demuestra que la tasa de sedimentación fue menor que la tasa de levantamiento o deformación. Cuando se presentan fuertes cambios de inclinación y espesor de los estratos de crecimiento, tanto la sección superior como en sentido horizontal a través del limbo, propone un modelo de pliegues de despegue con rotación de limbos (Suppe et al., 1997) (Figura 15).

Figura 15: Estratos de crecimiento formados a partir de pliegues de despegue con rotación de limbos. **A:** Los estratos de crecimiento se presentan en forma de abanico que disminuyen su inclinación y espesor en la parte superior. **B:** Los estratos de precrecimiento muestran espesores iguales a lo largo de la sección. Tomado de Suppe et al., (1997).



5. METODOLOGIA

5.1 Reconocimiento y análisis de bibliografía

Es la fase inicial del proyecto, consiste en la investigación y la lectura acerca del tema principal que son las fallas de relevo, y de los conceptos necesarios que se aplicaron en el desarrollo y para comprensión del proyecto.

- Recopilación bibliográfica: Para tener un amplio conocimiento de la zona, se realizó la recopilación de lo más regional hasta la parte más local del área de estudio. Se tuvo en cuenta artículos científicos, tesis, libros y boletines que mostraran una relación entre el marco teórico y geológico de este trabajo. En esta fase se realizó una depuración inicial de la información, se integraron estudios previos realizados por diferentes autores en los ámbitos regionales, tectónicos y estratigráficos
- Recopilación geológica: se basó en la selección del material geológico específico y necesario para el desarrollo de la este proyecto, se parte del mapa geológico del área de estudio (mapa geológico de la Cordillera Oriental y Piedemonte Llanero del ICP), las imágenes de sensor de radar divididas en cuatro zonas (Norte, Este, Sur y Oeste) y las líneas sísmicas para el área en formato digital. SEGY

Se seleccionaron 9 líneas sísmicas a interpretar correspondiente a las campañas: Medina 1992, Medina 1994 y Medina-Villavicencio 1997. Las líneas sísmicas son:

- Line_ME-1992-1200_mii08RE00
- Line_ME-1992-1390_mii08RE03
- Line_ME-1992-1440_mii08ORIG
- Line_ME-1994-1230_mii08RE95

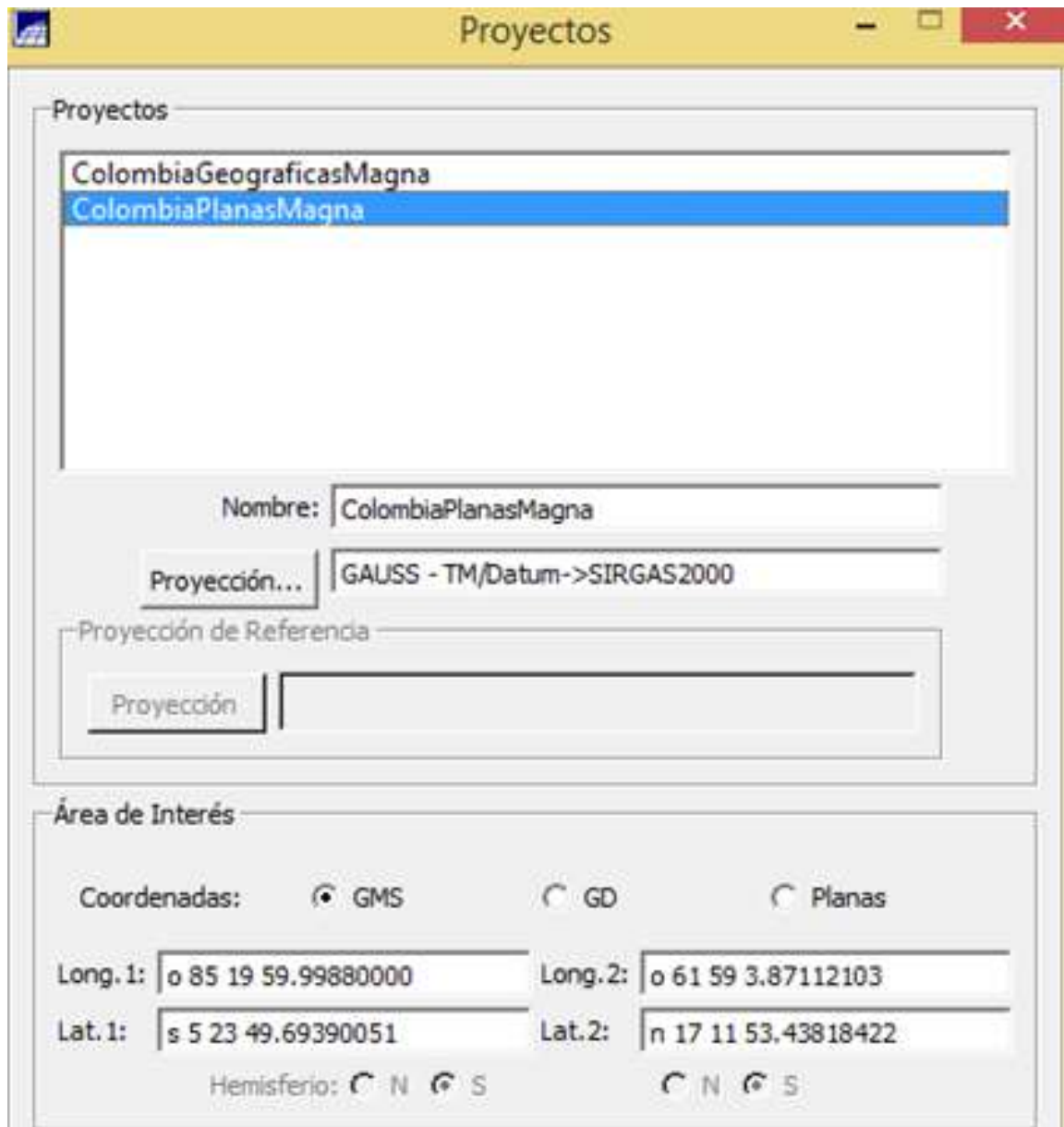
- Line_MVI-1997-870_mii08RE03
- Line_MVI-1997-1000_mii08RE03
- Line_MVI-1997-1070_mii08RE03
- Line_MVI-1997-1080_mii08RE03

La adquisición de la información se realizó por medio de un banco de datos en el software SPRING (SIG) Se tuvo en cuenta mapas de estudios previamente realizados para definir la estratigrafía de interés en nuestra zona, los drenajes, diferenciar la red hidrológica de la zona entre ríos principales y secundarios, las estructuras a estudiar de los depósitos de cuerpos cuaternarios que son nuestro enfoque principal, así como el mapa litoestratigrafico del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP).

5.2 Selección de datos y sistema de coordenadas

En el proyecto creado en el software Spring se determinó el sistema de coordenadas, con el cual se trabajaron todos los datos para unificarlos y fue el mismo que se usó en todos los softwares. Dicho sistema coordenadas es en planas proyección Gauss- transversa de Mercator; datum: SIRGAS 2000. (Figura 16).

Figura 16: Sistema de coordenadas creado en el software SPRING. Fuente: Autor



La obtención de imágenes satelitales se realizó por medio de La Agencia Espacial Japonesa (JAXA) que liberó la colección de imágenes de sensor de radar (en banda L) denominado PALSAR ALOS 1, que operó entre 2006 y 2011. Se obtuvieron cuatro imágenes de radar, diferenciados por zonas en el Sinclinal de Medina; Norte, Sur, Este y Oeste, con base en esto se creó el modelo de

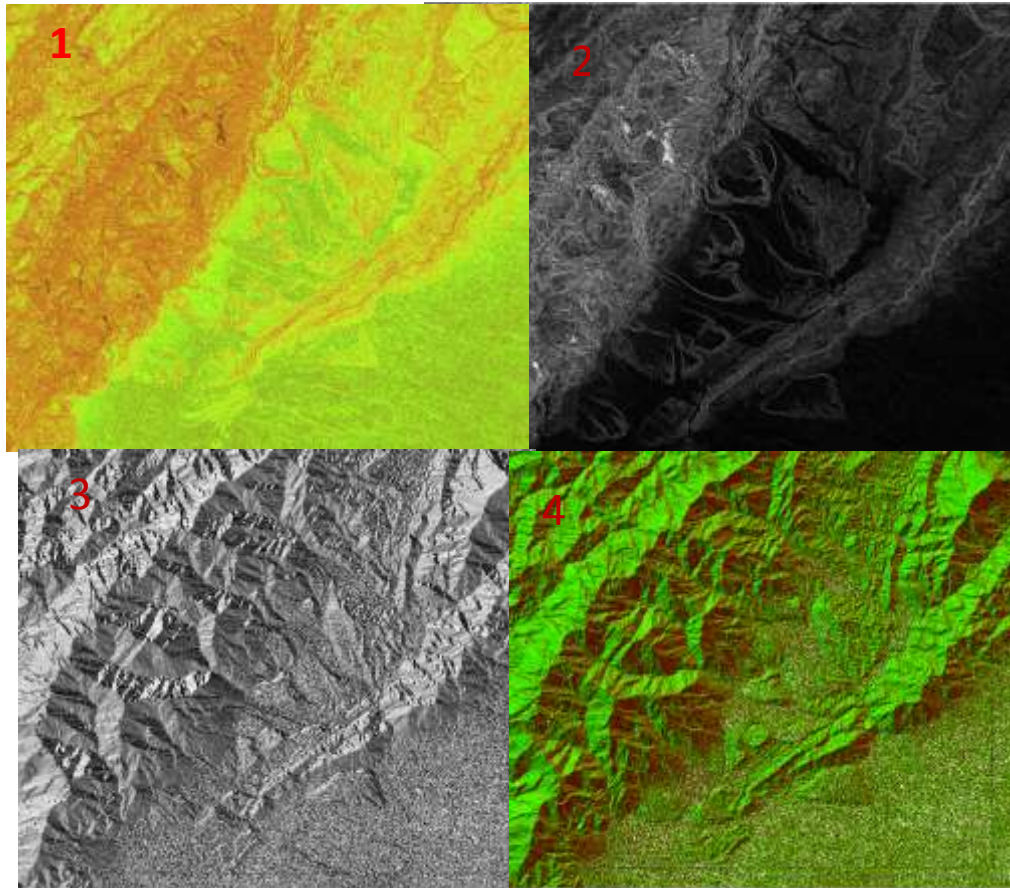
elevación digital (DEM), el mapa de pendientes, el de orientaciones y el de inclinaciones para cada una de las cuatro zonas (Figura 17). Las campañas tomadas de JAXA son

- AP_21094_FBS_F0070_RT1 (zona Este)
- AP_21342_FBS_F0080_RT1 (zona Oeste)
- AP_04990_FBS_F0080_RT1 (zona Norte)
- AP_05238_FBS_F0070_RT1 (zona Sur)

5.3 Interpretación por medio del software 2DMOVE

La interpretación sísmica arrojó parte de los elementos necesarios para crear el modelo 3D y para que estos tuvieran congruencia se amarraron con los datos de superficie como las fallas propuestas y delimitación de cuerpos cuaternarios. Al revisar los datos y la información para desarrollar el proyecto, se definió que la interpretación sísmica se realizaría en tiempo (ms), es decir no se realizó la conversión a profundidad ya que no se contaban con los datos necesarios para convertir todas las líneas sísmicas a profundidad. Por esto la interpretación se hizo a partir de estratigrafía sísmica teniendo en cuenta comportamiento de los reflectores sísmicos como la configuración, la amplitud, continuidad y frecuencia de los mismos. Para esto a cada perfil topográfico de las líneas sísmicas se le realizó la conversión a tiempo (ms).

Figura 17: Mapas creados para analizar la morfotectónica de los depósitos cuaternarios. 1 Mapa de pendientes, 2 Mapa de inclinaciones, 3 Mapa de orientaciones y 4 Mapa de facetas. Fuente: Autor.



Se inició cargando los cuatro modelos de elevación digital (DEM) obtenidos previamente a partir de las imágenes de radar y los perfiles de las líneas sísmicas exportadas en formato “*.dxf “en el *software* Global Mapper, para generar los perfiles topográficos en milisegundos de las líneas sísmicas. En el proyecto tanto las líneas topográficas como los DEM fueron referenciados en el mismo sistema de coordenadas, por lo cual es necesario configurarlo por medio del shapefile del sistema de proyección (Figura 18).

En Global Mapper se creó un archivo .csv, por medio de la opción de análisis de medida (Analisis messuare) del perfil, el cual permite ser leído en Excel, los datos del.csv junto con los datos de las imágenes de las líneas sísmicas como la velocidad de reemplazamiento y el plano fijo de referencia, se obtuvo la elevación topográfica de las líneas sísmicas en milisegundos (Figura 19). Estas se importaron y ajustaron a cada línea sísmica en tiempo (ms), usando la fórmula:

$$t = \left(\frac{\text{Datum} - \text{Topografía}}{\text{Velocidad de Reemplazamiento}} \right) * 2000$$

Figura 18 Proyecto en el software Global Mapper, donde se usó el Modelo de Elevación Digital (DEM) obtenido en el software SPRING, junto con las líneas sísmicas en planta para calcular el perfil topográfico de cada una. Fuente: Autor

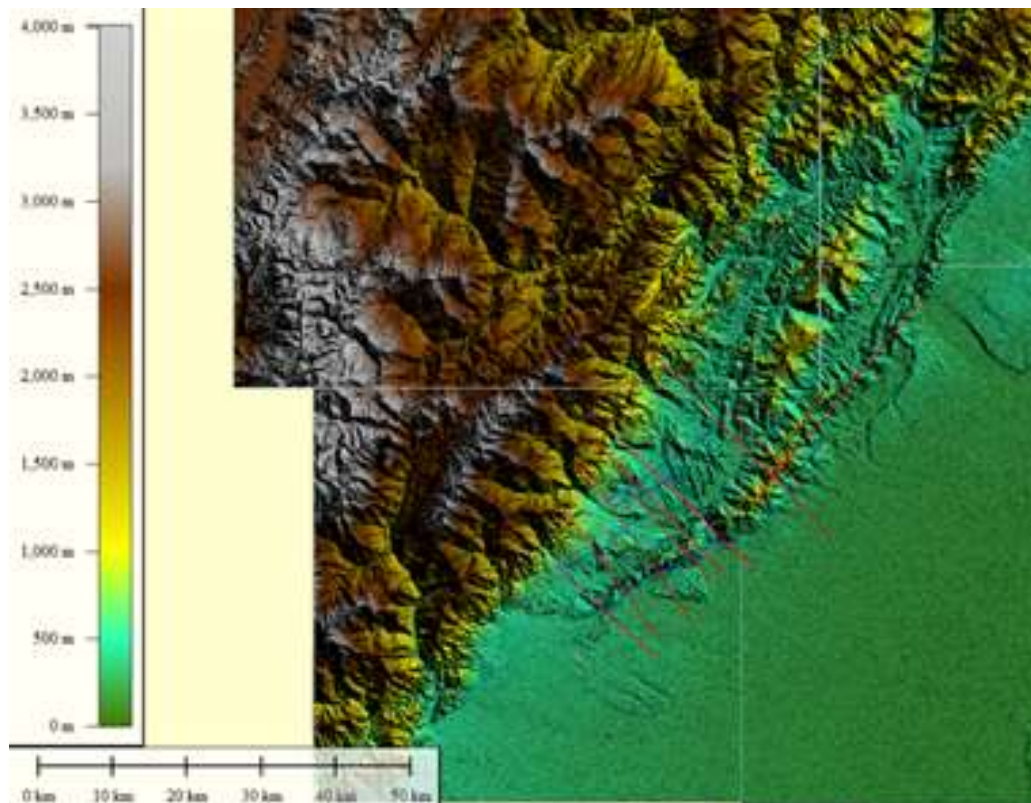
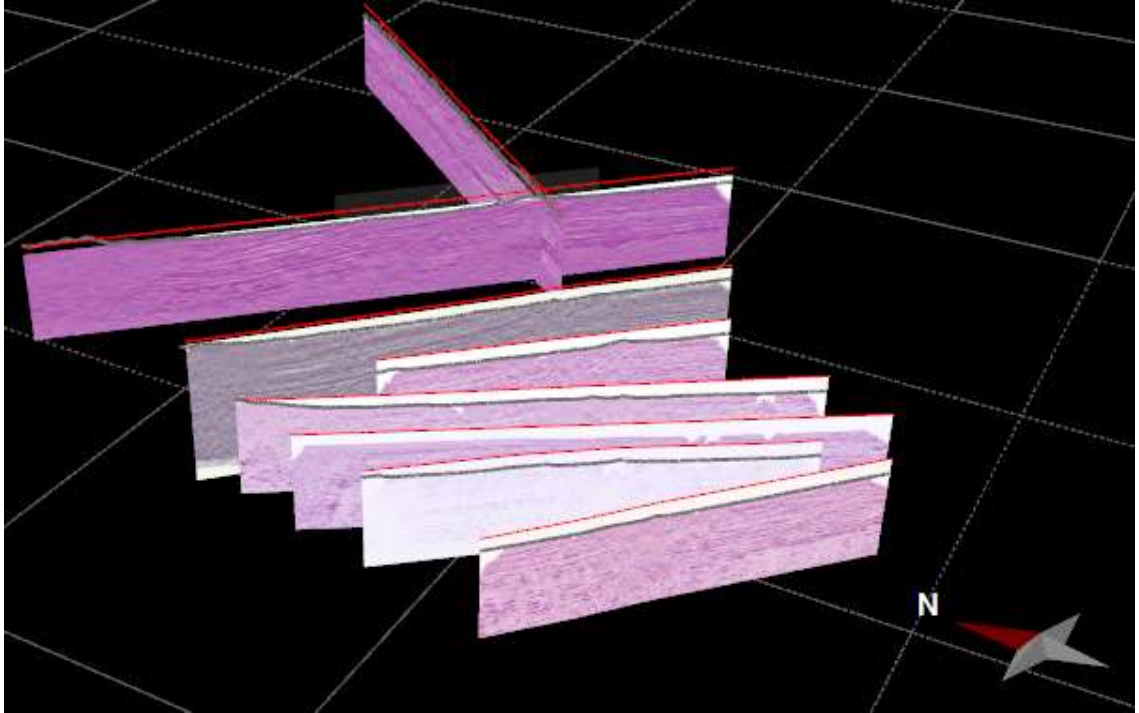


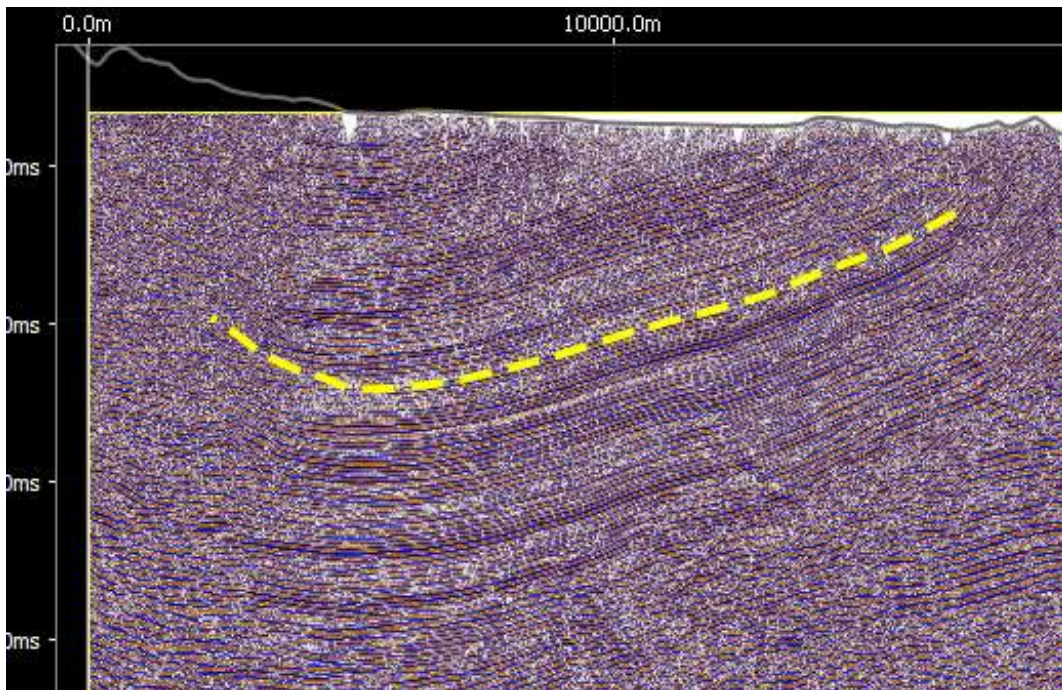
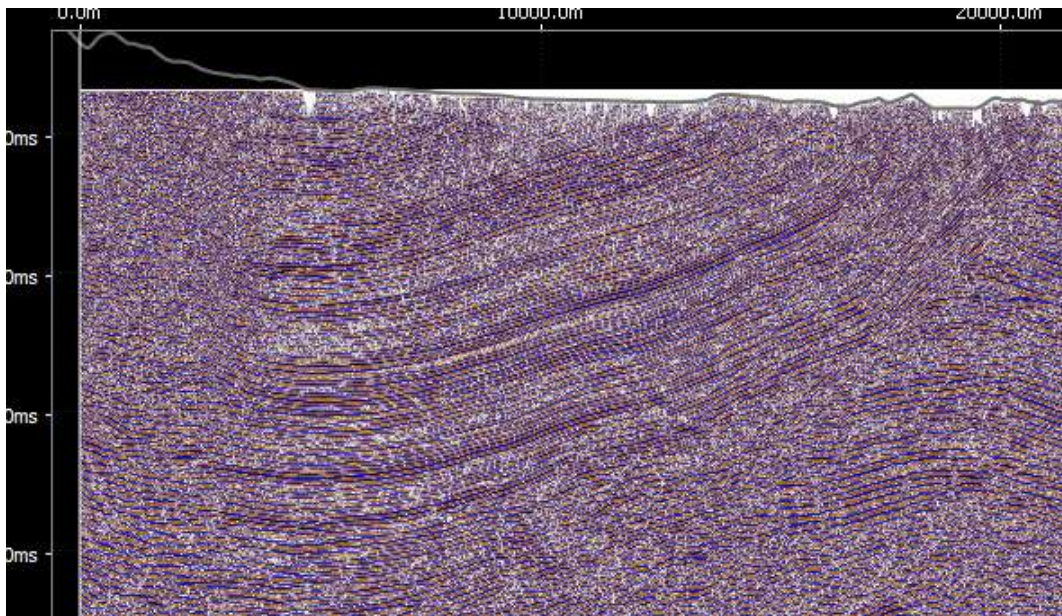
Figura 19: líneas sísmicas del área de estudio con la correspondiente topografía en milisegundos. Fuente: Autor.



Una vez creado el proyecto sísmico, se dio inicio a la interpretación estructural a partir del comportamiento de los reflectores sísmicos por medio de los siguientes pasos (Figura 20):

- a) Se determina el color de cada línea sísmica definiendo la amplitud de los reflectores.
- b) Se interpretan los reflectores de amplitud alta y que presenten continuidad como atributo sísmico
- c) Las características y geometría interna de los reflectores son tenido en cuenta para su interpretación; teniendo en cuenta esto se analizan reflectores continuos que estén chocando o uniendo contra otro, es decir reflectores en onlap sobre uno continuo.

Figura 20: imágenes correspondientes a la línea sísmica ME – 1230, A) sin interpretar ajustada a la topografía. B): definida la línea sísmica en gama de colores marrón, blanco y azul, siendo el color azul para los reflectores de mayor amplitud y los de marrón de menor amplitud, --- Simboliza reflector continuo de amplitud alta y paralelo y subparalelo a los adyacentes. Fuente: Autor.



Teniendo en cuenta lo anterior y revisando las demás líneas sísmicas, se inicia con el análisis de los reflectores, el cual se realizó en la zona Oeste de las líneas sísmicas ya que son las que presentan deformación o influencia tectónica:

Se interpretaron reflectores onlap sobre uno continuo. Se tuvo en cuenta que de no confundir con reflectores que indicaran canal como estructura de depositacion, así como el ruido sísmico que puede presentar la línea sísmica. (Figura 21).

El mismo procedimiento se realizó en las demás líneas sísmicas donde se observó una variación de Sur a Norte del área de estudio, en la cantidad de reflectores que nos indicaban procesos tecto-sedimentarios (estratos de crecimiento). Se muestran las líneas sísmicas, donde MVI – 870 pertenece a la zona sur, la línea MVI – 1070 la zona centro y la línea ME – 1440 la zona norte del área de estudio (Figura 22).

Figura 21: Línea sísmica MVI – 1070 en doble tiempo de viaje (ms). A) corresponde a la línea sin interpretar. B) línea interpretada con los reflectores que se asociaron al comportamiento de estratos de crecimiento o discordancias progresivas. C) zoom de la imagen B, donde se observa el comportamiento de los reflectores en onlap sobre uno continuo. Fuente: Autor

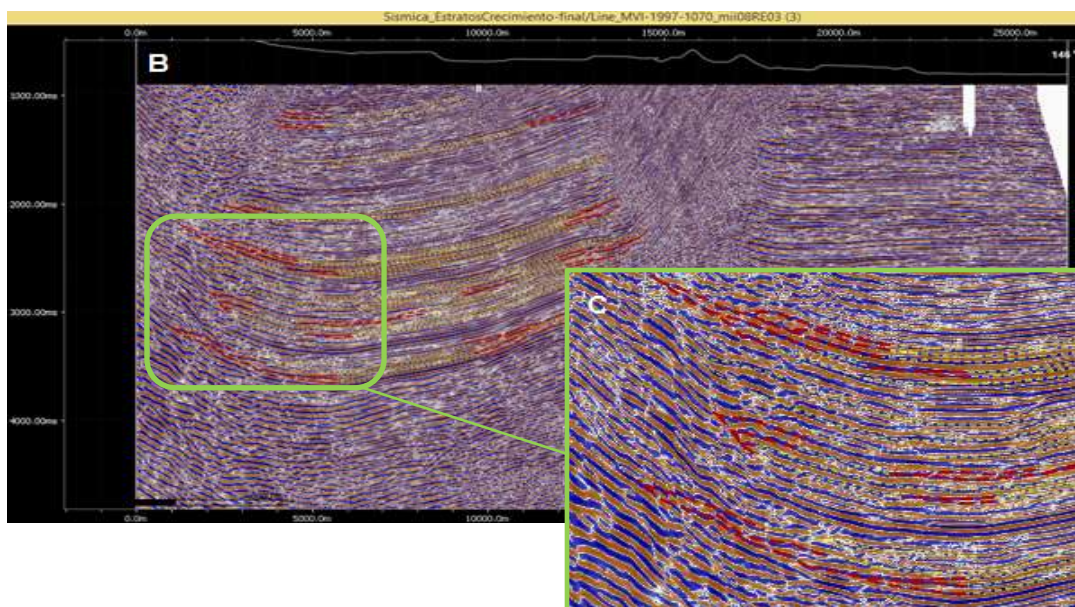
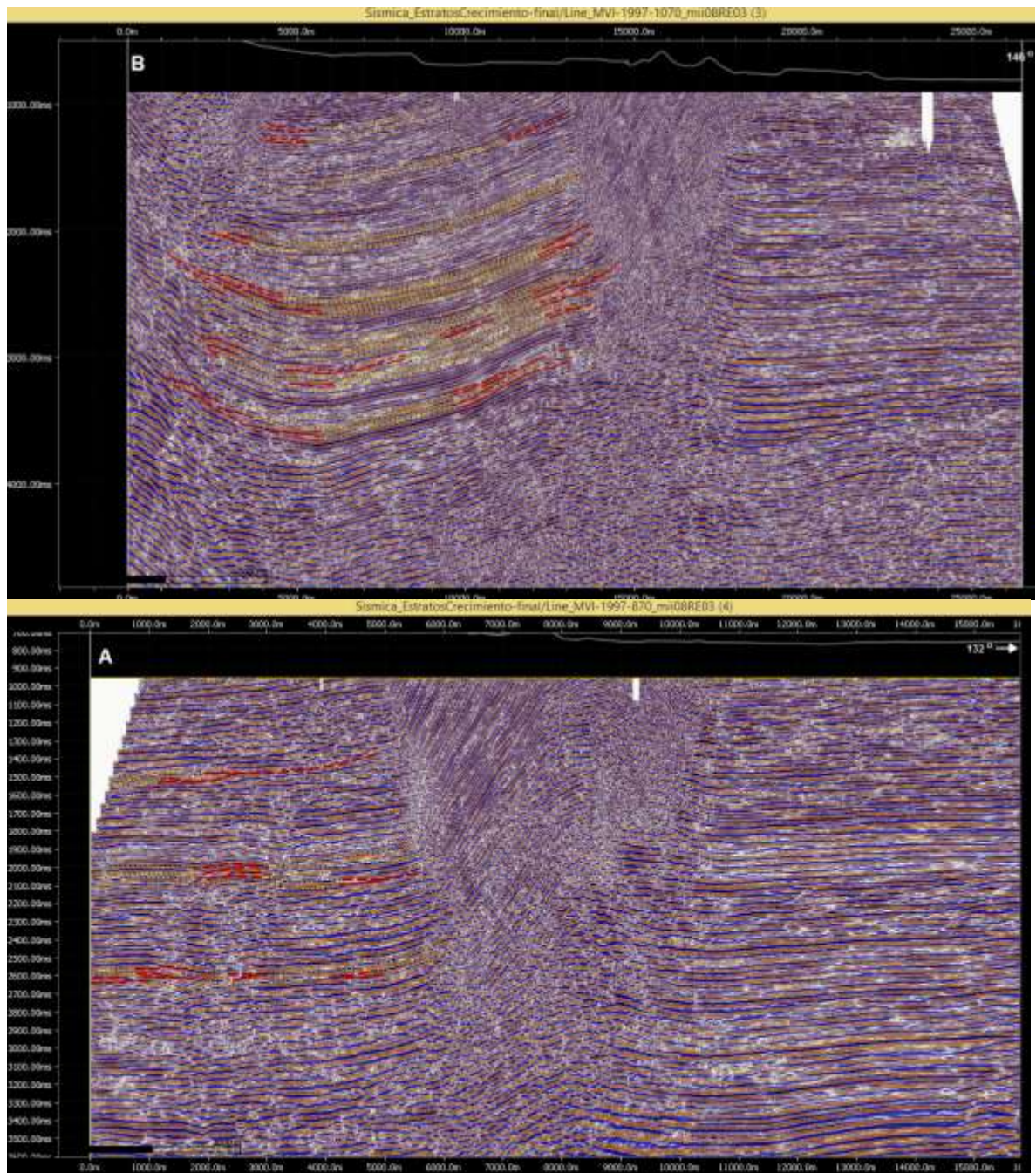
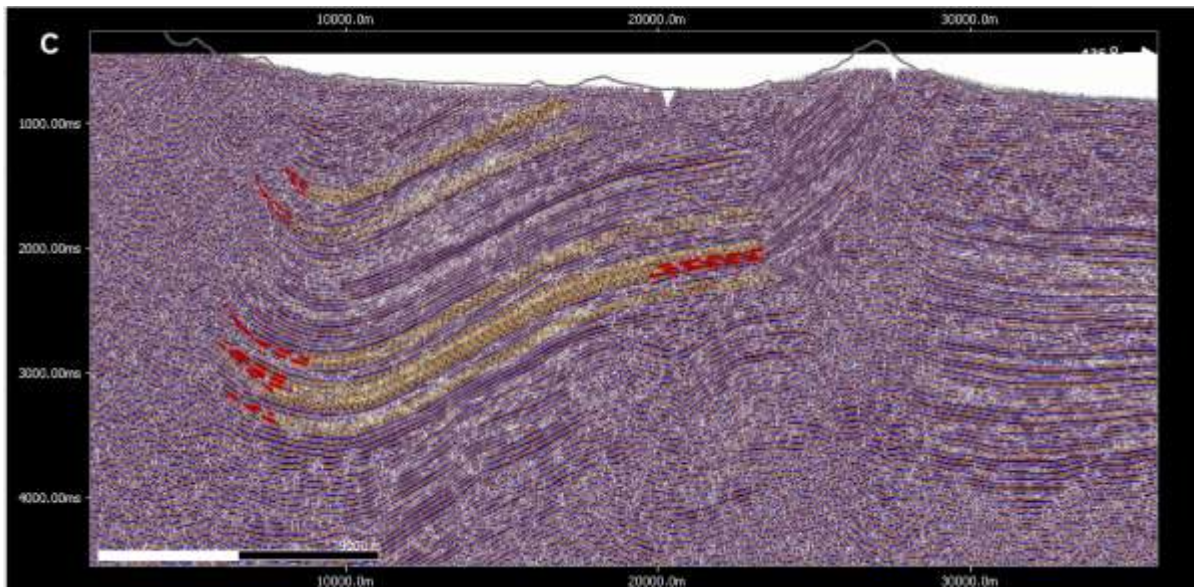


Figura 22: Representación de los reflectores onlap en diferentes líneas sísmicas de la área de estudio. A) Línea sísmica MVI – 870, B) línea sísmica MVI – 1070 y C) ME – 1440. Fuente: Silvana Morantes.





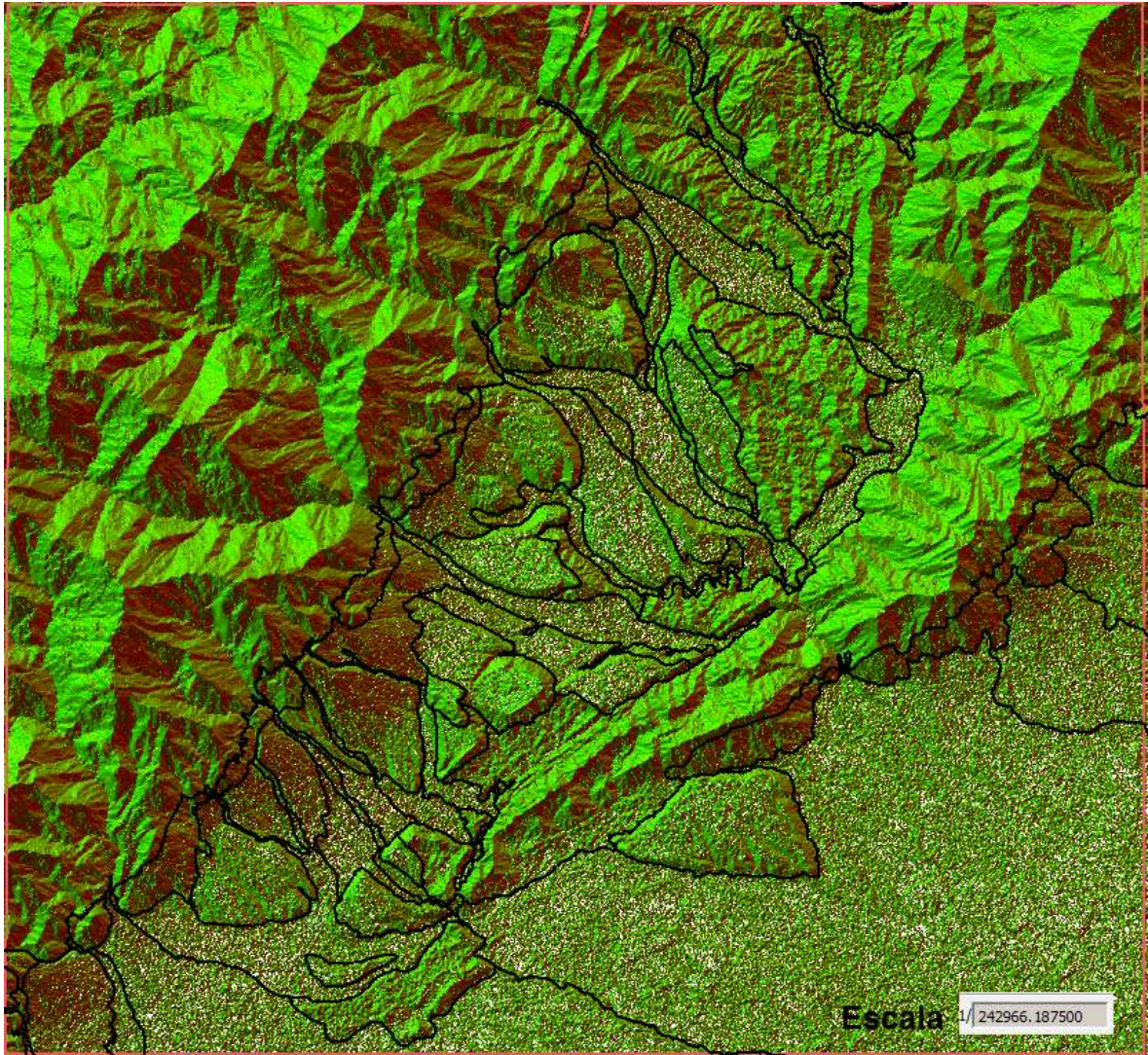
6. RESULTADOS

6.1 Interpretación morfotectónica

El análisis morfotectónico consistió en la observación y delimitación de los cuerpos cuaternarios para identificar plegamientos y/o deformaciones que los han afectado. A partir de estas evidencias morfológicas, se asocian a eventos tectónicos recientes (neotectónica) que se encuentran modificando la configuración actual de los depósitos cuaternarios, Se tuvo en cuenta el trazo de los ríos que atraviesan las estructuras, así como las llanuras de inundación y el desplazamiento de las terrazas. Las terrazas son las que presentan mayor plegamiento o moldeamiento en la zona de estudio, en el cierre de la estructura; al sur de la zona también se observaron aspectos morfológicos asociados a fallas (morfotectónico).

Una vez analizado en conjunto los mapas creados en el software SPRING, se delimitaron los depósitos cuaternarios. Se tuvo en cuenta el comportamiento morfológico, así como características propias de inclinación, patrón de drenaje, forma y patrón de orientación de las facetas. (Figura 23)

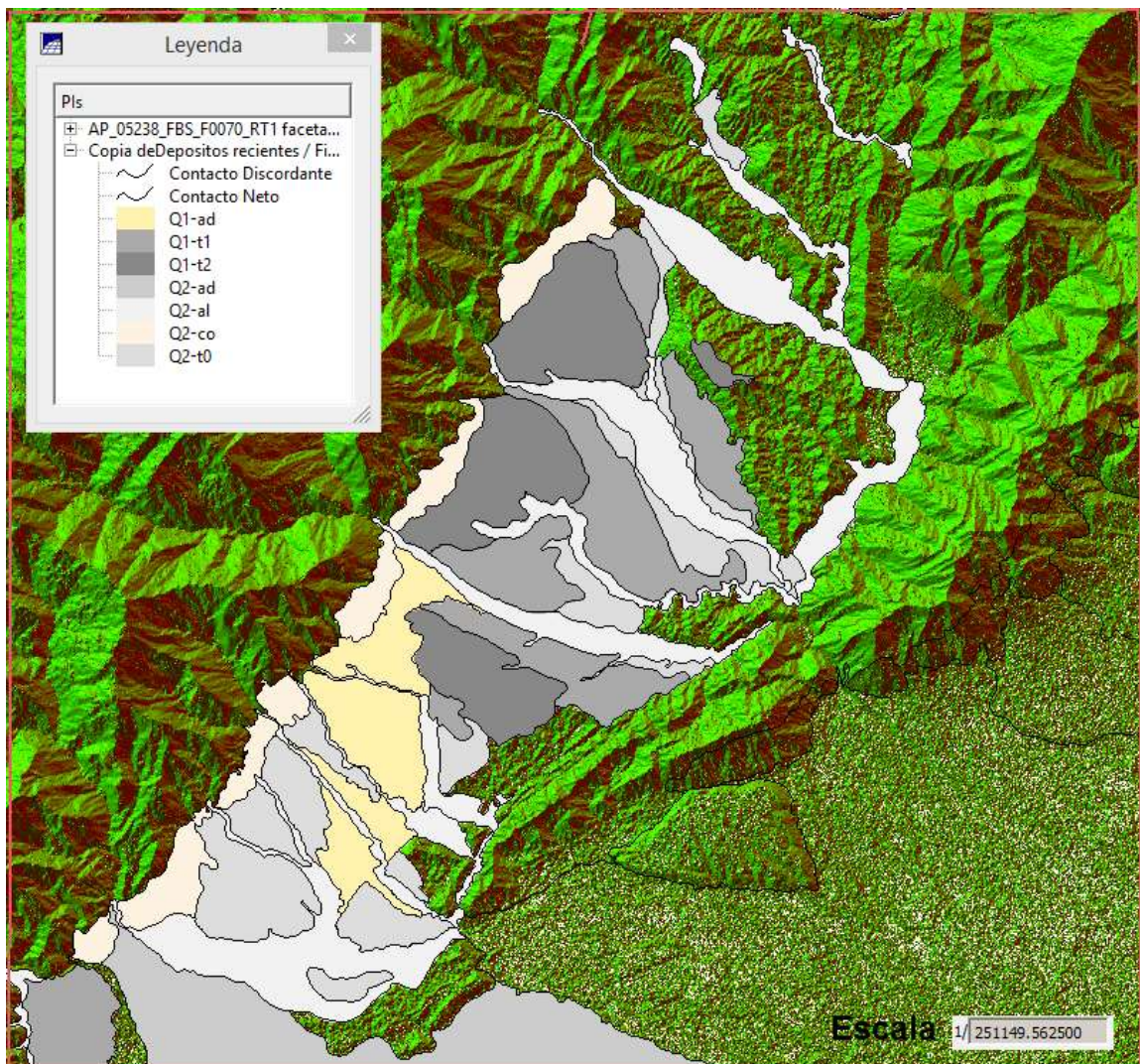
Figura 23: Delimitación de los depósitos cuaternarios en mapa de orientación de facetas a escala 1:25.000. Fuente: Autor



Los depósitos cuaternarios se clasificaron en: Depósitos Aluviales de Llanura y Canal (Q2-al), Depósitos Coluviales de Ladera (Q2-co), los Depósitos de Abanicos y Conos se dividieron en dos entre recientes (Q2-ad) y antiguos (Q1-ad) f .El análisis nos permitió diferenciar tres formaciones de terrazas teniendo en cuenta su momento de depositacion (Figura 24), que son: Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes (Q2-t0), Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias (Q1-t1) y

Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas (Q1-t2), siendo este último el depósito de mayor antigüedad identificado.

Figura 24: Clasificación de los depósitos cuaternarios identificados en el área, escala de trabajo 1:25.000. Fuente: Autor.

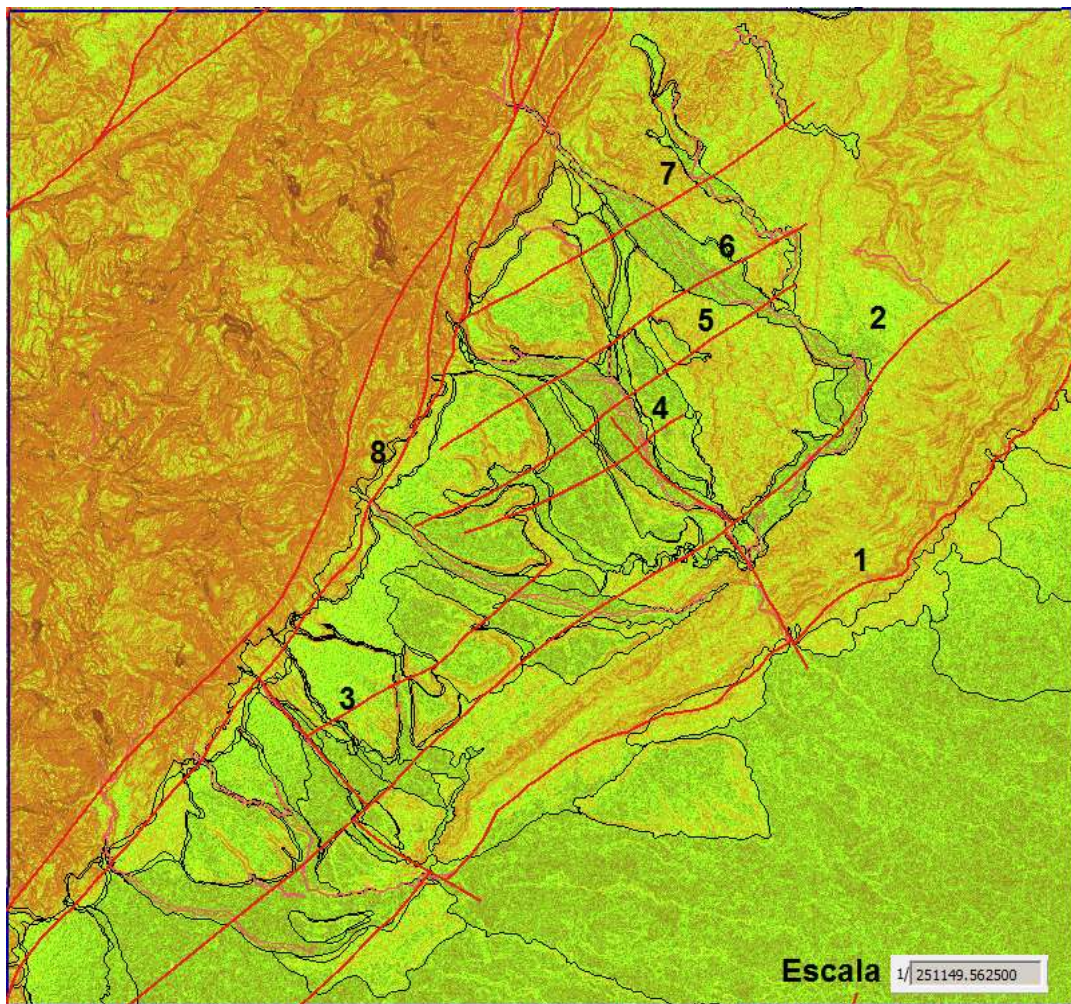


En el análisis morfotectónico se observaron escarpes generados por las fallas Guaicaramo y Tesalia. El plegamiento, sobreimposición y basculamiento de los depósitos cuaternarios evidenciado en los abanicos y terrazas. La ubicación de los ápices de los abanicos afectados por la influencia fluvial presente. Por otro lado se

asocia las terrazas de origen erosional generadas por los ríos que atraviesan la estructura principal.

Una vez establecidos los depósitos y analizando su comportamiento morfológico se plantearon las fallas que se encuentran plegando y controlando la dirección de los depósitos identificados, generando una morfología diferente en el tipo de depósito establecido. Se determina un control por parte de la falla que afecta más de un cuerpo cuaternario. (Figura 25).

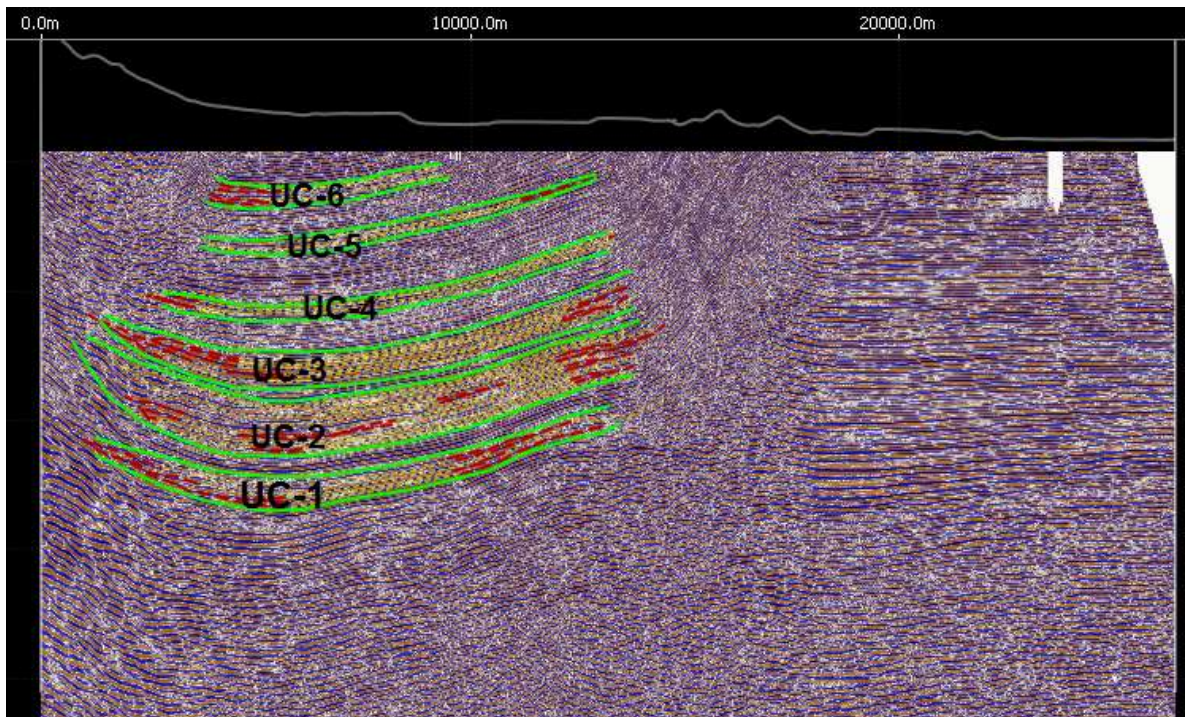
Figura 25: Fallas determinadas a partir del análisis morfotectónico. Las fallas **1** y **8** corresponden a las fallas Guaicaramo y Tesalia respectivamente, las **2, 3, 4, 5, 6** y **7** son propuestas por el análisis morfotectónico. Fuente; Autor



6.2 Interpretación sísmica

Con base en los reflectores interpretados previamente se establecieron Unidades Cinemáticas las cuales diferencian y separa los reflectores analizados (Figura 28). Esto con el fin de conocer su prolongación o secuencia a lo largo del área de estudio, se determinaron 6 Unidades Cinámicas que se presentan en el área central y son observadas en la línea MVI-1070 (Figura 26).

Figura 26: Unidades Cinemáticas (UC) que contienen los reflectores que nos indican procesos tecto-sedimentarios, siendo la UC-1 la más antigua y la UC-6 la más reciente. Fuente: Autor

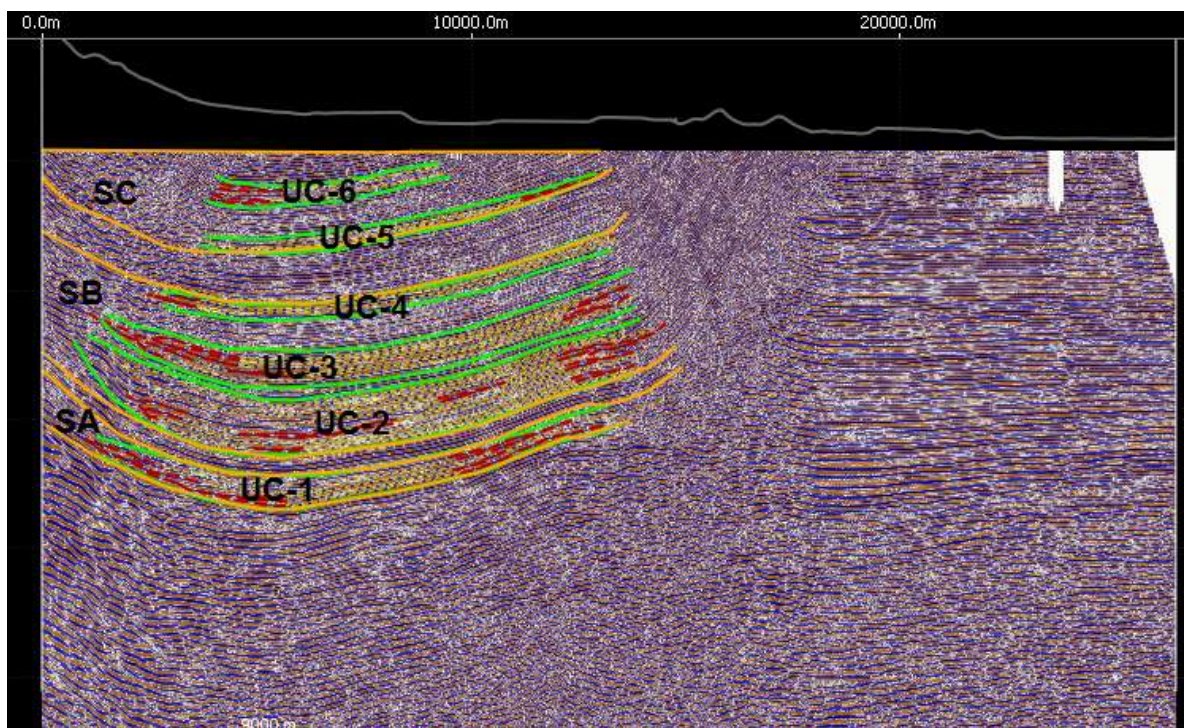


Este mismo proceso de análisis se realizó a las demás líneas sísmicas de se observó variación de las unidades cinemáticas asociadas a la misma variación de los reflectores estudiados.

Con base en la determinación de las unidades cinemáticas dentro de cada línea, se observó en común que todas las líneas sísmicas se dividían en tres unidades

que denominamos Unidades Sísmicas. Estas unidades se denominaron SA, SB, y SC, siendo SA la unidad más antigua y SC, la unidad más reciente (Figura 27). Para el desarrollo del modelado las unidades intermedias en las que no se determinaron los reflectores de estudio, se denominaron SA-B, SB-C

Figura 27: Línea sísmica MVI-1070, donde se observan las Unidades Cinemáticas, dentro las Unidades Sísmicas SA, SB y SC. Fuente: Silvana Morantes.



Los reflectores que indicaron eventos tectono-sedimentarios, sirven de guía para poder determinar las fallas del subsuelo, ya que estas no están generando gran desplazamiento en las secuencias. La línea sísmica MV – 1070, es la línea que se encuentra en la parte central del área y en esta se determinaron fallas que se asociaron a las planteadas en superficie (Figura 28). Las fallas 4-2, 5-2 y 6-2, son fallas que se observaron entre las secciones SB y SA, y de determinaron por el comportamiento de los reflectores. Hacia el Norte del área en la línea ME-1440 se identifica claramente la falla 7 (Figura 39).

Figura 28: Interpretación de las fallas en la línea sísmica MVI-1070. Fuente: Autor

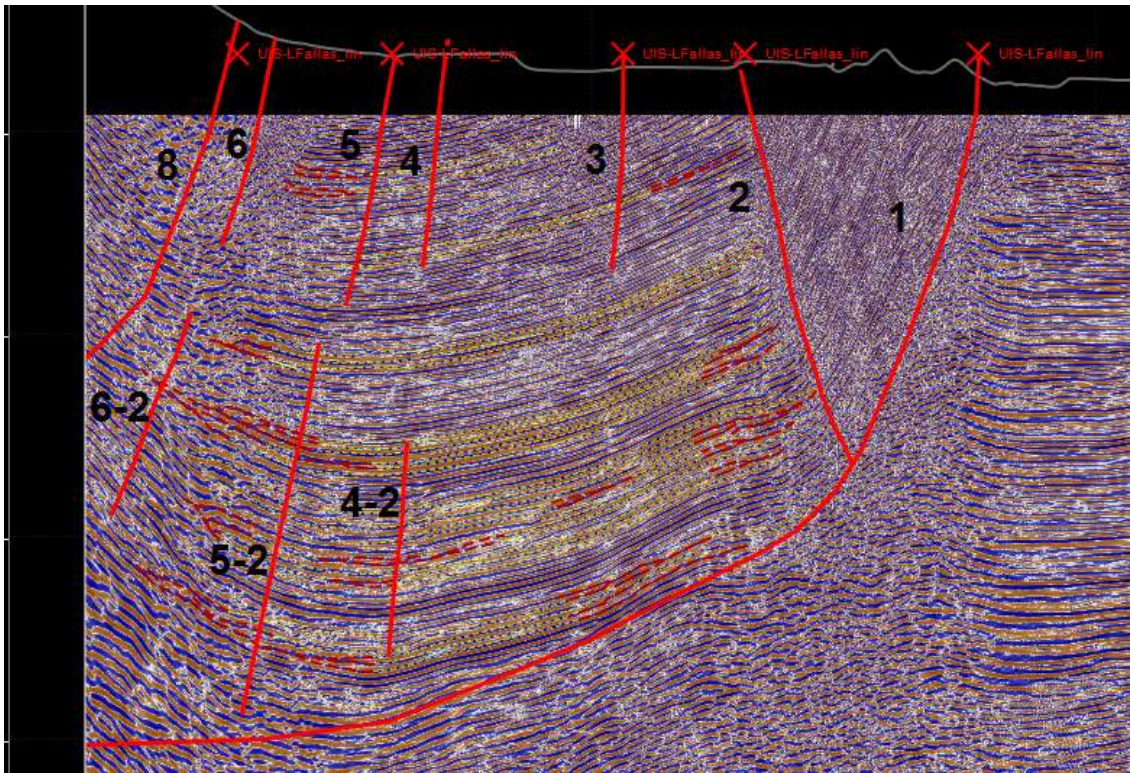
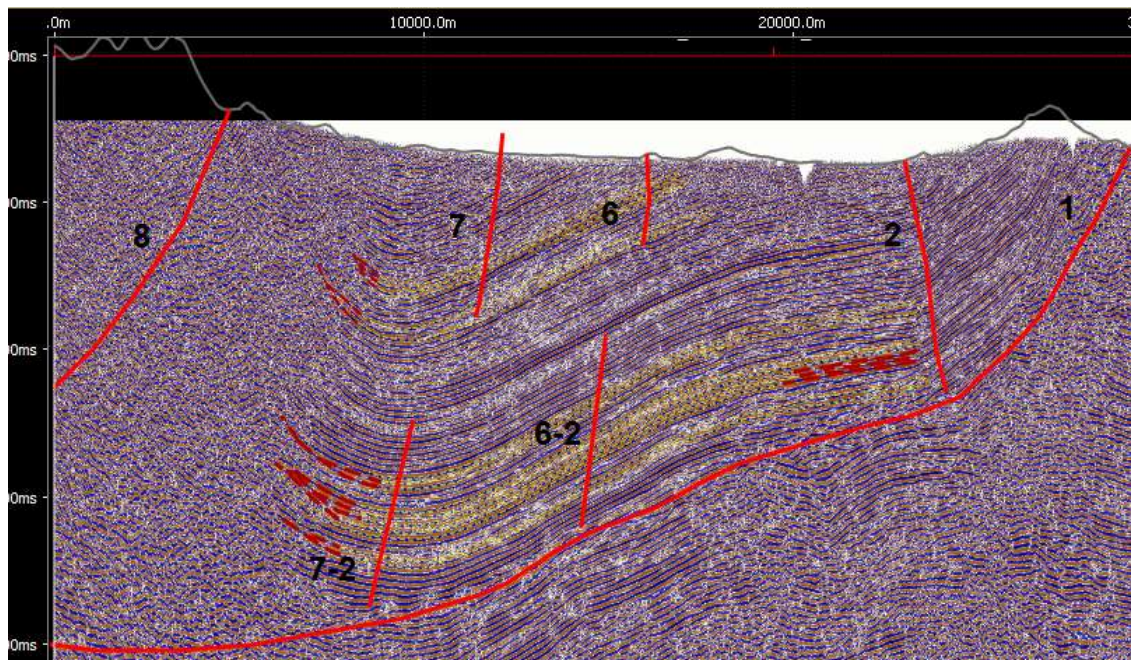


Figura 29: Interpretación de fallas en la línea sísmica ME-1440. Fuente: Silvana Morantes

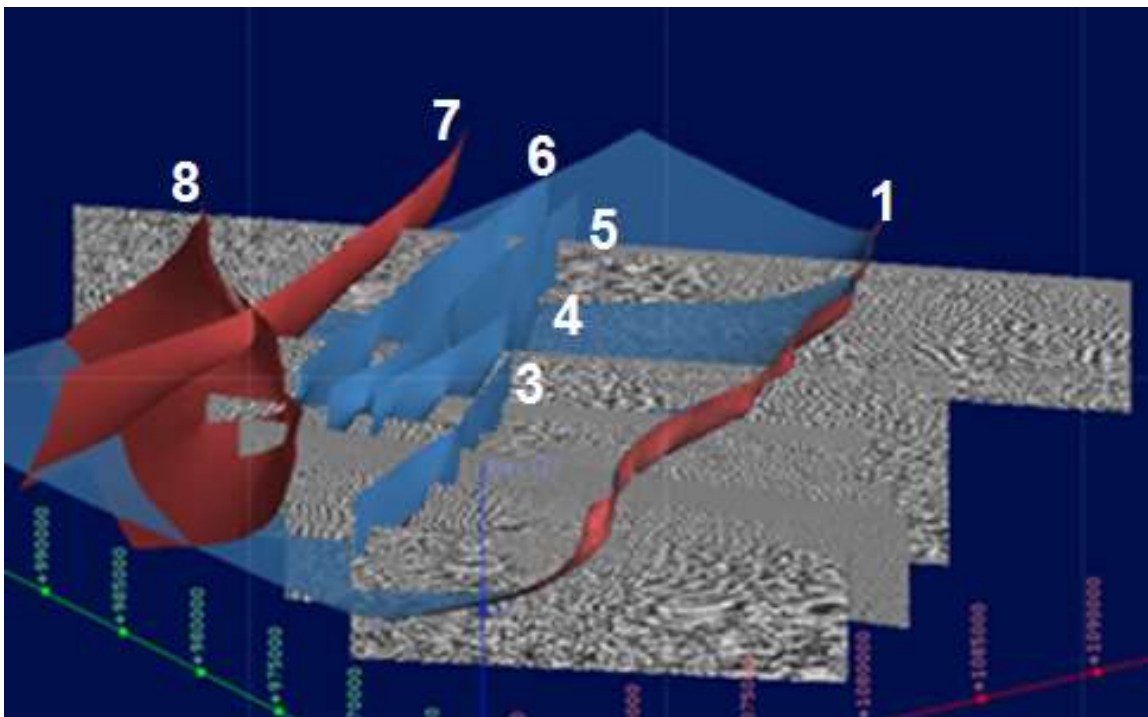


6.3 Modelo tridimensional

El software LEAPFROG, es un software dinámico en el cual se ejecuta los cambios en tiempo real al introducir nuevos datos, sobre el modelo sin la necesidad de estar creando diversos modelos al modificar la información. Este un software adimensional, lo que nos permite trabajar X, Y y Z en diferentes unidades. Los elementos como las fallas se modifican por medio de planos, ángulos y dirección, lo que directamente permitirá observar cómo se afectan las capas y el modelo general.

En el modelado se corrobora que la interpretación de las fallas y demás datos fueran coherentes entre ellos mismos. Inicialmente se crearon las superficies continuas de cada uno de las fallas (Figuras30).

Figura 30: Fase inicial del modelo, creación de superficies al unir las fallas de cada línea sísmica interpretada junto con el trazo de las fallas determinadas en superficie. La numeración en la imagen corresponde a las fallas analizadas teniendo en cuenta la interpretación morfotectónica. 1 corresponde a la falla de Guaicaramo y 8 a la Falla de Tesalia Fuente: Autor.



Se incorpora al modelo las unidades cinemáticas y también se les crea superficies para mirar la correspondencia con las fallas (Figura 31).

Después de esto se crearon las superficies de las unidades sísmicas que contienen las unidades cinemáticas. Se crean dos bloques el primero a partir de la Falla 2 hacia el Oeste (Figura 32).

El segundo es el modelo completo del área de estudio De antiguo a reciente están las superficies correspondientes a las unidades sísmicas: desconocida1, unidad A, unidad A-B, unidad B, unidad B-C, unidad C y unidad desconocida 2, ya que para entender y completar el modelo es necesario colocar superficies que cierren con la falla de Guaicaramo y con la superficie, debido a que se trabajaron con líneas sísmicas migradas y no migradas, se pierde parte de la información sísmica. Ese mismo orden de superficies se trabajó en el primer modelo.

Figura 31: Corte sobre la línea sísmica ME-1230. Donde se observa las fallas de dicha línea junto con las superficies creadas para las UC de esa línea. Fuente: Autor.

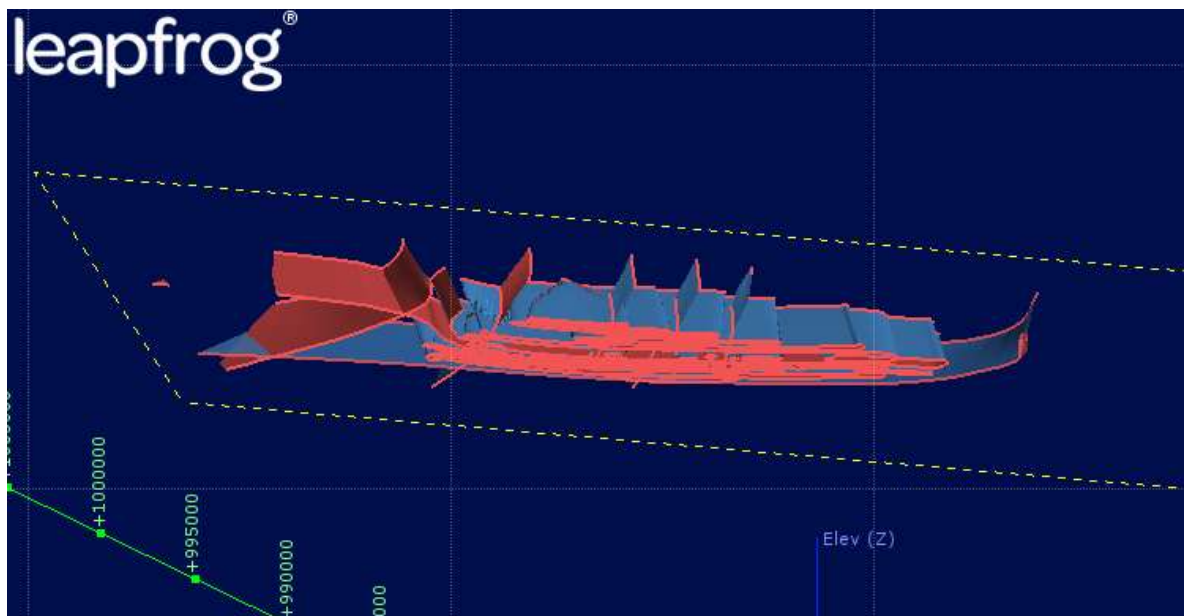
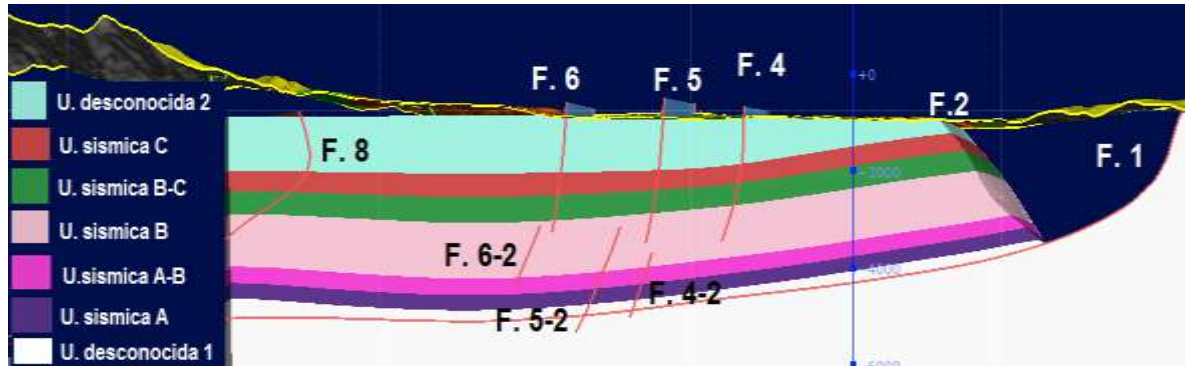
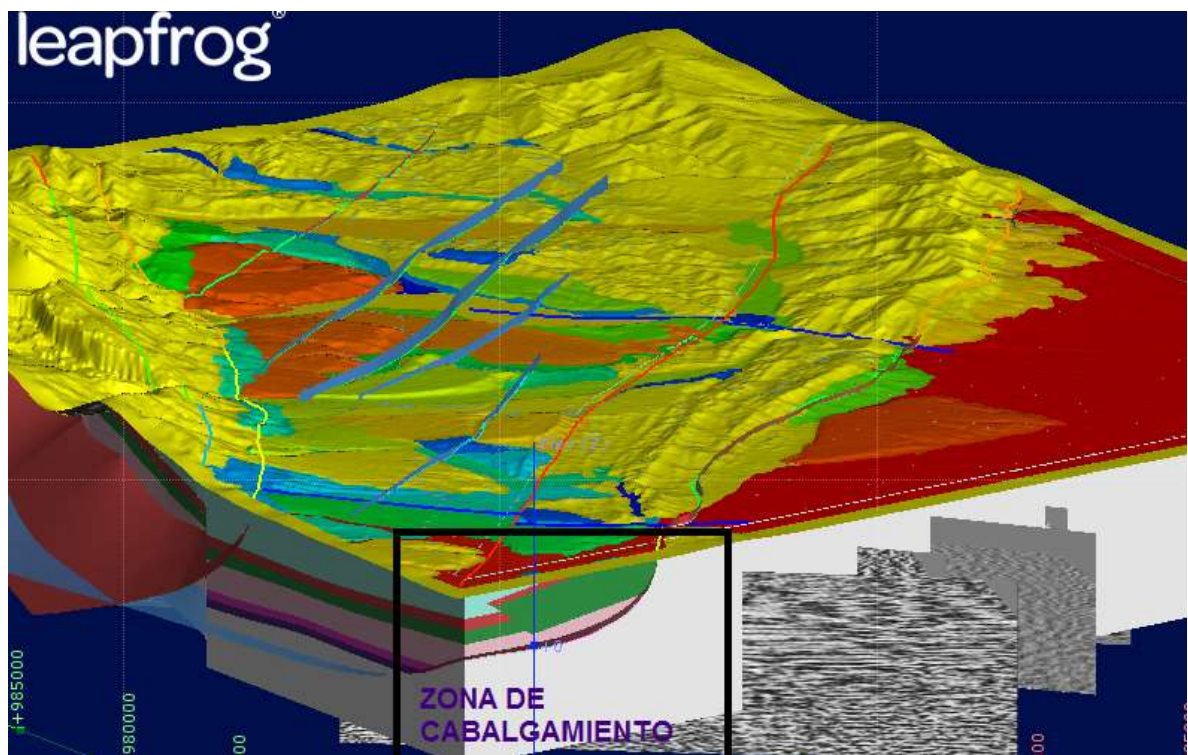


Figura 32: Corte del primer bloque al Este de la configuración de la superficie de la Falla 2. Comprende las fallas y unidades sísmicas determinadas. Fuente: Autor



Finalmente el modelo tridimensional completo del sinclinal muestra el cabalgamiento generado por la falla 2. Siendo esta la única falla determinada como inversa entre las fallas analizadas del proyecto (Figura 33).

Figura 33: Modelo tridimensional del área de estudio, donde se muestra el comportamiento de las Unidades sísmicas generado por la falla 2. Fuente: Autor.



7. ANALISIS DE RESULTADOS

Los resultados obtenidos en el desarrollo de este proyecto aportan información más detallada que puede complementar los modelos evolutivos previos. Sin embargo estos modelos al ser desarrollados a escalas regionales, no son correlacionables en su totalidad con la metodología usada en este trabajo. Teniendo en cuenta esto, los resultados fueron asociados a la geología local de la zona, por lo que se infiere que este modelo debe ser comprobado y corroborado con más datos.

La conversión a profundidad de las líneas sísmicas permitiría determinar las formaciones en el subsuelo y así asociarlas a las Unidades Sísmicas propuestas, al igual que la relación de las unidades cinemáticas con los eventos de depositación y deformación del sinclinal.

Teniendo en cuenta la litoestratigrafía de la zona, se infiere que las unidades sísmicas planteadas fueron depositadas desde el Paleógeno Medio. Lo que corrobora que los eventos tectónicos posteriores, dieron la configuración actual de la cuenca.

El mapa litoestratigráfico del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) establece para las terrazas dos edades diferentes. Por medio de este trabajo se detalla el comportamiento morfológico lo que permitió definir tres tipos de terrazas, siendo la terraza de edad intermedia la que no se encuentra en el mapa litoestratigráfico del ICP.

Se identificaron dos grupos de fallas; donde se determinó que las fallas más antiguas (4-2, 5-2, 6-2 y 7-2) pertenecientes a la unidad sísmica SB, no se encuentran activas y son de tipo normal. Según el análisis de los reflectores sísmicos, estas fallas no evidencian procesos de reactivación e inversión asociados a la Orogenia Andina. Esto se puede explicar o inferir debido a que son fallas locales y syn-sedimentarias generadas por la subsidencia, depositación y

deformación del sinclinorio. Por otro lado las fallas más recientes (3, 4, 5, 6, y 7), son fallas syn-sedimentarias normales activas que pueden estar cortando y controlando los depósitos cuaternarios. La falla 2 también se considera syn-sedimentaria de tipo inverso.

Se considera que la cinemática de la cuenca está siendo regida por un sistema de fallas de relevo inmaduras (Véase Figura 12. Crider y Peacock 2004. Pp 39) que se encuentran en la etapa inicial de su formación. Estas sólo muestran evidencia de afectación en superficie y son locales en el subsuelo. La geometría de las mismas es otro indicador de que pertenecen a este tipo de sistema de fallas, ya que exhiben una leve curvatura y muestran saltos laterales.

Aun que se determina que la reactivación inversa de las fallas Tesalia y Guaicaramo configuran de forma general la estructura, no influye en el sistema de fallas de relevo. El estudio indicó que son fallas syn-sedimentarias, generadas por la subsidencia, depositación y deformación de la estructura.

8. CONCLUSIONES.

Por medio del análisis de los mapas de pendientes, inclinación, orientación y altimetría, se realizó la delimitación y clasificación de los depósitos cuaternarios a escala 1:25.000, que fueron denominados como: Depósitos Aluviales de Llanura y Canal (Q2-al), Depósitos Coluviales de Ladera (Q2-co), Depósitos de Abanicos y Conos, los cuales se dividieron en dos: recientes (Q2-ad) y antiguos (Q1-ad); Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes (Q2-t0), Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias (Q1-t1) y Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas (Q1-t2). Sin embargo estos cuaternarios solo se presentan en la zona centro-sur del sinclinorio de medina.

Las fallas de Tesalia y Guaicaramo han dado la configuración estructural actual del Sinclinorio de Medina, pero los depósitos cuaternarios son controlados por fallas que no alcanzan a aflorar, sin embargo estas fallas son observadas en el subsuelo por medio de la interpretación sísmica.

Las fallas 4-2, 5-2, 6-2 y 7-2 se identifican en las unidades cinemáticas UC-2, UC-3 y UC-4, perteneciente a la unidad sísmica SB. En esta unidad se observa la mayor cantidad de reflectores asociados a los estratos de crecimiento, indicando que este fue un periodo constante de aceleración y de amortiguamiento, con pocos periodos de depositacion tectónica inactiva.

En las unidades sísmicas SA-B y SB-C no presenta reflectores asociados a los estratos de crecimiento, por lo que se infiere que corresponden a etapas de depositacion con tectónica inactiva.

Las fallas 4-2, 5-2, 6-2 y 7-2, no presentan evidencia de estar activas, por lo que no están deformando ni desplazando la secuencia estratigráfica. Las fallas 2, 3, 4, 5, 6 y 7 están plegando los depósitos cuaternarios, por lo que se deduce que se encuentran activas.

El modelo tridimensional generado permitió definir la cinemática de la zona de estudio; en el cual se establece un sistema de fallas de relevo de tipo normal generado por eventos tectono-sedimentarios simultáneos a la subsidencia de la estructura. Esto se da dentro un régimen compresivo de inversión tectónica, que afecta a las fallas de Tesalia y Guaicaramo.

Dentro la cinemática del sinclinorio, también se observan pequeñas fallas transcurrentes que atraviesan, cortan y desplazan las estructuras en superficie.

BIBLIOGRAFIA

ACOCELLA, V., GUDMUNDSSON, A., FUNICIELLO, R. 2000. Interaction and linkage of extensional fractures and normal faults: Example from the rift zone of Iceland: *Journal of Structural Geology*, vol. 22, p. 1233-1246

ACOSTA, J. 2002. Structure, tectonics and 3D models of the western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. PhD. Thesis. Imperial College. London.

ARIANA Ltda. ECOPETROL. 2000. Evaluación del Piedemonte Llanero

AUBOUIN, J., BROUSSE, R. & LEHMAN, J. 1980. Tectónica, tectonofísica, morfología. Barcelona: Omega. pp 642.

BAYONA, G., CORTES, M., JARAMILLO, C., OJEDA, G., ARISTIZABAL, J., REYES, A. 2007. La deformación Pre-Neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepais. *Boletín de Geología*. Vol. 29, N° 1, enero-junio de 2007.

BAYONA, G., CORTES, M., JARAMILLO, C., OJEDA, G., ARISTIZABAL, J. J., REYES-HARKER, A. 2008. An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America*. pp 1171-1197.

BISTACCHIA, A., MASSIRONI, M., DAL PIAZ, G.V., DAL PIAZ, G., MONOPOLI, B., SCHIAVO, A., & TOFFOLON, G. 2008. 3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study. *Computers & Geosciences*, 34. Pp. 351 – 372. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.cageo.2007.04.002

BRANQUET, Y., CHEILLETZB, A., COBBOLDC, P.R., BABYD, P., LAUMONIERE, B., GIULIANI, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of

Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15. pp 391–407.

CALASSOU, S., LARROQUE, C. y MALAVIEILLE, J. 2003. *Tectonophysics*, 221, 325- 344p.

CEDIEL, F., SHAW, R. and CACERES, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean Region Plate Tectonics, Basin Formations and Hydrocarbon Habitats*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs.

COLLETA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., And RUDKIWEICZ, J. L. 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*: Paris, Editions Technip, pp. 81-100.

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PENAS, R., PULHAM, A. J. And TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, *A.A.P.G. Bull.*, 79 (10): 1421-1443.

CORTES, M., BAYONA, G., ARISTIZABAL, G., OJEDA, G., REYES-HARKER, A. And GAMBÁ, N. 2006. Structure and Kinematics of the Eastern Foothills of the Eastern Cordillera of Colombia from Balanced Cross-Sections and Forward Modeling.

DAVIS, G. y REYNOLDS, J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley, 776 p.

DAVISON, I. 1994. Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional: en Hancock, P., L., 1994, *Continental Deformation*: University of Bristol, U. K., Pergamon Press. p. 121 a 142.

DENGO and COVEY, M. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. AAPG Bulletin v 77 N° 8.

D' ALESSIO M. A., MARTEL, S. J. 2004. Fault terminations and barriers to fault growth: Journal of Structural Geology, vol. 26, p. 1885-1896.

ECOPETROL – ICP-GER. 199. Modelamiento Estructural de la Cordillera Orienta.

ECOPETROL-ICP. 2000. Linares R. Interpretacion sismica y analisis structural en cinturones de cabalgamiento.

ETAYO, F., BARRERO D., and others. 1983. Mapa de Terrenos de Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, No. 14-1; 235 p.

GUTPA, A., SCHOLZ, C. H. 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 865-879.

GEOESTUDIOS. Sección estratigráfico-estructural Mambita-San Pedro de Jagua (Cundinamarca). ECOPETROL. Bogotá D.C. 1994. 16 p.

GEOSTRATOS. 2006: Revisión Geológica de la parte Central y Norte del Bloque Cóndor y del TEA Guaicáramo. Cuenca del Piedemonte Llanero. Memoria Técnica. Lukoil Overseas Ltd. Bogota.

HERRON, D. A. 2011. First Steps in Seismic Interpretation. 16th ed. United States of America, Society of Exploration Geophysicists.

HUS, R., ACOCELLA, V., FUNICIELLO, R., DE BATIST, M. 2005. Sandbox models of relay ramp structure and evolution: Journal of Structural Geology, vol. 27, p. 459-473.

HUBACH, E. 1957. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, Bogotá, 5(2): 93-112.

JIMENEZ, L., MORA, A., CASALLAS, W., SILVA, A., TESON, E., TAMARA, J., NAMSON, J., HIGUERA-DIAZ, I. C., LASSO, A. and STOCKLI, D. 2013. Segmentation and growth of foothill thrust-belts adjacent to inverted grabens: the case of the Colombian Llanos foothills. Geological Society, London, Special Publications Online First

LOPEZ, E. 2004. Evolución Estructural Del Sinclinal De Nazareth, Anticlinal Del Guavio y Sinclinal del Rio Amarillo y sus implicaciones en la sedimentación de las unidades Paleógenas y Neógenas involucradas. Instituto Colombiano De Geología Y Minería INGEOMINAS.

MARRETT, R., ALLMENDINGER, R. W. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: Sampling of fault populations: Journal of Structural Geology, vol 13, no. 6., p. 735-738.

MITCHUM, R.M. Jr., VAIL, P.R., and THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En C.E. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir26, p.117-133.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. Tectonics, Vol. 25, pp. 1-19.

MORA,

A.



Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico - Químicas
Escuela de Geología

**MODELADO 3D A PARTIR DE LA INTERPRETACION SISMICA 2D DE LA
PARTE SUR DEL SINCLINORIO DE LA CUENCA DE MEDINA, PIEDEMONTE
LLANERO.**

SILVANA PAOLA MORANTES OCHOA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA:**

2016

2007. Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis doctoral. Universidad de Potsdam. pp133.

MORA, A., y PARRA, M. 2008. The structural style of footwall shortcuts along the eastern foothills of the Colombian eastern Cordillera: Differences with other inversion- related structures, *Revista Ciencia Tecnologia & Futuro*, 1407 v. 3, pp. 7-21.

MORA, A., HORTON, B., MESA, A., RUBIANO, J., KETCHAM, R., PARRA, M., BLANCO, V., GARCIA, D., STOCKLI, D. 2009. Cenozoic deformation migration in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. in press.

MORA, A., HORTON, B., MESA, A., RUBIANO, J., KETCHAM, R., PARRA, M., BLANCO, V., GARCIA, D., y 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. *Geological Society, London*. 10 (10), pp.1543-1580

PARRA, M. 2008. Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis doctoral, Universitat Potsdam, Alemania, pp 146.

RAMIREZ, L.H. 2011. Determinación de los patrones de fracturamiento de la formación mirador en el anticlinal del Guavio, mediante el análisis de imágenes de pozo. Implicaciones en la permeabilidad y productividad del reservorio. Tesis de Maestría, Universidad Nacional De Colombia. 207 p.

RAMSAY, J. y HUBERT, M. 1987. *The techniques of modern structural geology*

REYES, J., SILVA, M., MUNAR, F., LASSO, A., and BOHORQUEZ, J. 1991. Objetivos estratigráficos en la Subcuenca Apiay Ariari. En *Memorias IV Simposio*

Bolivariano “Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas” Tomo I. ACGGP Bogotá, Colombia.

RIOS, P. A. 1996. Proyecto Medina Occidental – Tierra Negra. Informe final fase I. ECOPETROL.. 30 p.

SARMIENTO, L.F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, pp. 72-180.

SARMIENTO-ROJAS, L.F., VAN WESS, J.D., and CLOETINGH, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 383–411, doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.003.

SILVA, P. G., GOY, J. L., ZAZO, C. 1992. Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín (Murcia, SE España). *Geogaceta* vol. 1. pp 67-70.

SSUPPE, J., SABAT, F., MUNOZ, 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, p. 443-461.

TWISS, R. y MOORES, E. 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, p 532.

ULLOA C., y RODRIGUEZ, E. 1976. Geología del Cuadrángulo K13- Tauramena. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, V XXII, pp. 3-56.

ULLOA C., y RODRIGUEZ, E. 1979. Geología del Cuadrángulo K12- Guateque. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*. No 22

VAN DER HAMMEN, T. 1960. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Servicio Geológico Nacional, Bogotá, Informe 1279, pp. 73-126

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., and THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part3: relative changes of sea level from coastal onlap. En C.E. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy –Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir26, p.63-82.

WALSH, J. J., WATTERSON, J., BAILEY, W. R., CHILDS, C. 1999. Fault relays, bends and branch-lines. Journal of Structural Geology, vol. 21, p. 1019-1026.

ZANCHI, A., FRANCESCA, S., STEFANO, Z., SIMONE, S., & GRAZIANO, G. 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. Computers & Geosciences, 35. Pp. 49 – 69. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.003.