

NEOTECTÓNICA Y GEOMORFOLOGÍA DE UNIDADES DEL NEOGENO Y DEL
CUATERNARIO EN EL VALLE DEL RÍO MAGDALENA ENTRE LOS
MUNICIPIOS DE BARRANCABERMEJA Y PUERTO BERRÍO.

SEBASTIAN TORRES GALVIS

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2020

NEOTECTÓNICA Y GEOMORFOLOGÍA DE UNIDADES DEL NEOGENO Y DEL
CUATERNARIO EN EL VALLE DEL RÍO MAGDALENA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE
BARRANCABERMEJA Y PUERTO BERRÍO.

SEBASTIAN TORRES GALVIS
TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DIRECTOR

PhD Francisco Alberto Velandia Patiño

CODIRECTOR

MSc Germán Alfonso Reyes Mendoza

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2020

Dedicada a mis madres Mireya y Nubia.

“Ustedes son mi mundo”

AGRADECIMIENTOS

A mi familia; Mireya, Nubia, Luisa, María, Henry, Hugo, Felipe y Ernestina por ser el motor de mi vida.

A Ingeconsultas S.A.S por hacer posible este proyecto, en especial al Ingeniero Hernan Flórez y al Profesor Germán Alfonso Reyes por su confianza, buena voluntad y una genuina pasión por esta maravillosa ciencia.

A la Universidad Industrial de Santander; particularmente a la Escuela de Geología quienes me acogieron en esta larga etapa y me ayudaron a la formación como profesional; especialmente al profesor Francisco Velandia Patiño, por la confianza, paciencia y por dirigirme en la culminación de este proyecto, igualmente a los profesores Luis Carlos Mantilla, Jairo Clavijo, Guillermo Vargas Pieschacon, Joaquin Andres Valencia, Yully Katherine Araque y Óscar Vanegas por sus conocimientos y aportes a mi formación como geólogo.

Al Semillero de Ingeniería de Geología Estructural y Tectónica de la Universidad Industrial de Santander, gracias al cual obtuve muchos de los conocimientos necesarios para desarrollar este proyecto.

A mi Padrino Julio Fernández sin el cual no estaría aquí.

CONTENIDO

1. GENERALIDADES	16
1.1. INTRODUCCIÓN	16
1.2. OBJETIVOS	17
1.2.1 Objetivo General:	17
1.2.2 Objetivos Específicos:.....	17
1.3. LOCALIZACIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO.....	18
1.4. METODOLOGÍA Y FASES DE TRABAJO	20
1.4.1 Fase I: Labores Preliminares	21
1.4.2. Fase II: Trabajos de Campo.....	22
1.4.3 Fase III: Preparación e integración de datos.	24
1.4.4 Fase IV: Análisis de resultados.....	25
1.4.5 Fase V: Fase Final.....	25
2. GEOLOGÍA	25
2.1. EVOLUCIÓN DEPOSITACIONAL DEL VMM	25
2.2. LITOESTRATIGRAFÍA SUBREGIONAL.....	28
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	34
3.1 MARCO SISMOTECTÓNICO	34
3.2 FALLAS REGIONALES CON INFLUENCIA EN LA ZONA DE ESTUDIO ...	38
3.2.1 Falla La Salina.	38
3.2.2 Sistema De Fallas Paralelas A La Falla Cimitarra.	39
3.3 FALLAS LOCALES DENTRO DE LA ZONA DE ESTUDIO	44
3.3.1 Falla De San Fernando.....	44
3.3.2 Falla De Arrugas.	44

3.3.3 Falla De Casabe.	44
3.3.4 Falla De La Cira-Infantas.	44
3.3.5 Falla Casa Nueva.....	45
3.3.6 Falla De Mugrosa.....	45
3.3.7 Falla De Cascajales Y Falla La Colorada.....	45
4. MARCO TEÓRICO.....	47
4.1 GEOMORFOLOGÍA.....	47
4.1.1 Jerarquización Geomofológica.....	49
4.1.2 Ambientes Morfogenéticos	50
4.2 PETROLOGÍA SEDIMENTARIA.....	53
4.3 SISTEMAS DE FRACTURACIÓN.....	60
5. RESULTADOS	62
5.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA.....	62
5.2 UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS INDENTIFICADAS.....	64
5.3 GEOMORFOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	72
5.3.1 Geoformas De Origen Denudacional.	74
5.3.2 Geoformas De Origen Fluvial.....	84
5.3.3 Geoformas De Origen Estructural.....	90
5.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	100
5.4.2 Datos Obtenidos	109
5.5 ANÁLISIS CINEMÁTICO	118
6. DISCUSIÓN.....	125
7. CONCLUSIONES	131
8. RECOMENDACIONES.....	132

BIBLIOGRAFÍA..... 133
ANEXOS 139

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de sombras de la zona de estudio.....	19
Figura 2: Columna estratigráfica generalizada de la cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena.....	29
Figura 3: Modelo estructural actual y corte del valle medio del Magdalena.	35
Figura 4: Fisiografía del Valle Medio del Magdalena VMM Sector Norte de San Lucas y borde oriental del Macizo de Santander.	36
Figura 5A: Mapa geológico del Valle medio del Magdalena.....	42
Figura 5B: Leyenda del Mapa geológico del Valle medio del Magdalena.	43
Figura 6: Mapa geológico del campo escuela Colorada ilustrando las Fallas Cascajales y La Colorada.....	46
Figura 7: Esquema de jerarquización geomorfológica usado en el presente estudio..	50
Figura 8: Visión de la Jerarquización geomorfológica usada y aspectos generales de la nomenclatura y la relación entre geoformas en cada división o categoría.	52
Figura 10: Calibrado de las partículas según Pettijhon	56
Figura 11: Forma de las partículas con base en el concepto de esfericidad o la uniformidad de los ejes mayor, intermedio y menor	56
Figura 12. Termino de grado de redondeamiento y esfericidad de las partículas según Powers.	57
Figura 14: Diagrama triangular para la clasificación textural.....	57
Figura 13: Diagrama con los procesos de compactación en las areniscas	58
Figura 16: Estructuras formadas por movimientos en cizalla dextral.	61
Figura 17: Mapa Geológico de la zona.....	63
Figura 18: Mapa de unidades Geomorfológicas de la zona de estudio.....	75
Figura 19: Cono o lóbulo coluvial y de solifluxión (Dco).	76
Figura 20: Colina residual (Dcr).....	77
Figura 21: Loma denudada (Dld).....	78
Figura 22: Lomeríos disectados (Dldi).....	79

Figura 23: Loma Residual (Dlor)..	80
Figura 24: Montículo y Ondulaciones Denudacionales (Dmo).....	81
Figura 25: Planicie colinada denudada (Dpcd).....	82
Figura 26: Superficie de erosión o aplanamiento.	83
Figura 27: Lomo Residual en la vereda Aguas Blancas, Municipio de Simacota.	84
Figura 28: Barra Longitudinal (Fbl).....	85
Figura 29: Terrazas de acumulación moldeando depósitos cuaternarios cerca de la Falla Cascajales	88
Figura 30: Terraza de acumulación subcreciente en el margen oriental del Río Magdalena.....	89
Figura 31: Terrazas de erosión a los márgenes del Río Opón.....	90
Figura 32: Barras homoclinales al norte del Río Opón.....	91
Figura 33: Cerro estructural en el margen occidental del Río Cimitarra.....	92
Figura 34: Espinazo estructural denudado al sur del Río Opón.	93
Figura 35: Lomo estructural paralelo a los lineamientos asociados a la Falla de Mugrosa.	94
Figura 36: Lomo de Falla con Facetas Triangulares.	95
Figura 37: Ladera estructural de Sierra Anticlinal.	96
Figura 38: Sierra Anticlinal (Ssan).....	97
Figura 40: Ladera estructural de sierra sinclinal (Sssle).....	99
Figura 41: Mapa Estructural de la zona de estudio.	101
Figura 42: Detalle del mapa estructural de la zona en la región NE.....	103
Figura 43: Detalle del mapa estructural de la zona en la región E.	104
Figura 44: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SE.....	105
Figura 45: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.....	107
Figura 46: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.....	108
Figura 47: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.....	109
Figura 48: Diagramas de rosa y polos para los datos obtenidos agrupados por localidades.	116
Figura 49: Diagramas de rosa y polos para los datos obtenidos agrupados por edades.	

Neógeno y Cuaternario (Arriba) y Más Antiguas (Abajo).	117
Figura 51: Mapa morfoestructural de la región oriental de la zona de estudio.	122
Figura 52: Mapa morfoestructural de la región occidental de la zona de estudio. Orientación de las estructuras por cizalla simple sinistral	123
Figura 53: Mapa morfoestructural de la región del norte de Barrancabermeja. Orientación de las estructuras por cizalla simple sinistral (esquema de juego de Riedel) a partir de la rosa de diaclasas.....	124
Figura 54: Mapa estructural integrado de la geología regional con el CEC.	129
Figura 55: Gráfico espacial de los ejes P (flechas negras) y T (flechas rojas) ejes de los mecanismos locales de la corteza terrestre.	130

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: Diagrama de la metodología a llevar a cabo en el presente estudio.	20
Tabla 2: Cubrimiento de unidades geomorfológicas en la zona de estudio.	72
Tabla 3: Datos estructurales por estación tomados en campo, tenidos en cuenta para el análisis estructural	110

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1: A: Formación Mugrosa en el margen derecho de la carretera La Lizama-Puerto Parra.....	64
B: Formación Mugrosa en el margen derecho de la carretera La Lizama – Puerto Parra 300m al sur del puente La Colorada.	65
Fotografía 2: Afloramiento al sur del puente que del campo veintitrés lleva a la Vereda Opón a través del Río la Colorada.	66
Fotografía 3: A: Vía La Lizama-El Porvenir (desvió), en dirección E a W frente al paradero Maitama.....	67
Fotografía 4: A: Afloramiento al norte de Barrancabermeja.	68
B: Imagen tomada en el norte de la zona urbana de Barrancabermeja,.....	68
C: Afloramiento ubicado en el escarpe del Río Magdalena a la altura de Puerto Berrío ..	68
Fotografía 5: A: Terrazas antiguas del Río Magdalena en la Vereda Peñas Blancas, municipio de Yondó.....	71
B: Depósitos Aluviales recientes del Río Magdalena en la Vereda Peñas Blancas, Municipio de Yondó (200m al sur de cauce del río)	71
Fotografía 6: Fotografía del cauce aluvial de Río Opón. Vista hacia el NE bajo el Puente Opón.....	86
Fotografía 7: Planicie de Inundación (Fpi). Vista al NW desde el puente Sogamoso.	87

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A: Mapa Geológico

ANEXO B: Mapa Estructural

ANEXO C: Mapa de Unidades Geomorfológicas

ANEXO D: Mapa Morfotectónico de la Zona

Los anexos están adjuntos y puede visualizarlos en base de datos de la biblioteca UIS.

RESUMEN

TITULO: NEOTECTÓNICA Y GEOMORFOLOGÍA DE UNIDADES DEL NEOGENO Y DEL CUATERNARIO EN EL VALLE DEL RÍO MAGDALENA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE BARRANCABERMEJA Y PUERTO BERRÍO.

AUTOR: SEBASTIAN TORRES GALVIS

PALABRAS CLAVES: Neotectónica, VMM, Formación Mesa, Cartografía Geológica, Análisis Morfotectónico.

El Valle Medio del Magdalena ha sido estudiado por décadas al ser una cuenca sedimentaria con probada productividad en el campo de los hidrocarburos. Sin embargo, gran parte de la investigación se ha focalizado en unidades del Paleógeno como Mugrosa y Esmeraldas debido a su potencial como reservorios, dejando de lado las unidades más jóvenes de la secuencia estratigráfica. Desde el punto de vista de procesos superficiales y a raíz de los desastres ocasionados por el fenómeno del niño en el año 2010, cuya ocurrencia persiste hasta el día de hoy, se ha evidenciado la necesidad de realizar planes de ordenamiento territorial basados en una correcta zonificación de geoamenazas. Para ello el presente trabajo estudió las unidades litológicas que afloran en superficie desde un punto de vista geológico, geomorfológico, geotécnico y estructural.

El entorno geológico en la zona estudiada se encuentra aflorando rocas y depósitos pertenecientes principalmente a: terrazas aluviales y depósitos lacustrinos (Cuaternarios), Formación Mesa (Neógeno-Cuaternario), Grupo Real (Neógeno), Formación Colorado (Paleógeno-Neógeno) y Formación Mugrosa (Paleógeno). Todas estas unidades presentan uno o varios indicios de deformación entre los que se cuentan fracturas y estrías, basculamientos, cabalgamientos, desplazamientos laterales, etc. Mediante el uso de controles de campo con medición de datos estructurales y sensores remotos se cartografió la Formación Mesa en la zona estudio, se elaboró un mapa de unidades geomorfológicas de la zona, un mapa estructural y un mapa morfotectónico. Se calcularon así tres diferentes tensores de esfuerzo locales afectando la zona de estudio: AZ 98° para la región occidental dominada por la Falla Cimitarra de rumbo dextral posiblemente responsable de la orientación NE-SW del cauce del Río Magdalena, AZ 97° para la región oriental dominada por las fallas inversas y de rumbo sinistral y un último tensor de AZ 84° afectando exclusivamente unidades de la Formación Mesa en el norte de Barrancabermeja, fruto posiblemente de un esfuerzo local en dirección NW-SE sumado al tensor regional NWW-SEE.

* Proyecto de Grado. Modalidad: Investigación.

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: PhD Francisco Alberto Velandia Patiño. Codirector: MSc, PhD(c) Germán Alfonso Reyes Mendoza

ABSTRACT

TITLE: NEOTECTONICS AND GEOMORPHOLOGY OF NEOGENOUS AND QUATERNARY UNITS IN THE MAGDALENA RIVER VALLEY BETWEEN THE MUNICIPALITIES OF BARRANCABERMEJA AND PUERTO BERRÍO.

AUTHOR: SEBASTIAN TORRES GALVIS

KEY WORDS: Neotectonics, VMM, Mesa Formation, Geological Cartography, Morphotectonic Analysis.

The Middle Magdalena Valley has been studied for decades as a sedimentary basin with proven productivity in the field of hydrocarbons. However, much of the research has been focused on Paleogene units such as Mugrosa and Esmeraldas due to their potential as reservoirs, leaving aside the younger units of the stratigraphic sequence. From the point of view of superficial processes and as a result of the disasters caused by the phenomenon of 'El Niño' in 2010, whose occurrence persists to this day, the need to carry out land use plans based on a correct zoning of geo-threats has become evident. For this, the present work studied the lithological units that emerge on the surface from a geological, geomorphological, geotechnical and structural point of view.

The geological environment in the studied area is found outcropping rocks and deposits belonging mainly to alluvial terraces and lacustrine deposits (Quaternary), Mesa Formation (Neogene-Quaternary), Grupo Real (Neogene), Colorada Formation (Paleogene-Neogene) and Mugrosa Formation (Paleogene). All these units show one or more signs of deformation, including fractures and slickensides, tilting, thrust, lateral displacement, etc. Through the use of field controls with measurement of structural data and remote sensors, the Mesa Formation was mapped in the study area, a map of geomorphological units of the area was made, a structural map and a morphotectonic map were elaborated as well. This way, three different local stress tensors were calculated affecting the study area: AZ 97° for the western region dominated by the Cimitarra Fault of hatchet course possibly responsible for the NE-SW orientation of the Magdalena River channel, AZ 98° for the eastern region dominated by the reverse and sinistral course faults and a last tensor of AZ 84° exclusively affecting units of the Mesa Formation in the north of Barrancabermeja, possibly the result of a local stress in a NW-SE direction added to the regional NWW-SEE tensor.

* Degree Project, Investigation Modality.

** ** Faculty of Physical-chemistry Engineering. School of Geology. Director: PhD Francisco Alberto Velandia Patiño. Codirector: MSc, PhD(c) Germán Alfonso Reyes Mendoza

1. GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN

El Valle Medio del Magdalena ha sido estudiado por décadas al ser una cuenca sedimentaria con probada productividad en el campo de los hidrocarburos. Particularmente Barrancabermeja es conocida por estar cerca de varios campos petroleros entre los cuales resalta La Cira, que por más de un siglo ha representado uno de los principales ingresos de la región. Sin embargo, gran parte de la cartografía y estratigrafía se ha focalizado en unidades del Paleógeno como Mugrosa y Esmeraldas, dejando de lado las unidades más jóvenes de la secuencia.

Desde el punto de vista de procesos superficiales y a raíz de los desastres ocasionados por el fenómeno del niño en el año 2010, cuya ocurrencia persiste hasta el día de hoy, se ha evidenciado la necesidad de realizar planes de ordenamiento territorial basados en una correcta zonificación de geoamenazas. Para ello es indispensable el estudio de las unidades litológicas que afloran en superficie desde un punto de vista geológico, geomorfológico, geotécnico y estructural. Parte fundamental es conocer el comportamiento de las unidades más recientes ya que es sobre ellas donde están edificadas las principales poblaciones en la zona de estudio como son Barrancabermeja, Puerto Berrío y Yondó. Evidencia de ello son los estudios de geología urbana detallada realizados en Barrancabermeja por Reyes y Florez (2016) que muestran que el municipio descansa principalmente sobre depósitos continentales del Neógeno-Cuaternario que correlacionan con la Formación Mesa cuya sección tipo aflora en Honda y que se subdivide en dos miembros: el miembro gravoso (N2Q2-smc) y el miembro lodoso (N2Q2-sml) que le suprayace. No obstante, el comportamiento de la unidad a lo largo de la zona de estudio de esta tesis está

poco detallado fuera del municipio ya mencionado debido a que la escala de los mapas geológicos existentes no alcanza el detalle necesario.

Debido al marcado control estructural que parece sufrir la corriente del Magdalena a lo largo de más de 80 km, con dirección marcada NE, es necesario realizar un análisis de las deformaciones de las unidades más superficiales de la cuenca, dado que su entendimiento es clave para una correcta zonificación sísmica, análisis de geoamenazas e interpretación de la relación de dichas variables con la geodinámica regional. Este proyecto responde a esa necesidad y busca aportar al conocimiento geológico de la zona, así como sintetizar y difundir el ya existente.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General:

Analizar la deformación de las litounidades del Neógeno y Cuaternario, así como su relación con las unidades subyacentes, con énfasis en la interpretación neotectónica y geomorfológica entre los municipios de Barrancabermeja y Puerto Berrío.

1.2.2 Objetivos Específicos:

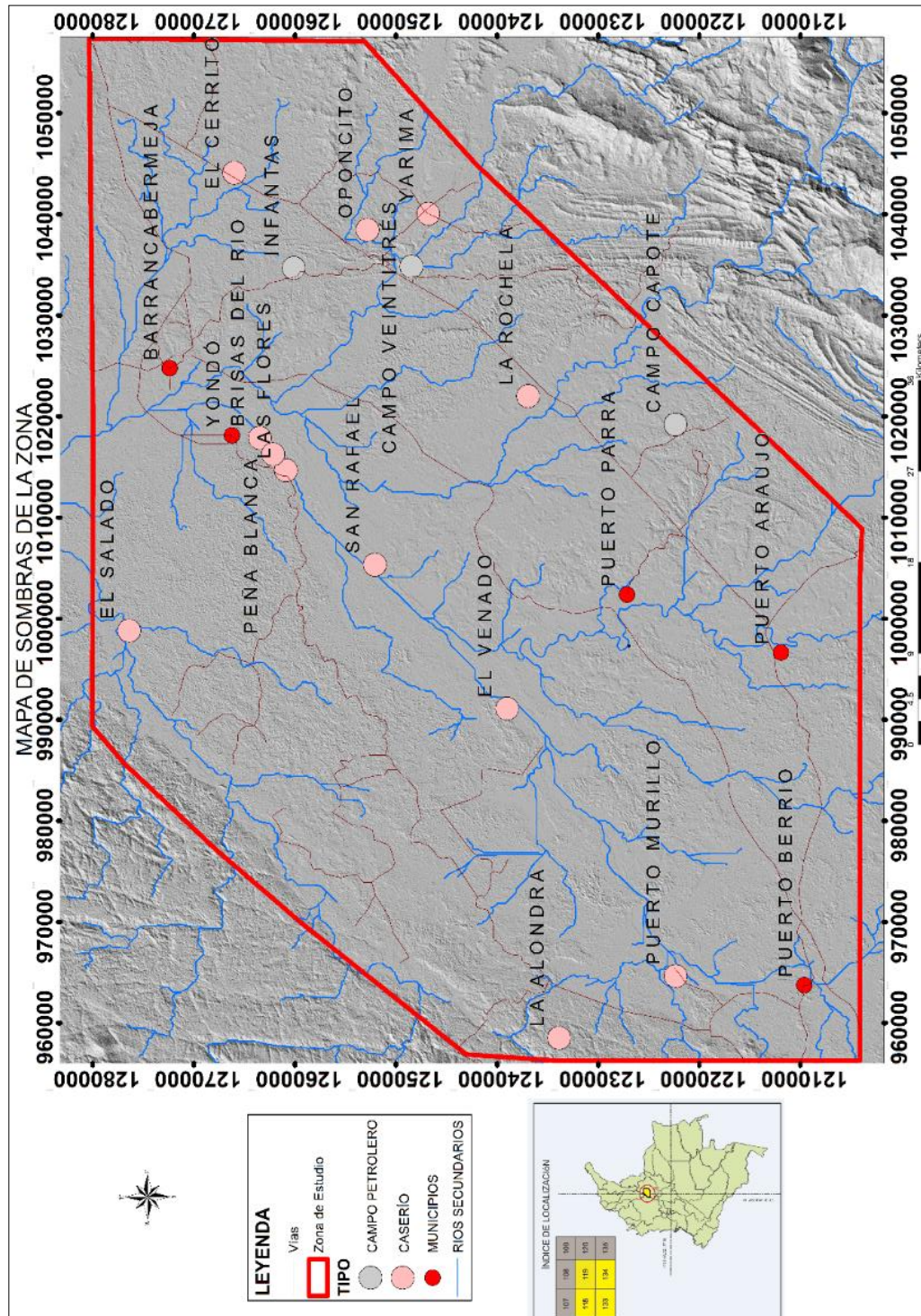
- Presentar un análisis del estado actual del conocimiento geológico del Valle del río Magdalena, en especial donde aflora la Formación Mesa.

- Revisión y análisis de la estratigrafía subregional, con la identificación de las litounidades desde el Neógeno al Cuaternario, con controles, georreferenciación, nivelaciones y correlaciones de campo.
- Interpretación geomorfológica y estructural de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación del terreno para definir direcciones y campos de esfuerzos con herramientas como ArcGis y Google Earth.

1.3. LOCALIZACIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende 5868 km² de terreno distribuido en ambas márgenes de la parte meridional de la cuenca sedimentaria del río Magdalena (Figura 1), recorriendo el cauce principal del mismo a lo largo de 108 kilómetros, entre las inmediaciones del área urbana Puerto Berrío (departamento de Antioquia) y hasta Barrancabermeja (Santander). En la margen derecha (Santander) la zona incluye territorios de Cimitarra, Puerto Parra, Puerto Araújo (de Santander) y en la opuesta (a margen izquierda, o Noroccidental) territorios de Puerto Berrío y Yondó (antes Casabe, Antioquia).

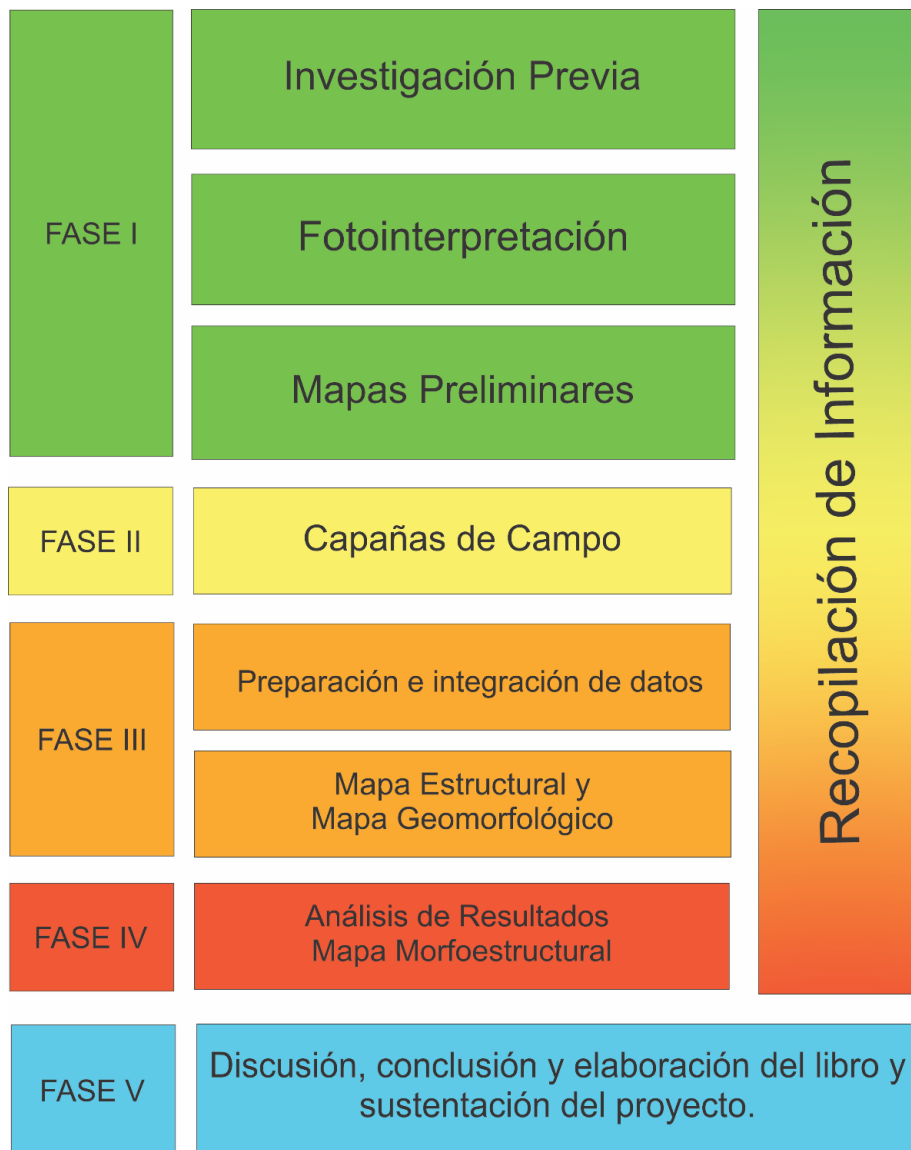
Figura 1: Mapa de sombras de la zona de estudio.



1.4. METODOLOGÍA Y FASES DE TRABAJO

La Metodología para realizar en este proyecto de investigación se divide en cinco fases, investigación previa, campo, preparación y análisis de datos, integración de resultados y fase final. (Tabla 1).

Tabla 1: Diagrama de la metodología a llevar a cabo en el presente estudio.



1.4.1 Fase I: Labores Preliminares. Esta fase consiste principalmente en la recolección de los antecedentes; trabajos y estudios realizados en zona de interés tales como, mapas y cortes geológicos a diferentes escalas, artículos, libros de texto, tesis, modelos digitales de elevación, etc.

Para este proyecto se recopiló información de diferentes fuentes, entre estas se destacan, las publicaciones del INGEOMINAS (Gómez et al., 2008 a, 2008 b, 2009, 2012 y 2015), memorias explicativas las planchas 119, 133, 188 y 134, tesis de grado UIS, Guías para el uso de Sensores remotos en la Geología (Gupta, 2018), publicaciones previas enfocadas en la zona (Reyes y Flórez, 2016., Mojica y Franco, 1990., Sarmiento et al., 2015)

Teniendo dicha información se procedió a la interpretación de esta, realizando un análisis foto-interpretativo, modelo digital de elevaciones y mapas preliminares.

El análisis foto-interpretativo se realizó con la ayuda de imágenes aéreas usando Google Earth Pro sobre la zona sur del VMM y con el uso de datasets facilitados por la Alaska Satellite Facility (ASF) en su página web (<https://asf.alaska.edu/>) que corresponden a los Alos Palsar High Resolution (AP26958FBSF0110RT1, AP26958FBSF0120RT1, AP27133FBSF0120RT1, AP27133FBSF0130RT1, AP27381FBSF0110RT1 y AP27381FBSF0120RT1) de 2011 con los cuales se generó un modelo digital de elevación.

Los modelos digitales de elevación son una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, permitiendo caracterizar las formas del relieve y los elementos presentes en este. Para realizar la fotointerpretación se hizo uso del software ArcGis 10.5 para juntar los modelos de elevación y generar un mapa de sombras de la zona de estudio que permitiera un

análisis detallado de los patrones geomorfológicos y lineamientos estructurales (Figura 1).

De igual forma se generó un mapa geológico preliminar usando las planchas 133, 134, 119 y 188 del Servicio Geológico Colombiano y la información del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander a una escala 1:400.000 (Royero y Clavijo, 2001).

1.4.2. Fase II: Trabajos de Campo. Las campañas de campo se focalizan en los análisis microtectónicos y morfoestructurales de la geología de superficie y en la geomorfología del terreno en la zona de estudio. La toma de datos estructurales in situ en campañas de campo a lo largo de las carreteras existentes y las márgenes del río son vitales para ello. Se buscaron evidencias de deformación como fracturas, planos de falla, contactos litológicos, unidades geomorfológicas generadas por control estructural y planos de estratificación no horizontales. Se hizo uso también de sensores remotos como Google Earth y mapas de sombra en ArcGis para localizar contactos litológicos, unidades geomorfológicas y lineamientos estructurales corrigiendo y aportando a la literatura existente con control de campo.

Se utilizaron los siguientes instrumentos: Brújula para Geología, ácido clorhídrico, lupa geológica 20x y 10x, martillo geológico, tablas de tamaño de grano, cámara fotográfica, bolsas plásticas, cinta de enmascarar, malla para conteo de grava, libreta de campo y un GPS.

Se toman medidas de planos estriados de falla y fracturas en las litounidades para definir su cinemática y los esfuerzos que las originaron. Se tuvieron en cuenta las consideraciones de Doblas (1998), dando prelación a las fracturas tipo Riedel. También se tuvieron en cuenta los ejemplos de Doblas (1995) y Hancock (1987) para el análisis de los indicadores cinemáticos en fallas activas y los de Bahrouni et

al. (2013) para el análisis de esfuerzos en depósitos cuaternarios.

Como complemento a la medición de los planos estríados se toma información acerca de rasgos que permitieran la homogeneización de los datos. Dicha información consiste en criterios subjetivos para evaluar la calidad según: (i) meteorización del afloramiento, (ii) litología, (iii) nitidez y preservación de la estría, (iv) cantidad y calidad de indicadores cinemáticos, y (v) relaciones de corte entre los planos del afloramiento. Según estos aspectos, frente al afloramiento y cada plano estriado se asignan porcentajes de calidad así: 60% (baja confiabilidad), 70-80% (confiable) y 90-100% (cierto o seguro) (Velandia, 2017).

La cinemática de las fracturas se determinó utilizando principalmente los criterios de T, R y P que determinan el movimiento de un plano de acuerdo con las pequeñas fracturas desarrolladas a lo largo de una falla o superficie de deslizamiento que pueden mostrar arreglos geométricos llevando a información sobre el sentido de deslizamiento en la falla. (Fossen, 2010). Estas pequeñas fracturas han recibido diferentes nombres según sus orientaciones y cinemáticas.

La orientación de las fracturas en T con respecto a la superficie de deslizamiento principal o promedio o superficie M caracteriza la sensación de deslizamiento. Las fracturas en T típicamente se sumergen alrededor de 45 grados en la dirección de deslizamiento con respecto a una superficie M orientada horizontalmente. (Fossen, 2010).

Un conjunto de fracturas de cizalla conocido como fracturas P es a veces visto buzando en dirección opuesta, con M siendo horizontal, éstas forman ángulos agudos con M y cinemáticamente corresponden a "fallas" inversas de bajo ángulo. En este contexto, las fracturas por cizalladura de Riedel o las fracturas R representan "fallas" normales de ángulo bajo mientras las fracturas R' corresponden a fallas inversas antitéticas que hacen un alto ángulo con M. las fracturas Riedel

tienden a ser más comunes que R' y P, pero todos existen y su cinemática local también ya que su orientación con respecto a M revela el sentido de movimiento en la estructura principal. Las estructuras T son quizás el más confiable de estos, porque son fáciles de distinguir de las diversas fracturas por corte. (Fossen, 2010).

1.4.3 Fase III: Preparación e integración de datos. Para el procesamiento de los datos de fracturas se utilizó el software Stereonet v.11 de código libre con el fin de analizar el comportamiento de los esfuerzos en las diferentes localidades donde se encontraron fracturas haciendo énfasis en aquellas que se tomaron en unidades del Neógeno o más recientes.

Para la generación del mapa geomorfológico se usó la metodología holandesa adaptada y propuesta en el Servicio Geológico Colombiano por Carvajal (2004) y Carvajal (2011), la cual relaciona las escalas de trabajo con la génesis de las geoformas asociadas a los diferentes ambientes morfogenéticos cuya aplicación varía de acuerdo con los objetivos de trabajo. Se tuvieron en cuenta también las consideraciones de Gupta (2018) quien afirma que la geomorfología implica el estudio de una serie de parámetros, a saber: extensión y gradiente de las pendientes; sus variaciones, forma, tamaño, patrón; si las laderas son estériles o cubiertas de tierra o vegetación; tipo de material en la superficie; si la pendiente es estable o inestable; y las relaciones mutuas de las pendientes. Ambos autores dividen el paisaje en geoformas que clasifican de acuerdo con su génesis (Tectónica, Fluvial, Denudacional, Volcánica, Glacial, Kárstica, Costera y Eólica).

Dada la escala del presente trabajo 1: 25.000, se trabajó al nivel de Unidades y Subunidades geomorfológicas, definidas éstas por la expresión morfológica y morfométrica del terreno y su relación con los cambios litológicos o sedimentológicos de los materiales. Por lo tanto, para lograr una descripción y caracterización adecuada se representa y es transmitida en forma gráfica o de

mapas, en la cual se incluyen aspectos como Morfología y morfometría, morfogénesis y Morfodinámica.

Para el procesamiento de la información recopilada, generación de mapas y análisis morfotectónicos se usó la herramienta ArcGis 10.5 que permitió la unificación de los datos obtenidos a partir de imágenes satelitales (Google Earth) y modelos digitales de elevación con los datos estructurales y estratigráficos obtenidos en la campaña de campo usando los métodos ya mencionados.

1.4.4 Fase IV: Análisis de resultados. Consiste en realizar el análisis sistemático de la información recolectada en campo y procesada estadísticamente, tanto datos estructurales como litológicos con los cuales se produce un mapa morfoestructural subregional de la parte meridional del VMM, entre Puerto Berrío y Barrancabermeja.

1.4.5 Fase V: Fase Final. Consiste en la discusión, conclusión y elaboración del libro de tesis para la Universidad Industrial de Santander (UIS) y por último la sustentación del proyecto ante la escuela de Geología.

2. GEOLOGÍA

2.1. EVOLUCIÓN DEPOSITACIONAL DEL VMM

La Cuenca del VMM es el resultado de una compleja evolución geológica que se ha producido por diferentes eventos tectónicos de expansión, colisión oblicua, acreción y transpresión ocurridos durante el Mesozoico y Cenozoico (Gonzales et al., 2012).

Estas diferentes fases de evolución geológica dieron como resultado la intensa deformación y superposición de diferentes estilos estructurales y eventos depositacionales.

Los sedimentos de megasecuencia synrift del Cretácico Temprano en el VMM se encuentran de manera discordante sobre las unidades jurásicas. La unidad final en la sucesión Triásico-Jurásico son capas rojas, conocidas como la Formación Giron (Schamel, 1991). Las unidades cretácicas basales comienzan como arenas y conglomerados continentales (Formación Tambor) que cambian a sedimentos marinos poco profundos (Formación Cumbre; Schamel, 1991; Cooper et al., 1995). A medida que los sedimentos clásticos gruesos ponderaban al este, el futuro VMM acumuló lutitas marinas marginales (Formaciones Rosablanca y Paja) y posteriormente, más lutitas marinas ricas en materia orgánica que forman la unidad más superior del grupo calcáreo basal (Formación Tablazo; Cooper et al., 1995).

A pesar de tener entornos depositacionales similares, la megasecuencia back-arc del Cretácico es distinguible de la secuencia de synrift debido a cambios sustanciales de grosor en las fallas que controlan la cuenca (Cooper et al., 1995). En las porciones del sur de las cuencas del Magdalena, los sedimentos son caracterizados como lutitas marinas ricas en materia orgánica con ocasionales capas de calizas y areniscas (Formación Simití; Cooper et al., 1995). Después del hundimiento continuo de la cuenca y transgresión regional, una plataforma siliciclásticas de poca profundidad marina se formó sobre un área amplia, incluyendo el punto alto intracuenca, el alto de Santander (Cooper et al., 1995). Un aumento global del nivel del mar y una surgencia anóxica en el Turoniano resultó en la depositación de la Formación La Luna en las inmediaciones del VMM (Cooper et al., 1995). A medida que el nivel del mar bajaba, había una progradación de la línea de costa hacia el oeste y agradación de areniscas costeras ricas en cuarzo sobre las areniscas marinas y calizas (Cooper et al., 1995). Esta regresión se revirtió rápidamente a principios de Maastriciano cuando las arenas de la costa fueron

reemplazadas por arenas transgresivas que se convertirían en lutitas en el VMM (Formación Umir; Cooper et al., 1995).

El episodio final de acreción en la Cordillera Occidental cambió drásticamente los ambientes depositacionales del VMM. Los sedimentos no marinos ahora dominan la megasecuencia. En el VMM estos depósitos son principalmente lutitas costeras, llanuras aluviales y ocasionalmente arenas (Formación Lizama; Cooper et al., 1995). Hace 54 Ma, se produjo una caída importante en el nivel del mar generando un hiato depositacional. (Cooper et al., 1995). Durante este tiempo muchas de las estructuras de pliegue y empuje del VMM se crearon como resultado de cambios en la dirección o velocidad de subducción (Cooper et al., 1995). Esta disconformidad angular es la base para separar los sedimentos del primer evento preandino temprano de la cuenca sedimentaria de antepaís preandina tardía.

La megasecuencia de la cuenca del antepaís preandina tardía en el VMM comienza con las Formaciones Esmeraldas y La Paz. Unidades que conforman el Grupo Chorro, y las Formaciones Mugrosa y Colorada, que conforman el Grupo Chuspas (Schamel, 1991). Estos grupos consisten principalmente en areniscas feldespáticas y líticas y lutitas con conglomerados (Schamel, 1991). Estos son el resultado de cuatro ciclos de influencia marina en la depositación de una antigua planicie costera.

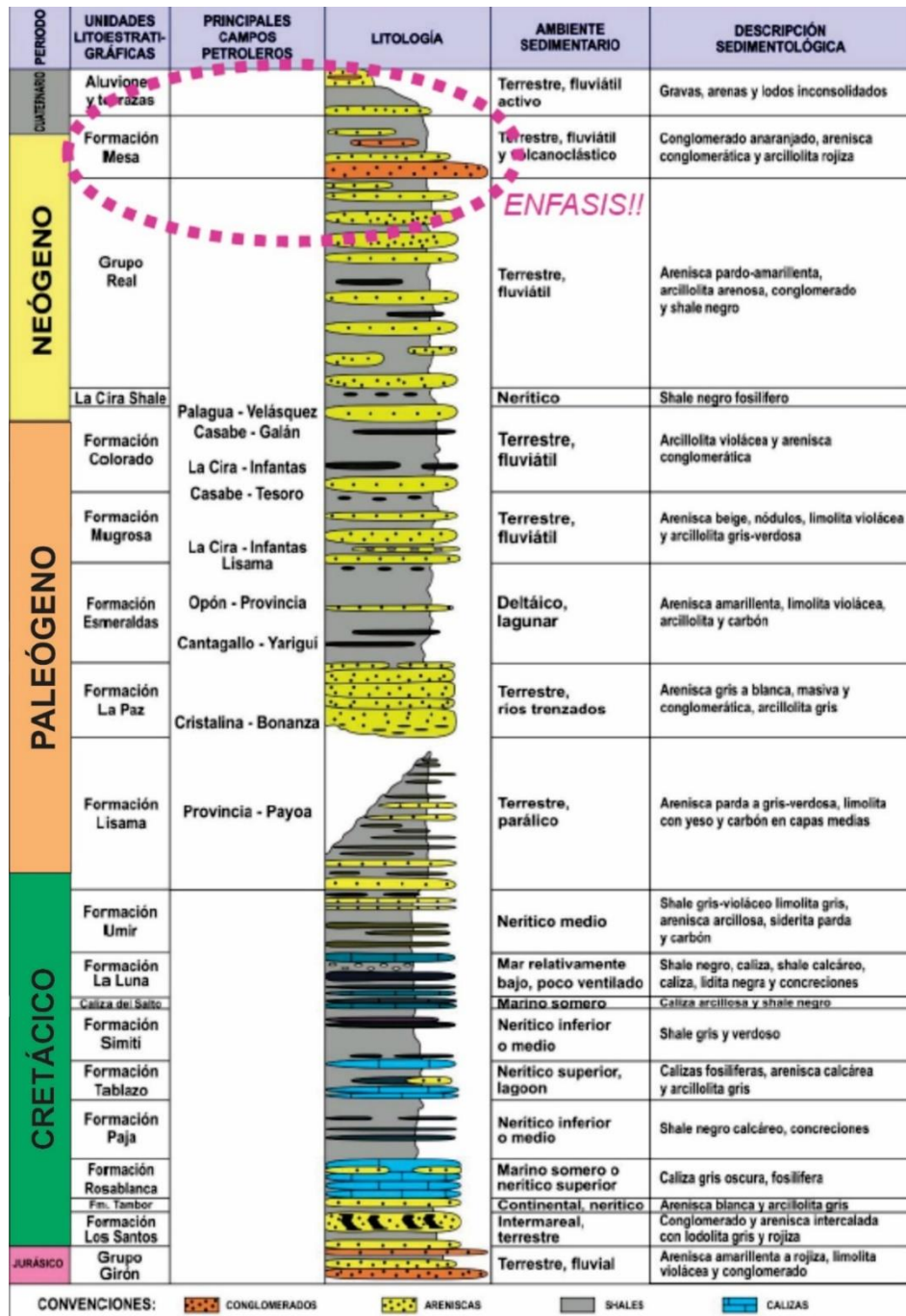
La secuencia final de sedimentación en el VMM es la secuencia de la cuenca andina de antepaís. El aumento global del nivel del mar y la deformación y elevación significativas coincidieron con la depositación de lutitas marinas, arenas costeras y rocas de facies marinas marginales del Grupo Real (Cooper et al., 1995). Ésta secuencia está dominada por sedimentos volcánicos derivados de la Cordillera Central, y marcan un período de vulcanismo andesítico en el área (Schamel, 1991). Las partes superiores de la secuencia están definidas por un cambio de color en las piedras de lodo de gris a rojo, lo que indica el final de la influencia marina en el sistema (Cooper et al., 1995). La rápida depositación de las unidades terciarias

superiores provocó un entierro tardío de las unidades terciarias cretácicas tempranas (Cooper et al., 1995).

2.2. LITOESTRATIGRAFÍA SUBREGIONAL

En el VMM se identifican tres secuencias depositadas sobre el basamento cristalino. La Secuencia Triásico-Jurásica depositada en ambientes continentales a marginales (Formación Jordán y Girón); La Secuencia Cretácico-Paleógena, corresponde a calizas, margas, lutitas y lodolitas con buen contenido en materia orgánica (Formación Los Santos – Formación Lizama); y La Secuencia Post Eoceno Inferior, en la cual hace énfasis el presente estudio, depositada en ambientes continentales (fluviales y aluviales) correspondientes a las formaciones La Paz, Esmeraldas, Mugrosa, Colorada, Grupo Real, La Mesa y a depósitos aluviales más recientes (Figura 2).

Figura 2: Columna estratigráfica generalizada de la cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena. Tomado de Reyes y Flórez, 2016 (Adaptado y modificado de: Mojica y Franco, 1990; Reyes y Ramírez, 1996; ANH, 2007)



Formación Esmeraldas: El término de Formación Esmeraldas fue utilizado por los geólogos de la Gulf Oil Company, A la Formación Esmeraldas se le asignó la localidad tipo por el Río Sogamoso en el Flanco E del Sinclinal de Nuevo Mundo. Su contacto inferior se define en el inicio del predominio de lodolitas sobre los paquetes arenosos de la Fm. La Paz. Ward et al. (1973) indica que los estudios de polen reportan una edad del Eoceno Superior sobre la base de correlación con Polen del Eoceno Superior de la Cuenca de Maracaibo. Consta de areniscas de grano fino, de color gris claro a gris verdoso, con estratificación fina a laminada e intercalaciones de shale gris oscuro y colores moteados de rojo, púrpura y marrón. (Gómez et al., 2008 b). La unidad se adelgaza al W al igual que al N pasando de 1.255m a cerca de 500 m (Gómez et al., 2008 b).

El ambiente corresponde a sistemas fluviales de llanuras aluviales y ríos meándricos que varían hacia el norte a llanuras bajas lacustres afectadas al parecer por influencia marina, donde se desarrolla el nivel fosilífero “Los Corros” de gasterópodos, bivalvos y macro fragmentos vegetales (Caballero et al., 2010).

Formación Mugrosa: Fue introducida con ese nombre por Gill en Morales et al. (1958) Correspondiendo a la parte inferior del Grupo Chuspas; su sección tipo es ubicada en la Quebrada Mugrosa, siendo discordante en la parte inferior con la Formación Esmeraldas y concordante al tope con la Formación Colorado; esta formación es considerada del Eoceno superior – Oligoceno inferior (Zafra, 2013).

La Formación Mugrosa presenta una secuencia de areniscas gris verdosas, lodolitas grises y capas de areniscas conglomeráticas, intercaladas con shales y lodolitas grises. Tiene un espesor que va desde 500m hasta 800m (Royero y Clavijo, 2001). Ésta es una de las unidades más productivas de petróleo en la concesión de Mares. El ambiente de depositación se considera como continental fluvial, conformada por canales meandriformes que se caracterizan por ser

granodecrecientes hacia el tope en la facie de canal y granocreciente en la facie de crevasse splay (Ortiz, 2001).

Formación Colorado: El nombre de Formación Colorado procede del Río Colorada, donde tiene su sección tipo, en la Concesión de Mares. En su sección tipo la Formación Colorado tiene un espesor de 1200 m, pero éste varía considerablemente y aumenta de una manera general hacia el E donde puede alcanzar hasta 2500 m al pie de la Cordillera Oriental. (Gómez et al., 2008 b). Van Der Hammen (1958, p. 106) ha señalado que algunos análisis palinológicos de la parte superior de la Formación Colorado indican una edad del Oligoceno Superior.

La unidad consta predominantemente de arcillas de color gris claro, púrpura y rojo, con intercalaciones de arenitas de cuarzo en bancos de espesor variable con estratificación cruzada. La parte superior de la formación consta de unos 100 m de arcillas de color gris y negro, carbonáceas, con arenitas de cuarzo de grano medio y poco potentes. (Gómez et al., 2008 b). En general se constituye como una secuencia monótona de arcillas de color gris claro, púrpura y tonalidades rojas, en capas tabulares y cuneiformes, con estratificación inclinada subparalela y contactos ondulados, con intercalaciones de cuarzo arenitas a subarcosas de grano medio en capas tabulares de espesor variable con estratificación cruzada indicando un ambiente fluvial. (Gómez et al., 2008 b).

Grupo Real: De acuerdo con Morales et al. (1958) se denomina Grupo Real a la unidad del Neógeno cuya localidad tipo se establece en inmediaciones a la desembocadura de la Quebrada Real en el Río Opón al SW del SNM. Esta unidad se acumula discordantemente sobre la Formación Colorado en un contacto neto y contrastante. La edad del Grupo Real se ha asignado al Mioceno Tardío.

En general es muy espesa formada a la base por 30m de conglomerados de guijos de chert negro, cuarzo, arenisca y suprayacidos por más de 500m de areniscas

guijosas con estratificación cruzada e intercalaciones de lodolitas varicoloreadas. Sobre estas se presentan 1.300m de lodolitas varicoloreadas y areniscas subordinadas con estratificación cruzada y otros 1.100m de areniscas en las que son comunes los fragmentos de troncos silicificados o carbonizados. Sobre este material se presentan 500m de lodolitas varicoloreadas con intercalaciones de areniscas con grandes cantidades de hornblenda y augita.

Formación Mesa: El nombre de la Formación Mesa se atribuye originalmente a Weiske (1926). Luego usado por Butler (1942) para identificar las capas de la parte inferior del grupo en el Valle Superior del Magdalena, que específicamente forman mesas en el área de Honda y como abreviación de la expresión original de Hettner (1892; en Reyes y Flórez, 2016) de “Vulkanische Tufftafeln von Honda”, la cual traduce “mesas de tobas volcánicas de Honda”. Morales et al. (1958) elevan esta unidad a la categoría de grupo y explican que en el Valle Medio del Magdalena todas las capas por encima del Mioceno superior están incluidas en el Grupo Mesa. De Porta (1965) subdivide a la Formación Mesa en los miembros Palmas, Bernal y Lumbí, sosteniendo que la sección tipo propuesta por Butler (1942) no permite observar su límite inferior. Van Houten y Tavis (1968; en Reyes y Flórez, 2016) señalan solamente la presencia de dos miembros en el área de Honda, sin asignar nombres. Ward et al. (1973) considera dos miembros en la Formación Mesa: Miembro Superior y Miembro Inferior.

Butler (1942) señala como sección tipo la sección localizada al noreste de Honda, en el punto denominado Alto del Gigante. Para Butler (1942) la Formación Mesa es una unidad bien estratificada que consta de abundante material volcánico representado por andesita, dacita, piedra pómez, ceniza volcánica, cuarzo, filita y rocas metamórficas; la sucesión está formada por areniscas de grano grueso que alternan con aglomerados; también están presentes capas de arcilla, limo y arenas de grano fino; presenta localmente bolsadas de bloques variables en tamaño. Weiske (1938; en De Porta, 1974) asigna un espesor de 1000m, mientras que otros

autores lo mencionan variable entre 350 y 750 m (Van Houten y Travis, 1968). Ward et al. (1973) reporta un espesor de 1100m para el miembro inferior, suprayacido por una secuencia de espesor indeterminado. De Porta (1966; en de Porta, 1974) señala que los depósitos del Terciario, en el VMM, son de dominio continental y eminentemente detríticos. Además, indica que algunos autores han agregado afloramientos de terrazas del Río Magdalena a la Formación Mesa, hecho que aumenta su espesor total. Por su ausencia de fósiles se desconoce la edad precisa, pero, dada su posición estratigráfica concordante sobre el Grupo Real, es probable que la Formación Mesa se ubique entre las épocas Plioceno y Pleistoceno (Reyes y Florez, 2016), intervalo asumido en la presente publicación; una datación palinológica de Dueñas y Castro (1981) da Plioceno Inferior para la parte basal de Mesa. Así, las rocas sobre las cuales se fundó Barrancabermeja se depositaron entre los periodos Neógeno y Cuaternario (edad entre 5.33 y 0.012 millones de años) (Reyes y Flórez, 2016).

De forma general se puede distinguir la Formación Mesa por la presencia en su base de una importante masa de gravas, abundancia de fragmentos volcánicos, presencia en algunos sectores de depósitos lagunares rojizos y bolsadas de bloques (intraclastos) (Reyes y Flórez, 2016).

En el área comprendida entre La Dorada y La Victoria (Departamento de Caldas), Mesa se encuentra constituida principalmente por arenitas tobáceas, conglomerados volcánicos y lodolitas (Dueñas y Castro, 1981). Un análisis preliminar de facies sedimentarias indica que se originó a partir de corrientes trenzadas y ambientes lacustres intervenidos por aporte piroclástico (Dueñas & Castro, 1981). Con un espesor de aproximadamente 15m, hacia la parte inferior de la sucesión aflorante de la Formación Mesa, se han encontrado abundantes estructuras de deformación de sedimentos blandos, asociadas principalmente a arenitas finas tobáceas y en menor medida a conglomerados volcánicos (Dueñas & Castro, 1981).

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

3.1 MARCO SISMOTECTÓNICO

El Valle Medio del Magdalena (VMM) es una cuenca intermontana afectada por eventos de extensión, compresión e inversión tectónica (Cooper, et al., 1995). En estudios previos en el sector central-sur de la cuenca se evidenció un estilo estructural predominante con vergencia hacia el oeste (Figura 3) (Mojica & Franco, 1990; Caballero, et al., 2010; López & Jaimes, 2015) y presencia de zonas transversales (Restrepo-Pace et al., 2004; Jiménez et al., 2016). El VMM se caracteriza por una deformación concentrada en la secuencia sedimentaria que no involucra basamento (Restrepo-Pace et al., 2004; Jiménez et al. 2016; López & Jaimes, 2015), y se define como de escamación delgada (Cristallini, 1998).

El VMM es subdividido en VMM norte y VMM sur separados por la Falla de Cimitarra al norte de Barrancabermeja. Igualmente, el efecto del sistema de cabalgamientos asociados a la Falla de Bucaramanga cambia el estilo tectónico de las dos subcuencas (Sarmiento et al., 2015).

Figura 3: Modelo estructural actual y corte del valle medio del Magdalena.
 (Modificado de Maya et al, 200; En Reyes y Flórez, 2016)

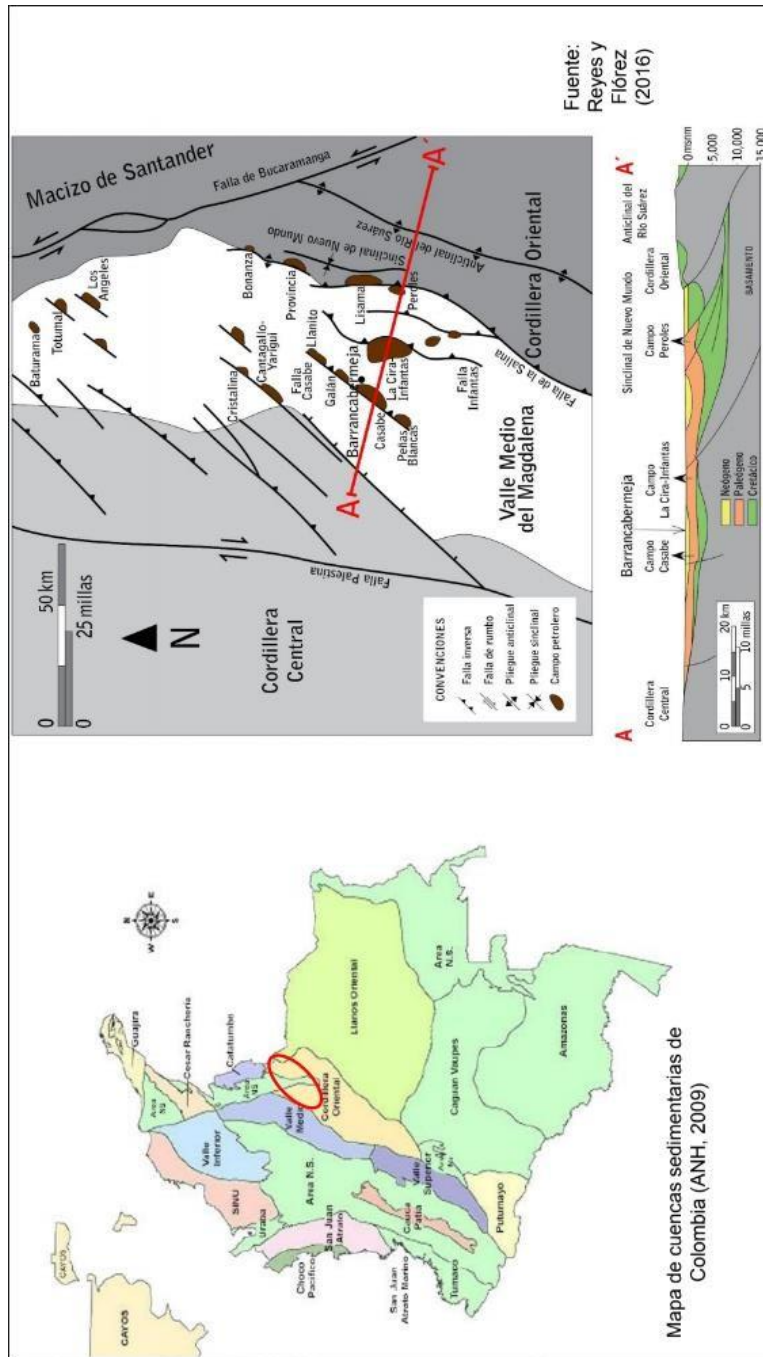
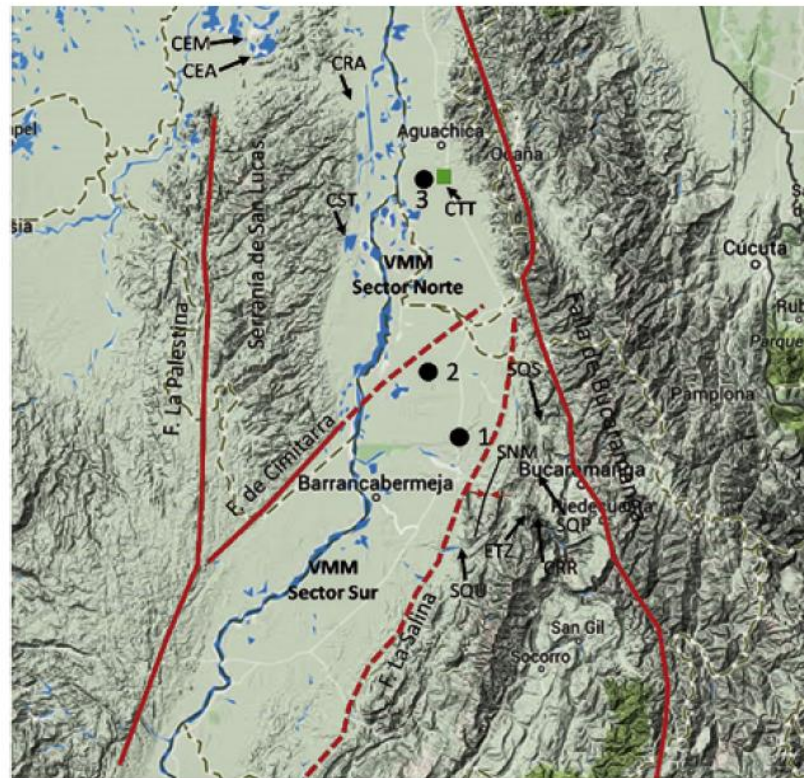


Figura 4: Fisiografía del Valle Medio del Magdalena VMM Sector Norte de San Lucas y borde oriental del Macizo de Santander. Se destacan las fallas de importancia regional y el Sinclinal de Nuevo Mundo SNM. SQS corresponde a la ubicación de la sección estratigráfica de la Formación la Luna en la Quebrada La Sorda (Sarmiento et al., 2015).



- | | |
|--------------------------------|---------------------------------|
| SQS: Sección Quebrada La Sorda | ETZ: El Tablazo |
| SNM: Sinclinal de Nuevo Mundo | SQP: Sección Quebrada Pujamanes |
| CEA: Ciénaga El Amparo | CST: Ciénaga Simití |
| CEM: Ciénaga el Morrocoyal | CTT: Campo Totumal |
| CRA: Corregimiento Arenal | SQU: Sección Quebrada Umir |
| CRR: Cerro Rosablanca | |

La complejidad en el entendimiento de la deformación en el VMM reside en comprender que son varios los esfuerzos tectónicos los que influyeron en lo que vemos hoy en día. Las dos principales estructuras para tener en cuenta en el oriente de la zona son la Falla de Bucaramanga y la Falla de la Salina. Aunque la Falla de Bucaramanga no aparece en la zona su relevancia en la formación del VMM sobre todo en lo que refiere al sector norte es visible. Para el sector sur del VMM existe

un estilo estructural muy marcado por las dos fallas antes mencionadas y que podría explicar los numerosos plegamientos en la cobertera sedimentaria al oriente del río Magdalena.

El movimiento transpresivo del Bloque Andino actual, que guarda correspondencia con el movimiento sinistral de la Falla de Bucaramanga, junto con el modelo extensivo (del Jurásico al Cretácico temprano, marcado en el basamento de la cordillera central, en su parte norte (Cooper et al., 1995)) y luego compresivo (del Eoceno Tardío al Holoceno, que conllevaron al levantamiento de los andes del norte. (Cooper et al., 1995)) han afectado a la Falla de la Salina y explicarían la serie de plegamientos (con sus ejes subparalelos a dicha estructura) que se presentan con predominancia en la vertiente occidental de la Cordillera Oriental, al límite Este de la zona de estudio. Parte de este trabajo consistió en la verificación de dicha hipótesis soportado en la interpretación de sensores remotos, adquisición de data geoestructural en campo y análisis microtectónicos para la definición de las deformaciones y campos de esfuerzos en la litounidades de interés.

Hacia el occidente, la deformación en la zona está principalmente relacionada la Falla de Cimitarra, el cual origina sucesivamente hacia el norte un juego de trazos paralelos con orientación marcada NE; y pone en contacto las rocas del Neógeno y depósitos del Cuaternario con el basamento cristalino. La actividad reciente de la Falla de Cimitarra está poco estudiada en campo, sin embargo, García-Delgado y Velandia (2020) Después de la teledetección y el análisis geológico del patrón estructural, proponen que la Serranía de San Lucas de la cual la Falla de Cimitarra el límite tectónico al Sur con el VMM, representa una terminación de cola de caballo de la Falla de Palestina que parece haberse reactivado en el Mioceno / Plioceno en un estado de estrés transpresivo, durante la Orogenia Andina. Señalan también que existe tectónica activa en esta zona de la Serranía de San Lucas y que los frentes de montaña corren paralelos a la Falla de Cimitarra cuya actividad sísmica reciente y de relativa poca profundidad es evidenciada por los estudios de Londoño et al.

(2019).

El comportamiento del Río Magdalena a lo largo de la zona de estudio parece indicar que su cauce se encuentra fuertemente orientado (paralelo) con el trazo de dicha falla, desde la Vuelta de Acuña (Sur de la cabecera de Puerto Berrío) hasta Caño Cardales (al sur del área urbana de Barrancabermeja).

De igual forma los cambios abruptos en el cauce del Río Magdalena en la zona de estudio parecen tener un origen en un contexto de complejidad previamente señalado, en donde han ocurrido eventos tectosedimentarios desde el Jurásico tardío, posiblemente relacionados al comportamiento de la Falla de Bucaramanga y el acortamiento de la Cordillera Oriental.

3.2 FALLAS REGIONALES CON INFLUENCIA EN LA ZONA DE ESTUDIO

3.2.1 Falla La Salina. La Falla La Salina – Bituima ha sido interpretada como una Falla de empuje que se desplaza hacia el oeste y que desplaza abruptamente primeras rocas sedimentarias del Cretácico de la Cordillera Oriental sobre rocas cretácicas y cenozoicas tardías de la cuenca del VMM (ver corte geológico inferior, en la anterior figura 4) (Colletta et al., 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995). Es considerada como la falla maestra del borde W de la Cordillera Oriental (CO) y se plantea que originalmente podría haberse desarrollado como una falla normal cuya reactivación e inversión condujo al levantamiento de la CO (Gómez et al., 2005). Es también la falla fundamental que constituye el límite tectónico entre el VMM sector sur en el que la zona de estudio está ubicada y la CO (Schamel, 1991). La estructura finaliza de manera compleja en la Falla de Bucaramanga, donde no es claro si se bifurca contorneando los flancos oriental y occidental del Sinclinal de Nuevo Mundo (Sarmiento et al., 2015). Su efecto es claro y ha permanecido con mayor importancia durante el levantamiento de la Cordillera Oriental en el Sector

sur del VMM (Sarmiento et al., 2015).

La presencia de dos conjuntos de espejos de falla en distintos sitios a lo largo de la estructura sugiere que se formaron durante dos diferentes etapas de desplazamiento del sistema de fallas La Salina – Bituima (Acosta et al., 2004). El momento en el que ocurren estas dos etapas no está claro, sin embargo, varios autores han propuesto que el sentido inverso de desplazamiento para La Salina – Bituima la falla se dio durante el Eoceno, asociado con la inversión de una falla normal preexistente (Colletta et al., 1990; Cooper et al., 1995). Se cree que se produjo movimiento transcurrente durante el Mioceno tardío en respuesta a la acreción del Bloque Panamá (Acosta et al., 2004). Hacia el flanco W del Sinclinal de Nuevo Mundo Caballero et al. (2010) reporta que la Formación Mesa se encuentra en posición vertical en cercanías del cabalgamiento de La Salina indicando que esta falla ha tenido actividad en el Plioceno.

3.2.2 Sistema De Fallas Paralelas A La Falla Cimitarra. La Falla de Cimitarra se constituye en el límite sur de la Serranía de San Lucas. Es una falla con dirección N60°E paralela a un tren de fallas en la misma dirección a lo largo de la Serranía cuyo trazo llega hasta la Falla de Palestina y se pierde en los depósitos cuaternarios del Valle Medio del Magdalena (Sarmiento et al., 2015). Es una ramificación de la falla de La Palestina tomando una dirección nororiental en el borde oriental de la Cordillera Central (Correa y Alfaro, 2011). La falla desplaza rocas volcánicas del Cretáceo, rocas ígneas del Mesozoico, superficies erosionadas del Terciario en la Cordillera Central y sedimentos tardíos del Cuaternario (Correa y Alfaro, 2011). Partes de la falla son de la época del pre-plioceno debido a que están localmente cubiertos por sedimentos no deformados del Plioceno. En la parte nororiental la falla está cubierta por depósitos aluviales jóvenes de la parte media del valle del Magdalena (Correa y Alfaro, 2011). La Falla de Cimitarra subdivide la cuenca del

Valle Medio del Magdalena en Sector Norte y Sector Sur y su trazo en el subsuelo coincide o es paralela a la Falla de Cantagallo (Schamel, 1991, Gómez et al., 2005); actúa como falla de alto ángulo (falla de rumbo) y es el elemento geotectónico que controla la sedimentación tanto Paleógena como Neógena, sin embargo, Sus efectos en la evolución de la cuenca no han sido claramente estudiados (Sarmiento et al., 2015). En la zona de estudio la Falla de Cimitarra es el límite noroccidental y pone en contacto sedimentos del Neogeno-Cuaternario con el batolito de Segovia.

Basados en el índice Vf (rata de anchura vs altura de la base del valle) y Smf (índice de sinuosidad) de los frentes de montaña al sur de la Serranía de San Lucas y en la actividad sísmica demostrada de la Falla de Cimitarra (Londoño et al., 2019), García-Delgado y Velandia (2020) sugieren que la estructura está activa y tiene un sentido de movimiento compuesto con cinemáticas compresivas oblicuas que tendrían efecto sobre las unidades del Cuaternario.

Sistema De Fallas De Bucaramanga. La Falla de Bucaramanga se constituye en el elemento geotectónico más evidente del Norte de Colombia. Su dirección aproximada es N20°W y presenta un rasgo claramente definible en imágenes de satélite o cualquier otro sensor remoto y se prolonga hasta la Sierra Nevada de Santa Marta (Sarmiento et al., 2015). Es considerado como un sistema de fallas de rumbo de movimiento sinistral, cuyo desplazamiento aproximado debería ser menor a los 45 km y se vería amortiguado por fallas inversas de bajo ángulo como las fallas de Boyacá y Soapaga (Toro, 1990 en Galvis et al., 2014) más adelante Velandia y Bermúdez (2018) asume un desplazamiento sinistral de 23 km basado en tres puntos de medición a lo largo de la estructura con algunos componentes inversos en fallas laterales que hacen parte de una estructura en flor con la que termina el sur de la Falla de Bucaramanga.

El sistema de Fallas de Bucaramanga, considerando el trazo principal observable pero también las fallas paralelas y las estructuras asociadas, es consecuencia del

historial de deformación del VMM, de la Cordillera Oriental y del Macizo de Santander (Sarmiento et al., 2015). La estructuración que se reconoce de manera diferencial, como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Central y la Serranía de Perijá en los depósitos del Cretácico, Paleógeno y Neógeno, es muy evidente en la sísmica del sector norte del VMM, lo que permite suponer que ha sido afectada por influencia del sistema de fallas asociado a la FB y por lo tanto podría ésta tener una temporalidad aún no claramente establecida (Sarmiento et al., 2015). Otro aspecto observable es la evolución sedimentológica desde el Cretácico; las unidades del Cretácico en el Valle Medio del Magdalena VMM presentan apreciables variaciones litológicas con referencia a las unidades correlativas aflorantes al E de la Falla de Bucaramanga y aunque éstas se reconocen como parches sobre el basamento, el espesor y contenido de sedimentos terrígenos es sensiblemente mayor, igualmente hacia el sur donde aumenta aún más la tendencia del contenido de terrígenos sobre los materiales calcáreos (Sarmiento et al., 2015). Aunque esta falla no aparece en la zona de estudio sí presenta una relevancia en la formación y evolución del VMM y si bien su influencia es mayor en la zona norte no es descartable que su actividad reciente haya contribuido a la deformación de las unidades más recientes de la zona de estudio.

3.2.3 Falla de Palestina. La Falla Palestina es una falla de rumbo regional con una cinemática dextral que se considera inactiva, a pesar de su acentuada expresión topográfica y características geomórficas distintivas, como cañones rectos y drenaje estructuralmente controlado (Feininger, 1970: en García-Delgado y Velandia, 2020). Su dominio principal refleja una estructura en flor positiva con la falla como estructura principal. Este dominio se caracteriza por la tendencia NE-SW estructuras con cinemática lateral derecha en un estado de tensión transpresivo (García-Delgado y Velandia, 2020).

Figura 5A: Mapa geológico del Valle medio del Magdalena Se resaltan las fallas de mayor importancia regional (Tomado y Modificado de Gómez et al., 2015).

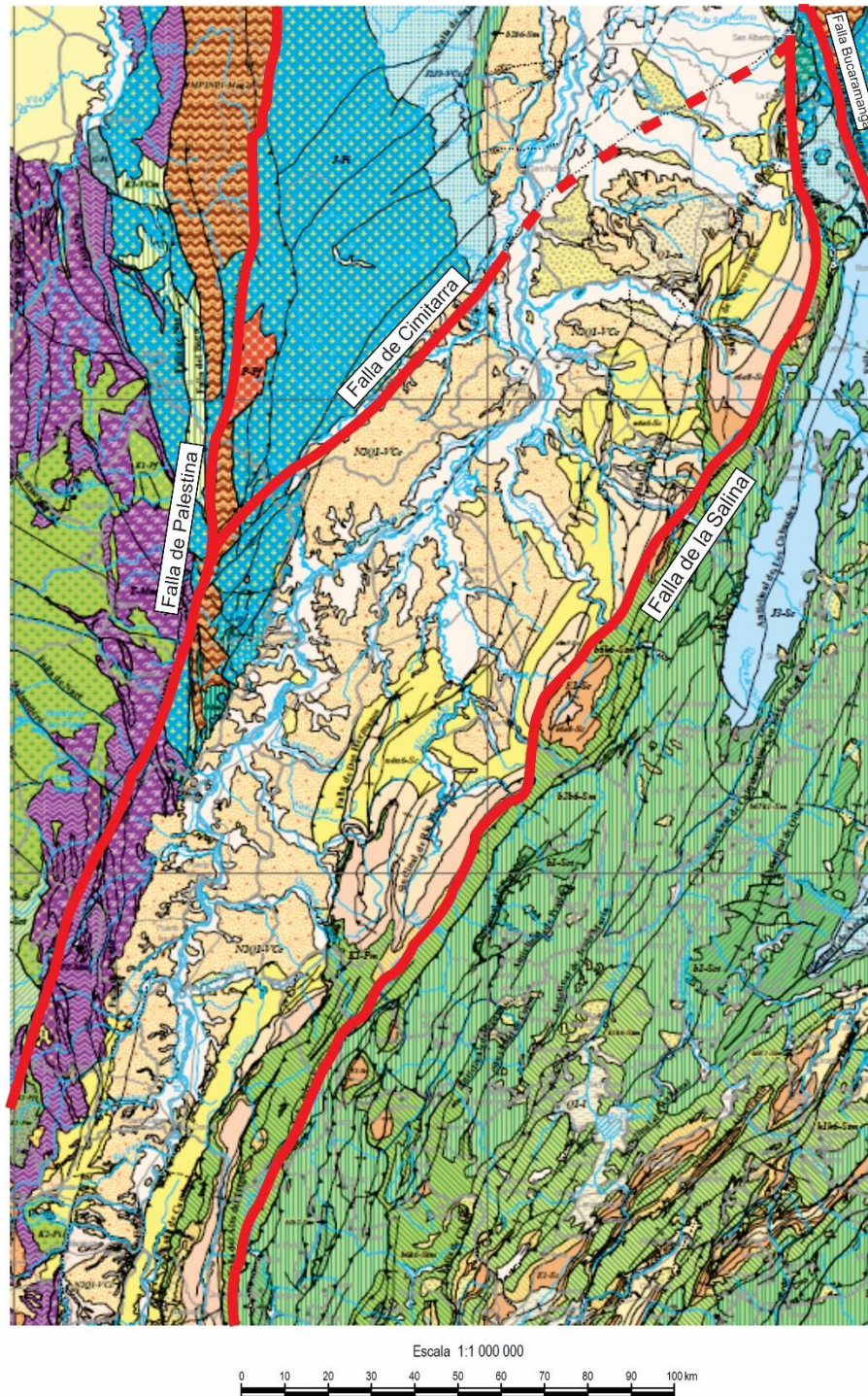
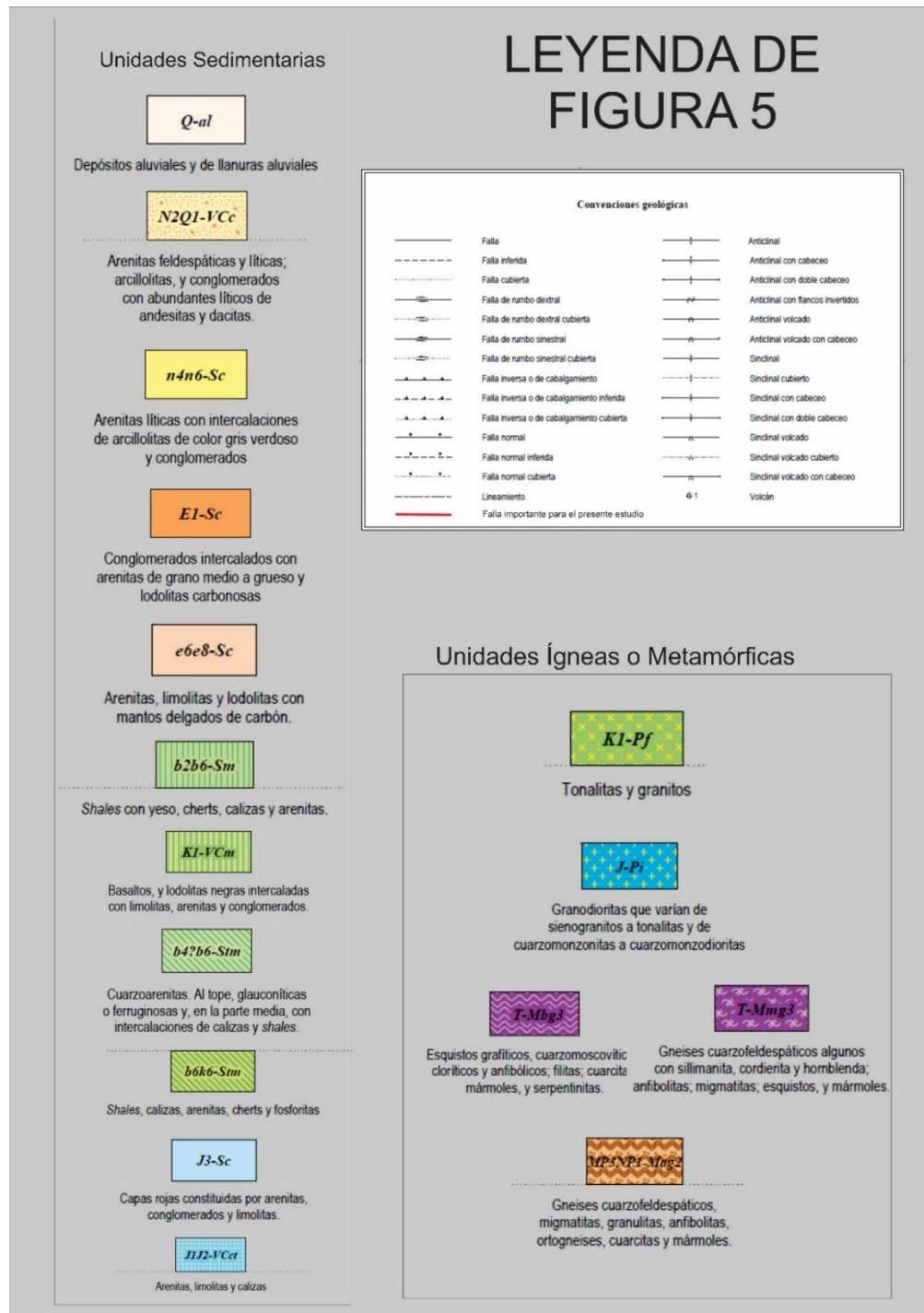


Figura 5B: Leyenda del Mapa geológico del Valle medio del Magdalena (Figura 5A)
(Tomado y Modificado de Gómez et al., 2015).



3.3 FALLAS LOCALES DENTRO DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.3.1 Falla De San Fernando. La Falla de San Fernando posee rumbo NE. Se trata de una estructura con poco desplazamiento vertical que afecta toda la secuencia terciaria con vergencia occidental y alto ángulo (Royero y Clavijo, 2001)

3.3.2 Falla De Arrugas. La Falla de Arrugas se desprende de la Falla La Salina y se extiende hacia el Norte por más de 40 km, limita el flanco occidental del Sinclinal de Peña de Oro. Es una falla inversa con vergencia occidental y un rumbo general NE-SW (Zafra, 2013). Esta falla pone en contacto superficial sedimentos de la Formación Mugrosa, mientras que hacia el norte del municipio de Puerto Parra el fallamiento va ganando desplazamiento vertical hasta colocar en contacto rocas de la Formación Mugrosa, en su bloque levantado, con rocas de la Formación Colorado las cuales hacen parte del bloque hundido de la Falla de Arrugas (Royero y Clavijo, 2001). En la zona de estudio aparece afectando las rocas de la Formación Colorado poniéndolas en contacto con la Formación Mugrosa.

3.3.3 Falla De Casabe. Esta falla se extiende por más de 72 km en la región noroccidental de Santander, y bordea la parte occidental de los campos petroleros de Peñas Blancas, Casabe, Galán-San Silvestre y Llanito y su trazo presenta una dirección NE. Es una falla normal inclinada al oriente, que enfrenta rocas de diferentes unidades terciarias (Royero y Clavijo, 2001).

3.3.4 Falla De La Cira-Infantas. La Falla de Cira-Infantas se extiende desde el Río Opón al sur hasta el Río Sogamoso al norte, con una longitud aproximada de 50 km; su trazo tiene una dirección NNE y al parecer recorre la parte central de un anticlinal amplio y suave. Es una falla inversa, inclinada hacia el oriente, con un

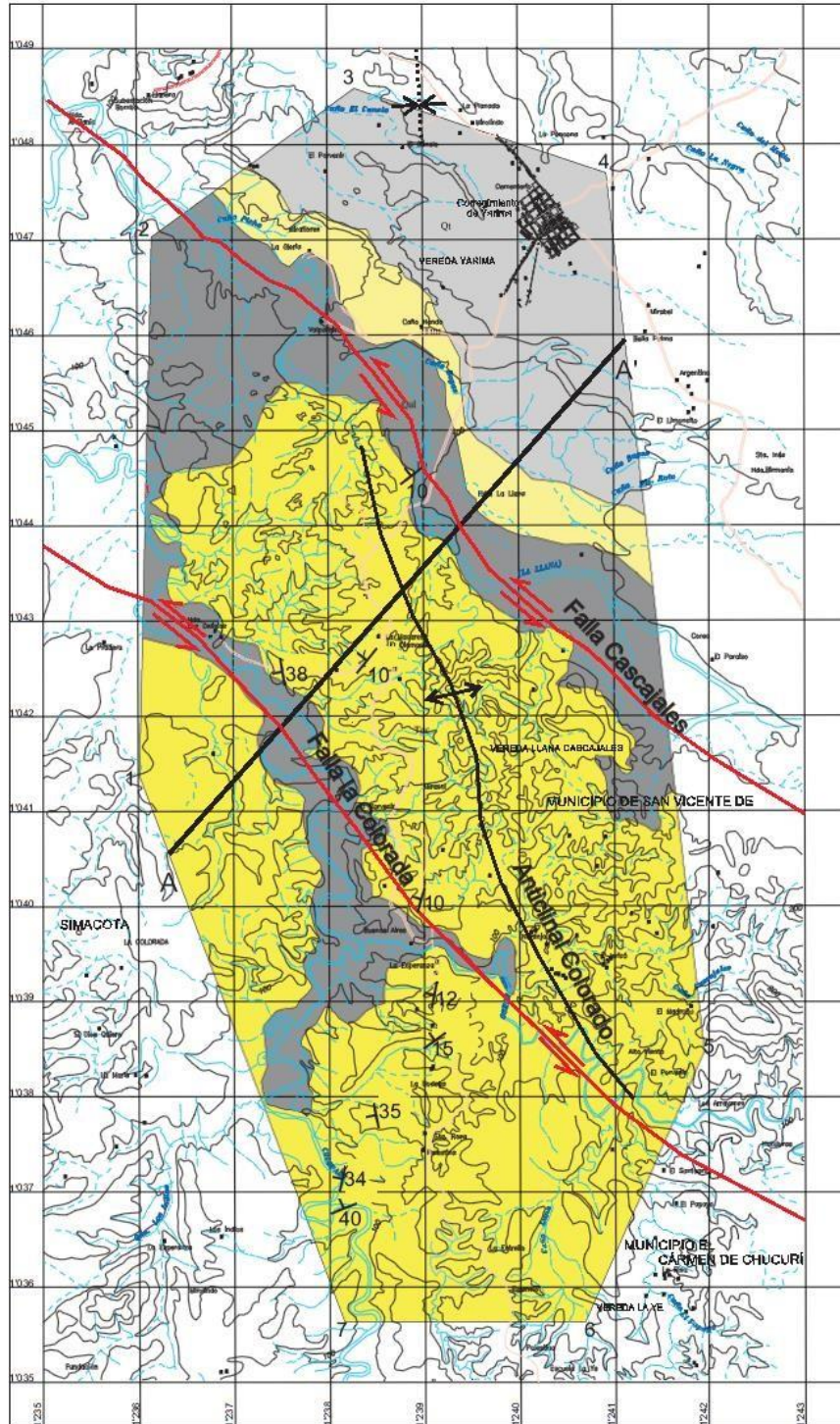
desplazamiento vertical mínimo de 400 m, estimados con base en el cabalgamiento entre las formaciones terciarias de los grupos Chuspas y Real (Royero y Clavijo, 2001).

3.3.5 Falla Casa Nueva. Esta estructura está definida como una falla satélite de la Falla Cimitarra, con una longitud aproximada de 25 km, de dirección N45°E, subvertical, entre la quebrada Bijagual y San Francisco (SGC, 2015). Geomorfológicamente marca el contraste topográfico entre un relieve ondulado al Sureste y uno plano al Noroeste, asociados al valle del río Cimitarra (SGC, 2015). En superficie han observado efectos tectónicos de cizalla en rocas del Grupo Real y por su relación con la Falla Cimitarra, se considera que tiene un movimiento de rumbo de carácter dextral (SGC, 2015).

3.3.6 Falla De Mugrosa. Sistema de fallas con comportamiento inverso y rumbo dextral (SGC, 2012). Se extiende a lo largo de más de 30 km desde el río Opón hasta el Río la Colorada en el SE de la zona de estudio. Su trazo pasa de dirección NS en su parte más sur a SE-NW en su parte norte cercana al río La Colorada. Está muy ligada a los sistemas de Falla La Salina y Landázuri moldeando el paisaje de SE de la zona junto con éstas (SGC, 2012).

3.3.7 Falla De Cascajales Y Falla La Colorada. Zafra (2013) identificó en el Campo escuela Colorada dos fallas paralelas, Falla Cascajales y Falla La Colorada con un componente de tipo normal y cinemática de rumbo sinistral con dirección NW concordando con la dirección del río Cascajales las cuales delimitan el bloque central del campo, enmarcándolo en una zona de cizalla simple sinistral, la cual demarca una rampa lateral de cabalgamiento (Figura 6).

Figura 6: Mapa geológico del campo escuela Colorada ilustrando las Fallas Cascajales y La Colorada. Tomado de Zafra (2013).



4. MARCO TEÓRICO

4.1 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología es la ciencia que trata de la descripción y el estudio de la génesis, clasificación, procesos y evolución de las formas antiguas y actuales del terreno (tanto terrestres como submarinas) y su relación con las estructuras infrayacentes. Esta ciencia está enfocada al análisis de la superficie de la tierra en donde interactúan la litósfera, la hidrósfera, la atmósfera y la biosfera. Igualmente, las geoformas por definición son la expresión superficial del terreno, de la interacción dependiente de los materiales constituyentes de las mismas y su disposición estructural, de los procesos geomórficos que interactúan según el ambiente morfogenético específico donde se desarrollan, y el tiempo de duración de la acción de los mencionados procesos (Gregory, 1978; en Carvajal, 2011).

Verstappen (1987; en Carvajal, 2011) la geomorfología involucra los siguientes conceptos, que en orden cronológico han marcado la evolución y desarrollo de esta disciplina:

- **La forma del terreno:** Descripción cualitativa y cuantitativa de las formas del terreno (Geomorfología estática). Prevalece antes del siglo XVII.
- **Procesos:** Trata de los cambios de las geoformas a corto plazo (Geomorfología dinámica. Concepto aplicado a finales del siglo XVII y comienzos del XVIII).
- **Genesis:** Desarrollo a largo plazo de las geoformas (Geomorfología genética). Concepción prevaleciente desde mitad del siglo XIX.
- **Medio ambiente:** Involucra la relación entre el paisaje y la ecología (Geomorfología ambiental). Concepto aplicado desde mitad del siglo XX hasta la actualidad.

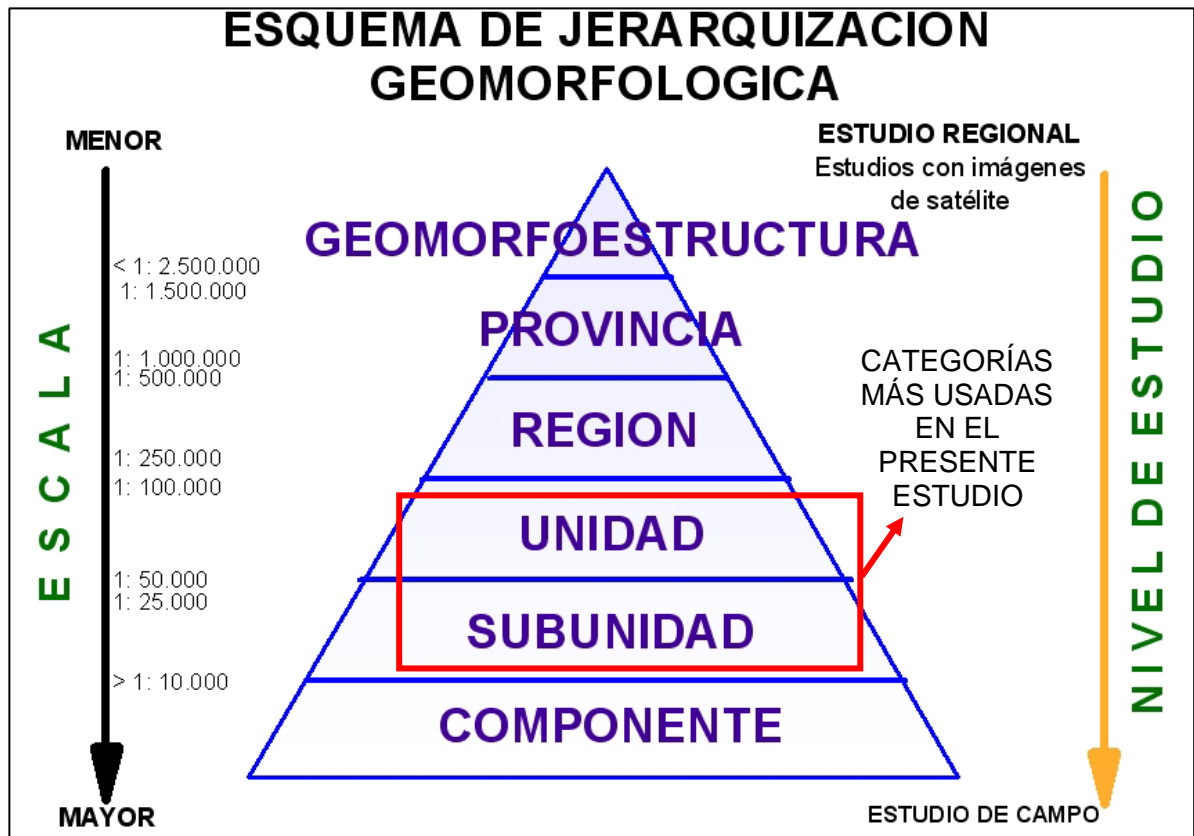
Carvajal (2011) resalta los siguientes conceptos como base para la identificación de geoformas:

- **Morfología:** Trata de la apariencia y forma del relieve en general. Puede considerarse un sinónimo del relieve o fisiografía. Posee una jerarquización, un nombre (denominación) y símbolo, que varía según el autor o escuela adoptada.
- **Morfometría:** Trata de los aspectos cuantitativos de las geoformas. Medidas, dimensiones y valores: altura (relativa o absoluta), ancho, longitud, inclinación y forma (plana, cóncavo, convexa, o sus combinaciones).
- **Morfogénesis:** Estudia el origen y evolución de las formas del terreno. Existen varios ambientes o dominios, según este atributo, que interrelaciona lo endógeno con lo exógeno, como se verá más adelante.
- **Morfoestructura:** Referida a la disposición, composición y dinámica interna de la tierra. Pasiva cuando trata de las características de los materiales involucrados y su disposición estructural, y activa cuando está relacionada con la dinámica endógena (volcanismo, plegamientos, tectonismo fallado).
- **Morfodinámica:** Trata de los procesos activos en el presente ó aquellos, que se pueden activar en el futuro. Se refiere a la dinámica exógena relacionada con la actividad de los agentes como el viento, agua, hielo y la acción de la gravedad terrestre, que modifica las geoformas preexistentes. Los procesos hacen referencia a los cambios físicos y químicos (Meteorización, erosión y depositación), que generan modificación de los materiales y las formas superficiales de la tierra, definiendo un equilibrio dinámico de las geoformas. Estos eventos naturales que son específicos de cada ambiente morfogenético afectan y modelan la superficie terrestre con diferentes grados de intensidad, imprimiéndole al terreno características propias de cada ambiente.

- **Morfocronología:** La morfocronología trata de la edad relativa o absoluta de cada una de las geoformas del terreno y la cual puede ser del tiempo de su formación o de los procesos que marcaron su desarrollo posterior. Es esencial hacer una distinción entre las formas del terreno de edades diferentes, en particular, entre las formas recientes y aquellas heredadas de períodos anteriores, cuando prevalecían condiciones geológicas ó climáticas distintas a las actuales.
- **Morfoclimatología:** Es indudable que las geoformas reflejan en gran medida las condiciones climáticas bajo las cuales se formaron en el pasado, o se encuentran sometidas en la actualidad. El clima Influye sobre los procesos geomórficos (principalmente meteorización y erosión), que se acentúan directamente o no, dependiendo de las características estructurales del terreno (tipo de material y disposición y densidad de discontinuidades) e indirectamente de las características topográficas y la cobertura vegetal.

4.1.1 Jerarquización Geomofológica. Una jerarquía de unidades o categorías geomorfológicas se pueden definir en una región dada, dependiendo de la escala de trabajo y sistémicamente deben permitir el análisis de la evolución geomorfológica y geológica de la misma. Esta concepción es igualmente necesaria con el fin de enfocar el pensamiento, hacia el análisis de las geoformas de manera sistémica y coherente, con las operaciones funcionales de almacenamiento, consulta, análisis, generación y generalización de información cartográfica de los sistemas de información geográfica - SIG (Carvajal, 2011).

Figura 7: Esquema de jerarquización geomorfológica usado en el presente estudio.
Tomado de Carvajal (2011).



4.1.2 Ambientes Morfogenéticos. El ambiente morfogenético hace alusión a las condiciones físicas, químicas, bióticas y climáticas bajo las cuales se generaron las geoformas. Se determina con base en la interpretación de los procesos geomorfológicos registrados (origen tanto endógeno como exógeno), que dieron lugar a la formación, evolución y modificación de estas. (Carvajal, 2011).

Carvajal (2011) agrupa y describe estos ambientes de la siguiente forma:

Ambiente Morfoestructural (S): Corresponde a las geoformas generadas por la dinámica interna de la tierra, especialmente la asociada a plegamientos y fallamientos.

Ambiente Volcánico (V): Definido para las geoformas generadas, tanto por la intrusión como por la extrusión de materiales fundidos procedentes del interior de la tierra.

Ambiente Denudacional (D): Determinado por la actividad de los procesos erosivos hídricos y pluviales, y principalmente producto de procesos de meteorización, erosión y remoción en masa, sobre geoformas preexistentes.

Ambiente Fluvial y Lagunar (F): Corresponde a las geoformas generadas por procesos (erosión – sedimentación), generadas por corrientes de agua tales como ríos y arroyos, y lagos y lagunas respectivamente.

Ambiente Marino y Costero (M): Determinado por las geoformas construidas o esculpidas por la actividad de las corrientes y procesos del mar. Se incluyen los deltas.

Ambiente Glacial y Periglacial (G): Definido por las geoformas originadas por los glaciares tanto continentales (Casquetes polares) como de alta montaña.

Ambiente Eólico (E): Corresponde a las geoformas erosivas y acumulación sedimentaria, formadas por la acción de los vientos en climas desérticos principalmente.

Ambiente Kárstico (K): Definido por las formas del terreno, producto de meteorización y dilución de rocas y materiales de fácil disolución (las calizas y sal), en ambientes tropicales húmedos.

Ambiente Antropogénico (A): Corresponde a las formas del terreno, productos de la actividad del hombre que modifica la superficie terrestre.

Figura 8: Visión de la Jerarquización geomorfológica usada y aspectos generales de la nomenclatura y la relación entre geoformas en cada división o categoría. Tomado de Carvajal (2011).

GEOMORFO ESTRUCTURA	PROVINCIA	REGIÓN	UNIDADES	SUBUNIDADES	COMPONENTE
SISTEMA MONTAÑOSO DE LA GUYANA SISTEMA OROGÉNICO ANDINO SISTEMA OROGÉNICO COSTERO Y MARGENES CONTINENTALES	PENEPLANICIES DE LA ORINOQUÍA PENEPLANICIES DE LA AMAZONIA	Ambiente Denudacional Serranías Denudacionales	Inselbergs Glacis Cerros Residuales	Glacis erosión Deslizamientos Ladera denudada Conos deslizamiento	Barrancos Escarpes Coronas deslizamiento
		Ambiente Fluvial Planicies Aluviales	Llanuras Inundación Abenico Fluvial Terrazas fluviales	Basines Terrazas Fluviales Deltas Desborde Deltas Lagunares Barras	Escarpe terraza Albardones Cauces
	CINTURÓN MONTAÑOSO DE SAN JACINTO CINTURÓN MONTAÑOSO DEL SINU	Ambiente Marino Planicies Costeras	Espigas Terraza marina Tómbolo Plataformas de Abrasión elevada Isla Barrera	P Abrasión Llanuras Intermareales	Acantilados Crestas de playa Frente de Playa Paleoacantilados
		Ambiente Eólico Planicies Desérticas	Planos de Deflación Dunas Parabólicas Salares Wadis	Yardangs Hoyos de deflación Dunas de Sombra	Planos Interdunares Planos con Tafoni
		Ambiente Estructural Serranías Estructurales	Sierras Homoclinales Sierras Anticlinales Espinazos Cuestas	Laderas Estructurales Laderas de Contrapendiente Cornisas Estructurales	Escarpes de Falla Facetas Triangulares Lagos de Falla Trincheras de Falla
	CORDILLERA CENTRAL PLATAFORMA CONTINENTAL PACÍFICA	Ambiente Volcánico Edificios Volcánicos	Cráter Volcánico Cono Volcánico Flujo de Lava Lahar	Ladera Interna de Cráter Cuello Volcánico Ladera Volcánica	Túnel de Lava Cuello Volcánico
		Ambiente Glacial Serranías Glaciadas	Kames Morrenas Sierras Glaciadas	Arista Glaciaria Ladera Estructura Glaciada	Circo Glaciar Planos de estrías Glaciaria
		Ambiente Kárstico Serranías Karstificadas	Pojjes Torres Kársticas Cerro Pepino	Cañadas Karstificadas Fondo de Pojje	Dolinas Uvalas Depresión Kárstica
		Ambiente Antropogénico Planicies Antrópicas	Lóbulos de escombros Embalses Canteras	Fiancos de cantera Planos de explanación	Canales Espolones Banca de caminos

4.2 PETROLOGÍA SEDIMENTARIA

Los análisis de muestra de mano fueron realizados utilizando la metodología descrita a continuación tomada de Cruz et al., (2004).

4.2.1 Tamaño de las partículas. El tamaño de las partículas es un atributo fundamental y por ende una de las propiedades más importantes en la descripción de las rocas sedimentarias (Figura 9); el tamaño de los materiales sedimentarios es importante porque refleja los tipos de materiales es parentales (roca sedimentaria, ígnea o metamórfica) en varias de clases de tamaño de grano (grava, arena y lodo) también nos da un aporte importante debido a la resistencia de las partículas a la erosión y la abrasión, así como los procesos de transporte y el ambiente de depositación que actuaron sobre la partícula.

4.2.2 Selección o calibrado de las partículas. La selección o el calibrado es la medida de uniformidad o de variación en los tamaños de las partículas en una roca sedimentaria o en un sedimento. El calibrado es el reflejo directo de la energía de un medio y de su capacidad para seleccionar los tamaños de las partículas que transporta u que deposita. El calibrado se puede determinar para las fracciones de arena y grava, para hacerlo se puede utilizar una imagen de calibrado de Pettinjhon (Figura 10).

4.2.3 Forma de las partículas. Las partículas poseen formas particulares que reflejan tanto el origen de la partícula como los procesos de erosión, transporte, depositación y retrabajamiento ocurridos antes o durante su depositación final; en la determinación de la forma de las partículas se utilizan dos criterios: La esfericidad y la redondez.

4.2.4 La Esfericidad. Definida como el grado en el cual la partícula se aproxima a la esfera, caso en el cual los tres diámetros perpendiculares son iguales. Siendo así la forma de los granos se puede establecer por medición directa de los tres ejes perpendiculares: mayor, medio e intermedio, o por comparación con gráficos de esfericidad (Figura 11) en la cual se puede establecer diferentes tipos: esférica, discoidal, rollo o rodillo y blandes. El otro criterio para establecer la forma de las partículas complementario al de los ejes perpendiculares es el denominado redondez, siendo un método que considera la presencia de bordes o aristas o en su defecto el redondeamiento o pérdida de ellas, la redondez la esfericidad de las partículas se puede establecer con la ayuda de imágenes de redondez (Figura 12) mediante la comparación directa de estas con muestras de roca o sedimentos.

Figura 9: Tabla de tamaño de grano (textural) de Wentworth, tomada de Cruz et al., 2004, pág. 2

No de malla para tamiz U.S. estandard	Milímetros (mm)	Micrones (μ)	Phi (Φ)	Clase de tamaño Wentworth	Clase Mayor	Una vez Litificado el sedimento	
			-20	Cantos	GRAVA	CONGLOMERADO	
	4096		-12				
	1024		-10				
	256		-8				
	64		-6				
	16		-4	Guijarros			
5	4		-2	Guijas			
6	3.36		-1.75	Gránulos			
7	2.83		-1.5				
8	2.38		-1.25				
10	2.0		-1				
12	1.88		-0.75	Upper Arena muy gruesa Lower	ARENA	ARENISCA	
14	1.41		-0.5				
16	1.19		-0.25				
18	1		0.0	Upper Arena gruesa Lower			
20	0.84		0.25				
25	0.71		0.5				
30	0.59		0.75				
35	1/4	0.5	1	Upper Arena media Lower			
40		0.42	1.25				
45		0.35	1.5				
50		0.3	1.75	Upper Arena fina Lower			
60	1/4	0.25	2.0				
70		0.21	2.25				
80		0.177	2.5				
100		0.149	2.75	Upper Arena muy fina Lower			
120	1/8	0.125	3.0				
140		0.105	3.25				
170		0.088	3.5				
200		0.074	3.75				
230	1/16	0.0625	4.0	Grueso (4 a 5 Φ)			LODO
270		0.053	4.25				
325		0.044	4.5	medio fino muy fino			
		0.037	4.75				
	1/32	0.031	5.0				
	1/34	0.0156	5.8				
	1/128	0.0078	7.8	Limos Limolita			
	1/256	0.0039	8.0				
Analizado por pipeta o hidrómetro		0.002	9.0	Arcillas Arcillolita			
		0.00098	10				
		0.00049	11				
		0.00012	13				
		0.00006	14				
			0.06				

Figura 10: Calibrado de las partículas según Pettijhon, en Boggs, Jr. 1987, Pág. 113. Tomada de Cruz et al., 2004.

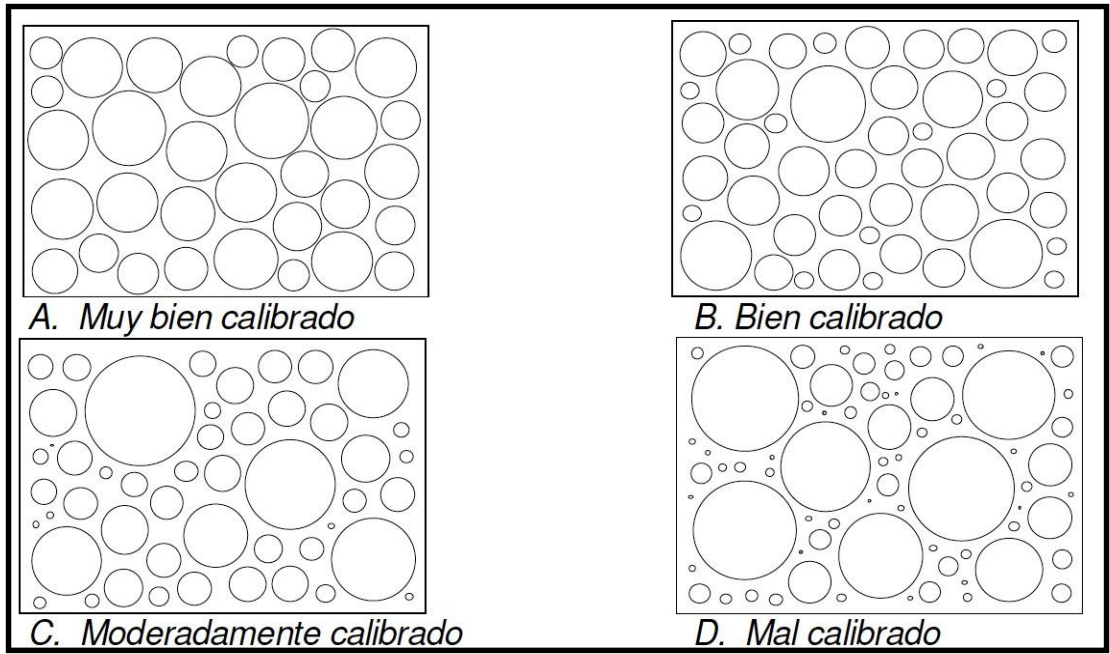


Figura 11: Forma de las partículas con base en el concepto de esfericidad o la uniformidad de los ejes mayor, intermedio y menor, perpendiculares entre sí. Friedman 1987. Tomada de Cruz et al., 2004.

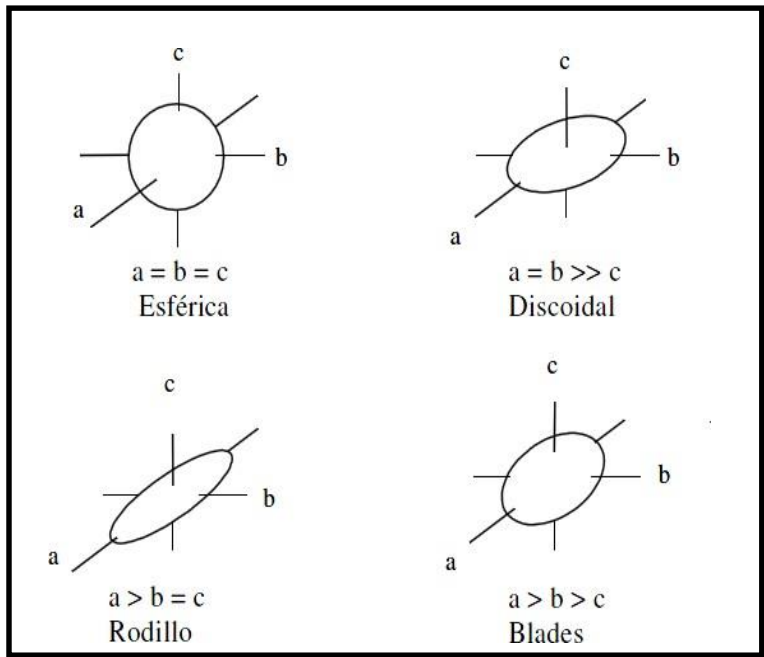
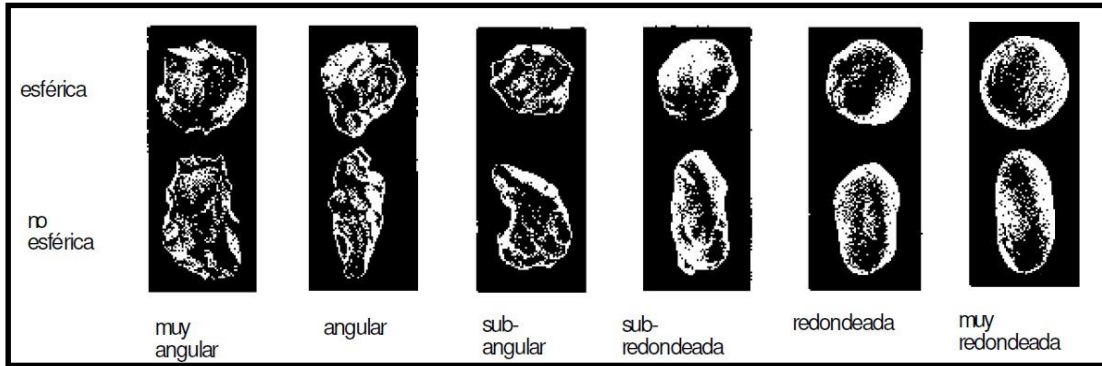


Figura 12. Termino de grado de redondeamiento y esfericidad de las partículas según Powers, 1953, en Compton 1962. Tomada de Cruz et al., 2004.



4.2.5 Clasificación textural de las rocas sedimentarias. La base de la clasificación textural de las rocas sedimentarias es el tamaño de grano, particularmente la presencia y el porcentaje de los tres componentes: grava, arena y lodo. Se definen tres grupos principales y quince grupos particulares, en esta clasificación se utilizó el diagrama triangular (Figura 14) en el cual los tres vértices están ocupados por las tres clases de tamaño de grano. Los grupos particulares se definen dependiendo de las porciones relativas de los tres constituyentes, para determinar a cuál de estos grupos pertenece una roca o un sedimento se debe determinar dos características: el porcentaje de grava y la porción entre arena y lodo dentro de los límites 9:1, 1:1 y 1:9 (Figura 12 y Figura 13)

Figura 14: Diagrama triangular para la clasificación textural, particularmente tamaño de grano para rocas siliciclásticas o terrígenas (Folk, 1974).

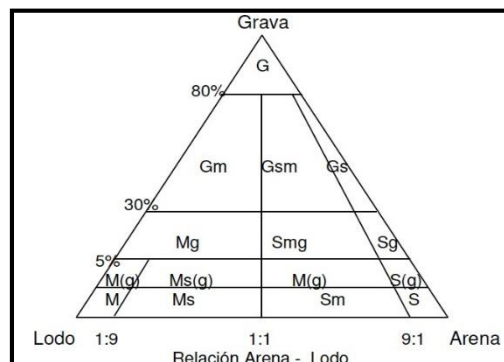


Figura 13: Diagrama con los procesos de compactación en las areniscas (a) Estructura con alta porosidad en la sedimentación, (b) Estructura después de la compactación mecánica, (c) Estructura después de la compactación mecánica y química. (Burley y Worden, 2003).

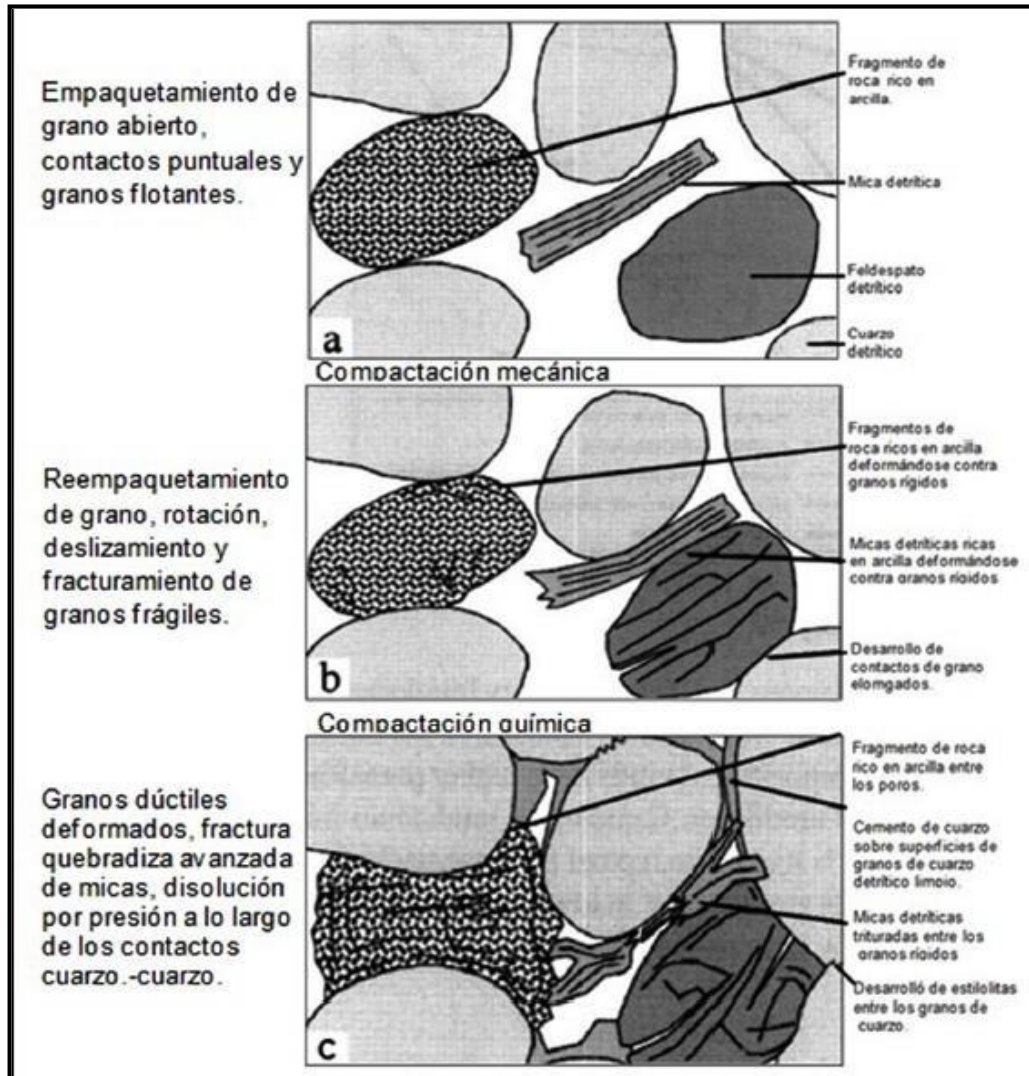


Figura 15: Tabla con la nomenclatura y terminología general y específica (de uso) para la clasificación textural de las rocas siliciclásticas y de sedimentos con base en el tamaño de grano (Folk, 1974).

Clase textural	Clase textural mayor	Clase textural específica	Ejemplos de uso
G	Grava	grava de guijarros	A
	<i>Conglomerados</i>	<i>conglomerado de gránulos</i>	B
Gs	grava arenosa	grava de guijarros arenosa	
	<i>Conglomerado arenoso</i>	<i>conglomerado de cantos arenoso</i>	
Gsm	grava areno lodosa	grava de gránulos areno lodosa	
	<i>Conglomerado. areno lodoso</i>	<i>conglomerado de guijos areno lodoso</i>	
Gm	grava lodosa	grava de cantos limosa	
	<i>Conglomerado lodoso</i>	<i>conglomerado de guijos lodoso</i>	
Sg	arena gravosa	arena gruesa guijosa	
	<i>arenisca conglomerática</i>	<i>arenisca muy fina granular</i>	
Smg	arena lodo gravosa	arena fina limo guijosa	
	<i>arenisca lodosa coglomerática</i>	<i>arenisca gruesa lodosa con cantos</i>	
Mg	lodo gravoso	lodo guijarroso	
	<i>lodolita conglomerática</i>	<i>lodolita guijosa</i>	
S(g)	arena ligeramente gravosa	arena media ligeramente granular	
	<i>arenisca lig. Conglomerática</i>	<i>arenisca gruesa ligeramente guijosa</i>	
Sm(g)	arena lodosa ligeram. Gravosa	arena media lodosa ligeramente guijosa	
	<i>arenisca lodosa ligeramente conglomerática</i>	<i>arenisca fina limosa ligeramente guijarroso</i>	
Ms(g)	lodo arenoso ligeramente gravoso	lodo arenoso fino ligeramente granular	
	<i>lodolita arenosa ligeramente conglomerática</i>	<i>arcillolita arenosa gruesa ligeramente guijosa</i>	
M(g)	lodo ligeramente gravoso	arcilla ligeramente guijosa	
	<i>lodolita lig. Conglomerática</i>	<i>lodolita ligeramente guijarroso</i>	
S	arena (especificar calibrado)	arena fina bien calibrada	
	<i>arenisca (especif. Calibrado)</i>	<i>arenisca gruesa pobremente calibrada</i>	
Sm	arena lodosa	arena muy fina limosa bien calibrada	
	<i>Arenisca lodosa</i>	<i>arenisca gruesa lodosa mal calibrada</i>	
Ms	lodo arenoso	arcilla arenosa fina	
	<i>Lodolita arenosa</i>	<i>limolita arenosa gruesa</i>	
M	Lodo	Limo	
	<i>Lodolita (especif. Estructura)</i>	<i>lodolita shale</i>	
	A materiales no consolidados (sedimentos)		
	B materiales consolidados (rocas)		

4.3 SISTEMAS DE FRACTURACIÓN

La obtención de tensores de esfuerzo implica un proceso riguroso desde la toma de los datos en campo, su procesamiento e interpretación. Se toman medidas de planos estriados de falla y para definir su cinemática se tienen en cuenta las consideraciones de Doblas (1998), dando prelación a

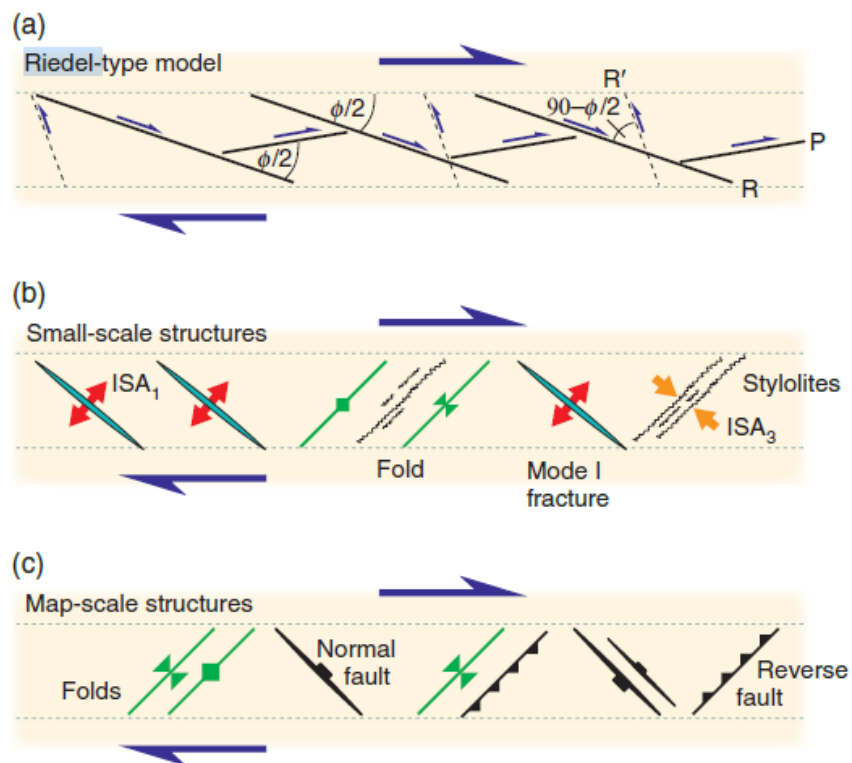
las fracturas tipo Riedel. También se deben tener en cuenta los ejemplos de Doblas (1995) y Hancock (1987) para el análisis de los indicadores cinemáticos en fallas activas y los de Bahrouni et al. (2013) para el análisis de tensores de esfuerzo en depósitos cuaternarios.

Como complemento a la medición de los planos estriados se toma información acerca de rasgos que permitieran la homogeneización de los datos. Dicha información consiste en criterios subjetivos para evaluar la calidad según: (i) meteorización del afloramiento, (ii) litología, (iii) nitidez y preservación de la estría, (iv) cantidad y calidad de indicadores cinemáticos, y (v) relaciones de corte entre los planos del afloramiento. Según estos aspectos, frente al afloramiento y cada plano estriado se asignan porcentajes de calidad así: 60% (baja confiabilidad), 70-80% (confiable) y 90-100% (cierto o seguro) (Velandia, 2017).

La cinemática de las fracturas se determinará utilizando principalmente los criterios de T, R y P que determinan el movimiento de un plano de acuerdo con las pequeñas fracturas desarrolladas a lo largo de una falla o superficie de deslizamiento que pueden mostrar arreglos geométricos llevando a información sobre el sentido de deslizamiento en la falla. (Fossen, 2010). Estas pequeñas fracturas han recibido diferentes nombres según sus orientaciones y cinemáticas. La orientación de las fracturas en T con respecto a la superficie de deslizamiento principal o promedio o superficie M caracteriza la sensación de deslizamiento. Las fracturas en T típicamente se sumergen alrededor de 45 grados en la dirección de deslizamiento con respecto a una superficie M orientada horizontalmente. (Fossen, 2010).

Un conjunto de fracturas de cizalla conocido como fracturas P es a veces visto buzando en dirección opuesta, con M siendo horizontal, éstas forman ángulos agudos con M y cinemáticamente corresponden a "fallas" inversas de bajo ángulo. En este contexto, las fracturas por cizalladura de Riedel o las fracturas R representan "fallas" normales de ángulo bajo mientras las fracturas R' corresponden a fallas inversas antitéticas que hacen un alto ángulo con M. las fracturas Riedel tienden a ser más comunes que R' y P, pero todos existen y su cinemática local también ya que su orientación con respecto a M revela el sentido de movimiento en la estructura principal. Las estructuras T son quizás el más confiable de estos, porque son fáciles de distinguir de las diversas fracturas por corte. (Fossen, 2010).

Figura 16: Estructuras formadas por movimientos en cizalla dextral. (a) Modelo Riedel donde R son riedel sintéticas y R' son riedel antitéticas. (b) estructuras de pequeña escala que se pueden formar cerca de la zona de cizalla. (c) Estructuras de gran escala. Tomado de Fossen (2010).



5. RESULTADOS

5.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Durante las campañas de campo se logró comprobar con controles de campo la presencia de los depósitos de la Fm. Mesa en ambos márgenes del Río Magdalena.

Usando como base la cartografía geológica de Gómez et al. (2008 a, 2008 b, 2009, 2012 y 2015) y de Reyes y Flórez (2016), se realizó un mapa geológico en el software ArcGis de la zona de estudio incorporando los controles de campo, análisis fotogeológicos y datos estratigráficos obtenidos haciendo énfasis en los miembros de la Formación Mesa (Figura 53). Es en esta unidad donde se encontró la mayor discrepancia respecto a la literatura base, su extensión es mucho menor en estudios anteriores y en algunos de los mapas incluso se sugiere un origen vulcanoclástico de estos depósitos (Figura 5), algo que dista mucho del origen fluvial que sugieren las descripciones del presente estudio.

5.2 UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS IDENTIFICADAS

Fm. Mugrosa: La Formación Mugrosa tiene poca extensión dentro de la zona de estudio y es la más afectada por tectonismo, aflora siempre a no más de 2km de la Falla de Infantas siguiendo un patrón S-N desde el Puente del Río la Colorada. En la carretera que de La Lizama lleva a Puerto-Parra fue posible observar varios afloramientos de gran extensión. La litología característica de Mugrosa en la zona corresponde a una secuencia granocreciente de limolitas gris verdoso y gris claro en paquetes de hasta 1.3m intercalándose con areniscas de grano medio a grueso, pardas claras, bien cementadas y seleccionadas en ocasiones con intraclastos calcáreos de hasta 10cm de diámetro. En los afloramientos más hacia el sur (puente la Colorada) se observan paquetes mucho más potentes de lodolitas gris verdosas y violáceas (Foto 1).

Fm. Colorada: En la zona de estudio Colorada aflora principalmente al norte del Río la Colorada y a lo largo de las Fallas Infantas y Arrugas. La unidad consta paquetes litoarenitas poco cementadas de grano medio a grueso que transicionan a areniscas conglomeráticas de tamaño no mayor a gránulos principalmente compuestas de chert y cuarzo, parece tener un comportamiento granocreciente y se encontraron algunos niveles de areniscas conglomeráticas con impregnaciones de aceite, así como diversas fracturas en la roca (Foto 2).

Foto 1: A: Formación Mugrosa en el margen derecho de la carretera La Lizama- Puerto Parra. Se aprecian los intracláustos calcáreos disueltos en algunos paquetes de arena.

B: Formación Mugrosa en el margen derecho de la carretera La Lizama – Puerto Parra 300m al sur del puente La Colorada. Se aprecian los paquetes más potentes de limolita gris verdosa y en ocasiones violácea.

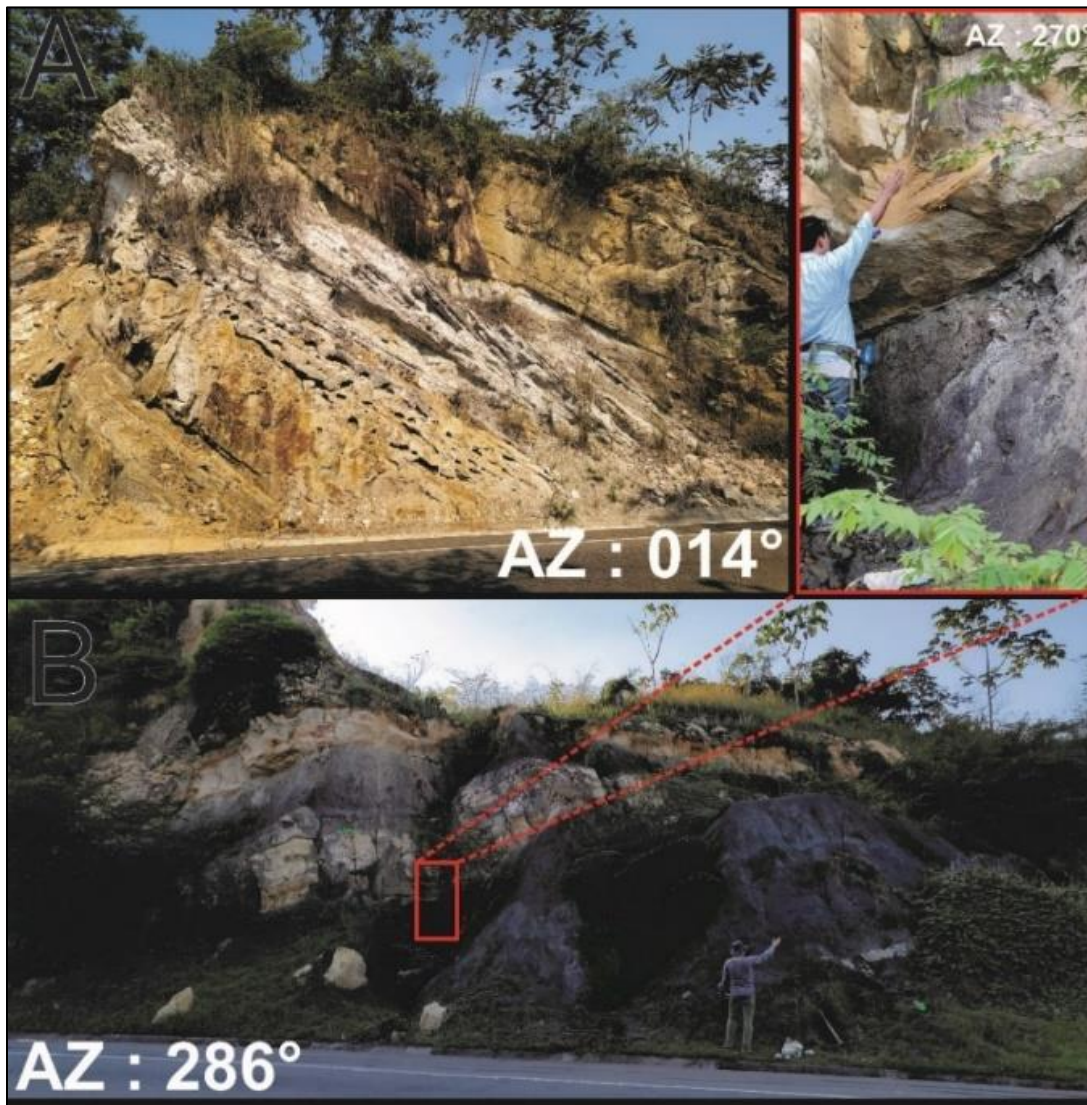
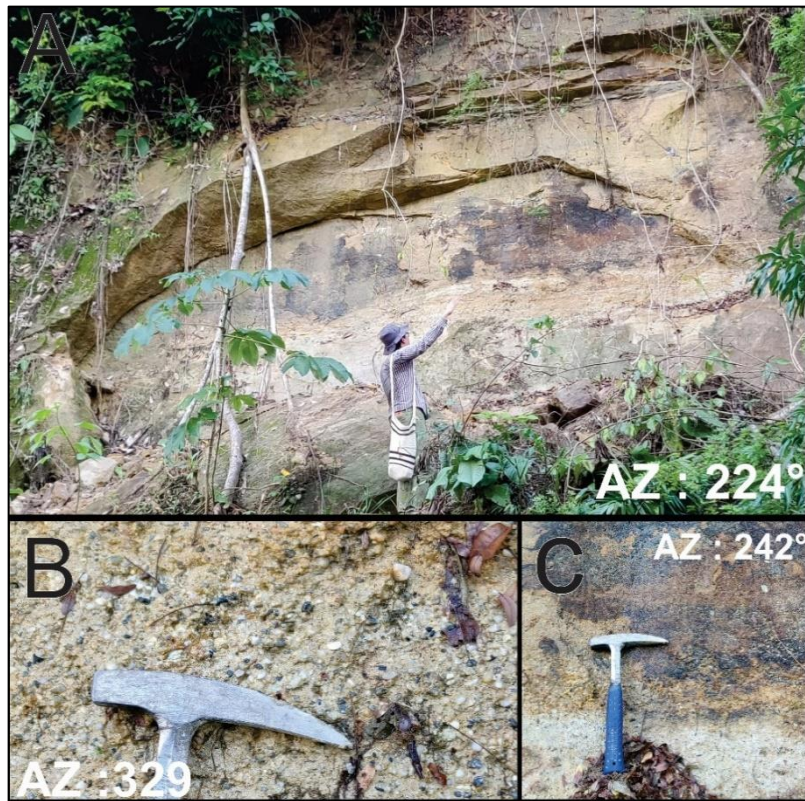


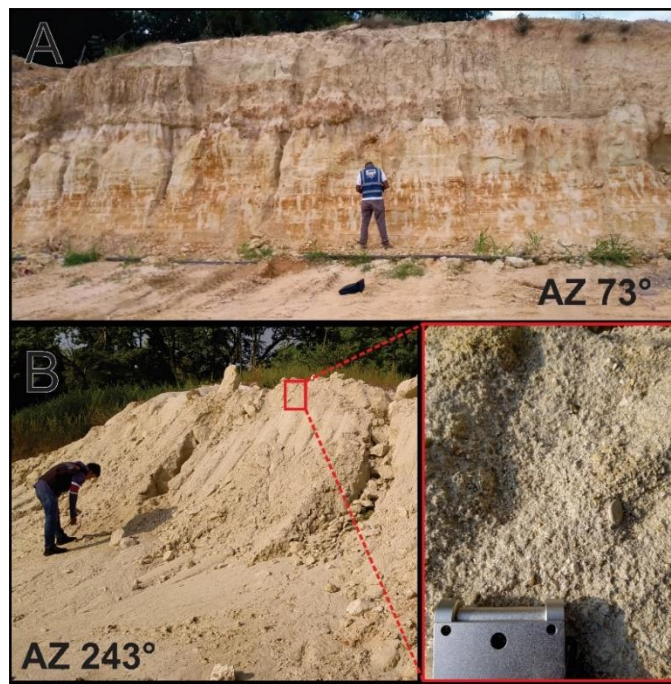
Foto 2: Afloramiento al sur del puente que del campo veintitrés lleva a la Vereda Opón a través del Río la Colorada. Se aprecian las areniscas conglomeráticas impregnadas con aceite. La unidad continúa hasta la carretera en donde aparece Mugrosa.



Grupo Real: El Grupo Real es la unidad que más se extiende en la zona de estudio después de Mesa, aflora principalmente en el límite nororiente donde genera suelos arenosos poco consolidados y muy blanquecinos con vegetación escasa. Consiste en una secuencia de rocas sedimentarias integrada por lodolitas y areniscas de grano fino, en matriz amarillenta y rojiza en la zona urbana de Barrancabermeja lo que según Reyes y Flórez (2016) corresponden a los miembros Hiel y Enrejado Shale definidos por Hubach

(1957). Al oriente de Barrancabermeja el miembro del Grupo Real que aflora corresponde a Lluvia con areniscas de grano grueso a muy grueso, poco cementadas de colores blanquecinos y amarillentos en ocasiones con estratificación cruzada y poca continuidad lateral, con capas delgadas de shales grises manchados de rojo. En la zona más oriental de la zona por la carretera La Lizama- Barrancabermeja se pueden ver algunos paquetes de arena conglomerática muy blanca con tamaños de hasta gránulos y composición sedimentaria (Foto 3).

Foto 3: A: Vía La Lizama-El Porvenir (desvió), en dirección E a W frente al paradero Maitama. Paquetes de arenisca de grano grueso a muy grueso del Miembro Lluvia. B: Vía La Lizama el Provenir, areniscas de grano muy grueso a conglomerático del miembro Lluvia.



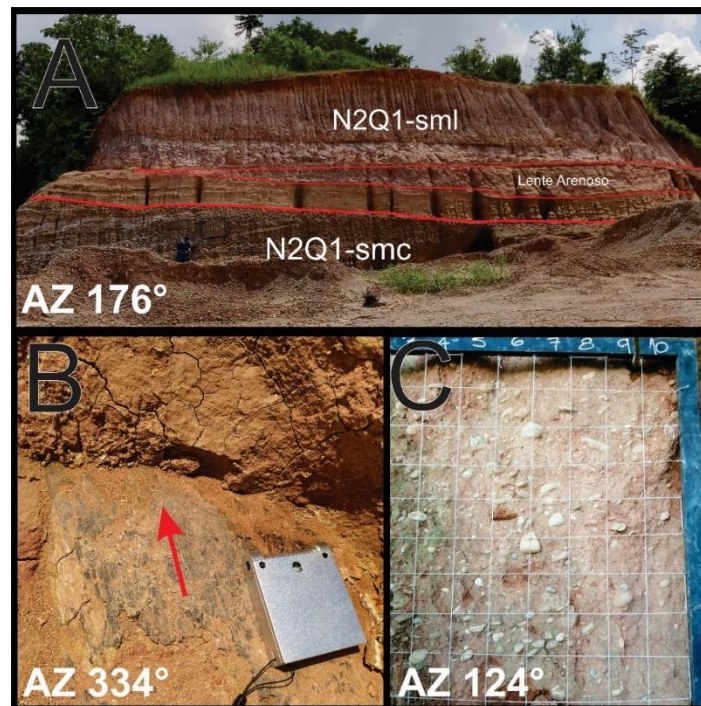
Fm. Mesa: Si bien los estudios cartográficos anteriores señalan la presencia de la Formación Mesa solo en el margen izquierdo del Río Magdalena, Las campañas de campo en la zona de estudio muestran la presencia de esta unidad en ambos márgenes (Foto 4). A lo largo de la zona de estudio es posible apreciar ambos miembros de Mesa,

en algunos afloramientos es posible incluso ver su contacto neto, plano paralelo agradacional. Reyes y Flórez (2016) documentan la altura del contacto a 87 msnm en el intercambiador Yuma, 90 msnm en el barrio las Americas (Barrancabermeja).

Foto 4: A: Afloramiento al norte de Barrancabermeja, se aprecian ambos miembros de la Formación Mesa y un lente arenoso en la base del Miembro Lodoso.

B: Imagen tomada en el norte de la zona urbana de Barrancabermeja, se aprecia un plano estriado en el Miembro Lodoso de Mesa con cinemática inversa.

C: Afloramiento ubicado en el escarpe del Río Magdalena a la altura de Puerto Berrío, se aprecia el Miembro Conglomerático de Mesa en un paquete potente de conglomerados tamaño guijo y guijarros con composiciones principalmente de origen ígneo o sedimentario.



Miembro Inferior Conglomerático (N2Q1-smc): El miembro conglomerático aparece expuesto principalmente en la parte Noreste de la zona, en a la zona urbana de Barrancabermeja y entre los ríos Opón y la Colorada. En las demás ubicaciones este miembro está casi siempre suprayacido por el miembro lodoso. Esta unidad consta principalmente de conglomerados de guijos y guijarros, con menor presencia de

gránulos, en algunos sectores puede variar a areniscas conglomeráticas, en una matriz de color pardo cuando se encuentra fresca y de color rojizo o rosado-blanquesina cuando está meteorizada. Presenta lentes areno-lodosos rojizos cuarzo-feldespáticos hacia el techo con espesor de hasta 2m. Los cambios faciales parecen ser locales y poco extendidos, se detectaron cambios de conglomerados de gránulos, guijos y guijarros hacia conglomerados de gránulos y areniscas conglomerática en la Vereda Peñas Blancas, municipio de Yondó.

El criterio usado para su identificación son los suelos arenosos que forman taludes con pendientes fuertes, producto de una mejor granulometría y consistencia respecto al miembro lodoso de Mesa o los depósitos cuaternarios. Es por esto por lo que esta unidad resalta en zonas con erosión diferencial, ya sea por levantamiento debido a tectonismo o por el cauce de los diferentes afluentes, las riberas u orillales de los Ríos Magdalena, Opón y Colorada son puntos críticos donde el miembro conglomerático aflora con predominancia.

Miembro Superior Lodoso (N2Q1-sm1): El miembro superior de la Formación Mesa aflora a ambos márgenes del Río Magdalena a lo largo de la zona de estudio, desde el límite oriental de la zona urbana de Barrancabermeja hasta el Río Cimitarra. Consta de una secuencia de rocas detríticas lodosas (limolitas y arcillosas) potentes, consolidadas y meteorizadas; son muy abigarradas con colores principalmente rojizos, rosados, anaranjados y hasta blanquecinos. Hacia la base se han observado areniscas de grano medio a grueso y en ocasiones algunos lentes conglomeráticos de tamaño granulo con imbricación embebidos en dichas areniscas. El comportamiento de la unidad es por ende granocreciente con pocas variaciones hacia el tope. En los niveles más abigarrados, de color rojizo y de espesor variable desde 20cm hasta 1m es donde se aprecian mejor las diaclasas y en algunas ocasiones estrías fruto de la tectónica activa que sufre la unidad.

Este miembro posee cambios locales en las capas de arcillolita gris clara que en afloramientos cercanos al municipio de Puerto Berrío parecen engrosarse desde unos 20 cm en la zona urbana de Barrancabermeja hasta 90cm en el filo de la Vereda Aguas

Blancas y 45 cm en la ribera del Río Magdalena en su paso por Puerto Berrío. En algunas localidades como la cantera de Pedro Pablo Cruz en el oriente de Barrancabermeja, estos niveles arcillosos son ampliamente explotados en todas las ladrilleras del municipio son conocidas como "arcillas carmelitas", y corresponden estratigráficamente a la parte media y tope del Miembro Superior (Reyes y Flórez, 2016).

Depósitos del Cuaternario: Ordenados por edad es posible clasificar los depósitos del Cuaternario en la zona de la siguiente forma:

Depósitos Lacustrinos (Qla): Consta de materiales finos (arenas de grano fino y muy fino, limos y arcillas), de colores oscuros e inconsolidados, acompañados de material vegetal (turberas), y asociados a los sistemas lacustres (ciénagas, algunas y lagos que amortiguan las crecientes sobre los márgenes del Río Magdalena. Según Reyes y Flórez (2016) estos depósitos se extienden por más de 580 hectáreas solo en la zona urbana de Barrancabermeja.

Terrazas Aluviales (Qta): Consta de gravas, arenas y limos, de colores pardo-amarillentos y anaranjados. Están ubicados topográficamente por encima de los depósitos lagunares (Qla), y han sido progresiva y continuamente, rellenados por los sedimentos granulares a finos provenientes de la degradación de las laderas y taludes conformados por la Formación Mesa (Reyes y Flórez, 2016).

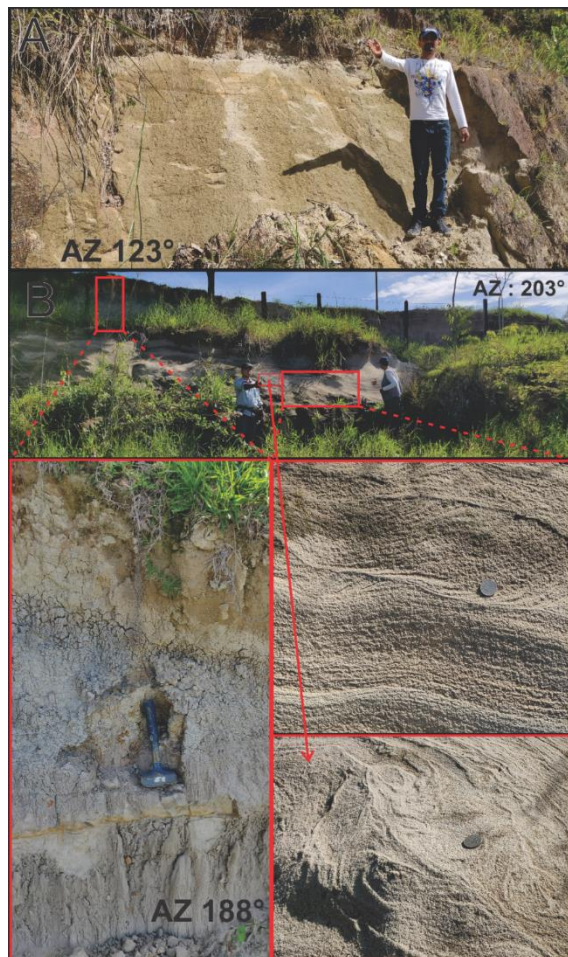
Esta unidad genera relieves semi-aplanado, con geometría de franjas elongadas, subparalelas a los cursos aluviales, de hasta 300 m de ancho, poseen marcados orillales, de 1.5 m de profundidad, que delimitan a los delegados aluviones recientes (Qar).

Depósitos Aluviales Recientes (Qar): Se trata de materiales fino-granulares (arenas y lodos), grises a pardos claros, acarreados por los principales ríos de la zona (Magdalena, Opón, La Colorada, Q. Vizcaína, etc.) y supeditados al cauce fluvial. Los eventos de alta energía se aprecian en la forma de sedimentos con tamaño grava, desde gránulos hasta

guijarros, redondeados, con las mismas composiciones de los materiales gruesos antes vistos en la Formación Mesa, embebidos en lodos y arenas. Sus sedimentos forman islas y barras centrales y laterales activas, así como llanuras de inundación o terrazas aluviales muy bajas distribuidas en los laterales del cauce mayor.

Foto 5: A: Terrazas antiguas del Río Magdalena en la Vereda Peñas Blancas, municipio de Yondó.

B: Depósitos Aluviales recientes del Río Magdalena en la Vereda Peñas Blancas, Municipio de Yondó (200m al sur de cauce del río)



5.3 GEOMORFOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Tabla 2: Cubrimiento de unidades geomorfológicas en la zona de estudio.

Tipo de Geoforma	Geoforma	Símbolo	Área (Km2)	% Unidad	% Ambiente
Antrópica	Poblado	Ap	23.5	0.3	0.32
Denudacional	Cono o lóbulo coluvial y de soliflucción	Dco	2.4	0.1	50.3
	Colina residual	Dcr	16.8	0.2	
	Loma denudada	Dld	193.3	2.6	
	Lomeríos disectados	Dldi	27.1	0.4	
	Loma residual	Dlor	58.9	0.8	
	Montículo y ondulaciones denudacionales	Dmo	2018.8	27.5	
	Planicie colinada denudada	Dpcd	1271.1	17.3	
	Superficie de erosión o aplanamiento	Dsa	58.6	0.8	
Denudacional / Estructural	Lomos Residuales	Dlres	189.2	2.6	2.6
Estructural	Barra Homoclinal	Sbh	52.8	0.7	9.1
	Cerros Estructurales	Scce	298.3	4.1	
	Espinazo estructural denudado	Se	32.7	0.4	
	Lomo de Falla	Slf	91.0	1.2	
	Lomo de Falla con facetas triangulares	Slft	49.2	0.7	
	Ladera estructural de sierra anticlinal	Ssale	10.5	0.1	
	Sierra anticlinal	Ssan	12.9	0.2	
	Sierras de barras estructurales	Ssbe	46.9	0.6	
	Ladera estructural de sierra sinclinal	Sssle	70.1	1.0	
	Barra longitudinal	Fbl	49.2	0.7	

La zona de estudio se localiza en la geomorfoestructura denominada Sistema Orogénico Andino, provincia Cordillera Oriental (al este), Cordillera central (al oeste) y Valle Interandino del Magdalena (al centro). Se identificaron 4 tipos de unidades morfogénicas (Tabla 2), que son: Denudacional, Estructural, Antrópico y, Fluvial y Lagunar. Las geoformas denudacionales que deben su génesis a un marcado control estructural (lomos residuales) han sido tratadas como un tipo especial para resaltar su importancia.

Este trabajo presenta el resultado de la observación de características del relieve que permitieron la definición de las unidades geomorfológicas propuestas en el mapa geomorfológico de la zona a partir de la estandarización de unidades geomorfológicas para escala 1:25.000 (Carvajal, 2011). Las unidades se identificaron con imágenes satelitales. Sin embargo, algunas unidades en su totalidad no fue posible observarlas en campo debido al no acceso de vías disponibles por el terreno abrupto, pero se determinaron por medio de fotointerpretación de diferentes insumos y resoluciones de escala regional a semi-detallada (DEM de alta resolución). Las unidades representativas según su extensión areal en la zona de estudio, son: los planos y llanuras de inundación (Fpi); siendo las unidades más inestables en movimientos en masa, los montículos y ondulaciones denudacionales (Dmo); Los cerros estructurales (Sc); y los lomos residuales (Dlres) presentes e influenciados por los sistemas de Falla de La Salina, Landázuri, Cimitarra, Cascajales, La Colorada y La Mugrosa.

Las geoformas presentes en la zona de estudio son producto de procesos endógenos y exógenos caracterizados en tres ambientes morfogénicos: morfoestructural, denudativo y fluvial. Todos ellos identificados por ser de relieve principalmente bajo en el sector centro y alto hacia los sectores laterales del VMM. El ambiente Denudacional representan el 50.3% del total del área de la zona, debido que está dominada por cerros y cordilleras con fuertes procesos de erosión y meteorización activos. Del mismo modo, el ambiente morfoestructural sumado al morfoestructural denudado representan el 11.7% de unidades identificadas en el área de estudio, predominantemente los laterales del VMM, debido a las importantes fallas y pliegues presentes. Finalmente, por tratarse de

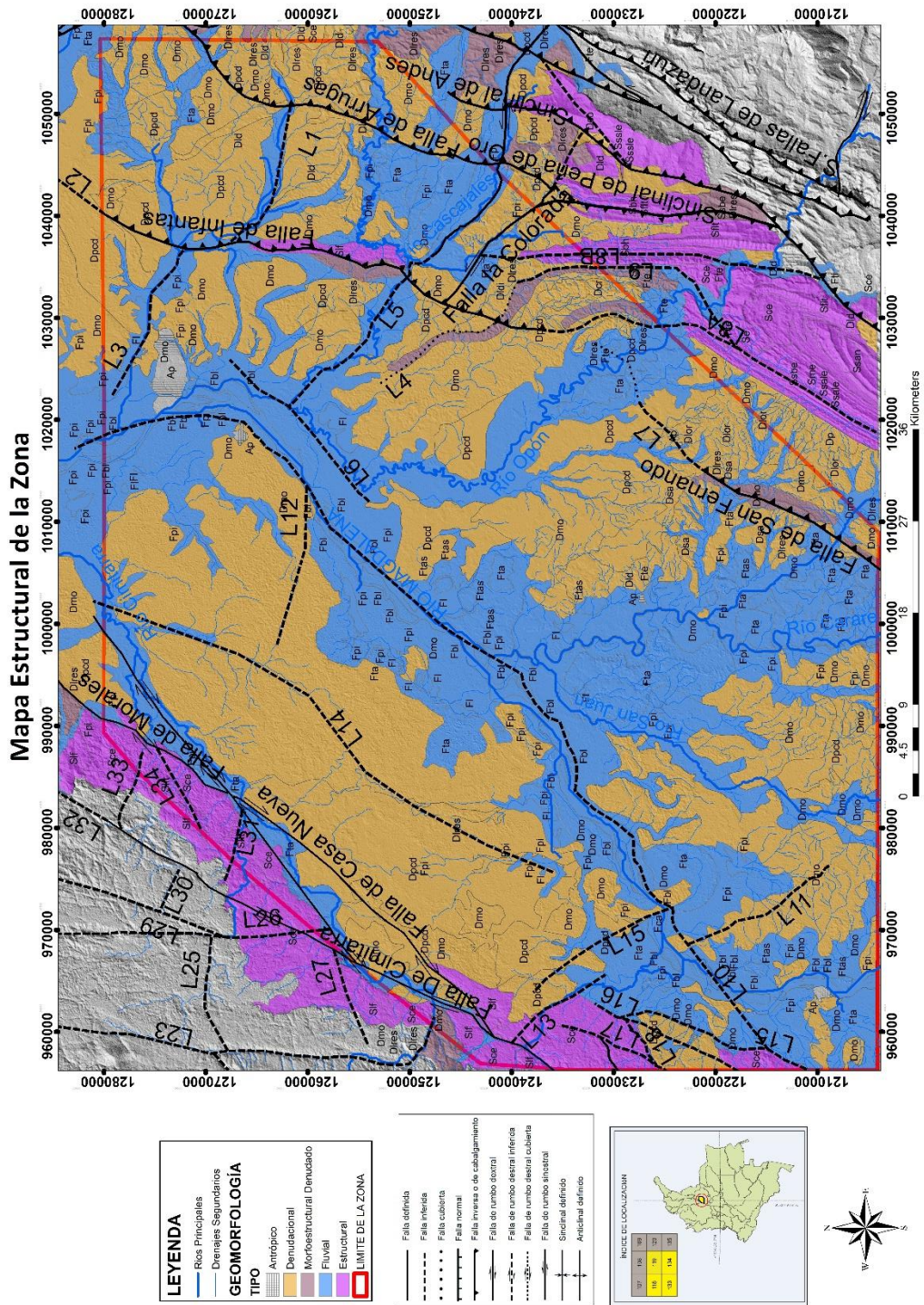
un terreno con topografías planas y onduladas, presentan una densa red de drenajes de influencia fluvial que corresponden al 37.7% de área con estas unidades identificadas.

En general el área de estudio presenta topografía de relieve bajo a alto en la zonas laterales de la plancha, con drenajes paralelos a dendríticos de textura mediana, en general se encuentran formas de erosión de intensidad débil a moderada y procesos de meteorización muy intensos y activos que se encuentran modelando las formas del terreno en la actualidad, junto con una tectónica activa indicada por geoformas morfoestructurales en depósitos del Neogeno-Cuaternario como ocurre en el filo de la vereda Aguas Blancas, municipio de Simacota.

Se generó un mapa de unidades geomorfológicas para contribuir con zonificación de amenazas por movimientos en masa (Figura 18). Los movimientos no se cartografiaron ya que no están dentro del alcance planteado para el presente estudio, pero se observó una cantidad considerable de estos, principalmente de reptación por el dominante uso de ganadería, asimismo algunos deslizamientos traslacionales, rotacionales y flujos.

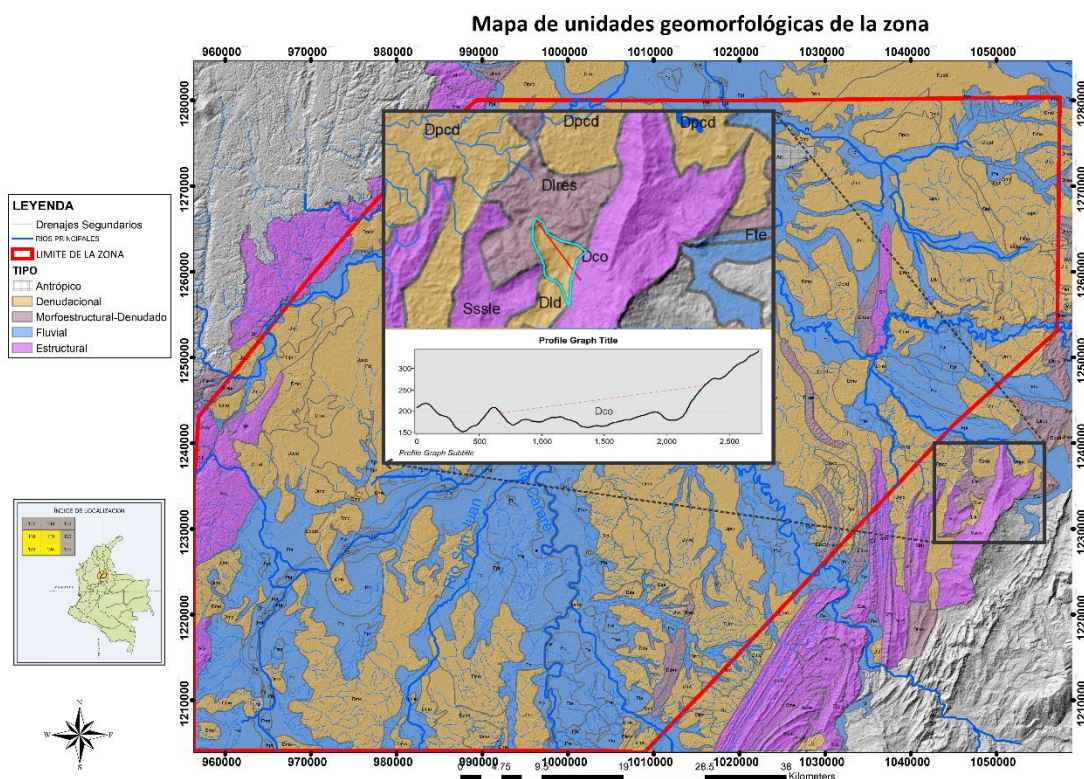
5.3.1 Geoformas De Origen Denudacional. La zona de estudio es un área afectada por fuertes procesos denudacionales; generalmente son áreas planas, ligeramente onduladas, montículos y lomas de diferentes características, que a continuación se describen:

Figura 18: Mapa de unidades Geomorfológicas de la zona de estudio. Fuente: Autor



Cono o lóbulo coluvial y de solifluxión (Dco). Esta geoforma se caracteriza por tener una forma de lóbulo alomado, bajo el cual es traspuesto por procesos hidrogravitacionales, sobre una ladera, están constituidos por fragmentos heterométricos de rocas preexistentes, embebidos en una matriz generalmente arcillosa a arena limo arcilloso. Se observa hacia la parte suroeste de la zona en el Municipio del Carmen de Chucurí, sobre la Formación Colorado. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0,1% (Figura 19).

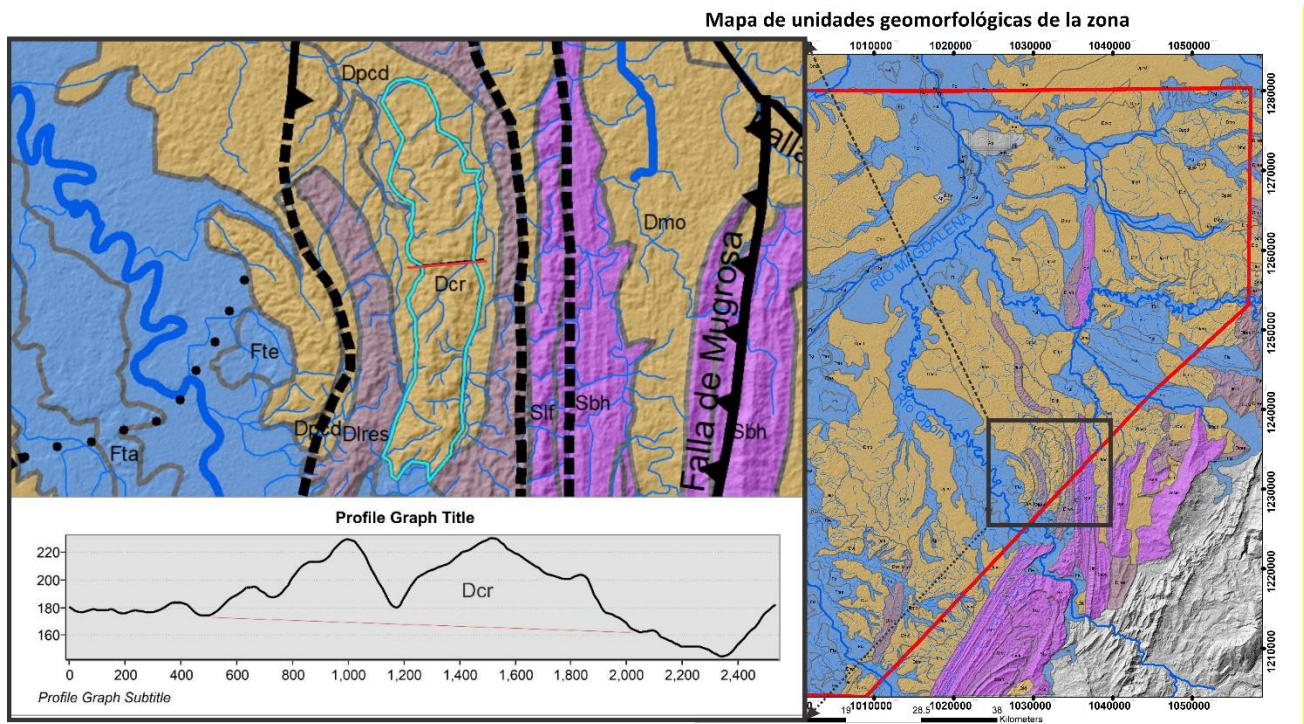
Figura 19: Cono o lóbulo coluvial y de solifluxión (Dco). Perfil topográfico elaborado a partir del DEM.



Colina residual (Dcr). Unidad de elevación del terreno entre 100 y 130 metros sobre su nivel de base local, con cimas redondeadas y amplias, de laderas cortas a moderadamente largas de forma convexa a recta y pendiente inclinada a abrupta, con

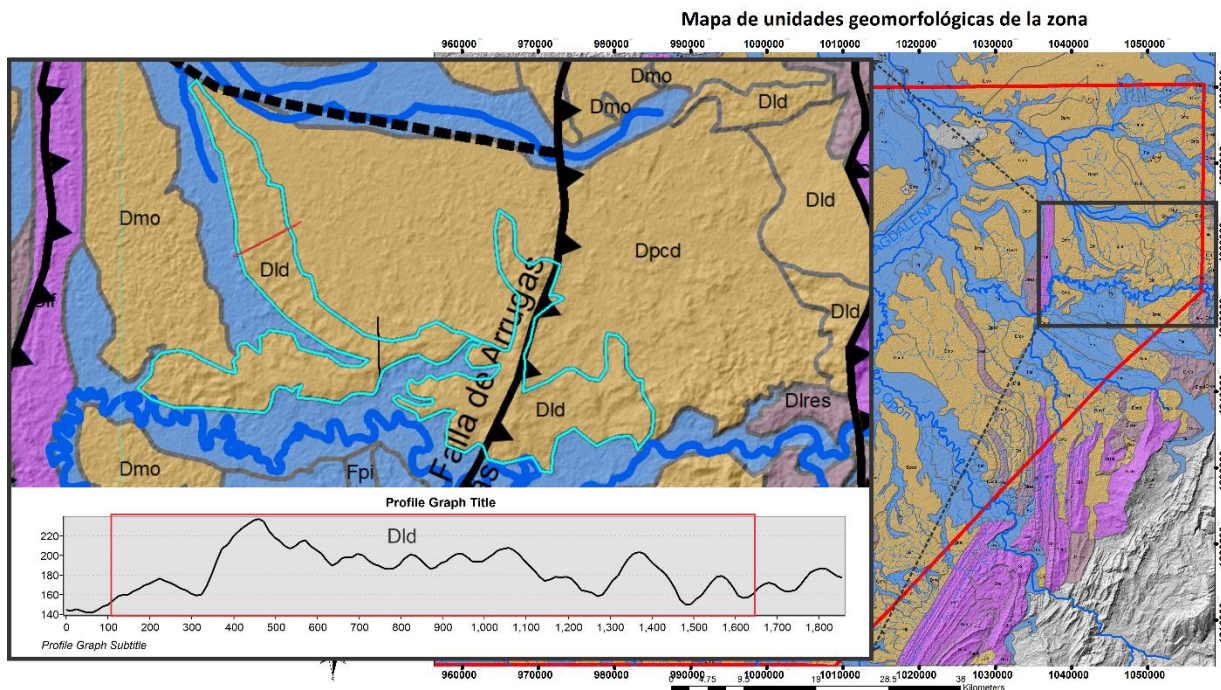
índice de relieve bajo a moderado. Estas geformas son originadas por procesos tectónicos o por periodos de denudación cuya configuración se halla estrechamente ligada a los factores litológicos locales. Se dan en zonas estructurales tabulares o suavemente inclinadas y afectadas por procesos denudacionales y de meteorización posteriores. Se asocian a materiales de constitución homogénea y a suelos residuales de espesor superior a 3 metros. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0,2% (Figura 20).

Figura 20: Colina residual (Dcr). Perfil topográfico elaborado a partir del DEM.



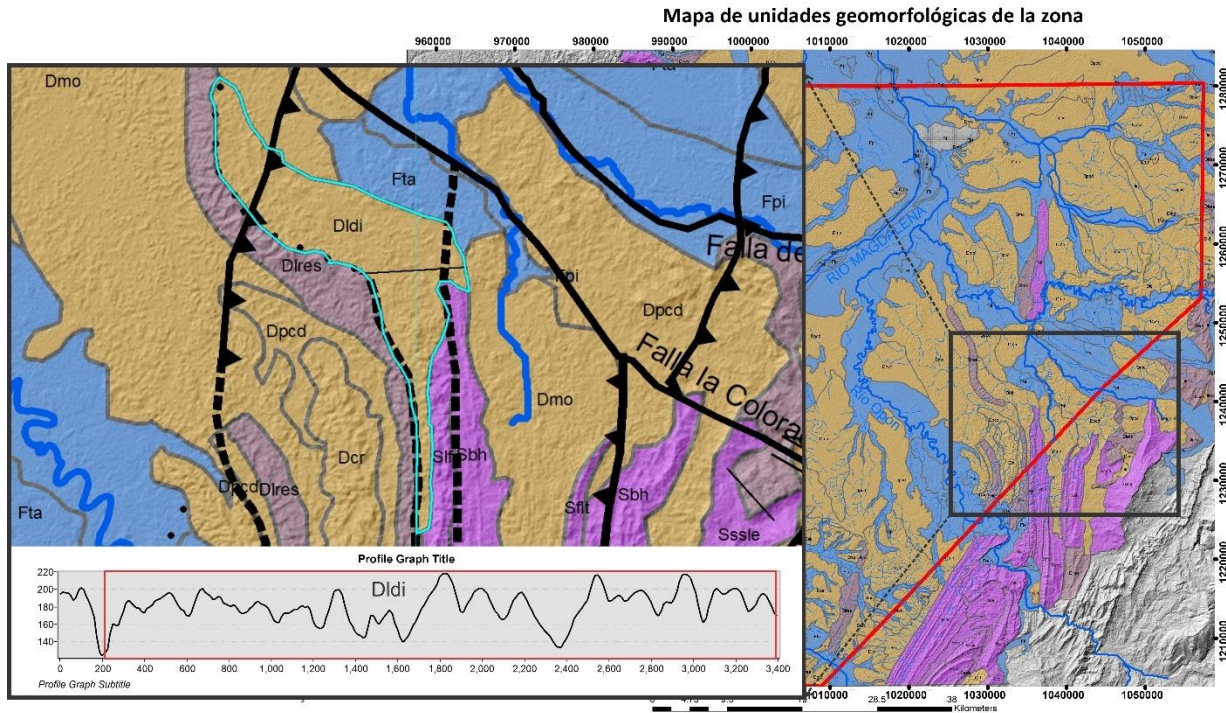
Loma denudada (Dld). Prominencia topográfica con altura de hasta 40 metros sobre su nivel base local, de morfología alomada, con relieve relativo bajo, laderas cortas, de forma convexa y pendiente muy inclinada. Su origen está asociado a procesos intensos de meteorización y erosión diferencial. Presenta pequeños movimientos en masa de tipo traslacional. Estas unidades se observan al norte de Yarima, acomodadas transversalmente entre la Falla La Salina y la Falla de Infantas.

Figura 21: Loma denudada (Dld). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Lomeríos Disectados (Dldl). Prominencias topográficas de morfología alomada o colinada, con cimas redondeadas y amplias, de laderas cortas a moderadamente largas de forma rectas, cóncavas y convexas, con pendientes muy inclinadas a muy abruptas, con índice de relieve bajo. Estas geofomas son originadas por procesos de denudación intensos y cuyas laderas se caracterizan por la moderada disección, generando valles en U con fondo redondeado a plano. Se presentan movimientos en masa tipo deslizamiento rotacional con superficie de falla poco profundos. Unidad localizada a unos 12km al SW de Yarima. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0.4% (Figura 22).

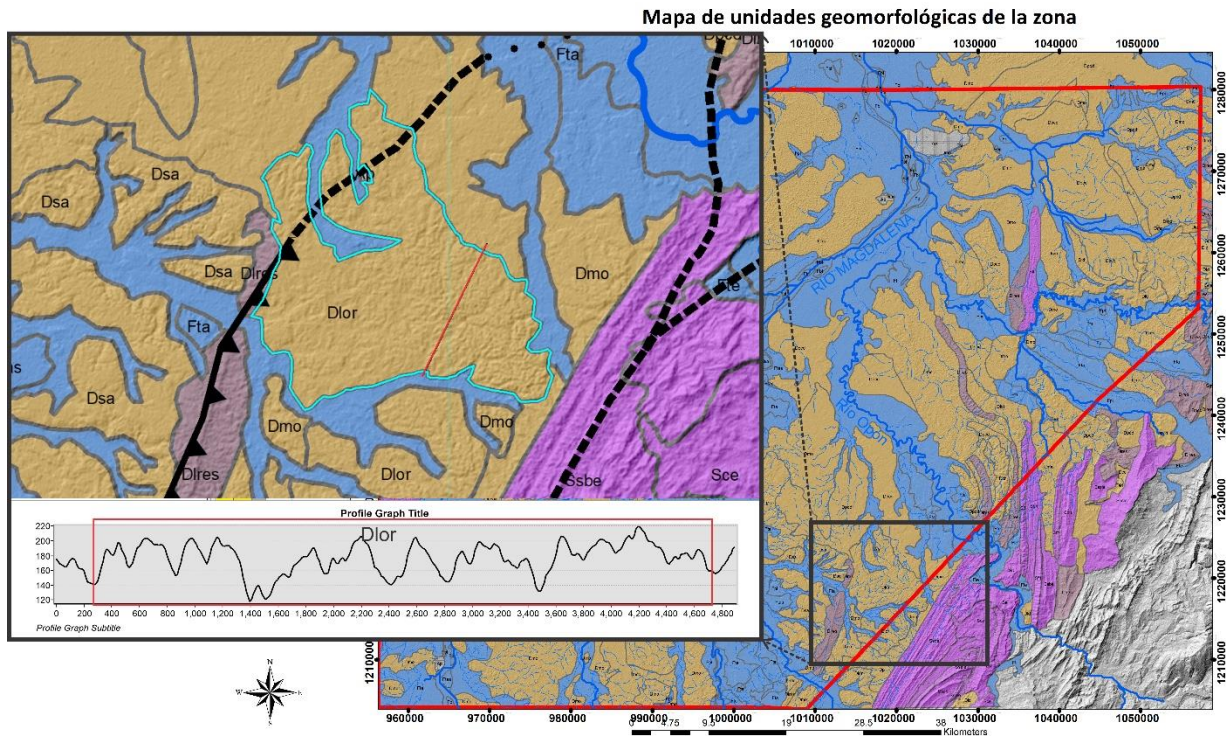
Figura 22: Lomeríos disectados (Dldi). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Loma residual (Dlor). Esta geoforma se presenta como prominencias topográficas con una altura inferior a los 200 m, con índice de relieve muy bajo, de laderas de formas convexas y rectilíneas, muy cortas, las pendientes varían entre inclinadas a muy inclinadas, de forma alomada, se observan suaves ondulaciones, vallecitos amplios abiertos, con una densidad de drenaje media de patrón divergente.

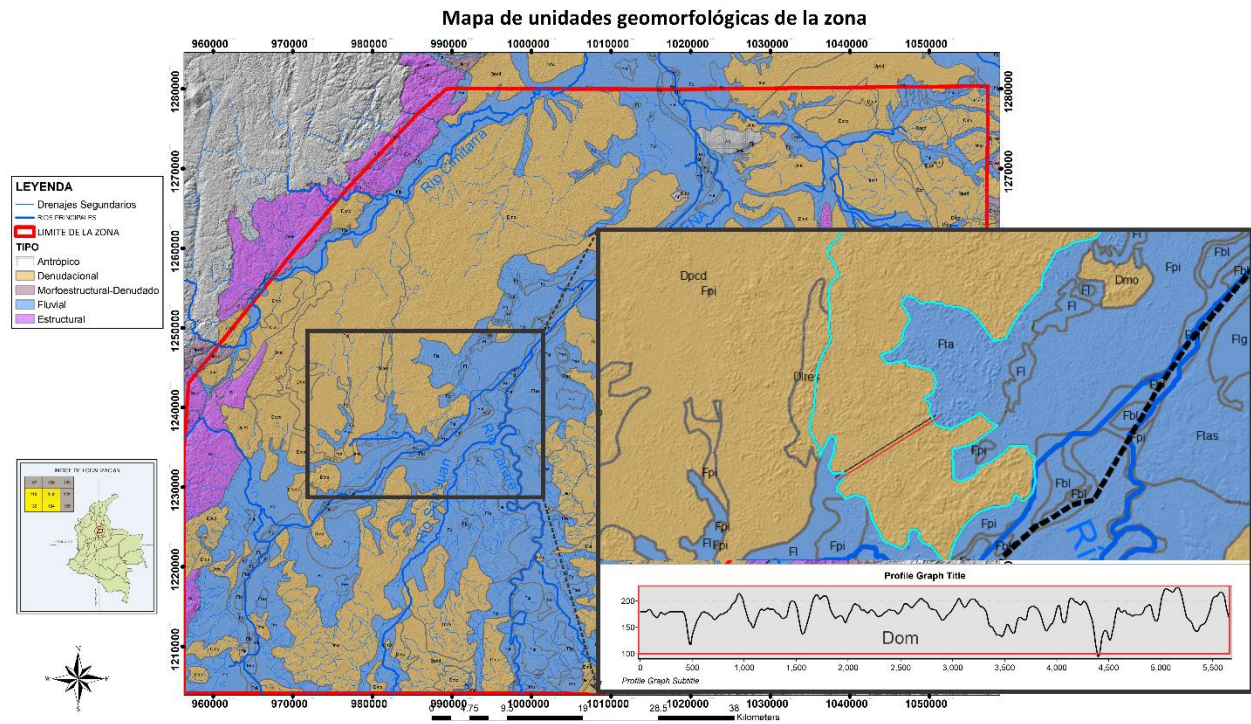
La unidad se localiza en sectores hacia el sur de la plancha entre las veredas el Rodeo y La Verde, cerca de la fluencia de los ríos Guayabito y Oponcito, la geoforma se constituye de areniscas de la Formación Mesa hacia el costado oeste del anticlinal de Opón y rocas cretáceas de la Formación Umir hacia el norte del Sinclinal de Armas. En el sector occidental la unidad presenta cierta influencia del sinclinal de San Fernando, el cual se encuentra controlado por la Falla San Fernando. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0.8% (Figura 23).

Figura 23: Loma Residual (Dlor). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



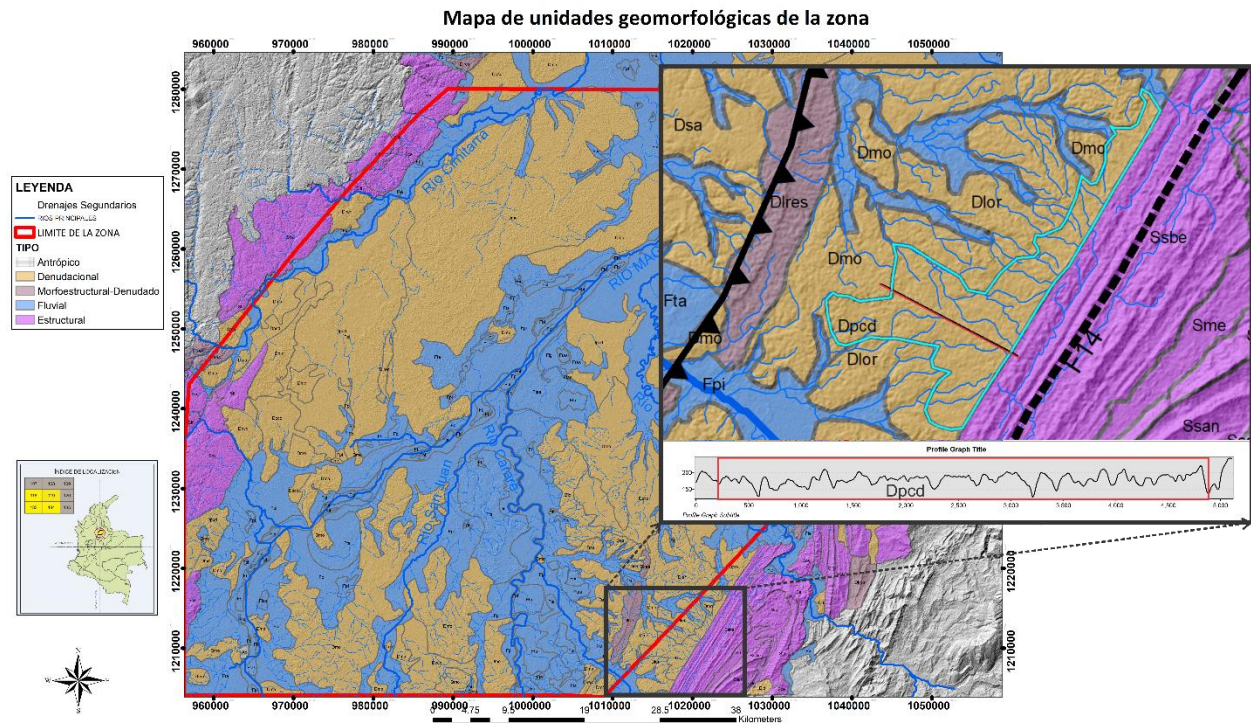
Montículo y Ondulaciones Denudacionales (Dmo). Los montículos y ondulaciones denudativas están conformados por un conjunto de prominencias topográficas con altura menor a 150 metros en su nivel base local, presentan morfologías colinadas, limitadas por laderas convexas y rectas de pendiente suavemente inclinada a inclinada. Su drenaje es divergente y su origen es debido a proceso de meteorización y erosión. Esta unidad se observa hacia el occidente de la plancha sobre la Formación Mesa, Grupo Real y Cuaternario Aluvial siendo especialmente característica del miembro conglomerático de Mesa y por lo tanto muy predominante a ambos márgenes del río Magdalena con una extensión del 27.5% de la zona de estudio (Figura 24).

Figura 24: Montículo y Ondulaciones Denudacionales (Dmo). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



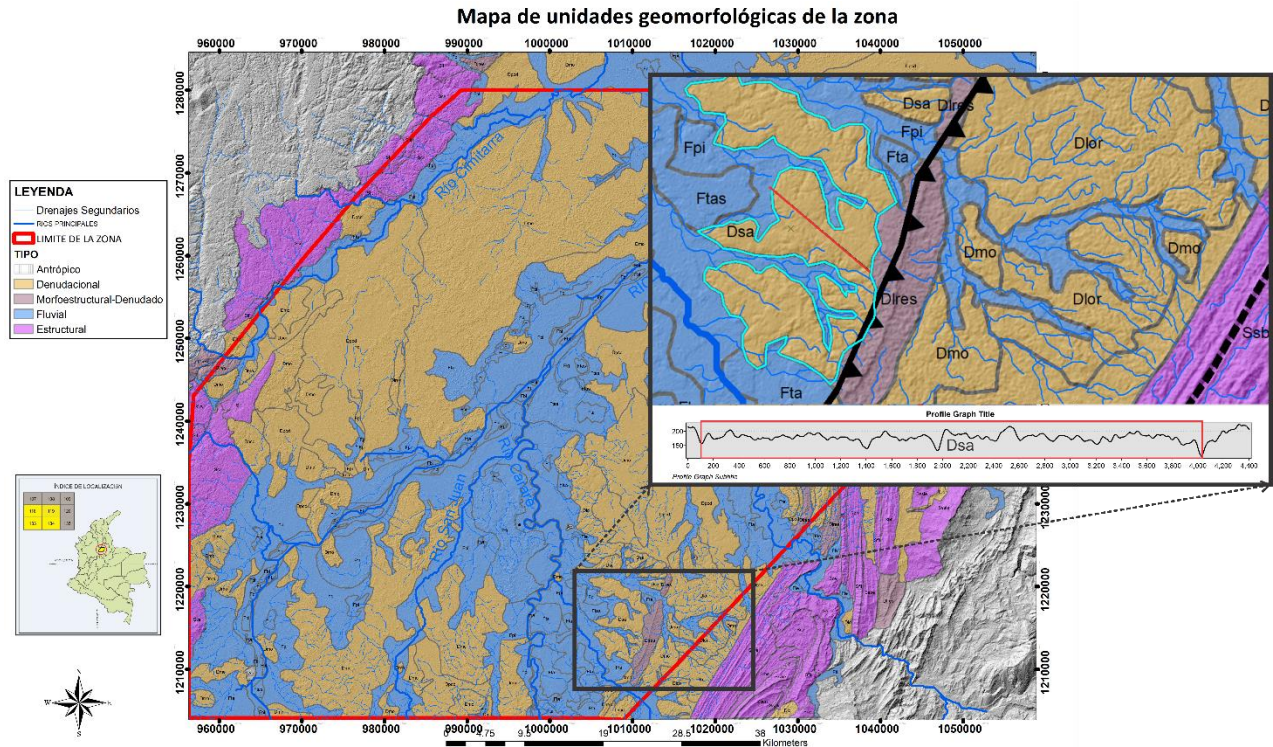
Planicie colinada denudada (Dpcd). Superficie erosiva suavemente ondulada de paisaje colinado, desarrolla pendientes muy inclinadas a abruptas, con laderas cortas rectas a cóncavas, donde predomina el patrón de drenaje dendrítico. Son producto de la erosión intensa que afectó diferencialmente los macizos rocosos intensamente fracturados y meteorizados. Suele moldear el miembro lodoso de la Formación Mesa por lo cual es una unidad presente a lo largo de ambos márgenes del Río Magdalena. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 17.3% (Figura 25).

Figura 25: Planicie colinada denudada (Dpcd). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



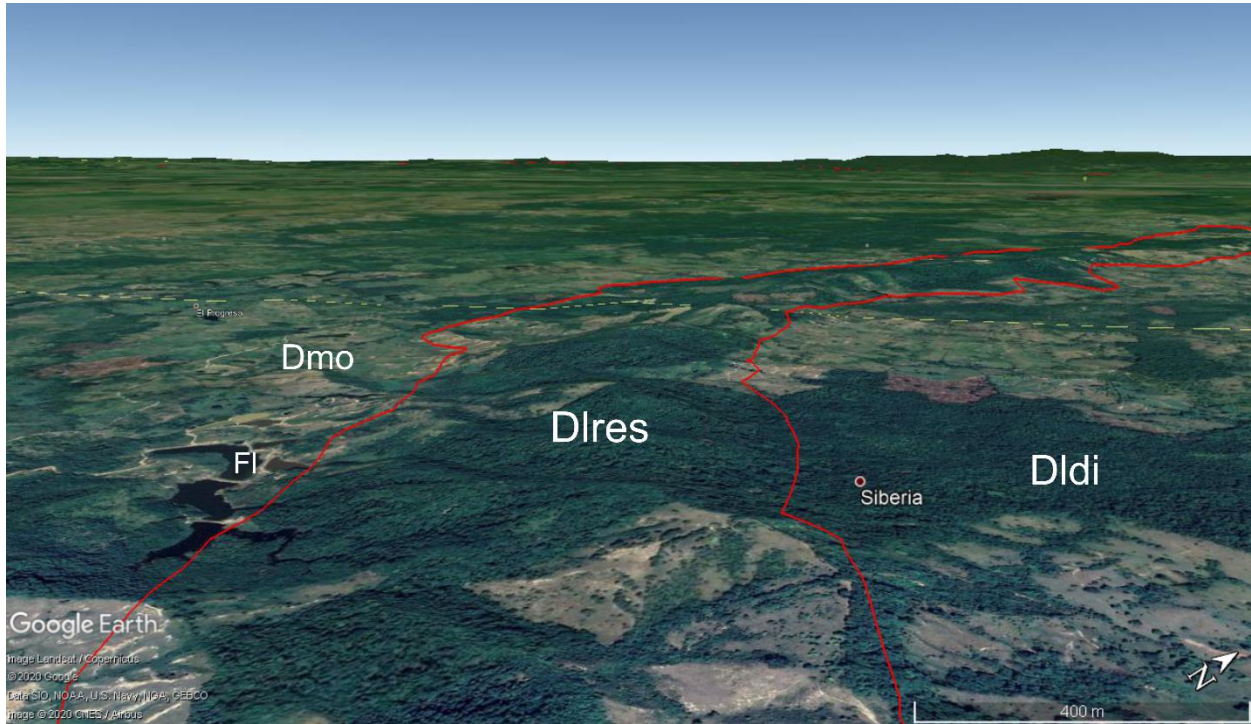
Superficie de erosión o aplanamiento (Dsa). Área extensa y plana, basculada como resultado del trabajo prolongado e intenso de los procesos denudacionales y degradacionales. Esta unidad se observa en la parte SE de la zona sobre la Formación Mesa en el Municipio de Puerto Parra, sobre el eje de un Sinclinal al NW de la Falla San Fernando (Figura 26).

Figura 26: Superficie de erosión o aplanamiento. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Lomos Residuales (Dires). La unidad se presenta como elevaciones del terreno de morfología alomada y alargada, con índice de relieve bajo, de laderas cortas de forma convexas, Las pendientes varían entre muy inclinadas a muy abruptas, se desarrolla sobre materiales con un grado de erosión medio dominado por surcos y patas de vaca, densidad y frecuencia de drenaje moderado con un patrón subdendrítico. Aparecen de forma subparalela a fallas de cabalgamiento afectando las formaciones Mesa, La Colorada y Mugrosa en el margen oriental del Río Magdalena. Debido que parecen responder a un control estructural reciente sobre rocas poco resistentes a la erosión, esta unidad ha sido resaltada en el mapa de unidades geomorfológicas de la zona como unidad morfoestructural-denudada (Ds) (Figura 27).

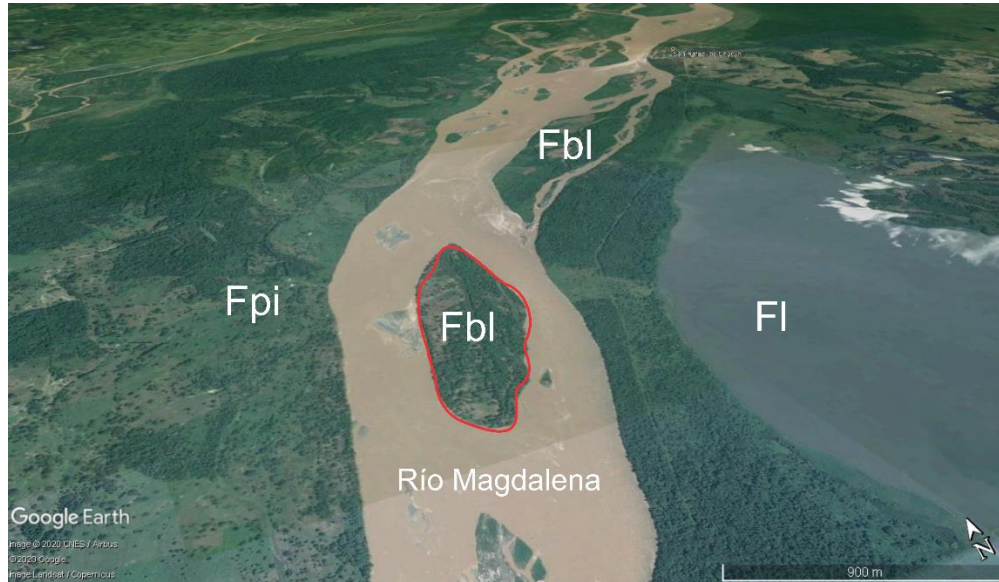
Figura 27: Lomo Residual en la vereda Aguas Blancas, Municipio de Simacota. Moldeando la Fm. Mesa. Tomado de Google Earth.



5.3.2 Geoformas De Origen Fluvial. Las geoformas a continuación descritas son modeladas debido a la dinámica fluvial; se detallan fluviales y lagunares, generalmente se encuentra que son producto de los procesos de erosión de las corrientes de los ríos en clima activo e inactivo. En la zona de estudio se encontraron geoformas en las áreas de influencia de cauces activos y al interior de estos, con unidades que se describen a continuación:

Barra longitudinal (Fbl). Cuerpo elongado de forma romboidal en planta y convexa en superficie de morfología suavemente ondulada, dispuesta paralela en el centro de los cauces fluviales mayores y con la punta más aguda en la dirección de la corriente. Se forman como producto de la acumulación de sedimentos durante grandes inundaciones y que luego al disminuir el caudal, quedan como remanentes que dividen la corriente. Esta unidad se observa principalmente a lo largo del Río Magdalena, Opón y Carare. El porcentaje de la unidad en el área de estudio es 0.7% (Figura 29)

Figura 28: Barra Longitudinal (Fbl). Tomado de Google Earth.



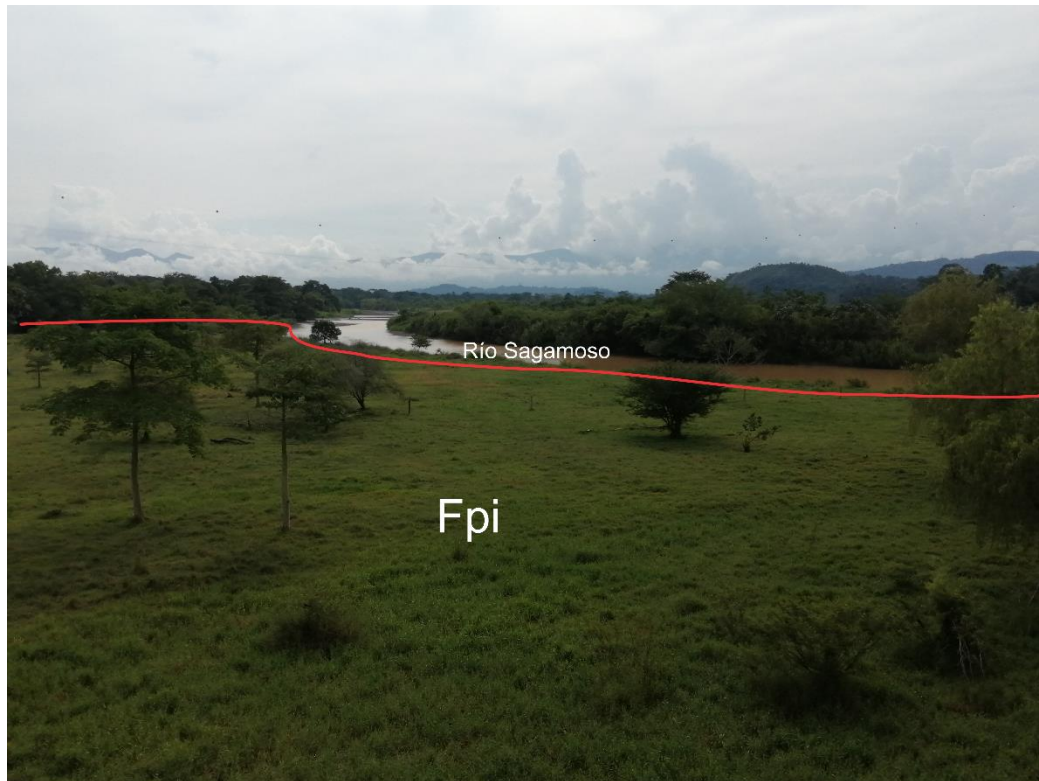
Cauce Aluvial (Fca). Esta geoforma se origina a partir de la excavación de corrientes perennes o estacionales dentro de sedimentos aluviales, lo que da lugar a la formación de una canal de forma irregular. La continuidad de esta geoforma con la distancia depende en gran medida de factores como la pendiente, resistencia del lecho, carga de sedimentos y caudal de la corriente. La forma del cauce está asociada con la topografía, pues en zonas semiplanas a planas, los cauces son de tipo meándrico, debido al cambio súbito en la dirección del flujo. Los cauces importantes a la escala de trabajo son los ríos: Carare, Opón, La Colorada, Magdalena, Sogamoso, Cimitarra y la Quebrada Vizcaína (Foto 6).

Foto 6: Fotografía del cauce aluvial de Río Opón. Vista hacia el NE bajo el Puente Opón.



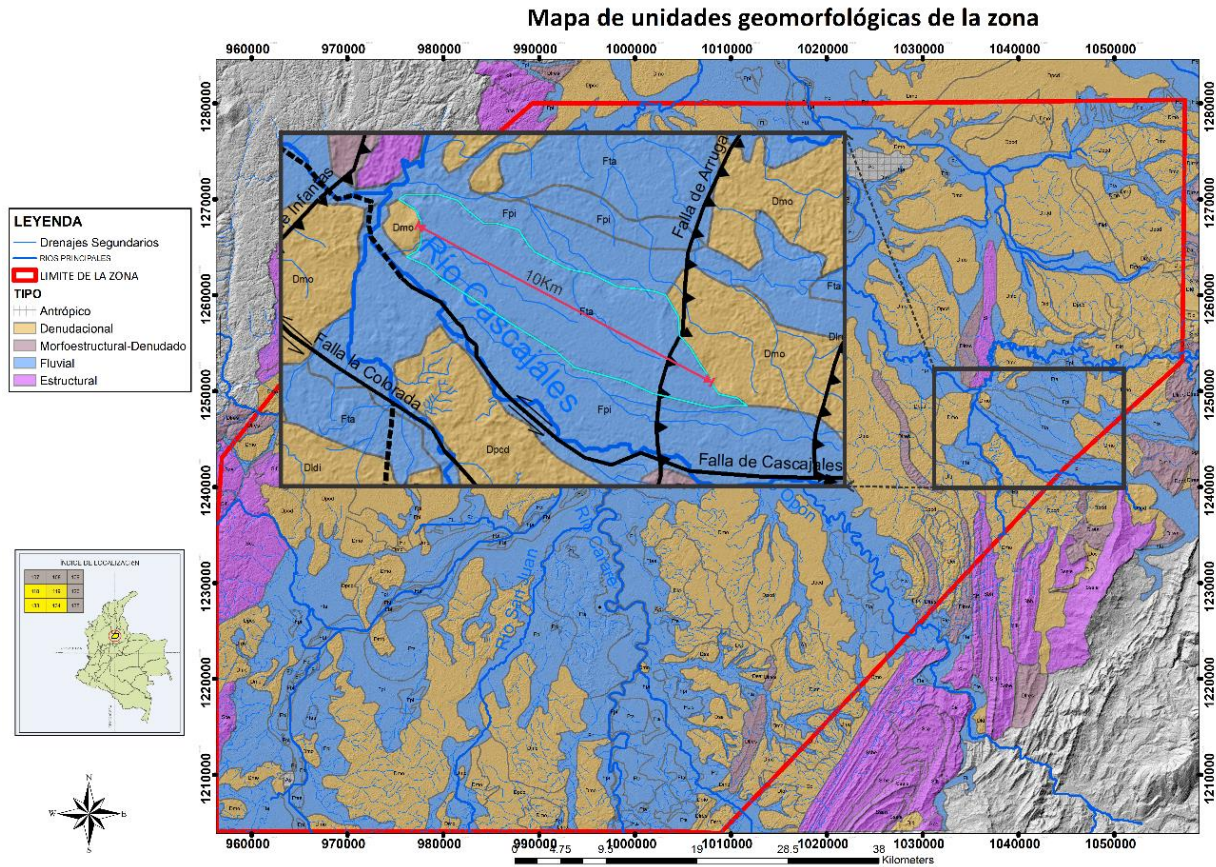
Planicie o llanura de inundación (Fpi). Esta unidad geomorfológica se caracteriza por ser una porción de terreno topográficamente plano, de morfología baja a ondulada, eventualmente inundable, limitado por escarpes de terraza. Se localiza en el borde de los cauces fluviales, pero también incluye los planos fluviales menores en forma de U o V y también los conos coluviales menores que se presentan en los flancos de valles intramontanos. En algunos casos se pueden presentar pequeñas colinas debido a procesos de erosión y acumulación de sedimentos en esta geoforma. El material que predomina en esta unidad son sedimentos finos debido a la sedimentación durante eventos de inundación fluvial. Es la unidad característica de los depósitos cuaternarios en las márgenes de los cauces aluviales antes mencionados. Ocupa un 28.8% de la zona de estudio (Foto 7).

Foto 7: Planicie de Inundación (Fpi). Vista al NW desde el puente Sogamoso.



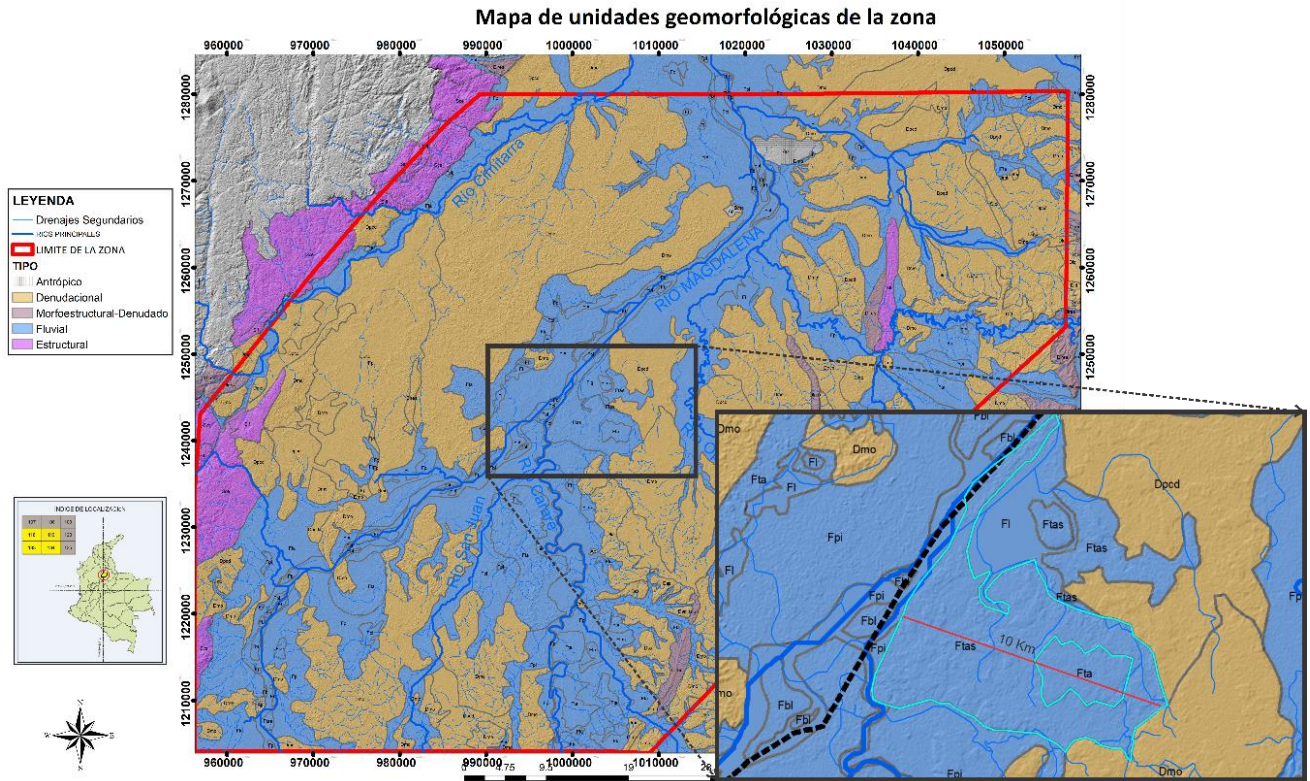
Terraza de acumulación (Fta). Se caracteriza por ser un plano de morfología plana a ligeramente ondulada, limitada por escarpes de altura variable, que se presenta a lo largo del cauce de un río. Esta geoforma se origina debido a procesos erosivos y acumulación aluvial en antiguas llanuras de inundación y su formación incluye fases de acumulación, incisión y erosión vertical. Modela depósitos cuaternarios antiguos ocupando un 5.4% de la zona. Estas terrazas en ocasiones parecen responder a la subsidencia de las planicies aluviales condicionando la acumulación de sedimentos (Figura 29).

Figura 29: Terrazas de acumulación moldeando depósitos cuaternarios cerca de la Falla Cascajales



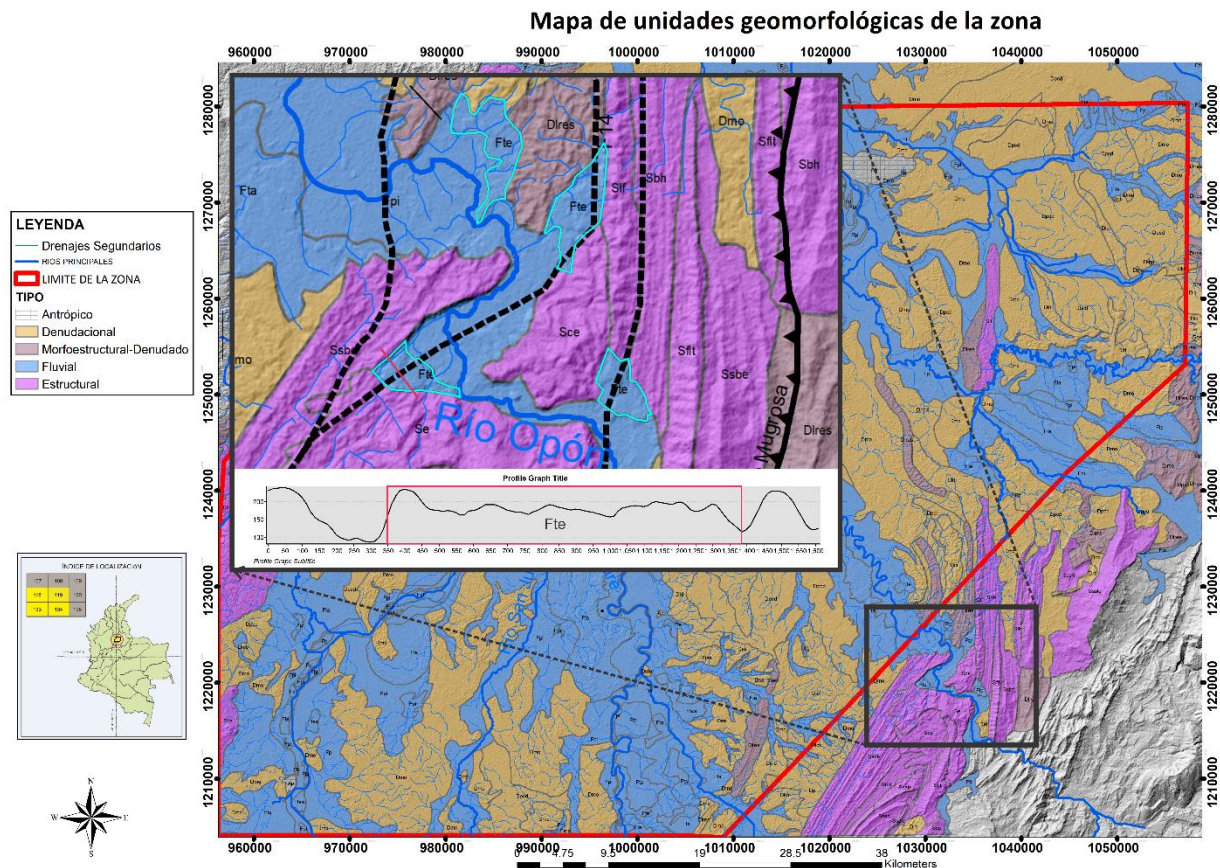
Terraza de acumulación subreciente (Ftas). Unidad geomorfológica identificada como franja plana y suavemente inclinadas, remanentes de terrazas de edad subreciente de morfología ondulada y disectada, limitada por escarpes de 5 a 20 m. Su origen está relacionado cuando el río amplía el valle al ganar importancia la erosión en sus márgenes. Está cubierta por niveles arcillosos que pertenecen a la unidad de suelos recientes de origen fluvial. Compuestas por arenas y arcillas. Se presenta con mayor frecuencia en los depósitos cuaternarios jóvenes del margen oriental del Río Magdalena (Figura 30).

Figura 30: Terraza de acumulación subreciente en el margen oriental del Río Magdalena.



Terraza de erosión (Fte). Unidad caracterizada como plano elongado de morfología plana que se presenta de forma alterna no pareada a lo largo del cauce de un río Opón que fluye sobre sustrato rocoso de la Formación Mesa en la región La Muerta en la vereda Manso de los Chorros en el Municipio de Puerto Parra (Santander), está limitada por escarpes de diferente altura, generada por proceso de erosión fluvial sobre el sustrato rocoso. Este tipo de terraza se asocia a la erosión lateral, no se presentan pareadas dado que los procesos de erosión no afectan simétricamente ambos lados de la corriente (Figura 31).

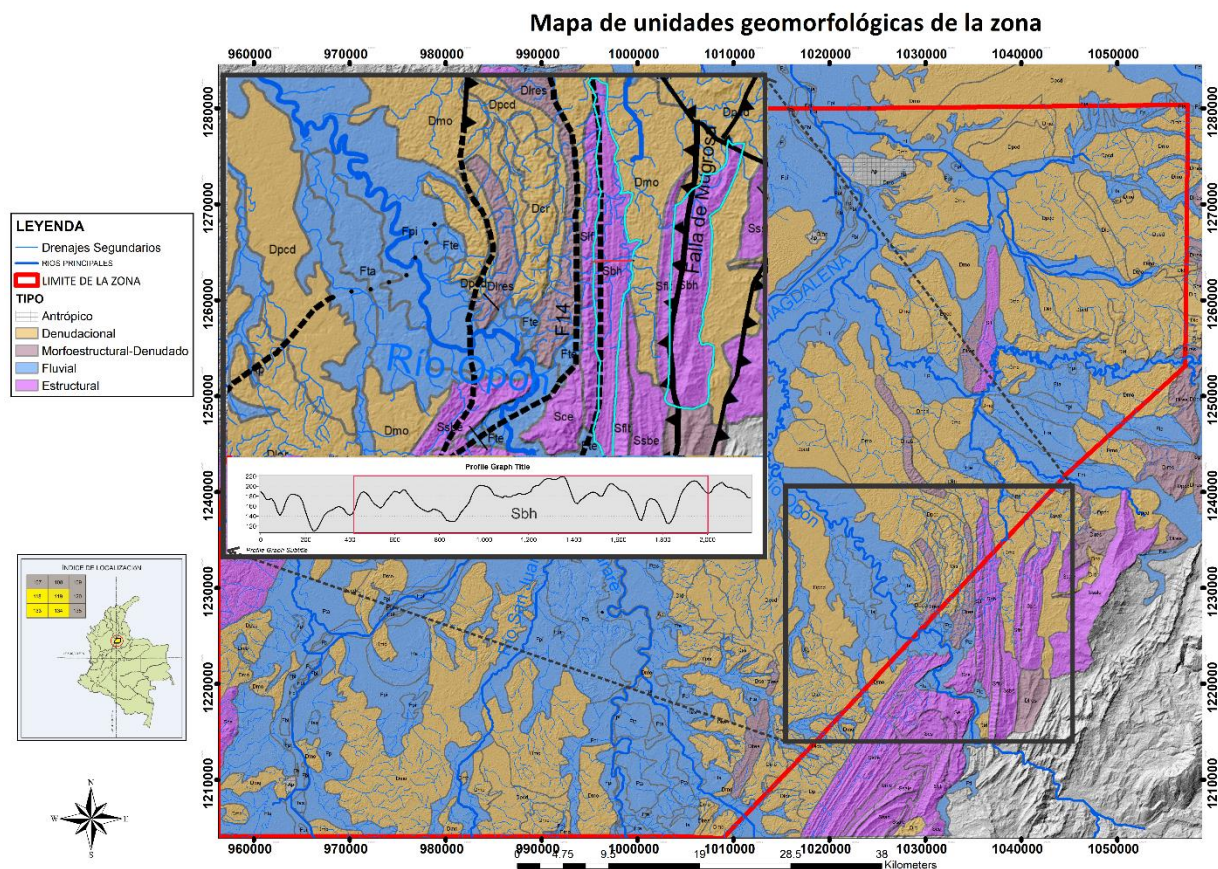
Figura 31: Terrazas de erosión a los márgenes del Río Opón. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



5.3.3 Geformas De Origen Estructural. En la zona de estudio están asociadas a los sistemas de Fallas La Salina, La Mugrosa, Casa Nueva y Cimitarra, principalmente, quienes son las que modelan el paisaje, donde su expresión morfológica está definida por la litología, en la zona de estudio, con fuertes procesos denudacionales activos. A continuación, se describen las unidades identificadas en esta plancha, las cuales corresponden a la mayoría, con nueve tipos de geformas morfoestructurales y al 9.1% del área total de la zona.

Barra homoclinal (Sbh). Esta unidad corresponde a un sistema de lomas alargadas, paralelas y dentadas. Constituidas por estratos que corresponden a dos tipos de rocas sedimentarias, con una inclinación mayor a 70° . Se encuentra cruzando de Norte a Sur las veredas San Isidro, Las Atarrayas y La Colorada. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0.7% (Figura 32).

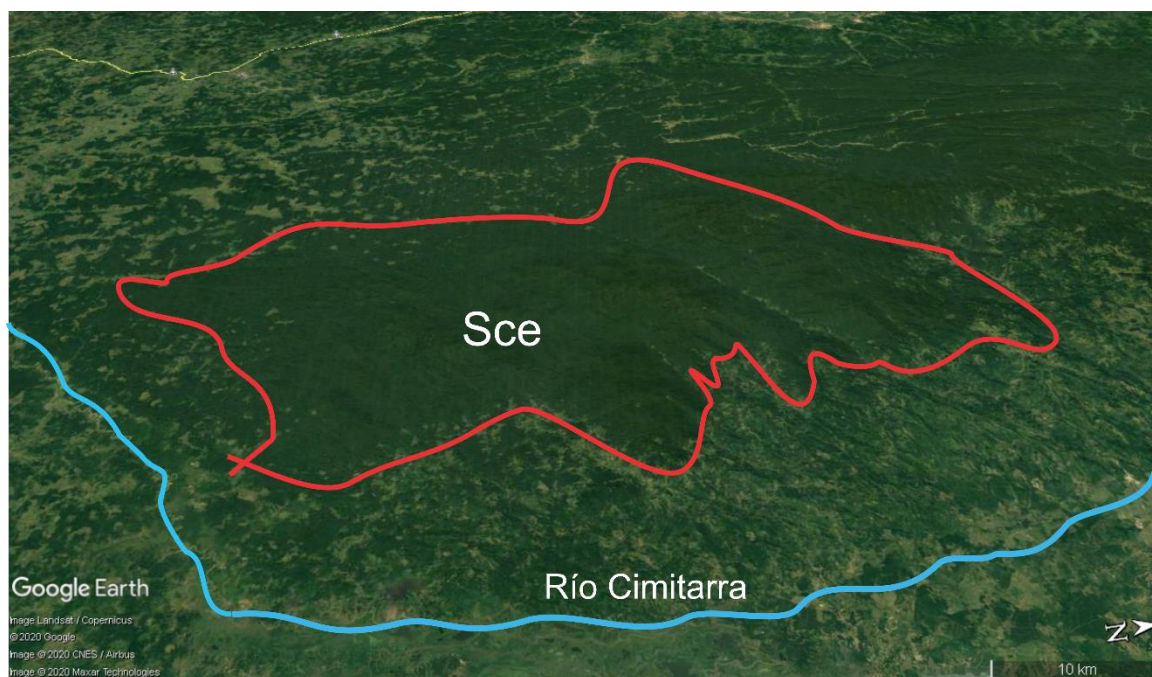
Figura 32: Barras homoclinales al norte del Río Opón. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Cerro estructural (Sce). Se identifica principalmente como prominencias topográficas de morfología escarpada, ligeramente alargada, laderas de corta a media longitud, patrón de drenaje subdendrítico en rocas “blandas” y subangular en rocas cristalinas. Presenta una intensidad de erosión representada principalmente por carcavamiento. La geoforma se conforma en la zona principalmente por rocas conglomeráticas del grupo Real en el

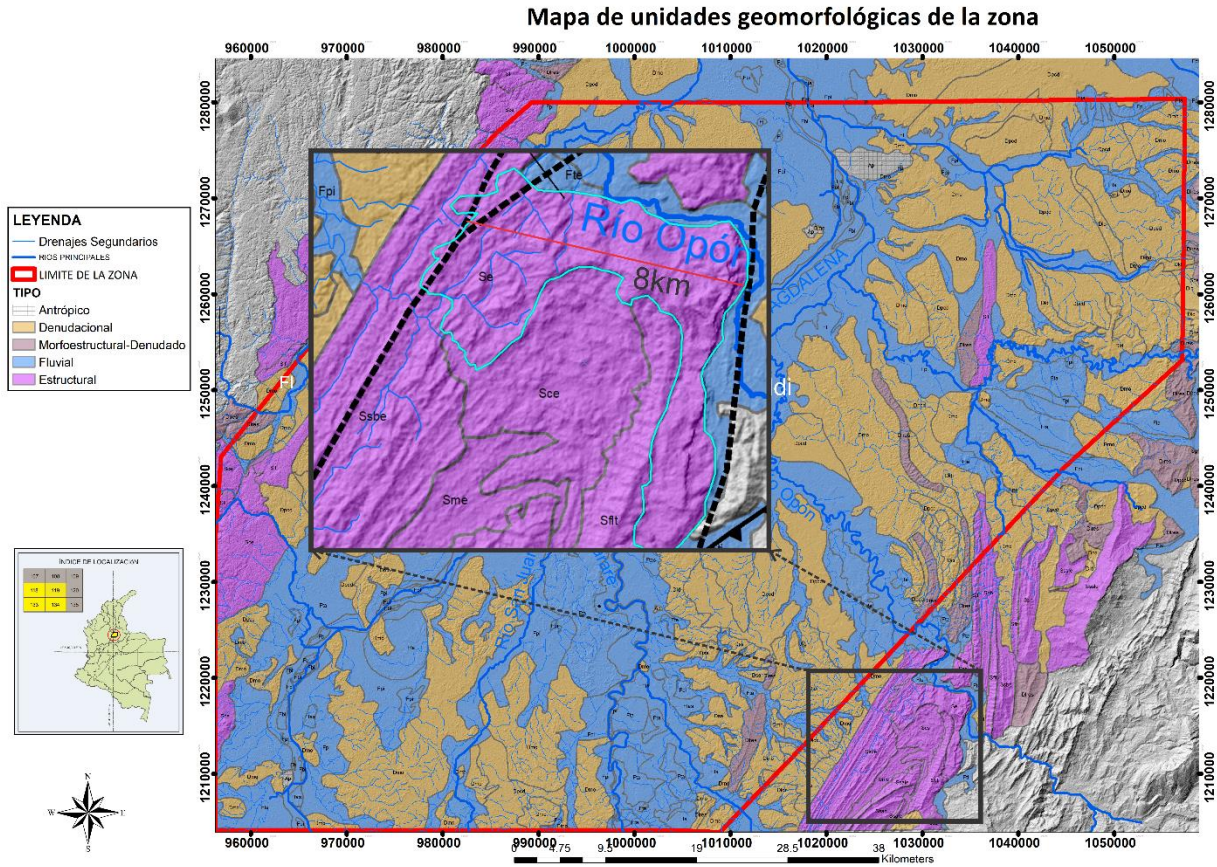
margen oriental del Río Magdalena y por el Batolito de Segovia en el margen occidental del Río Cimitarra. Representa el 4.1% de la zona de estudio (Figura 33).

Figura 33: Cerro estructural en el margen occidental del Río Cimitarra. Tomado de Google Earth.



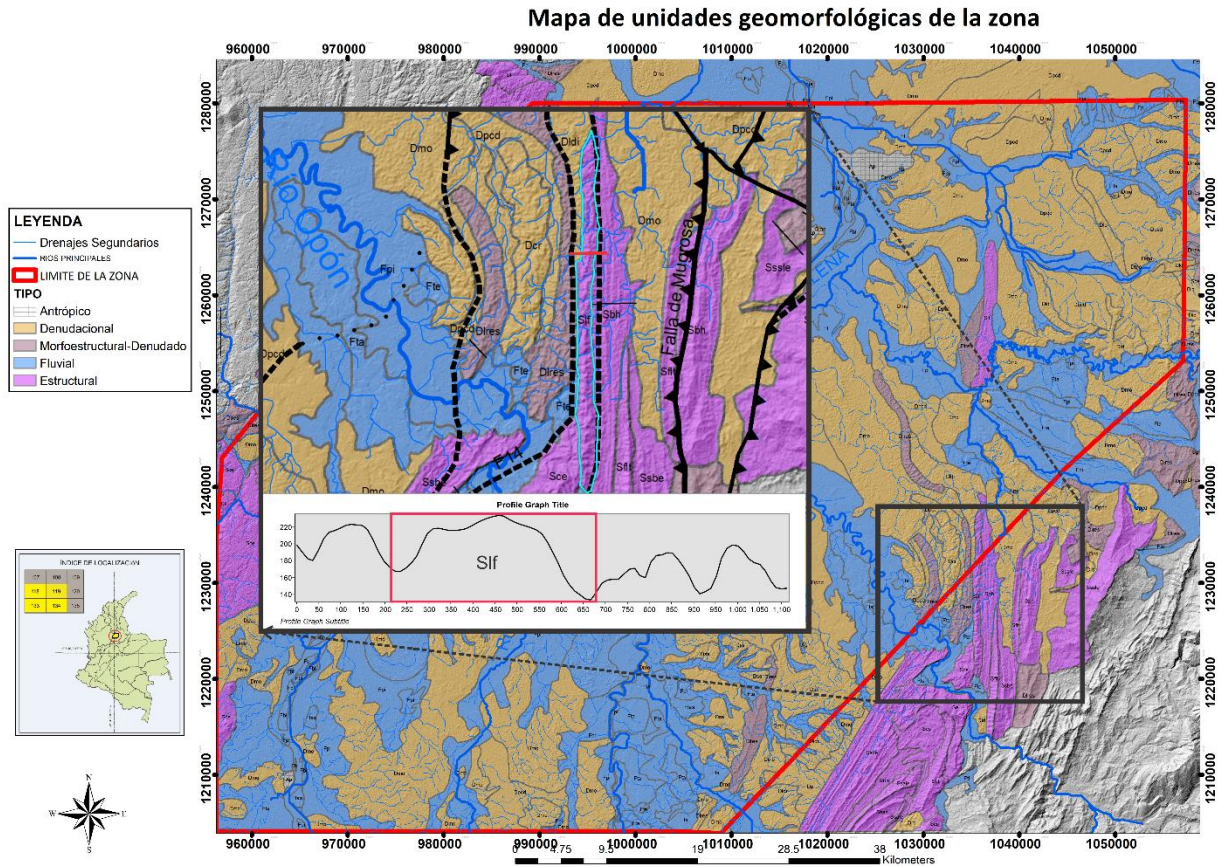
Espinazo estructural desnudado (Se). Esta geoforma se encuentra como sierras simétricas de crestas agudas de morfología alomada con laderas abruptas, afectadas por erosión diferencial, se presentan como cerros elongados y alineados, de laderas cortas con forma rectilínea, frecuencia y densidad de drenaje baja de estilo subdendrítico. Esta unidad aparece al sur del Río Opón en cercanías de la Falla de Mugrosa, moldeando rocas inclinadas del Grupo Real (Figura 34).

Figura 34: Espinazo estructural desnudado al sur del Río Opón.



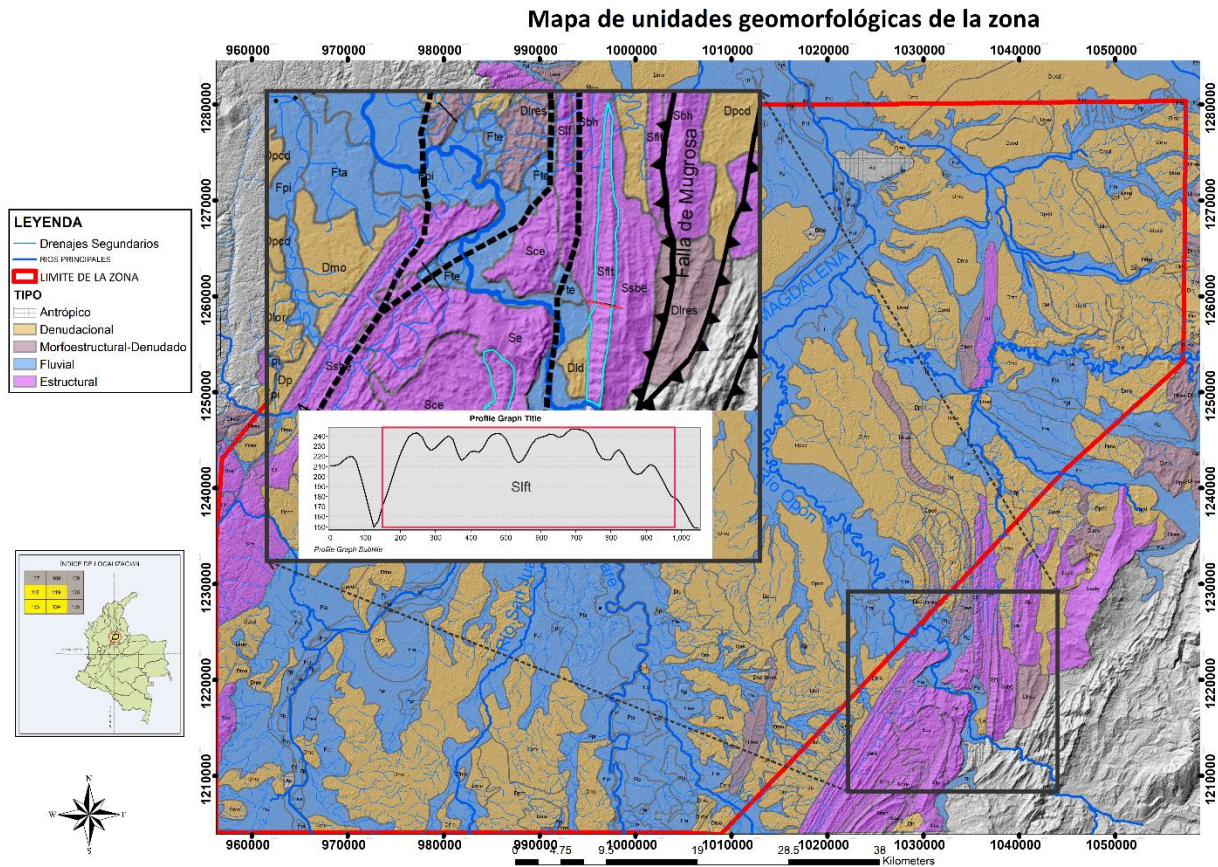
Lomo de Falla (Slf). Unidad geomorfológica interpretada debido a las prominencias topográficas de morfología alomadas, con laderas cortas a muy cortas, de formas convexas y pendientes abruptas a escarpadas. En el margen Oriental del Río Magdalena se presentan a lo largo de fallas como La Mugrosa e Infantas en las unidades Colorada y Mugrosa. En el margen occidental del Río Cimitarra Aparecen como lomos semiparalelos a La falla Cimitarra o sus Fallas asociadas en el Batolito de Segovia (Figura 35).

Figura 35: Lomo estructural paralelo a los lineamientos asociados a la Falla de Mugrosa. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



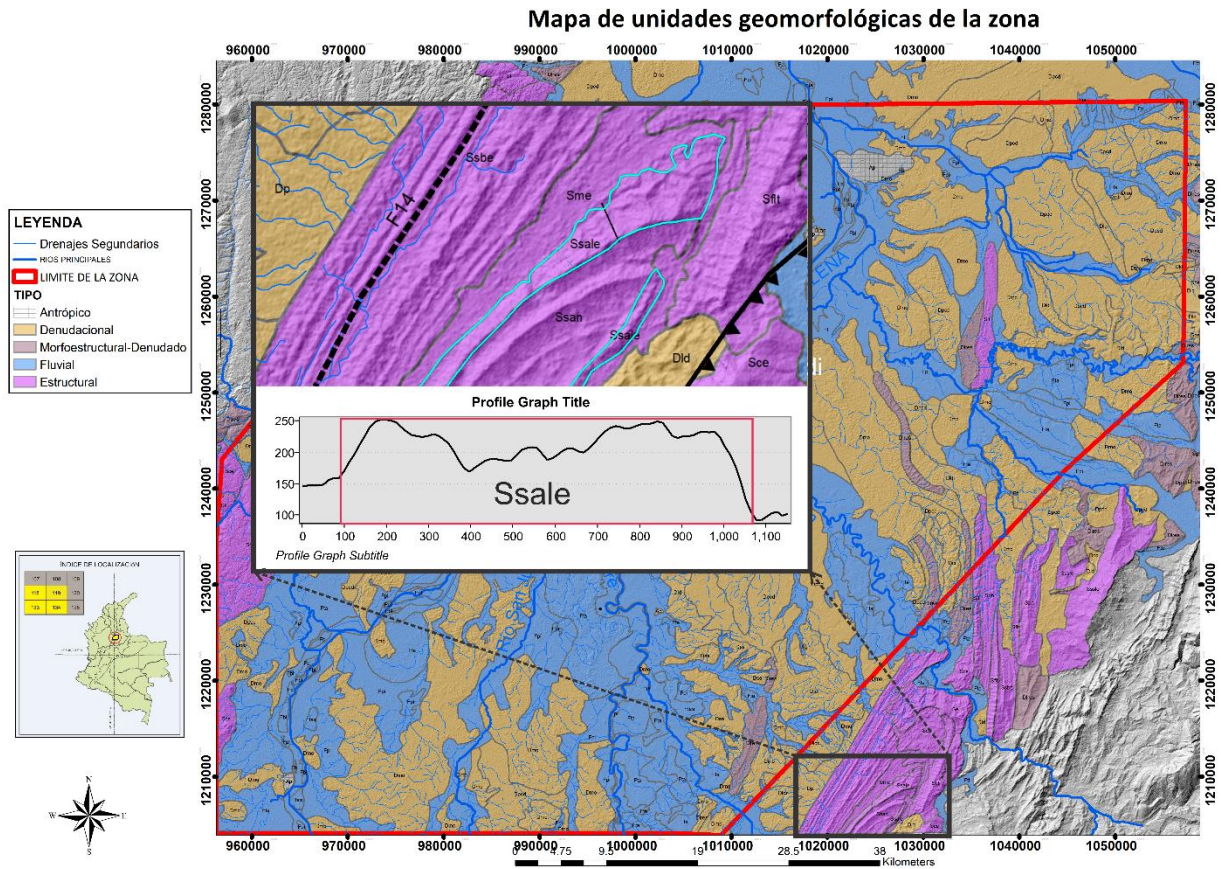
Lomo de falla con facetas triangulares (Sif). La unidad se presenta como una serie de estructuras elongadas, de morfología alomada, laderas abruptas, de longitud corta, con un patrón de drenaje subdendrítico, la geoforma se encuentra delimitada por unidades fluviales y denudacionales asociadas al cauce activo del río Opón, la geoforma se ubica paralela a al eje del anticlinal la mugrosa y a la Falla de Mugrosa, se encuentra conformada por rocas areniscas conglomeráticas del Grupo Real (Figura 36).

Figura 36: Lomo de Falla con Facetas Triangulares. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM



Ladera Estructural de Sierra Anticlinal (Ssale). Ladera de sierra anticlinal generalmente denudada, con estratos inclinados a favor de la pendiente, de longitudes cortas, de formas convexas a rectas y con pendientes inclinadas a muy abruptas. Se constituye de rocas intermedias a duras generalmente de origen sedimentario y el desarrollo de patrones de drenaje subparalelo. Localmente presenta procesos de movimientos en masa. Su principal cobertura son pastos, bosques y matorrales. Se encuentra modelando la Formación Mugrosa y la Formación Colorado en la zona sur central de la plancha entre los municipios de Cimitarra y Landázuri. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0.1%. (Figura 37).

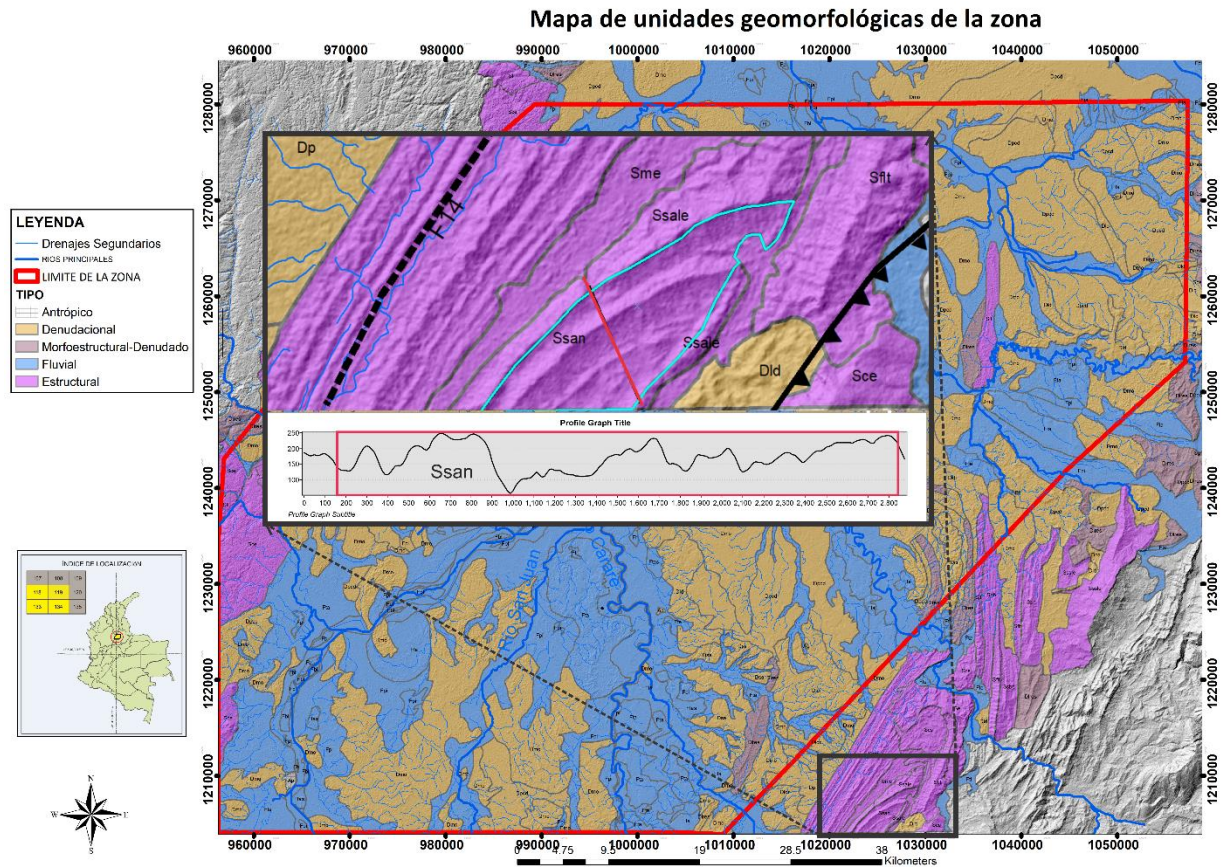
Figura 37: Ladera estructural de Sierra Anticlinal. Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Sierra Anticlinal (Ssan). Esta unidad corresponde a sierras elongadas de morfología alomada de cimas agudas, las cuales siguen el eje de la estructura anticlinal, formado por la inclinación de los estratos que se inclinan divergentemente desde su eje. La morfología de sus laderas varía de largas a moderadamente largas, de forma rectilíneas, muy abruptas, con índice de relieve moderado, forma valles en V abierto, se presenta una baja densidad de drenaje, de textura fina representada por un patrón subdendrítico, grado de meteorización débil, la erosión está representada por desarrollo de surcos y carcavamiento. La geofoma se observa en las veredas La Piedra, Chontorales, sobre los flancos y el eje del anticlinal de Opón, constituida por areniscas cuarzosas de la

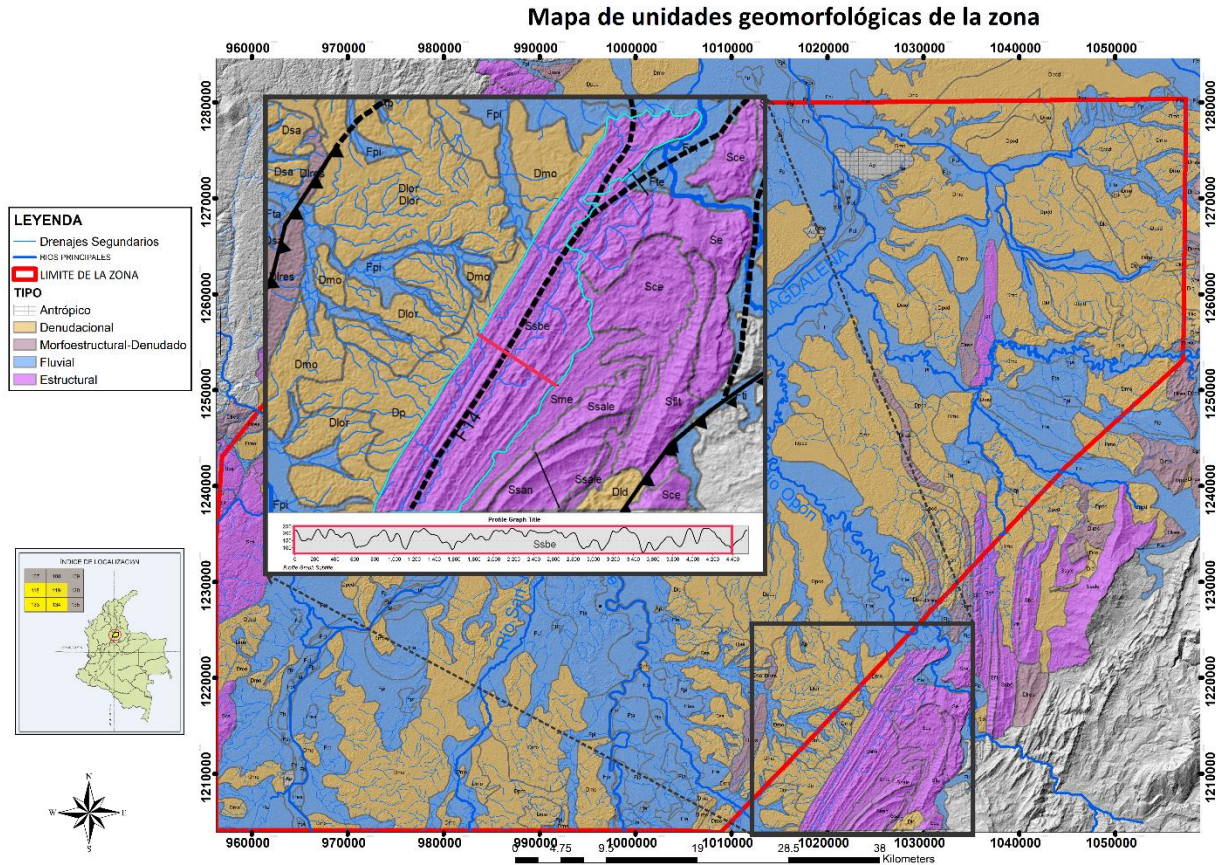
Formación Colorado (Figura 38).

Figura 38: Sierra Anticlinal (Ssan). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM.



Sierras de barras estructurales (Ssbe). Geformas que representan las sierras elongadas de morfología alomada de laderas irregulares a escalonadas cortas, definidas por la disposición estructural vertical o casi vertical de secuencias sedimentarias y metamórficas foliadas. Es característico el avanzado estado erosional de las laderas. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 0.6% (Figura 39).

Figura 39: Sierras de barras estructurales (Ssbe). Perfil Topográfico elaborado a partir del DEM



Ladera estructural de sierra sinclinal (Sssle). Expresión geomorfológica interpretada mediante fotogeología localizada en la vereda San Isidro, representada por laderas de sierras sinclinal, caracterizada por la inclinación de los estratos en favor de la pendiente, de longitudes cortas, de morfología convexa, se encuentran afectadas por pequeñas estructuras anticlinales asociados a fallas inversas pertenecientes al sistema de fallas Palestina, la unidad más amplia se encuentra delimitada por el cauce activo del río Opón, y está conformados por rocas cretácicas de la Formación Tablazo. El porcentaje de esta unidad en el área de estudio es de 1% (Figura 40).

5.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL EN LA ZONA DE ESTUDIO

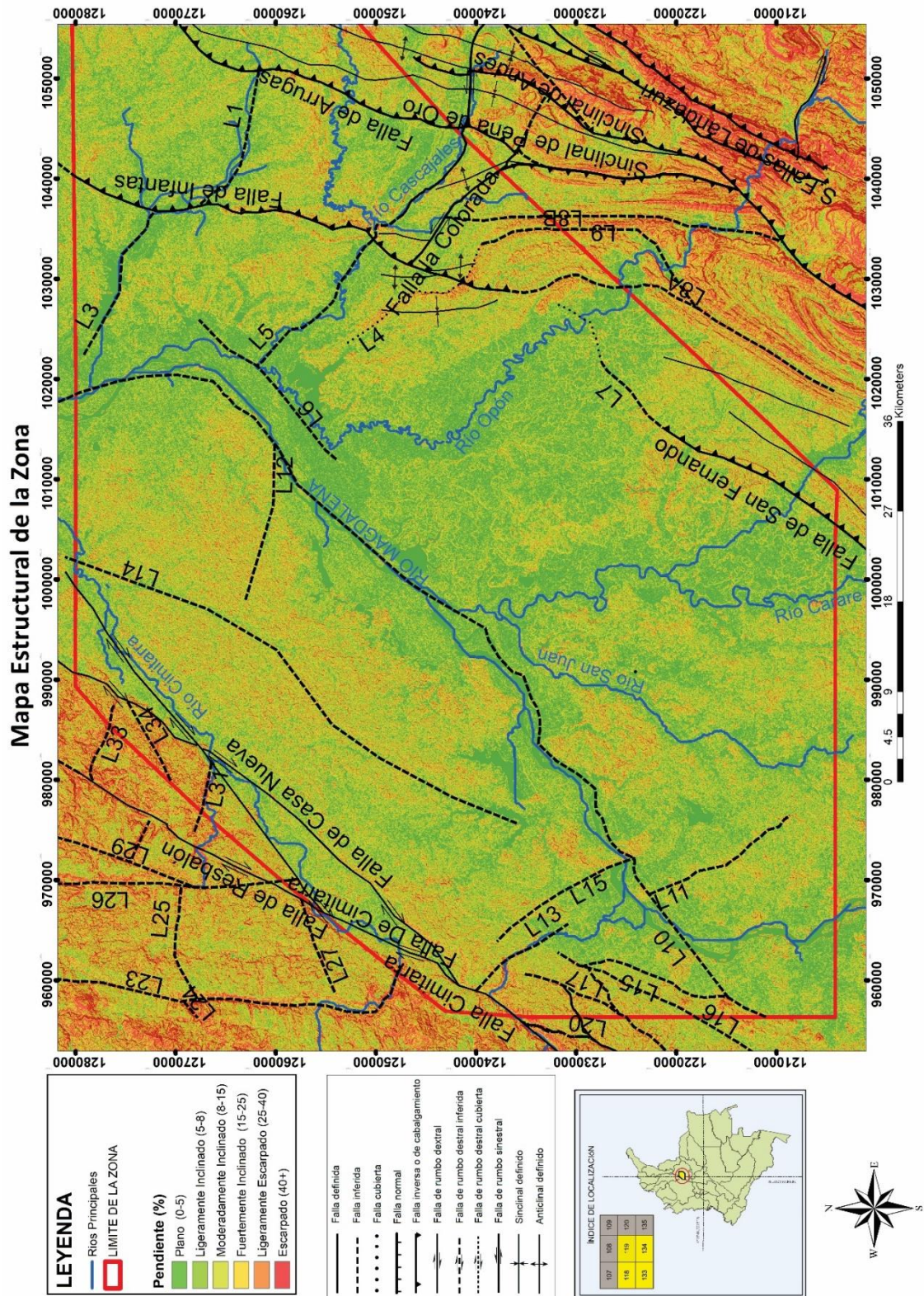
Utilizando las estructuras consignadas en las planchas 119, 118, 134 y 133 de INGEOMINAS, así como las definidas, modificadas o propuestas a partir del presente estudio fotogeológico y de campo, se elaboró un mapa de estructuras de la zona para su posterior análisis (Figura 41).

5.4.1 Lineamientos Identificados. Mediante el uso de Sensores remotos se lograron identificar 34 Lineamientos en la zona de estudio que se describen a continuación:

L0: Se trata de una flexura con rumbo NE-SW y cinemática sinistral. Se evidenció por los ganchos de falla que genera a lo largo del Río Sogamoso (Figura 42).

L1: Corre paralelo a la Quebrada Vizcaína con rumbo NWW-SEE entre las fallas Infantas y Arrugas. Este lineamiento puede estar condicionando el recorrido de la quebrada. condiciona principalmente la depositación del cuaternario aluvial. Al igual que las fallas Cascajales y La Colorada puede tratarse de una fractura transversal con componente de rumbo sinistral (Figura 42).

Figura 41: Mapa Estructural de la zona de estudio. Fuente: Autor.

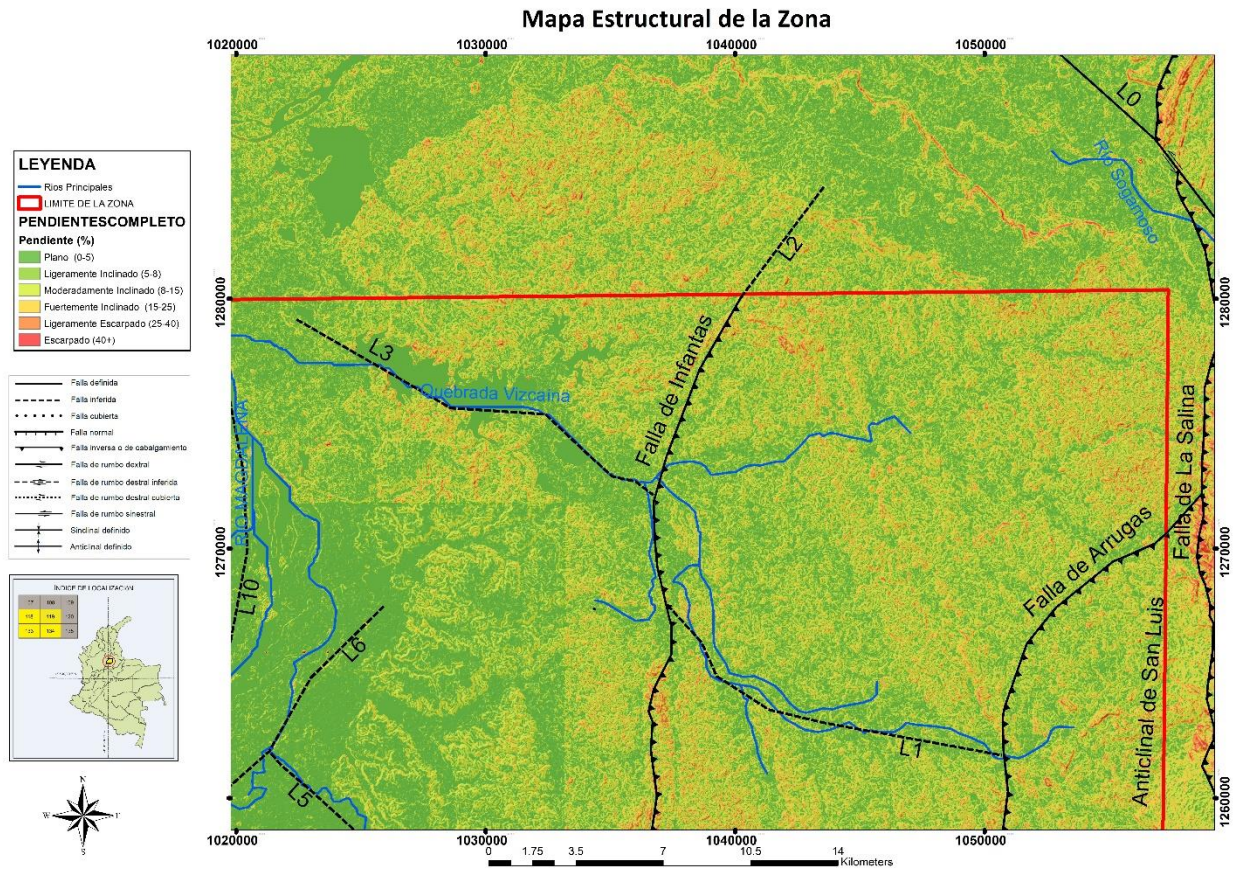


L2: Se trata de una prolongación de la falla de Infantas hacia el borde NE de la zona, por esta razón lo más probable es que comparta la cinemática inversa con vergencia al occidente. Es posible que su cambio de rumbo N-S a NE-SW al norte de la zona se deba a la influencia de esfuerzos transversales que serían también la causa de flexuras tan marcadas como L0 (Figura 42).

L3: Se desprende de la Falla de Infantas (Río Magdalena) y tiene un rumbo NWW-SEE paralelo a la quebrada vizcaína hasta cercanías del Río Magdalena condicionando los depósitos cuaternarios de la zona. Los datos de diaclasas y estrías obtenidos en estaciones cerca de este lineamiento sugieren que se trata de una fractura transversal con componente de rumbo

L4: Se extiende por alrededor de 12 kilómetros atravesando la vía Puerto Parra- La Lizama cerca de 10 km al sur del desvío a Yarima (Figura 45). Se definió debido su geomorfología muy marcada en los sensores remotos y por engrosar la formación Mesa hasta más de 80 metros en el tope del filo de la vereda Aguas Blancas municipio de Simacota, Santander. Durante controles de campo además de este engrosamiento se observaron afloramientos donde conglomerados de la Formación Mesa se basculan sobre depósitos más antiguos a menos de un km al sur de la falla Aguas Blancas. Este lineamiento es uno de los principales indicios de deformación en depósitos neógeno-cuaternarios al oriente del río Magdalena (Figura 42).

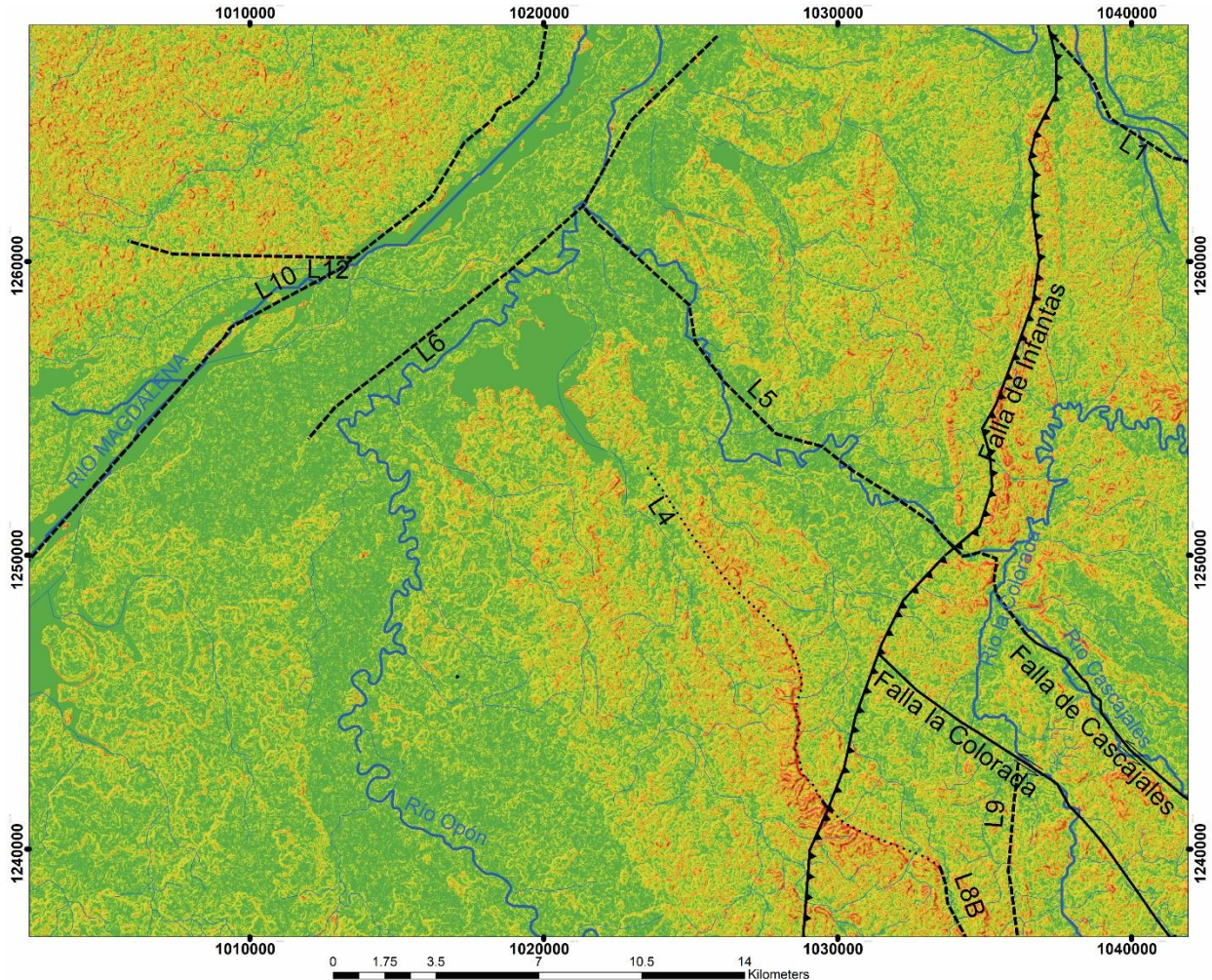
Figura 42: Detalle del mapa estructural de la zona en la región NE.



L5: Se plantea como una extensión de la falla Cascajales más allá de la Falla de Infantas condicionando la depositación de los cuaternarios aluviales. El marcado control del Río La Colorada desde su desembocadura en el Río Magdalena fue la principal razón para sugerir su existencia (Figura 43).

L6: El control estructural sobre el Río Opón justo en su desembocadura en el Río Magdalena sugiere este lineamiento. Su cinemática es incierta, aunque la zona donde se ubica está afectada por esfuerzos compresivos y de cizalla NW-SE. Condiciona la depositación del cuaternario aluvial del Río Opón (Figura 43).

Figura 43: Detalle del mapa estructural de la zona en la región E.



L7: Es la continuación hacia el NE de la Falla San Fernando, es evidenciado por los drenajes que parece orientar a su paso hacia el norte del Río Opón. Su rastro en los sensores remotos parece difuminarse cerca de L8A (Figura 44).

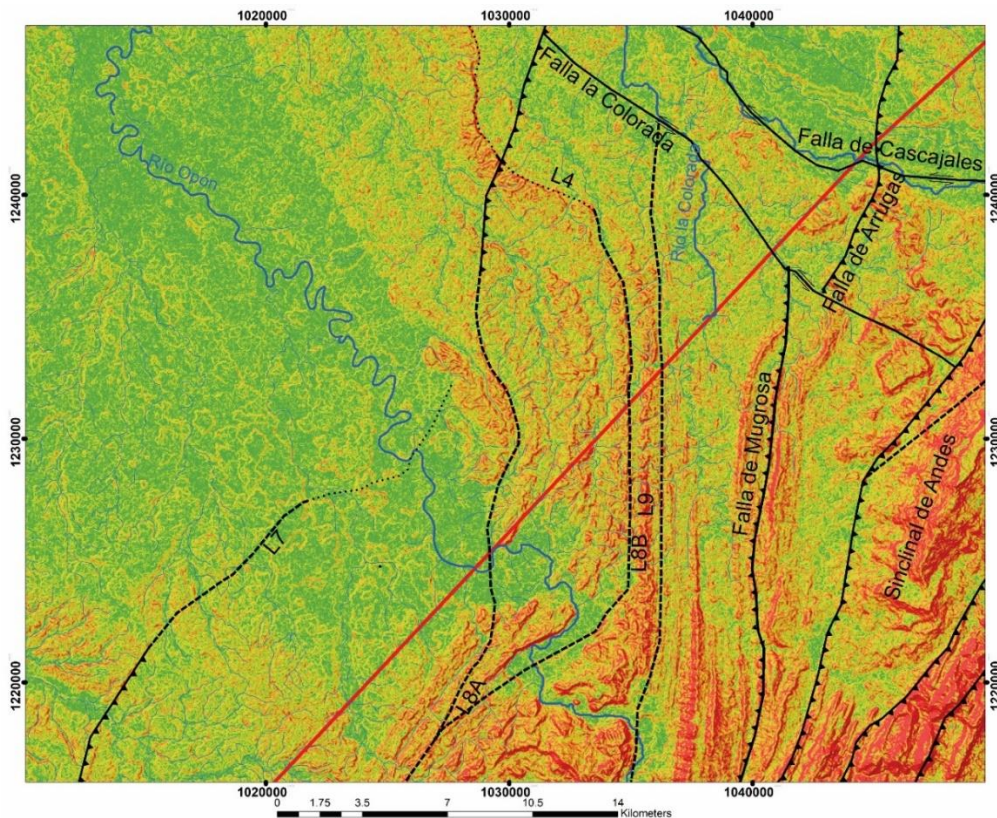
L8A: Es principalmente evidenciada por los drenajes fuertemente orientados a lo largo

de su trazo y las geoformas alomadas que corren subparalelas al lineamiento. Parece ser una continuación hacia el Sur de la Falla de Infantas por movimientos transpresivos más recientes (Figura 44).

L8B: Parece orientar el Río Opón hacia el Norte debido a una posible cinemática sinistral de rumbo N-S generando un codo muy pronunciado en el Río. Se desprende de la Falla de La Salina a la altura del Río La Colorada y sigue hacia el Norte hasta la Falla La Colorada (Figura 44).

L9: Parece tener un efecto similar a L8B sobre el Río Opón generando también un codo muy pronunciado en el mismo hacia el norte. Se desprende de L8A pocos kilómetros al sur de Río Opón y parece continuar hacia el norte como el lineamiento más reciente L4 (Figura 44).

Figura 44: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SE.



L10: Corresponde a lo que en la literatura refiere como la Falla de Casabe, sin embargo, debido al marcado control que sufre el Río Magdalena a lo largo de la zona (Figura 47) L10 surge como una posible reactivación de Casabe que afectaría depósitos Neógenos y Cuaternarios favoreciendo la depositación hacia el margen oriental del Río Magdalena en Terrazas aluviales e incluso depósitos lacustrinos (Figura 45).

L11: Se identificó por la orientación de varios drenajes hacia el SE desde la desembocadura de la Quebrada la Sandovala en el Río Magdalena por más de 15km. Parece estar afectando el Miembro Lodoso de la Formación Mesa (Figura 45).

L12: Se identificó por una orientación particular hacia el NW del Caño las Cruces cerca de la vereda Peñas Blancas que llega a generar un codo en el cauce aluvial. Parece desprenderse de L10 en un ángulo agudo. Parece tener una cinemática de rumbo sinestral (Figura 45).

L13: Parece afectar el curso del Río San Bartolomé por unos 12 Km hacia el SE del contacto de su trazo con la Falla Cimitarra generando un ángulo recto en su curso. El ángulo entre este trazo y la Falla principal sugiere que L13 se trata de una falla antitética de Cimitarra (Figura 45).

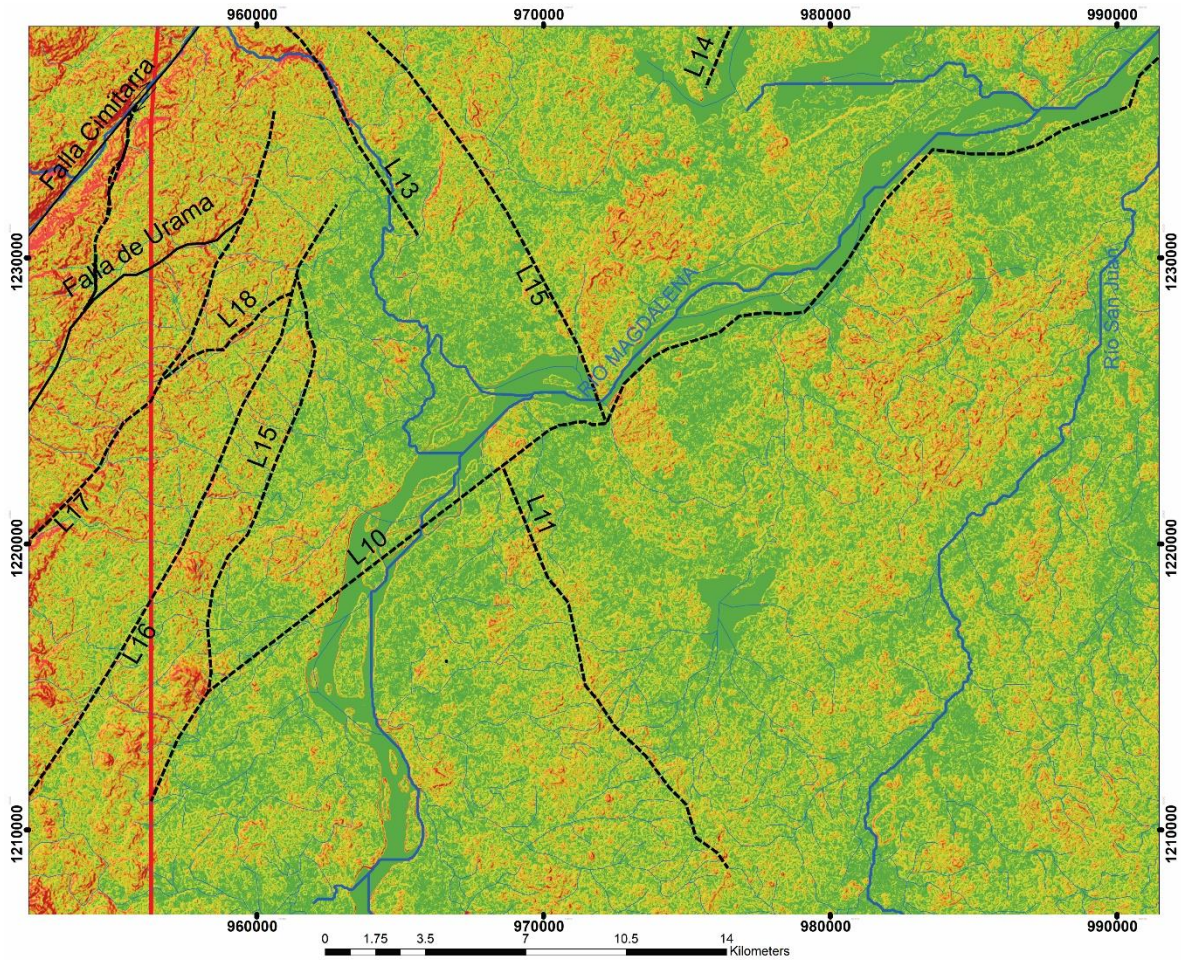
L14: Parece condicionar los depósitos Neógenos y Cuaternarios a lo largo de la Quebrada Don Juan al NW de la zona de estudio. Tiene un rumbo SW-NE y se desprende de la Falla Cimitarra en un ángulo agudo con ésta (Figura 45).

L15: Es posible que oriente el cauce del Río Magdalena hacia el sur a la altura de la Ciénaga Santa Clara generando un codo y confinando el río, estas características geomorfológicas son las que permitieron identificar el lineamiento (Figura 45).

L16, L17, L20 y L18: Se trata de arreglos conjugados fracturas en cizalla probablemente sintéticas de las fallas de Urama y Cimitarra. Tienen un rumbo NE-SW y afectan

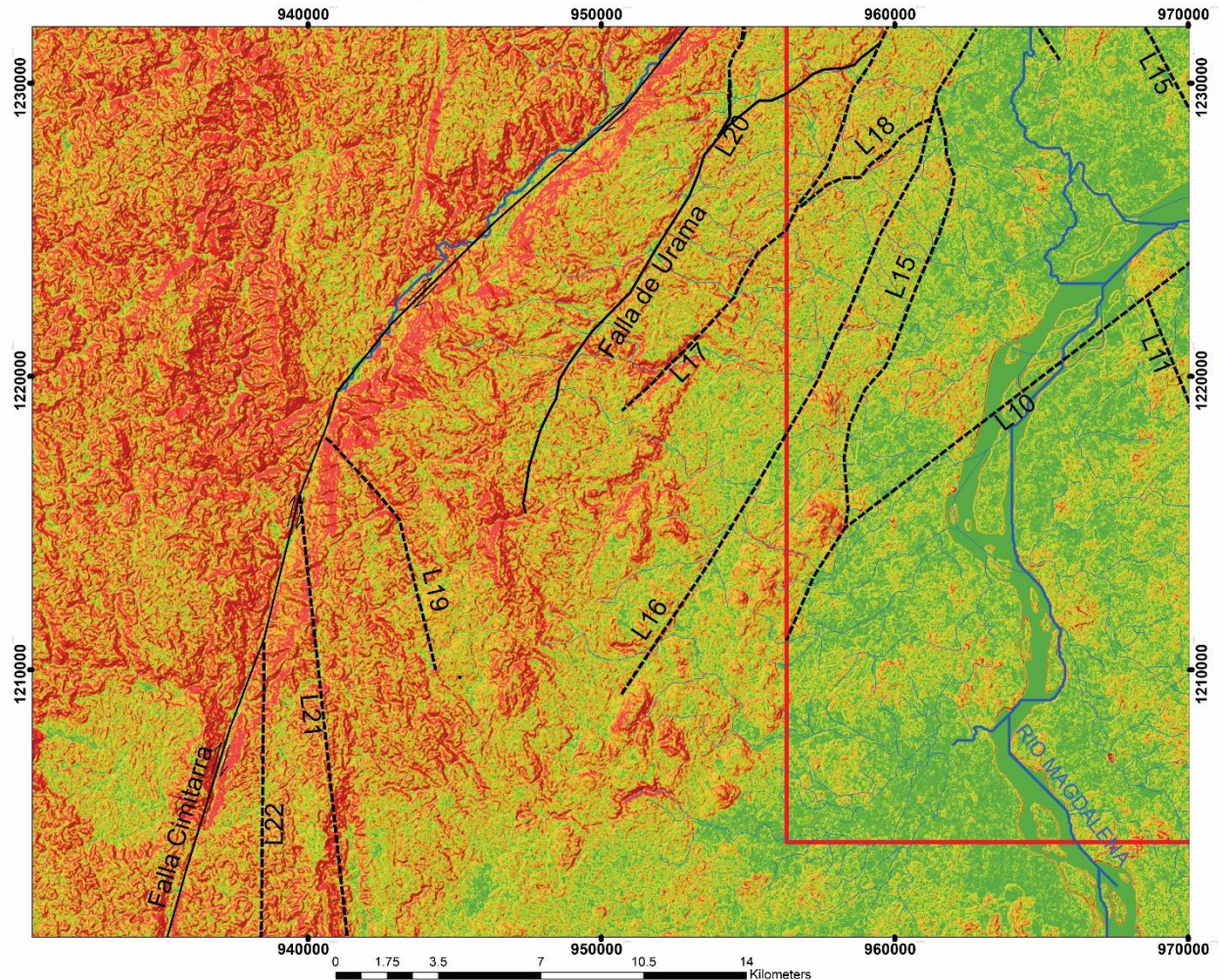
principalmente las rocas del Batolito de Segovia al SW de la zona de estudio. Son identificables por un patrón angular y subparalelos de drenaje con ángulos muy pronunciados entre afluentes (Figura 45).

Figura 45: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.



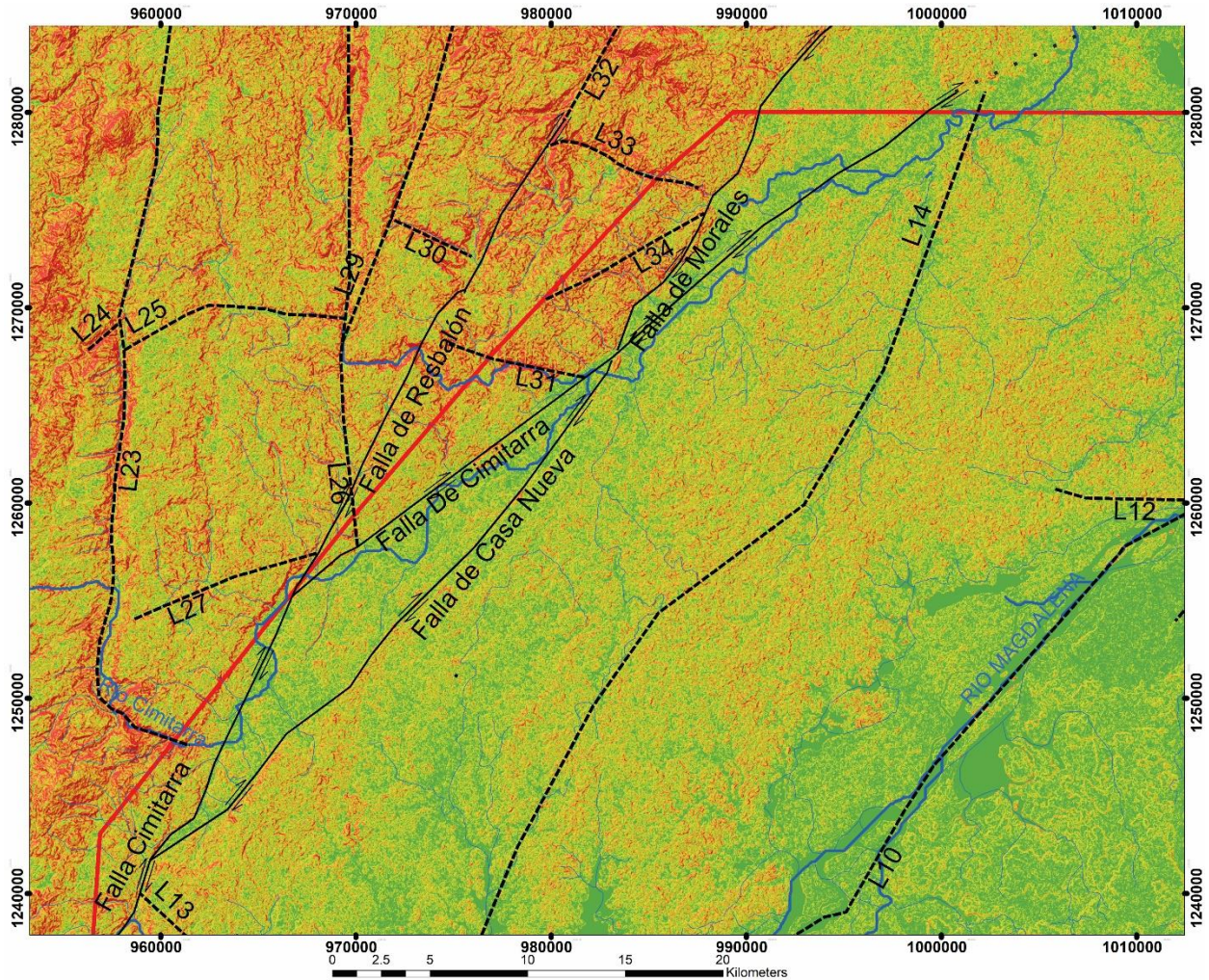
L19, L21 y L22: Fracturas sintéticas de la Falla de Cimitarra que se desprenden de ella con rumbo SSE-NNW hacia el sur de esta. Se identifican por las geformas orientadas en esta dirección, así como un patrón de drenaje angular. Afectan principalmente las rocas del Batolito de Segovia (Figura 46).

Figura 46: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.



L23, L24, L25, L26, L27, L28, L29, L30, L31, L32, L33 y L34: Son lineamientos antitéticos y sintéticos de las fallas Cimitarra, Casanueva y Morales, todas estas dextrales. Afectan principalmente las rocas del Batolito de Segovia y son identificadas por geformas como cerros estructurales y lomos de falla, así como patrones de drenaje rectangulares muy pronunciados (Figura 47).

Figura 47: Detalle del mapa estructural de la zona en la región SW.



5.4.2 Datos Obtenidos

Para el análisis estructural se midió en superficie el rumbo y buzamiento de los planos pertenecientes a la estratificación y diaclasas en las diferentes estaciones localizadas en áreas dentro y fuera del polígono que define a la zona de estudio por medio del software Stereonet v.11 se obtuvieron los diferentes tipos de diagramas de polos y rosetas en

base a los planos de diaclasas, para poder definir los esfuerzos y observar las tendencias entre estos.

Tabla 3: Datos estructurales por estación tomados en campo, tenidos en cuenta para el análisis estructural

ESTACIÓN	Coordenadas			TIPO	DIP	DIP/DIR	TREND	PLUNGE	LITOUNIDAD
	E	N	h						
STG-12	1,017,734	1,266,098	74	DIACLASA	90	60			N2Q1-Sml
STG-12	1,017,734	1,266,098	74	DIACLASA	88	48			N2Q1-Sml
STG-12	1,017,734	1,266,098	74	DIACLASA	89	45			N2Q1-Sml
STG-12	1,017,734	1,266,098	74	DIACLASA	85	51			N2Q1-Sml
STG-12	1,017,734	1,266,098	74	DIACLASA	89	62			N2Q1-Sml
STG-15	961,349	1,210,100	120	DIACLASA	71	213			Qal
STG-15	961,349	1,210,100	120	DIACLASA	74	215			Qal
STG-15	961,349	1,210,100	120	DIACLASA	69	210			Qal
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	83	249			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	80	245			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	82	225			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	80	239			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	81	250			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	79	252			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	88	242			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	85	240			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	79	252			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	81	245			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	52	167			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	35	168			Tmr
STC-36	1,056,662	1,280,266	123	DIACLASA	40	165			Tmr
STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	85	250			Tmr

STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	87	248			Tmr
STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	87	244			Tmr
STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	85	242			Tmr
STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	90	252			Tmr
STG-18	1,056,874	1,280,212	125	DIACLASA	89	251			Tmr
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	72	300			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	72	266			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	81	250			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	76	226			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	83	348			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	75	263			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	86	245			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	61	315			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	44	310			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	56	135			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	60	121			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	62	132			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	85	41			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	80	29			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	77	45			Tom
STG-19	1,035,540	1,251,809	115	DIACLASA	75	47			Tom
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	69	70			Toc
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	71	68			Toc
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	64	58			Toc
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	62	55			Toc
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	58	45			Toc
STG-20	1,034,243	1,249,726	135	DIACLASA	62	50			Toc
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	78	331			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	80	330			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	81	20			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	80	22			Tom

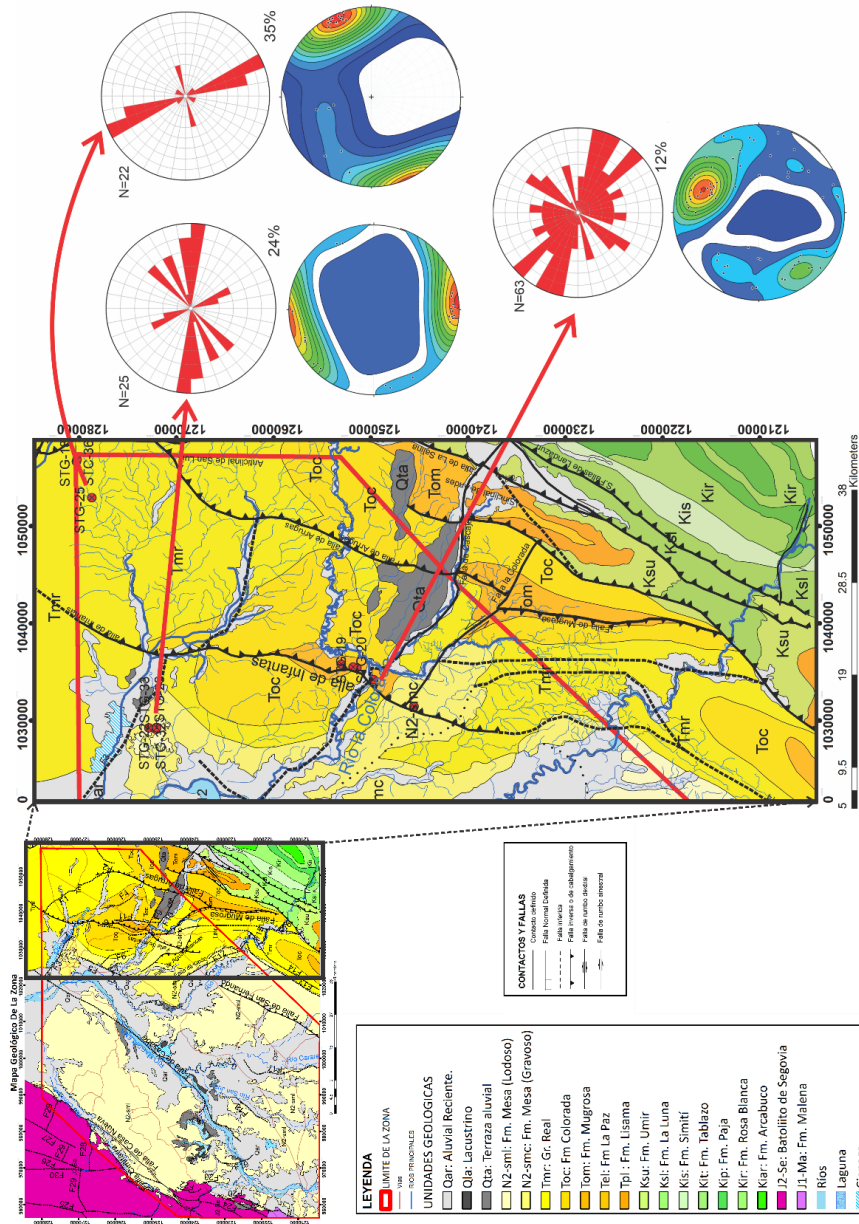
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	85	32			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	82	34			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	PLANO ESTRÍADO	83	31	114	45	Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	85	38			Tom
STG-21	1,033,959	1,249,745	137	DIACLASA	81	14			Tom
STG-33	1,029,296	1,272,024	105	DIACLASA	78	5			N2Q1-Sml
STG-33	1,029,296	1,272,024	105	DIACLASA	81	60			N2Q1-Sml
STG-33	1,029,296	1,272,024	105	DIACLASA	83	78			N2Q1-Sml
STG-33	1,029,296	1,272,024	105	DIACLASA	79	81			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	84	348			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	82	350			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	82	1			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	80	359			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	80	9			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	82	5			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	83	356			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	85	358			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	84	4			N2Q1-Sml
STG-22	1,029,136	1,272,072	107	DIACLASA	83	6			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	PLANO ESTRÍADO	75	245	150	62	N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	78	241			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	84	138			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	80	136			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	86	131			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	82	132			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	78	155			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	77	156			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	75	158			N2Q1-Sml
STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	76	158			N2Q1-Sml

STG-23	1,029,331	1,272,012	110	DIACLASA	85	179			N2Q1-Sml
STC-25	1,019,614	1,231,894	91	DIACLASA	76	106			Tmr
STC-25	1,019,614	1,231,894	91	DIACLASA	58	119			Tmr
STC-25	1,019,614	1,231,894	91	DIACLASA	72	128			Tmr
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	83	284			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	52	205			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	66	347			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	44	88			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	50	209			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	64	321			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	49	201			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	51	199			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	35	271			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	65	223			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	69	121			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	75	210			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	63	253			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	48	248			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	71	184			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	72	193			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	48	307			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	70	191			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	58	244			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	63	180			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	50	203			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	44	198			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	62	123			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	76	179			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	56	282			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	33	227			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	43	91			Tom

STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	34	107			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	55	210			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	61	199			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	56	205			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	50	215			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	63	195			Tom
STG-28	1,035,826	1,253,024	97	DIACLASA	51	210			Tom
STG-29	1,035,464	1,251,427	153	DIACLASA	74	188			Tom
STG-29	1,035,464	1,251,427	153	DIACLASA	72	198			Tom
STG-29	1,035,464	1,251,427	153	DIACLASA	78	206			Tom
STG-30	1,032,443	1,247,274	111	DIACLASA	84	349			N2Q1-Sml
STG-30	1,032,443	1,247,274	111	DIACLASA	82	340			N2Q1-Sml
STG-30	1,032,443	1,247,274	111	DIACLASA	75	95			N2Q1-Sml
STG-30	1,032,443	1,247,274	111	DIACLASA	74	92			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	PLANO ESTRÍADO	23	215	115	21	N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	67	91			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	80	52			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	86	111			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	72	299			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	PLANO ESTRÍADO	30	209	111	26	N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	PLANO ESTRÍADO	25	20	121	23	N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	30	222			N2Q1-Sml
STG-32	1,029,272	1,272,833	119	DIACLASA	23	216			N2Q1-Sml

Los datos obtenidos fueron agrupados de dos formas distintas para un análisis más preciso: por localidad y por edad. Una vez agrupados de esta forma se procesaron con el software Stereonet v.11 para generar diagramas tipo rosa de diaclasas y de polos para mostrar de una forma gráfica el significado de estas fracturas en el marco tectónico de la zona (Figura 48 y Figura 49). Gracias a estos dos tipos distintos de agrupación podemos observar cambios importantes en los esfuerzos dependiendo de la localidad y la edad de la roca, aunque los datos de diaclasas y planos estriados en la Formación Mesa son escasos, son de gran relevancia para este estudio ya que demuestran la existencia de esfuerzos activos en la zona.

Figura 48: Diagramas de rosa y polos para los datos obtenidos agrupados por localidades. Barranca (NW), Lizama (NE) y Yarima (Central).



5.5 ANÁLISIS CINEMÁTICO

La zona de estudio en el margen oriental del Río Magdalena se localiza en un entorno estructural dominado por la influencia de las Fallas de la Salina, Infantas y Arrugas las cuales son de tipo inverso con dirección de rumbo NE-SW y vergencia al Occidente (Royero y Clavijo, 2001), y hacen parte de un sistema de fallas de cabalgamiento generando un arreglo de diversas estructuras anticlinales y sinclinales orientadas en la misma dirección, siendo este el caso de los sinclinales de Andes y Peña de Oro así como el del anticlinal de San Luis, localizados hacia la zona Este del Campo Escuela Colorada (Figura 18) y orientados en dirección NNE (Mojica y Franco, 1990). Este fenómeno parece continuar hacia el sur de la zona de estudio a lo largo del trazo de la falla de la Salina.

Sin embargo, las unidades más jóvenes de esta sección de la zona se encuentran también afectadas por dos Fallas transversales descritas por Zafra (2013): Las Fallas Cascajales y la Colorada, ambas fallas de rumbo sinestrales con dirección NW que cortan de Este a Oeste la zona del Campo Escuela Colorada. En la figura 20 puede apreciarse que las fracturas de unidades Más antiguas a Mesa, es decir de las unidades basculadas muestran dos familias principales, las verticales al NNW y unas más al NWW inclinadas entre 60° y 50° que parecen mostrar trazos antitéticos de la falla Cascajales. Esto se indica ya que, de los 93 datos, 63 están en las estaciones cercanas a esta falla. La falla estaría buzando a la presencia de la terraza de Yarima indica que la falla buza al NE, pero las fracturas muestran fallas inclinadas al SW, por eso serían conjugadas (antitéticas). Aunque los datos de la estación STG-30 (Fm. Mesa) son escasos debido a la litología y alta meteorización encontrada en el lugar, muestran un arreglo de fracturas en cizalla que coincide con el trazo de la Falla la Colorada en cercanías de la estación corroborando su cinemática de rumbo sinestral. El tensor de esfuerzos local obtenido a partir de la elipse de deformación regional usando como fractura principal la obtenida del promedio de familias dominantes en la zona de Yarima y el rumbo de las fallas inversas en margen oriente del Río Magdalena es de 71° NW (Figura 51).

La zona de Barrancabermeja muestra un comportamiento diferente a Yarima: en esta localidad Mesa no muestra fracturas en extensión (Modo I) sino en cizalla, con un tensor NW-SE. Que sería el más reciente por afectar esta unidad (Figura 17). Este segundo tensor de esfuerzos se calculó a partir de un análisis del arreglo tipo riedel observado en el diagrama rosa hecho con los datos de fracturas y estrías obtenidos en depósitos de la Formación Mesa (N2Q1-sml) al norte de Barrancabermeja dando como resultado una medición de 104°NW.

Los datos de las estaciones más al NE de la zona muestran fracturas verticales encontradas en afloramientos del Grupo Real en cercanías tanto de la Falla la Salina como de L0, un lineamiento que a partir de fotogeología se definió como de Rumbo NE-SE y cinemática sinistral que parece afectar el Río Sogamoso (L0). Debido a la poca representatividad estadística de estas fracturas no se calculó un tensor de esfuerzos a partir de las mismas.

Finalmente, a través de un análisis fotogeológico y de acuerdo con estudios anteriores en la región (García-Delgado y Velandia, 2020 y Cooper et al., 1995) se definió un tensor de esfuerzos de 83°NW para la región Occidental de la zona de estudio afectada principalmente por el sistema de fallas de Cimitarra de rumbo NE-SW y cinemática dextral evidenciada por un arreglo de fallas en cizalla de tipo riedel (Figura 52).

De acuerdo con los análisis (Geomorfológico y Estructural) antes descritos se elaboró un mapa ilustrando las fallas y lineamientos propuestos y corregidos de la zona junto con las geoformas que deben su génesis a fenómenos principalmente estructurales y el tensor de esfuerzos propuesto para cada región (Figuras 53, 54 y 55).

Los cambios locales en la orientación de los tensores obedecen a la heterogeneidad del medio en el que influyen. En la zona de estudio podemos apreciar desde rocas cristalinas del Jurásico hasta depósitos cuaternarios poco consolidados. Esto da como resultado que algunas rocas más duras reflejen efectos de deformación del tensor regional del

VMM como ocurre en la zona occidental donde el dominio estructural lo tiene la Falla de Cimitarra mientras que en zonas como Yarima entran a jugar fallas de cabalgamiento como La Salina, La Mugrosa y Arrugas, así como fallas transversales de rumbo sinistral como Cascajales y La Colorada.

Para el sector de Barrancabermeja ocurre algo muy particular, el tensor de esfuerzos local parece orientarse no solo de acuerdo a las fallas anteriormente mencionadas que afectan el sector oriental de la zona sino que existe también un desplazamiento en dirección SE proveniente del NW de la zona de estudio, evidencia de ello son los 15Km que el Río Magdalena parece haberse movido hacia el SE generando una forma de codo en su cauce a la altura de la desembocadura de la Quebrada Vizcaína después de la cual el río se mantiene en dirección SW por casi 80km en una trayectoria casi rectilínea fruto posiblemente de la influencia de la falla de Cimitarra (Figura 53).

Figura 50: Mapa Morfoestructural de la zona de estudio. Fuente:Autor.

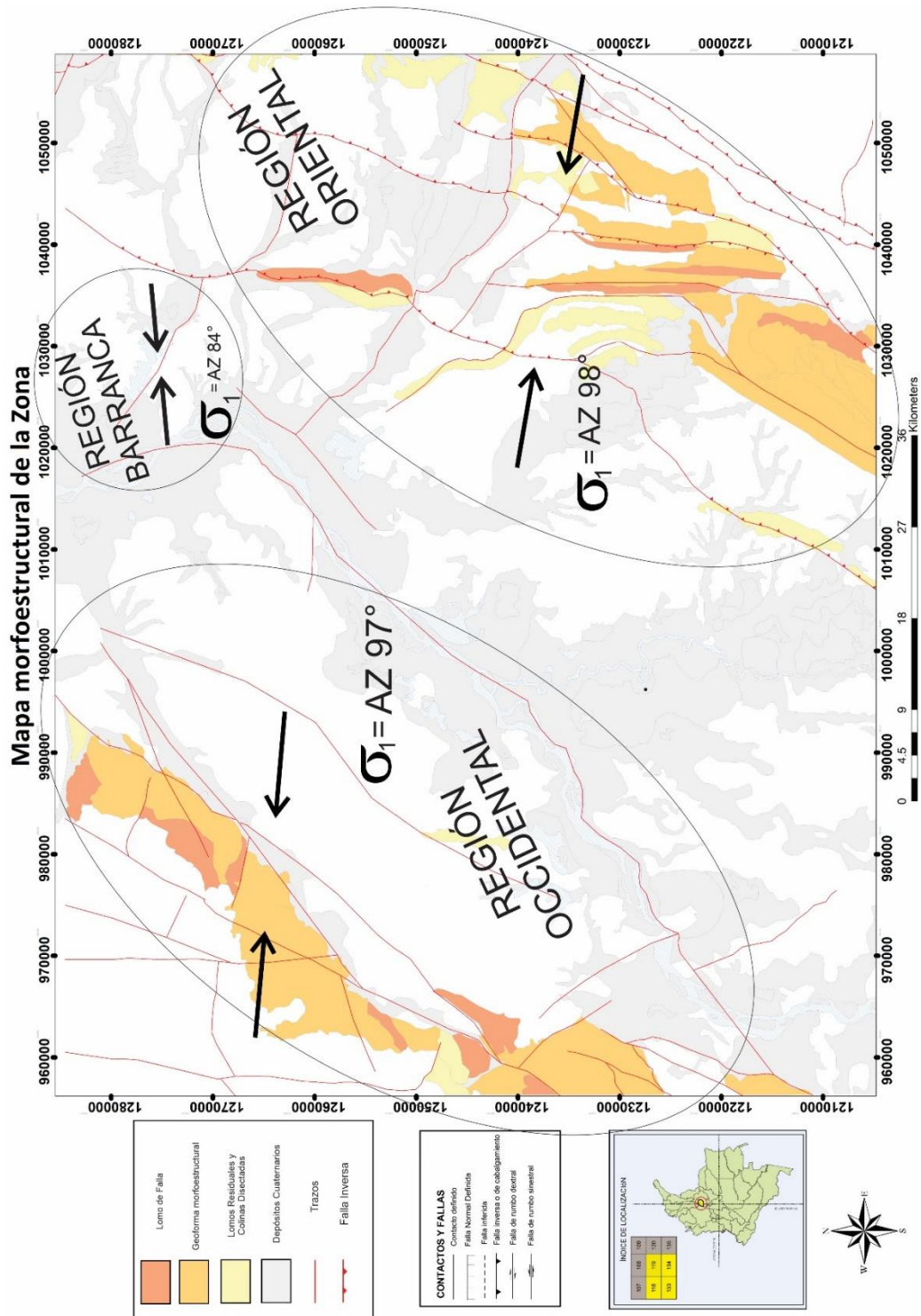


Figura 51: Mapa morfoestructural de la región oriental de la zona de estudio. Método gráfico para la determinación de la elipse de deformación para cizallamiento simple. Fuente: Autor.

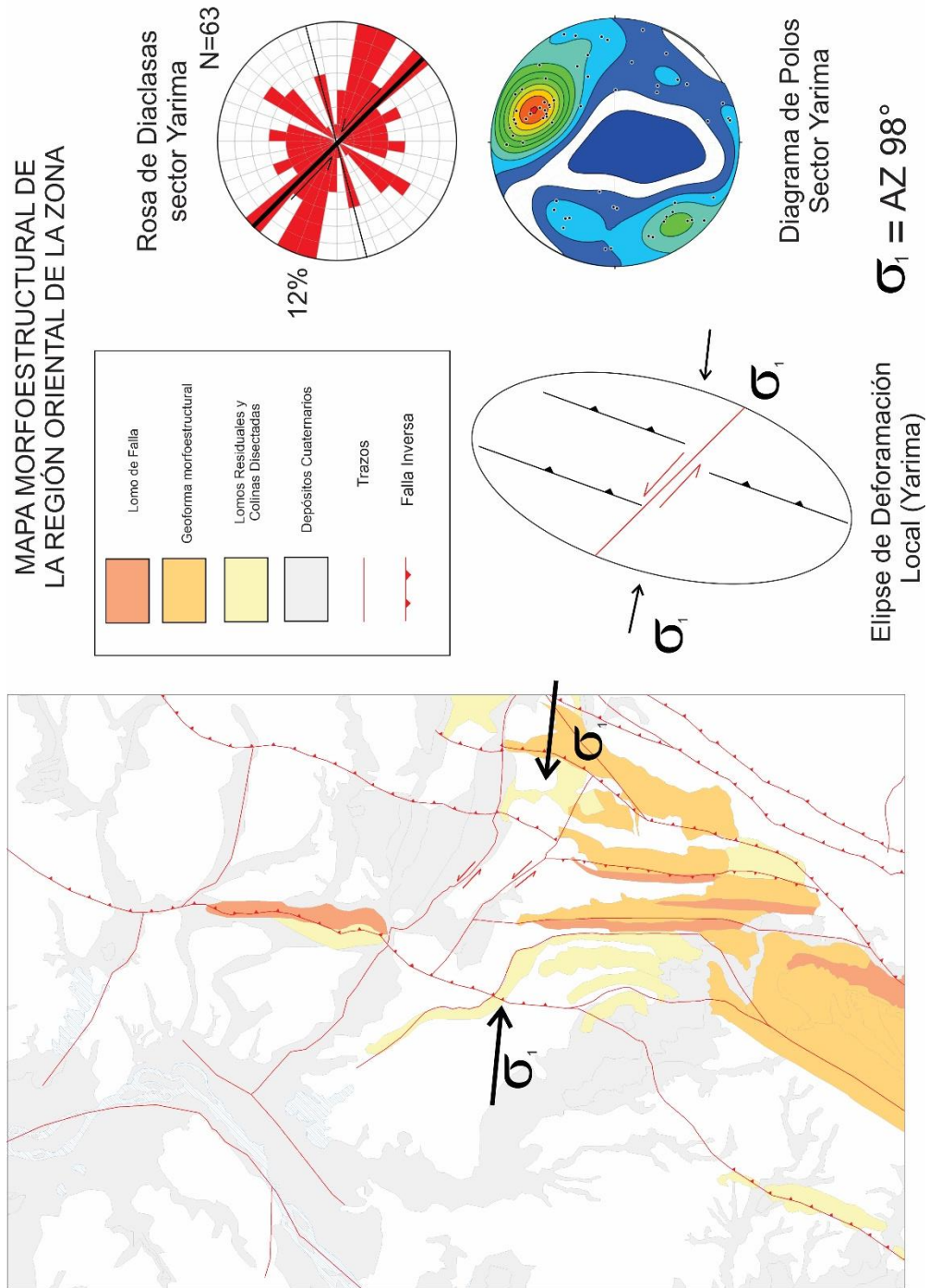


Figura 52: Mapa morfoestructural de la región occidental de la zona de estudio. Orientación de las estructuras por cizalla simple sinistral (esquema de juego de Riedel). Fuente: Autor.

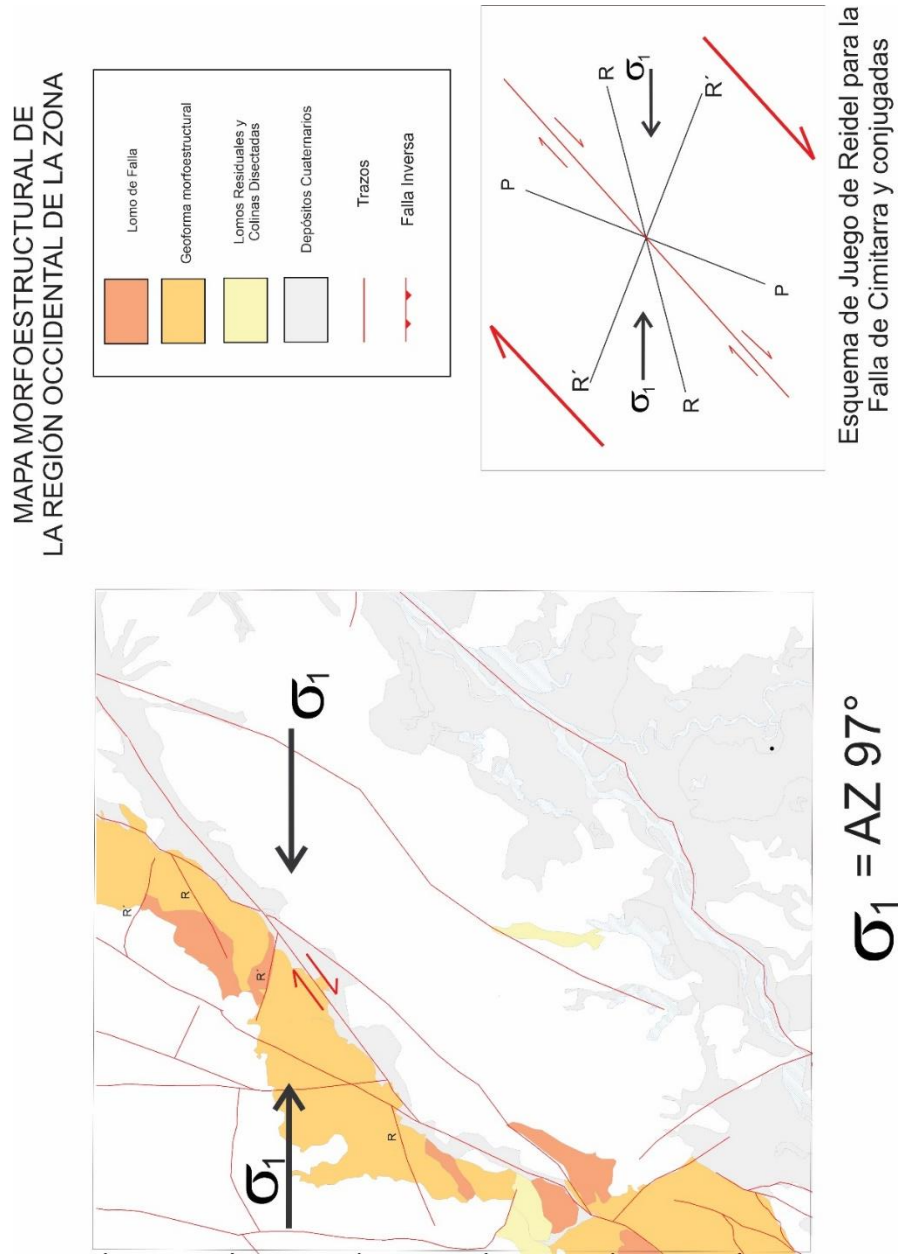
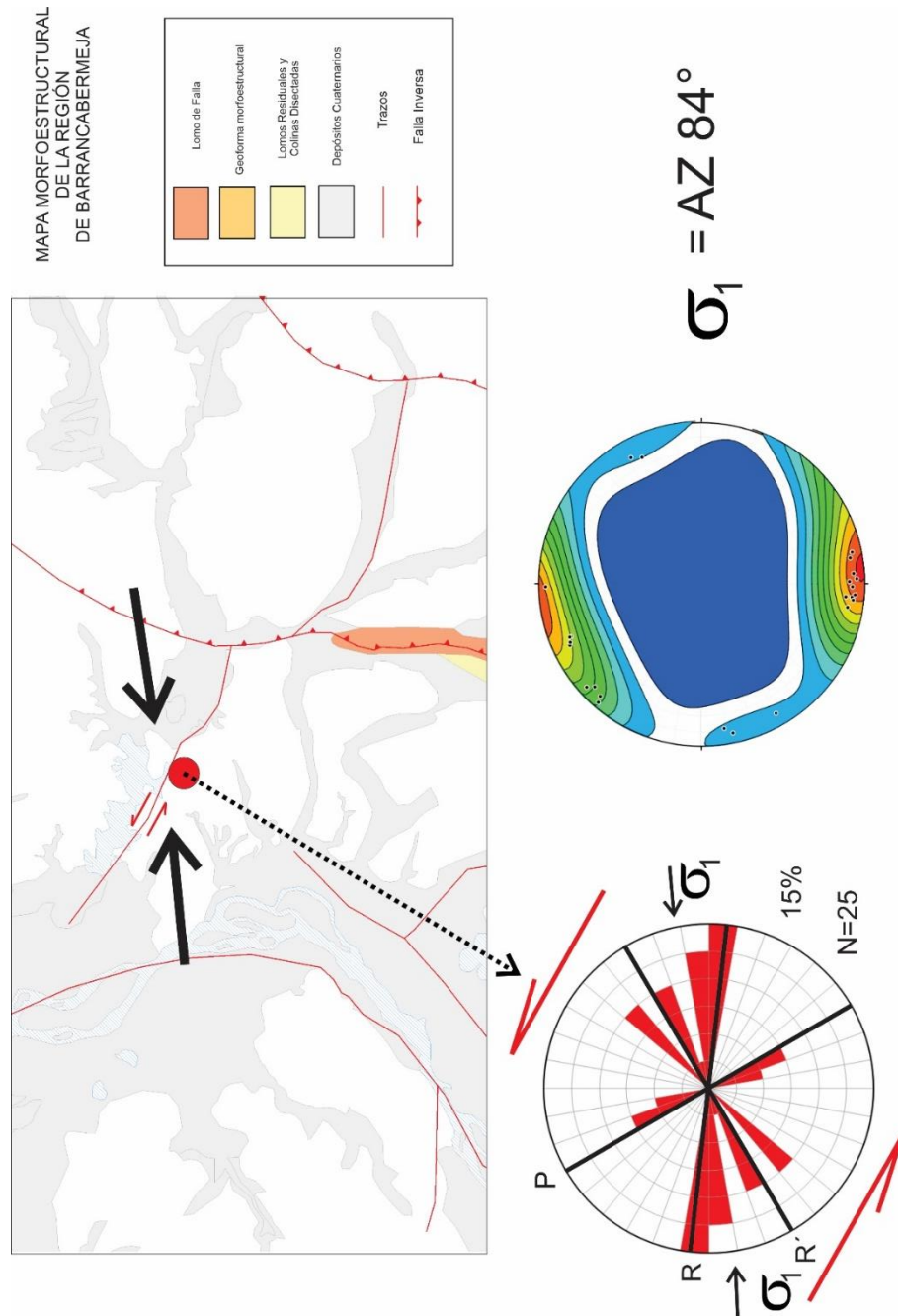


Figura 53: Mapa morfoestructural de la región del norte de Barrancabermeja. Orientación de las estructuras por cizalla simple sinistral (esquema de juego de Riedel) a partir de la rosa de diaclasas. Fuente: Autor.



6. DISCUSIÓN

En el presente trabajo se recopiló y analizó información secundaria geocientífica superficial; se elaboró la cartografía geológica, geomorfológica y el análisis morfoestructural (cinemático) de un sector meridional del terreno denominado Cuenca Sedimentaria del Valle Medio del Magdalena (VMM), de 5868 km² sobre ambos márgenes de este río, delimitado al sur y al norte por las áreas urbanas de los municipios de Barrancabermeja y Puerto Berrío.

En el desarrollo del presente trabajo se obtuvo también información referente a la cartografía geológica regional del Gómez et al. (2008 a, 2008 b, 2009, 2012 y 2015), información de la estratigrafía referente a la formación Mesa por Butler (1942) quién utiliza el término originalmente para identificar las capas de la parte inferior del grupo en el Valle Superior del Magdalena, que específicamente forman mesas en el área de Honda definiendo su litología y sección tipo aunque dichas características no corresponden del todo a la unidad que aparece en el Neogeno-Cuaternario del VMM, según De Porta (1965) algunos autores han agregado afloramientos de terrazas del río Magdalena a la Formación Mesa, hecho que aumenta su espesor e incluye por primera vez una descripción de los depósitos en los que se focaliza el presente trabajo. Trabajos más recientes con también incluidos en la literatura recolectada como son Gómez et al. (2015) que en su mapa identifica esta unidad como N2Q1-VCc y da una edad aproximada del Plioceno-Pleistoceno basándose en su posición concordante sobre el Grupo real y finalmente Reyes y Flórez, (2016) que describen detalladamente la sedimentología y estratigrafía de la unidad en la zona de Barrancabermeja dándole nombre actualizado a sus dos miembros y basándose en una datación palinológica de Dueñas y Castro, (1981) le dan una edad de depositación a la Formación Mesa de entre 5.33 y 0.012 millones de años (Neógeno-Cuaternario) y resaltan las discrepancias de sus hallazgos con los estudios cartográficos y estratigráficos anteriores .

Las principales evidencias morfotectónicas de esta zona corresponden a los cerros estructurales, los espinazos estructurales y las sierras sinclinales, localizados en ambos límites laterales de la zona estudiada, en litologías de edades muy variadas incluyendo la Formación Mesa (Neógeno-Cuaternario) y el batolito de Segovia (Jurásico). Otras geoformas morfotectónicas importantes son las sierras de barras estructurales, y las geoformas convertidas en los lomos residuales de ambiente denudacional. Las anteriores geoformas son el resultado de procesos de truncamiento y desplazamiento vertical, que son expuestos a agentes de meteorización que actúan sobre los materiales en la trayectoria del río Magdalena, Opón, Carare La Colorada y la quebrada Vizcaína, propiciando el desarrollo de geoformas de llanuras de inundación, y con grandes extensiones generando procesos de depositación de sedimentos aluviales que hoy conforman depósitos cuaternarios de terrazas sub-recientes así como depósitos de cauce y llanuras aluviales (Figura 50).

La geología estructural regional del occidente del área estudiada está influenciada por las fallas Cascajera, La Colorada, La Salina, Infantas y Arrugas, descritas las últimas tres por Royero y Clavijo (2001) como fallas de tipo inverso con dirección de rumbo NE-SW y vergencia al Occidente, igualmente las estructuras de la zona se encuentran orientadas en dirección NE-SW y descritas las primeras dos como dos fallas paralelas, con un componente de tipo normal y cinemática de rumbo sinistral con dirección NW concordando con la dirección del río Cascajales las cuales delimitan el bloque central del Campo Escuela Colorada (Zafra, 2013), enmarcándolo en una zona de cizalla simple sinistral, la cual demarca una rampa lateral de cabalgamiento.

Hacia el Este del Campo Escuela Colorada y la Falla La Salina se encuentra localizado el Anticlinal de San Luis con una dirección de rumbo el cual Gómez et al. (2008 b) por interpretación sísmica infirió que fue originado por el cabalgamiento de la Falla de Arrugas; con dicha orientación a nivel regional al interior del campo se encuentra localizado una pequeña estructura de tipo Anticlinal con dirección NWW (Gómez et al., 2009) y llamado por GIGHC, (2013: en Zafra, 2013) como Anticlinal de Colorada, el cual

no se ajusta a las direcciones regionales de las estructuras. Los datos estructurales obtenidos en campo sugieren que la influencia de la Falla Cascajales y La Colorada se extienden por gran parte del occidente de la zona (Figura 50) y a través de unidades tan recientes como Mesa (Tabla 3) obedeciendo a un tensor de esfuerzo local de (AZ 97°) sugerido a partir de los datos de fracturas obtenidos en la zona de Yarima que corresponden a unidades desde el Paleógeno hasta el cuaternario (Figura 17). Las unidades basculadas (Pre-Real) muestran dos familias principales de diaclasas, unas verticales al NNW y unas más al NWW inclinadas entre 60 y 50° que parecen mostrar trazos antitéticos de la Falla Cascajales. Esto indicado porque de los 93 datos, 63 están en las estaciones cercanas a dicha falla. La falla estaría buzando al NE para que se deposite la terraza de Yarima, pero las fracturas muestran fallas inclinadas al SW, por lo cual serían conjugadas (antitéticas).

En la zona de Barranca, donde se midieron fracturas y estrías en la formación Mesa se hallaron arreglos en cizalla con algunos planos estriados de alto ángulo (Tipo R y R') (Foto 4B) para un total de 43 datos que muestran un tensor cercano a AZ 84° que difiere del tensor regional de AZ 88° (Figura 55). El cambio en el ángulo puede deberse a esfuerzos más NNW-SSE provenientes del límite norte de la zona que parecen desplazar el cauce del Río Magdalena a la altura de la desembocadura de la Quebrada Vizcaína por unos 15km generando un codo abrupto después del cual el Río parece mantener un rumbo casi rectilíneo por más de 80km hasta cercanías de Puerto Berrío (Figura 43).

Entre los modelos estructurales propuestos recientemente para el sector meridional del VMM resaltan los aportes de Zafra (2013) que establece un tensor de esfuerzo regional de AZ 116° a partir de la disposición de las fallas inversas respecto a las transversales en el margen oriental del Río Magdalena entre Barrancabermeja y Puerto Parra (Figura 54). En este mismo documento queda reflejada la variación local de la orientación del tensor de esfuerzos ya que el tensor regional difiere del tensor local que el autor calculó usando fracturas de tensión medidas en la zona de influencia de las Fallas la Colorada y La Casajera.

Un segundo modelo aún más reciente lo plantean Londoño et al. (2019) quienes obtuvieron los datos base de la actividad sísmica del VMM utilizando trece estaciones sísmicas portátiles y 15 estaciones permanentes, todas estas de banda ancha. Hicieron análisis de hipocentros de más de 7000 sismos con magnitudes locales de entre 0.1 y 5.7. Aquellos de profundidad cortical fueron atribuidos a la actividad de fallas como Bucaramanga, Cimitarra, Curumaní y Arrugas. Esta última, según los autores, delineó la forma de la losa de subducción de la placa del Caribe debajo de la placa suramericana, que exhibió cambios en el ángulo de buzamiento entre 29° y 39° probablemente asociados a rupturas profundas. Finalmente, su modelo para el VMM afirma que la región se encuentra bajo un régimen de compresión horizontal que da lugar a fallas con componente rumbo fruto de un tensor de esfuerzos calculado de 88° Azimut con un plunge de 15° (Figura 55).

De estos dos modelos podemos observar similitudes en los resultados, el tensor calculado para la región oriental de la zona de estudio (AZ 98°) se asemeja al tensor regional propuesto por Zafra (2013) de AZ 116°. Mientras tanto, el tensor calculado por Londoño et al. (2019) de AZ 88° se asemeja al AZ 97° obtenido por el presente estudio a partir de análisis fotogeológicos en el Occidente de la zona. Esta correspondencia podría indicar que el sector occidental de la zona de estudio parece estar menos influenciado por esfuerzos locales y más por un tensor regional. Caso contrario en la zona oriental donde los tensores de esfuerzos locales (más recientes) parecen tener más relevancia.

Figura 54: Mapa estructural integrado de la geología regional con el CEC. elipse de deformación regional por cizalla simple (superior izquierda) y elipse de deformación por cizalla simple al interior de la zona de limitada por las Fallas Cascajales y la Colorada demarcando la zona central del campo (inferior izquierda). Tomado de Zafra (2013).

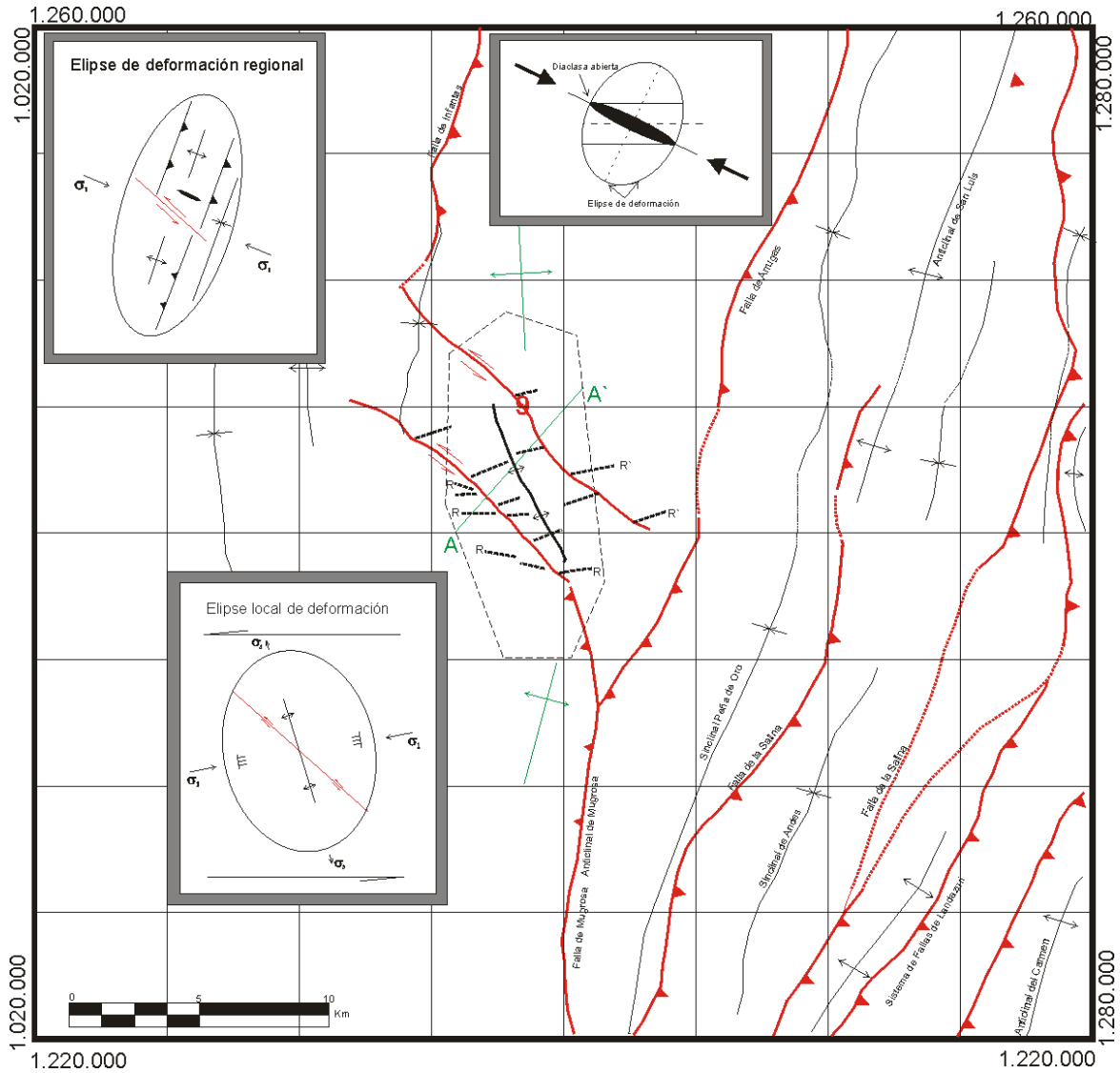
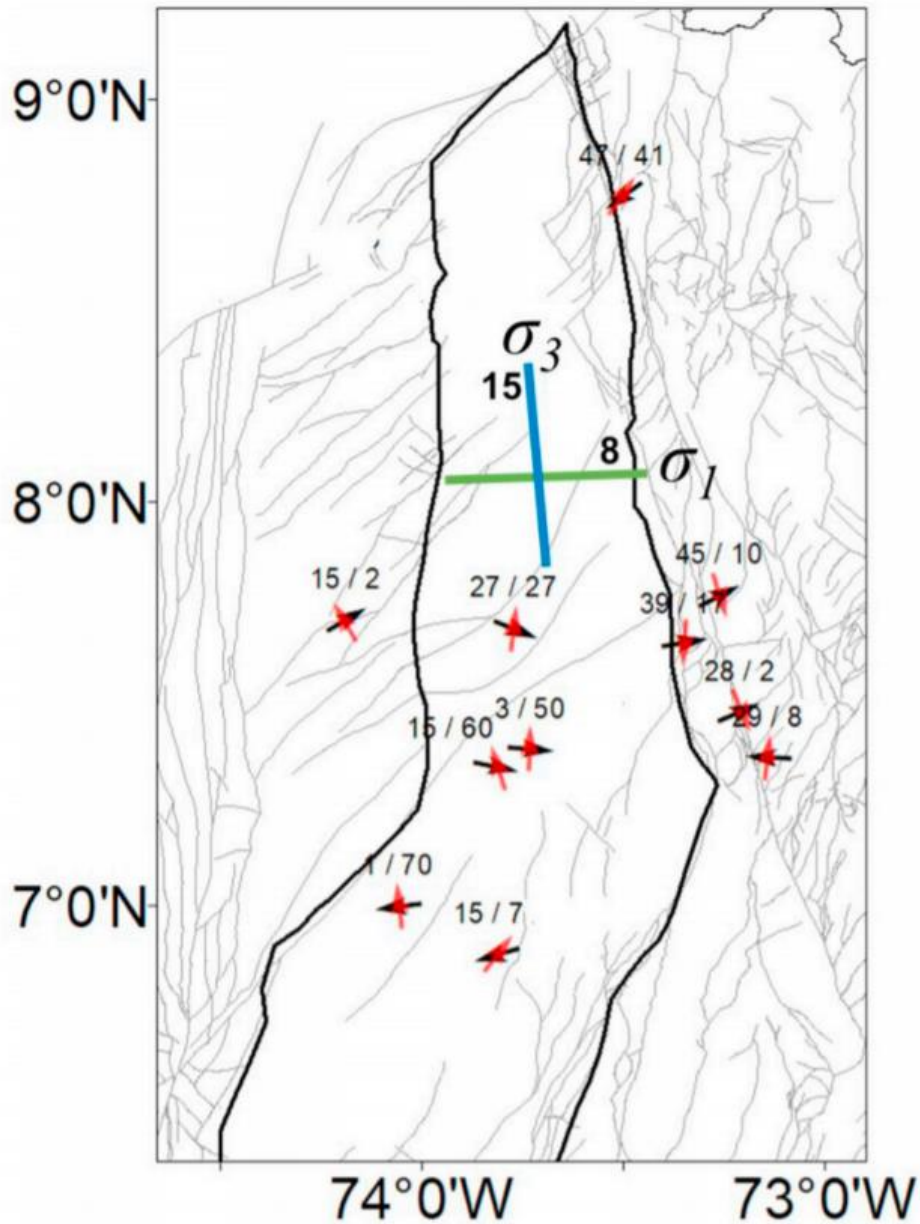


Figura 55: Gráfico espacial de los ejes P (flechas negras) y T (flechas rojas) ejes de los mecanismos locales de la corteza terrestre. Los ángulos de buzamiento están etiquetados para cada eje P y T (buz P / buz T). Máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) con su buzamiento para toda la región del VMM. El límite de la cuenca VMM está representado por una línea negra polígono. Tomado de Londoño et al. (2019).



7. CONCLUSIONES

- Gracias al estudio de campo se logró comprobar la presencia de ambos miembros de la Formación Mesa en ambos márgenes del Río Magdalena.
- Las principales evidencias morfotectónicas de esta zona corresponden a los cerros estructurales, los espinazos estructurales y las sierras sinclinales, localizados en ambos límites laterales de la zona estudiada.
- Se reconocieron tres tensores de esfuerzos principales que afectan las unidades del VMM: AZ 97° para la región occidental influenciada principalmente por el sistema de Fallas de Cimitarra de cinemática dextral, AZ 86° para la región de Barrancabermeja y AZ 98° para la región oriental influenciada por una combinación de fallas inversas NNE-SSW y fallas de rumbo sinistral NW-SE.
- En la región de Barrancabermeja el tensor de esfuerzos local parece orientarse no solo de acuerdo a las fallas anteriormente mencionadas que afectan el sector oriental de la zona sino que existe también un desplazamiento en dirección SE proveniente del NW de la zona de estudio, evidencia de ello son los 15Km que el Río Magdalena parece haberse movido hacia el SE generando una forma de codo en su cauce a la altura de la desembocadura de la Quebrada Vizcaína después de la cual el río se mantiene en dirección SW por casi 80km en una trayectoria casi rectilínea fruto posiblemente de la influencia de la Falla de Cimitarra

8. RECOMENDACIONES

- Se recomienda la adquisición de información sísmica detallada de la zona que permita corroborar muchos de los lineamientos propuestos en el presente estudio con el objetivo de aportar más a la comprensión del marco morfotectónico regional y su influencia en las unidades más recientes del VMM.
- Es necesario tener en cuenta la presencia de tectónica activa en las unidades del Neógeno-Cuaternarias del VMM para el desarrollo de planes de ordenamiento territorial de acuerdo con los riesgos sísmicos y estructurales que implican las rocas sobre las que se edifican municipios como Yondó y Barrancabermeja.

BIBLIOGRAFÍA

Acosta, J., Lonergan, L., & Coward, M., 2004. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 181-194. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.002

Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ayed, N. B., Attafi, K., Houla, Y., Rebai, N. (2013). Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: A multidisciplinary approach. *Journal of Seismology*, 18(2), 235-256. doi:10.1007/s10950-013-9395-y.

Burley, S., Worden, R. 2003. *Sandstone Diagenesis: Recent And Ancient*. International Association of Sedimentologists.

Butler, J.W., Jr., 1942. Geology of the Honda district, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.26, p.793-837.

Caballero, V. et al. 2010. Levantamiento de la cordillera oriental de Colombia durante el eoceno tardío – oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el sinclinal de nuevo mundo, cuenca valle medio de la magdalena. Vol. 32 Núm. 1 (2010): *Boletín de Geología*.

Carvajal, H. et al. 2004. Propuesta Metodológica para el Desarrollo de la Cartografía Geomorfológica para la Zonificación Geomecánica. Proyecto Compilación y Levantamiento de la información Geomecánica, Volumen I. Servicio Geológico Colombiano.

Carvajal, H., 2011. Propuesta de estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia. Servicio Geológico Colombiano.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., Rudkiewicz, 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*. Technips, Paris, pp. 81–100.

Cooper, M. A., Addison, F. T. et al. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 1421–1443.

Cristallini, E. (1998). *Introducción a las fajas plegadas y corridas*. Buenos Aires, Argentina.

Dengo, C.A., Covey, M.C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *Am. Assoc. Pet. Geologist Bull.* 77, 1315–1337.

Cruz, L., Álvarez, M., Caballero, V. 2004. *Petrología Sedimentaria: Guías de laboratorios*. Escuela de geología, Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga.

De Porta, J. 1965. *La estratigrafía del cretáceo superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena*. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología. Bucaramanga, 1965.

De Porta, J., Cáceres, C., Etayo, F., Hoffstetter, M., Navas, J., et al., 1974. *Lexique Stratigraphique International*. Centre National Recherche Scientifique. Volume V. *Amerique Latine*, fascicule 4b, Colombie, 692. París.delvaux

Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M., López-Ruiz, J., Aparicio, A., 1995. Slickenside kinematic indicators in high- and low-angle normal faults in the Alpine Betic Cordilleras, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Penrose Conference on 'finegrained fault rocks'*, Leavenworth, WA.

Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295 (1–2), 187- 197.

Dueñas, H. & Castro, G., 1981: Asociación palinológica de la Formación Mesa en la región de Falán, Tolima, Colombia. *Geología Norandina*. (3) 27-36.

Folk, R. L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*, University of Texas, Geology 370K, 383 L, 383 M, Hemphill Publishing Co, Austin Texas.

Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 463p.

Galvis, M., Velandia, F., Villamizar, N., 2014. Cartografía morfoestructural de la Falla de Bucaramanga: geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander - Colombia. XVII Congreso Peruano de Geología, Memorias. Lima. Perú.

García-Delgado, H., & Velandia, F. (2020). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology*, 349, 106914. doi:10.1016/j.geomorph.2019.106914

Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. & Cardozo. (2005). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 1272-1292.

Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, A., y Diederix, H. (2015). Mapa geológico de Colombia 2015. Escala 1:1.000.000. Servicio Geológico Colombiano.

Gómez, L. A., Lancheros, J. A., López, C., Patiño, A., Beltrán, A., Renzoni, G., Quintero, C. (2008a). Cartografía geológica y muestreo geoquímico escala 1:100.000 de la plancha 150 - Cimitarra VMM.

Gómez, L., Patiño, A., Lancheros, J. Guerra, A. Renzoni, G., Beltrán, A., Quintero, C., Manrique, M. 2009. Cartografía Geológica y Muestreo Geoquímico Escala 1:100.000 de

la Plancha 134 – Puerto Parra VMM. Ingeominas, Bogotá.

Gómez, L., Renzoni, G., Beltrán, A., Quintero, C., Manrique, M. 2008b. Cartografía Geológica y Muestreo Geoquímico Escala 1:100.000 de la Plancha 119 – Barrancabermeja VMM. Ingeominas, Bogotá.

Gupta, R. P., 2018. Remote sensing geology. Berlín: Springer.

Hancock, P.L., Barka, A.A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Struct. Geol.* 9, 573–584. Ecopetrol S.A, Bogotá, Colombia.

Hubach, E., 1957. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. Servicio Geológico Nacional. Informe Número 1212. Santa Fé de Bogotá, 1957.

Jiménez, G. et al. 2016. Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Rev. acad. colomb. cienc. exact. fis. nat.* [online]. 2016, vol.40, n.155, pp.312-319. ISSN 0370-3908. <http://dx.doi.org/10.18257/raccefyn.293>.

Mojica, J., Franco, R. (1990). Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, Volumen 17, p. 41-64, 1990. ISSN electrónico 2357-3767. ISSN impreso 0072-0992.

Morales, L. G. Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H., O'donoghue, D. J., Moler, C. E., Dubois, E. P., Jacobs, C., And Goss, C. R., 1958, General geology & oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia: Habitat of Oil. Symposium, America Association of Petroleum Geologists. P. 641-695.

Londoño, J.M., Quintero, S., Vallejo, K., Muñoz, F., Romero, J., 2019. Seismicity of Valle Medio del Magdalena basin, Colombia. *J. South Am. Earth Sci.* 92, 565–585. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.003>.

López, O. A y Jaimes, E. L., 2015. Contribución al conocimiento geológico del sector Sureste de la Plancha 120-II-C, Valle Medio del Magdalena.

Ortiz, A. Ecopetrol. 2001. Caracterización Sedimentológica – Estratigráfica Del Campo Llanito - Gala. División De Exploración Y Producción Litoteca Nacional-Estratigrafía. ICP, Piedecuesta.

Reyes M., G. A., y Flórez O., H. D., 2016: Geología urbana de Barrancabermeja. Base para Ingenierías, ordenamiento territorial y gestión de riesgo. Libro publicado en Mojica & Asociados Impresores Ltda. Bucaramanga, mayo de 2016, 70p.

Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C. & Mayorga, M. 2004. A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia. Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In: McClay, K. R. (ed.) Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems.

Royero, J. M., y Clavijo, J. 2001. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, Escala 1:400.000. Memoria Explicativa, INGEOMINAS, Bogotá, 92p.

Sarmiento - Pérez, Gustavo & Puentes, Javier & Sierra, Camilo. (2015). Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte del Valle Medio del Magdalena. GEOLOGÍA NORANDINA. 12.

Schamel, S., 1991, Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia, American Association of Petroleum Geologists Memoir, M 52, Chapter 10, p. 283-301.

SGC, 2012. Cartografía Geológica De La Plancha 133 – “Puerto Berrío” Escala 1:100.000. Bogotá D.C.

SGC, 2015. Elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas escala

1:100.000 ubicadas en cuatro bloques del Territorio Nacional identificados por el Servicio Geológico Colombiano Grupo 2: Zonas Sur A y Sur B. Contrato 512 de 2013. Geología de la Plancha 434 Cartagena del Chaira. Escala 1:100.000. Producto. Versión año 2015. doi: 10.32685/10.143.2015.338.

Correa, M. y Alfaro, A. (2011). Necesidad de la revisión de los estudios de amenaza sísmica a raíz del sismo de Tohoku del 2011. *Revista Tecnura*, 15(30), 82-92.

Van Der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Inventario Geológico Nacional. Boletín Geológico*, 6 (1-3): 67-128. Bogotá.

Velandia, F., 2017. Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia - Sede Bogotá.

Velandia, F., Bermúdez, M.A., 2018. The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2018.07.020.

Ward, D. E.; Goldsmith, R.; Cruz, J.; Restrepo, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona. Departamento de Santander. *Ingeominas, Bol. Geol.*, 21, (1-3):1- 132. Bogotá.

Weiske, F., 1926. Memoria detallada de los estudios del Río Magdalena: Obras proyectadas para su arreglo y resumen del presupuesto. Ministerio de Obras Públicas, Colombia. Editorial Minerva, 1926.

Zafra, M., 2013. Cartografía Geológica del Campo Colorada a Escala 1:25.000. Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología. Bucaramanga.

ANEXOS

Los anexos están adjuntos y puede visualizarlos en base de datos de la biblioteca UIS.