

Configuración estructural y su influencia en la generación de movimientos en masa en la
Mesa de Lebrija y norte del Anticlinorio de Los Yarigués

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geólogo

Juan Manuel Duarte Bueno

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Doctor en Geociencias

Codirectora

Angelica Álvarez Naranjo

Doctora en Geología Estructural y Tectónica

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico – Químicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2025

Dedicatoria

A mis padres José Manuel y Luz Amanda

A mi hermana Laura María

A la memoria de mi nona Rosalba.

Agradecimientos

A mis directores de tesis, el profesor Francisco Velandia y la profesora Angelica Álvarez, por el invaluable conocimiento compartido a lo largo de mi proceso formativo, pero sobre todo por su calidad humana y la integridad profesional con la que guían y motivan a todos sus estudiantes.

Al Semillero de Geología Estructural y Tectónica (SEGET) de la Escuela de Geología, y a su director, el profesor Francisco Velandia, por el respaldo constante y el apoyo económico que hizo posible el desarrollo de este proyecto de investigación. Agradezco también a sus integrantes, hoy amigos, compañeros y futuros colegas, su ayuda en la discusión y trabajo de campo fue indispensable. Especialmente a Dana, Jerson, Benjamín, Felipe, Santiago, Juana y Daniela.

A quienes han alzado su voz y luchado por un país en paz y una educación pública, gratuita y de calidad.

A mis amigos Manuela, Manuel, Yelithza, Karen, Chato y Aleja por el cariño, las risas, y el acompañamiento constante.

A Paula, mi compañera de vida, por su amor incondicional y por siempre estar y ser una luz en mi camino.

A mi mamá, mi papá, mi hermana, mi primo David, mi nona Luzma y Ruth. Su presencia y amor son el motor que necesito para lograrlo todo.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	12
1. Objetivos	15
1.1 Objetivo General	15
1.2 Objetivos Específicos	15
2. Marco geológico.....	15
2.1 Tectónica	15
2.2 Geología estructural regional y local	18
2.3 Estratigrafía	21
2.4 Geomorfología	25
3. Métodos y herramientas	27
3.1 Revisión bibliográfica, adquisición de insumos y planeación	27
3.2 Adquisición de datos	28
3.2.1. Estratificación	29
3.2.2. Diaclasas y venas	29
3.2.3. Indicadores cinemáticos.....	30
3.2.4. Clivaje	31
3.3 Procesamiento	32
3.3.1. Cartografía.....	32
3.3.2. Estrías.....	33

3.3.3. Diaclasas	33
3.3.4. Afloramientos.....	34
3.4 Análisis y discusión	36
4. Resultados	37
4.1 Cartografía estructural.....	37
4.2 Cartografía geológica y estratigrafía.....	39
4.3 Cartografía Geomorfológica	44
4.4 Patrones de Fractura.....	47
4.4.1. Fracturas	53
4.4.2. Planos Estriados	57
4.5 Procesos morfodinámicos	63
5. Discusión.....	66
5.1 Dinámica	67
5.2 Cinemática.....	70
5.3 Relación estructural y procesos morfodinámicos	73
6. Conclusiones	74
Referencias Bibliográficas	76

Lista de Tablas

Tabla 1 <i>Estratigrafía de la zona de estudio según diversos autores</i>	23
Tabla 2 <i>Cuantificación ambientes geomorfológicos</i>	44
Tabla 3 <i>Resultados análisis FracPaQ</i>	47
Tabla 4 <i>Movimientos en masa en cada subunidad geomorfológica</i>	66

Lista de Figuras

Figura 1 <i>Localización geográfica zona de estudio.</i>	14
Figura 2 <i>Marco tectónico de los Andes del Norte.</i>	17
Figura 3 <i>Mapa estructural local</i>	21
Figura 4 <i>Columna generalizada VMM.</i>	22
Figura 5 <i>Fracturas conjugadas y ortogonales.</i>	30
Figura 6 <i>Criterios cinemáticos en una falla dextral</i>	31
Figura 7 <i>Características en pliegues</i>	32
Figura 8 <i>Mapa de estaciones de campo</i>	35
Figura 9 <i>Diagrama ternario de conectividad.</i>	36
Figura 10 <i>Mapas de lineamientos y estructuras</i>	38
Figura 11 <i>Mapa geológico de la zona de estudio</i>	42
Figura 12 <i>Cortes geológicos</i>	43
Figura 13 <i>Mapa de ambientes geomorfológicos</i>	45
Figura 14 <i>Mapa de subunidades geomorfológicas</i>	46

Figura 15 <i>Conectividad afloramiento JM04</i>	48
Figura 16 <i>Diagramas ternarios de conectividad de cada afloramiento analizado</i>	49
Figura 17 <i>Mapas de intensidad en la zona de estudio</i>	50
Figura 18 <i>Mapas de densidad en la zona de estudio</i>	51
Figura 22 <i>Diagrama de Rosas total y estructuras</i>	54
Figura 23. <i>Diagramas de rosa y red estereográfica por zonas y/o estaciones</i>	56
Figura 24 <i>Tensores TA y TB</i>	58
Figura 25 <i>Tensores por sectores</i>	61
Figura 26 <i>Tensores por zonas estructuras</i>	62
Figura 27 <i>Mapas distancia a fallas y lineamientos</i>	64
Figura 28 <i>Cartografía estructural y movimientos en masa</i>	65
Figura 29 <i>Diagramas de rosa y tensores de esfuerzo</i>	69
Figura 30 <i>Cuña en el sector sur</i>	72

Lista de Apéndices

Los apéndices están disponibles en el Repositorio Institucional

Apéndice A. Geomorfología

Apéndice B. Resultados totales FracPaQ

Resumen

Título: Configuración estructural y su influencia en la generación de movimientos en masa en la Mesa de Lebrija y norte del Anticlinorio de Los Yariquíes *

Autor: Juan Manuel Duarte Bueno **

Palabras Clave: Campo de esfuerzos, Movimientos en masa, Cinemática, Geodinámica, Geomorfología

Descripción:

Este trabajo se centra en la configuración estructural de la Mesa de Lebrija y el norte del Anticlinorio de Los Yariquíes, con el objetivo de comprender la relación entre la deformación y la generación de movimientos en masa. A través del análisis morfoestructural y de indicadores cinemáticos, se identificaron los principales rasgos de fracturas que controlan la evolución tectónica de la región. El análisis de la deformación regional y local evidenció la influencia de fallas mayores como la Falla de Suárez y la Falla de Lebrija, cuyos trazos son explicados por la distribución de esfuerzos y estructuras secundarias. Se definió un régimen de esfuerzos predominantemente compresivo, con variaciones locales hacia transpresión y transcurrencia, lo que explica la compleja interacción tectónica en la zona. Además, el estudio de patrones de fracturamiento a partir de datos estructurales y procesamiento de imágenes permitió cuantificar la densidad, intensidad y conectividad de fracturas. Se determinó que el sector norte presenta una mayor densidad de fracturas, mientras que, en el sur, aunque la densidad es menor, las estructuras muestran mayor conectividad. Los resultados obtenidos permiten entender cómo la configuración estructural y la evolución tectónica han influenciado la estabilidad del terreno en la región, proporcionando información clave para la evaluación del riesgo de movimientos en masa. Estos hallazgos pueden ser utilizados como base para futuras investigaciones en geotecnia y gestión del riesgo en áreas tectónicamente activas.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. Doctor en Geociencias. Codirectora: Angelica Álvarez Naranjo. Doctora en Geología estructural y Tectónica

Abstract

Title: Structural setting and its influence on the generation of mass movements in the Lebrija Mesa and north of the Los Yariquíes Anticlinorium *

Author(s): Juan Manuel Duarte Bueno **

Key Words: Stress field, Mass movement, Kinematics, Geodynamic, Geomorphology

Description:

This work focuses on the structural configuration of the Lebrija Mesa and the northern Los Yariquíes Anticlinorium, with the aim of understanding the relationship between deformation and the generation of mass movements. Through morphostructural analysis and kinematic indicators, the main fracture patterns controlling the region's tectonic evolution were identified. The analysis of regional and local deformation revealed the influence of major faults such as the Suárez Fault and the Lebrija Fault, whose paths are explained by stress distribution and secondary structures.

A predominantly compressive stress regime was defined, with local variations toward transpression and strike-slip, which explains the complex tectonic interaction in the area. Furthermore, the study of fracture patterns based on structural data and image processing allowed the quantification of fracture density, intensity, and connectivity. It was determined that the northern sector presents a higher fracture density, while in the south, although the density is lower, the structures show greater connectivity. The results obtained allow us to understand how the structural configuration and tectonic evolution have influenced ground stability in the region, providing key information for assessing the risk of landslides. These findings can be used as a basis for future research in geotechnics, and risk management in tectonically active areas.

* Degree Work

**Faculty of Physico-Chemical Engineering. School of Geology. Academic Program.
Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, PhD in Geosciences. Co-Director: Angelica Álvarez Naranjo, PhD in Structural Geology and Tectonics.

Introducción

La deformación revela la historia geotectónica de una zona, se encuentra íntimamente relacionada con su evolución y el modelamiento del paisaje, por ende, es el punto de partida para el entendimiento del comportamiento del terreno y cualquier proceso morfodinámico. Estos fenómenos se presentan en el área comprendida entre el norte del Anticlinorio de Los Yarigués (AY) y la denominada Mesa de Lebrija (núcleo de esta estructura (ver Figura 1), zona económicamente muy productiva y habitada, que acoge corredores viales importantes, la cual se encuentra influenciada por la tectónica de los Andes del Norte, que es resultado de la convergencia de las placas Sudamericana, Caribe y Nazca y la Microplaca de Panamá (Trenkamp *et al.*, 2002). Como resultado de esta interacción se forman complejos como la Cordillera Oriental y en su núcleo, el Macizo de Santander y el AY. Este anticlinorio es una estructura de 80 km de longitud, asimétrica y con replegamiento continuo, pero no uniforme (Osorio-Afanador, 2016). Su eje va en dirección N10°E y tiene un cierre hacia el sur, truncado por la Falla de Bucaramanga; su núcleo está formado por rocas de la Formación Girón (Royero & Clavijo, 2001) y su evolución geológica registra evidencias de episodios deformacionales de la Cordillera Oriental (CO) (Caballero, *et al.*, 2010). La Mesa de Lebrija o Plataforma de Lebrija nombrada por Julivert (1968), se le ha relacionado con la región topográfica del área de mesas y cuevas, sin embargo, su información es limitada y su origen morfoestructural se ha tratado y debatido solamente por el autor que la nombra. Estudios anteriores han tratado zonas adyacentes al área de estudio desde la geología estructural en el análisis de la deformación y definición de estructuras (Cetina *et al.* 2019), la caracterización de la sedimentación y su relación con la tectónica (Osorio-Afanador & Velandia, 2021), las zonas transversales y su relación con estructuras regionales (Araque & Otero, 2017) y el análisis cinemático en el Anticlinorio (Sánchez, 2024). El presente trabajo tiene como propósito

definir y explicar la disposición y relación entre las estructuras geológicas que componen la zona de estudio, las cuales evidencian la deformación y los procesos morfodinámicos que afectan el paisaje. Esto mediante el análisis cinemático y dinámico del área.

Justificación y planteamiento del problema.

El área de estudio que hace parte de los municipios de Lebrija, Girón, Rionegro, Zapatoca y Betulia representa una zona estructuralmente compleja y a su vez, un motor económico muy importante acogiendo corredores viales nacionales y actividades productivas. Esto implica que el área en particular requiera de atención especial desde la geología, puesto que, carece de estudios de detalle que permitan resolver los problemas estructurales asociados a la deformación que se presenta. Lo que se conoce hasta ahora corresponde a proyectos civiles desarrollados en la zona, sin resolver la incertidumbre sobre el estado del macizo rocoso y el origen de los procesos morfodinámicos activos.

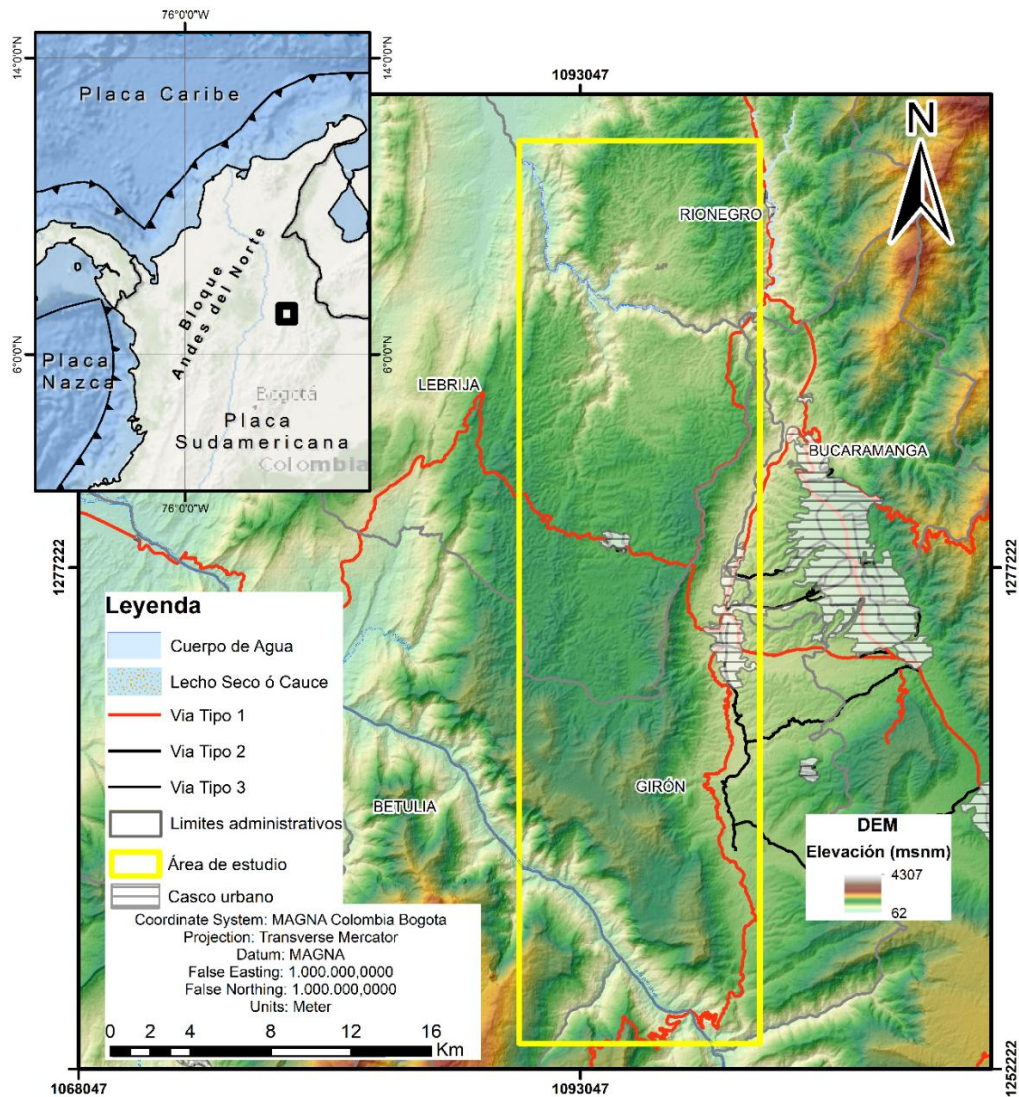
La UNGRD (2011) clasificó a Lebrija entre los municipios con amenaza alta por deslizamientos de tierra y afectación de corredores viales debido a las intensas lluvias presentadas en ese año. Adicionalmente, desde el 2012 el Gobierno Nacional a través de la UNGRD ha hecho inversiones por más de 65.077 millones de pesos en el departamento de Santander, destinados a obras de mitigación y reducción para control de inundaciones, fenómenos de remoción en masa, adecuación de vías en los municipios de Lebrija, Girón, Landázuri, Barbosa, La Fortuna, Bucaramanga y El Playón (UNGRD,2016).

La configuración y procesos asociados pueden ser factores que influyan en la generación de amenazas geológicas, y el Servicio Geológico Colombiano (SGC) se encarga de investigar estos

temas a nivel nacional para aportar al conocimiento integral del territorio y contribuir con la seguridad, el bienestar y la calidad de vida de las personas y el desarrollo sostenible (SGC, 2017).

Figura 1

Localización geográfica zona de estudio.



Nota: Los Insumos cartográficos fueron obtenidos de la cartografía 1:100.000 del instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y el modelo de elevación digital 12.5 m de ALOS PALSAR de la plataforma Alaska Search.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Definir la configuración estructural de la Mesa de Lebrija y norte del Anticlinorio de Los Yariagués con base en rasgos morfoestructurales e indicadores cinemáticos como un aporte para entender la generación de movimientos en masa.

1.2 Objetivos Específicos

Identificar la deformación regional y local en zona de estudio según control geomorfológico y geológico.

Explicar la cinemática de estructuras y campo de esfuerzos del área a partir de marcadores de deformación.

Cuantificar patrones de fracturas según su densidad e intensidad mediante la interpretación de fotografías de afloramiento (uso de software) y medición de datos estructurales.

Establecer los factores estructurales que puedan generar potencial desestabilización del terreno en la zona de estudio a partir de la cartografía estructural y geomorfológica en escala 1:25.000 con control geológico.

2. Marco geológico

2.1 Tectónica

La configuración tectónica actual en los Andes del norte, reconocido en Cediél *et al.* (2003) como un segmento geológico distinto de la Cordillera de los Andes, es resultado de la convergencia de las placas Sudamericana, Caribe y Nazca y la Microplaca Panamá. En consecuencia, el Bloque

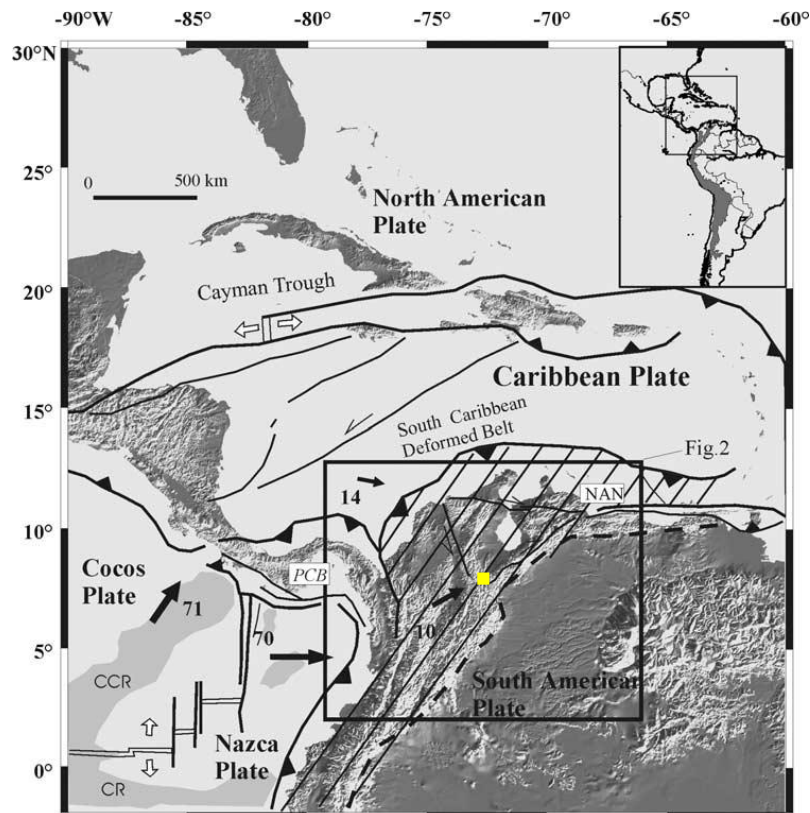
Andino puede definirse como una gran zona de triple unión bajo constricción, sin embargo, el estado de esfuerzos del mismo es mayoritariamente homogéneo y se caracteriza por una compresión con tendencia E-W que varía hacia el norte. (Ego, 1996; Trenkamp *et al.*, 2002, en Villamizar-Escalante *et al.*, 2024) (ver Figura 2). El resultado de esta compleja interacción son tres cinturones montañosos principales: la Cordillera Occidental (COC), la Cordillera Central (CC) y la Cordillera Oriental (CO) de doble convergencia (Taboada *et al.*, 2000; Bayona *et al.*, 2013), lo que caracteriza la deformación intracontinental a través de cadenas montañosas asociadas a fallas inversas y de rumbo regionales y por zonas de falla reactivadas, heredadas de fases tectónicas previas. La evolución de la geodinámica de la zona se ve representada en el cambio del campo de esfuerzos. Cortes *et al.* (2005) y Egbue, *et al.* (2014) reportan un primer campo de esfuerzos de dirección máxima de compresión E-W a SWW-NEE, no identificada en rocas más jóvenes al Eoceno temprano, lo que sugiere una edad de Paleoceno tardío a Eoceno para este régimen de esfuerzo. Taboada *et al.* (2000) revela un segundo régimen con una dirección de compresión de NW-SE a NWW-SEE, régimen que se registró en rocas tan antiguas como el Oligoceno. Esta segunda gran compresión también se caracterizó a lo largo de estructuras post-Mioceno y Cuaternario. Durante el Neógeno, la fase tectónica andina indujo un régimen de esfuerzos compresivos en el área de la antigua cuenca *Back Arc*, la inversión de la cuenca de la CO resultó así en una importante estructura tipo *pop-up*, alargada siguiendo la tendencia de las fallas normales antiguas (Cortes *et al.*, 2005).

Este proyecto se centrará en el área de influencia de la CO, en la que la historia tectónica está registrada en estructuras complejas como el Macizo de Santander y el aquí llamado AY. La CO es un cinturón orogénico intracontinental de doble vergencia delimitado por importantes fallas

inversas, con tendencia NNE que se extiende por 750 km desde la frontera con Ecuador hasta Venezuela, compuesto por un basamento polimetamórfico Precámbrico y Paleozoico, deformado durante varios eventos orogénicos pre-Mesozoicos y del Triásico-Jurásico que incluyeron cuerpos ígneos intrusivos. Las rocas del basamento están cubiertas por una espesa secuencia de rocas sedimentarias del Mesozoico y del Cenozoico, fuertemente deformadas durante el Neógeno por cabalgamientos y plegamientos. La CO marca el límite oriental de la deformación del cinturón plegado y cabalgante del Cenozoico en los Andes del norte. La altura media de la cadena se acerca a los 3.000 m (Altiplano Cundiboyacense), con cumbres que alcanzan los 5.500 m (Taboada *et al.*, 2000; Cortes *et al.*, 2006; Mora, *et al.*, 2010).

Figura 2

Marco tectónico de los Andes del Norte.



Nota: El recuadro amarillo corresponde a la zona de estudio de este proyecto. Tomado y adaptado de Cortes, et al. 2005.

2.2 Geología estructural regional y local

En el núcleo de la CO se encuentra el Macizo de Santander, que es un complejo ígneo-metamórfico que cuenta con estructuras mayores que controlan su cambio de rumbo NE a NNW. La evolución geológica de este complejo está ligada a otros relieves y geformas de los Andes del Norte, como el Macizo de Floresta al sur, la Serranía de Perijá al norte y los Andes de Mérida al NE (Velandia, 2017; Velandia et al., 2020). La configuración del Macizo de Santander se explica con un modelo transpresivo en estructura en flor positiva a lo largo de las fallas longitudinales paralelas en rumbo sinistral, con bloques en estilo dominó adyacentes a la Falla de Bucaramanga (Velandia, 2017). En la zona oeste de esta estructura, se encuentra la denominada Mesa de Lebrija, o Plataforma de Lebrija, nombrada por Julivert (1958) y posteriormente tratada por Langenheim (1959) y Navas (1963). Si bien Julivert la incluye dentro del conjunto de mesas, reconoce que no corresponde estrictamente a esta categoría debido a la ausencia de un nivel resistente que genere dicha morfología. De igual manera se presenta el Anticlinorio de los Yariguíes, descrito en múltiples trabajos como Anticlinal de Los Cobardes, pero ha sido renombrado debido al desarrollo de replegamiento continuo, pero no uniforme (Osorio-Afanador, 2016; Cetina et al., 2019; Osorio-Afanador & Velandia, 2021). Se trata de una estructura de una longitud aproximada de 80 km, ligeramente asimétrica, con su flanco oriental más inclinado que el occidental, cuyo eje presenta una dirección aproximada N10°E y con cabeceo hacia el sur, mientras hacia el nororiente es truncado por la Falla de Bucaramanga. Su núcleo lo constituyen principalmente rocas de la Formación Girón, mientras en su extremo nororiental expone las unidades más antiguas (Royero & Clavijo, 2001). La zona ha sido definida como un estilo estructural dominado por una

deformación tipo thick-skinned debido a la presencia de fallas con inversión tectónica (Jiménez *et al.*, 2016). Así mismo, se encuentra influenciada por la presencia de las siguientes estructuras:

Falla de Bucaramanga: Esta falla tiene una dirección N20°W (ver Figura 3), el plano de falla presenta un buzamiento que varía desde 60° al Este hasta vertical, resultante del movimiento inverso lateral izquierdo (Paris & Romero, 1994). (Julivert, 1961 en Ward *et al.*, 1973) incluye esta estructura dentro de la serie de fallas inversas de alto ángulo con el bloque oriental levantado cuando se formó el actual Valle del Magdalena y el levantamiento del Macizo de Santander. En trabajos más recientes (Velandia, 2017), a la Falla de Bucaramanga se le atribuye la definición de una estructura en flor positiva y relativamente simétrica con el bloque E limitado por la Falla Guamalito y el bloque W limitado por la Falla de Lebrija.

Falla del Suárez: Es una falla inversa lateral izquierda con una longitud de 120 km y una dirección de N20°E (ver Figura 3); desde Barbosa al sur hasta la Falla de Bucaramanga, con inclinación al oeste, sigue el curso de los ríos Suárez y Río de Oro (Paris & Romero, 1994; Royero & Clavijo, 2001). La Falla del Suárez bordea al este el Anticlinorio de los Yariguíes y junto con otras fallas longitudinales configuran el estilo estructural del área (Osorio-Afanador & Velandia, 2021).

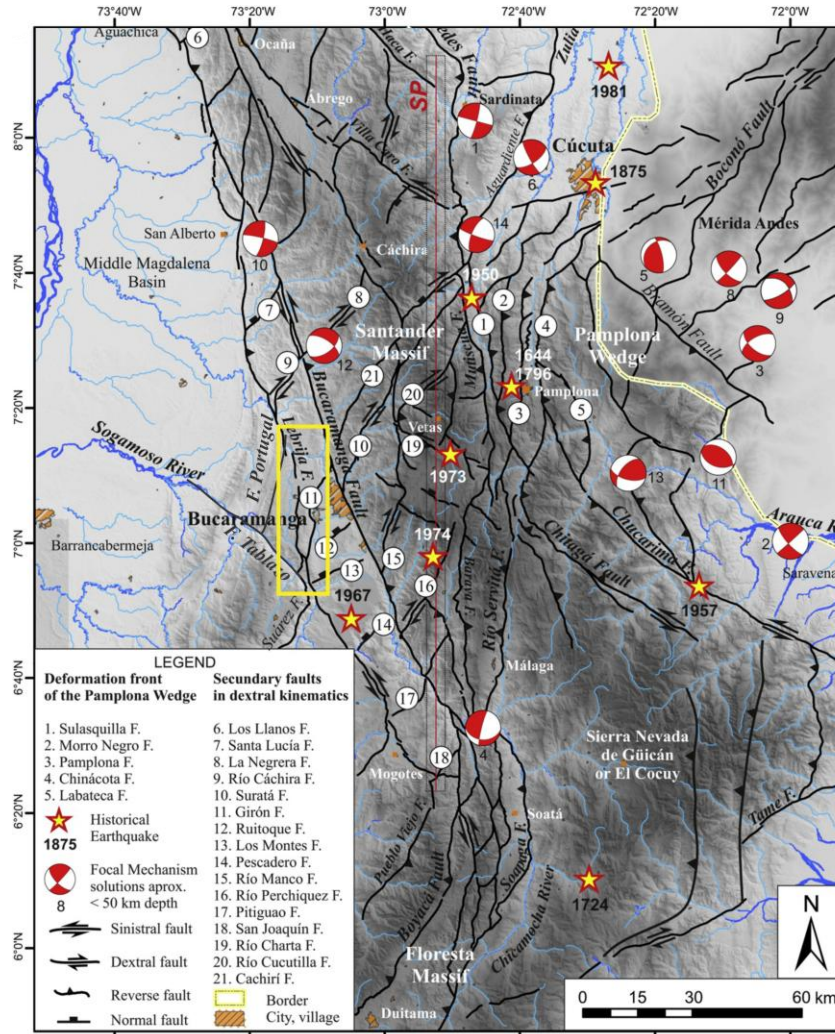
Falla El Tablazo: Es una falla transversal que coincide con un control del curso del río Sogamoso (ver Figura 3). Se trata de una de las principales zonas transversales de deformación, que existe por lo menos desde el Jurásico al configurar bloques levantados como fuente de sedimentos (Osorio-Afanador, 2016; Cetina *et al.*, 2019).

Falla de Lebrija: Estructura con continuidad regional paralela a la Falla de Bucaramanga (ver Figura 3); configurando una zona relativamente elongada y levantada por el movimiento sinistral de las dos fallas principales, como parte occidental de la estructura en flor positiva de la Falla de Bucaramanga (Velandia, 2017). Cerca del límite norte del cuadrángulo H-12, las formaciones Bocas y Girón y las del Cretácico Inferior con rumbo NW, terminan en la falla de Lebrija (Ward *et al.*, 1973).

Falla de Portugal: Estructura longitudinal de cinemática inversa con orientación sub paralela a la Falla San Vicente, buzamiento NWW, vergencia SEE y longitud aproximada de 43 km. Se identifica como un retro-cabalgamiento. Se caracteriza por afectar las formaciones Rosa Blanca, Los Santos y Girón (Cetina & Patiño, 2013).

Figura 3

Mapa estructural local



Nota: El recuadro amarillo corresponde a la zona de estudio de este proyecto. Tomado y adaptado de Velandia (2020).

2.3 Estratigrafía

La estratigrafía de la zona está dominada por la secuencia depositada en la cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), cuenca sedimentaria que hace referencia al rasgo geomorfológico intramontano entre las Cordilleras Central y Oriental colombianas, por la que discurre

aproximadamente en dirección norte-sur el Río Magdalena (Sarmiento-Pérez & Puentes, 2015) En la zona de estudio afloran unidades del Triásico (Formación Bocas), Jurásico (Formación Jordán y Grupo Girón) y Cretácico (Formación Los Santos, Formación Rosa Blanca, Formación La Paja, Formación Tablazo, Formación Simití y Formación La Luna) y se adoptó en mayor medida la nomenclatura utilizada en el mapa geológico del Cuadrángulo H-12 (Ward *et al.*, 1973) y por (Etayo, 1989) y (Etayo *et al.*, 2019), señaladas en el recuadro rojo de la columna generalizada en la Figura 4 y caracterizadas según diversos autores en Tabla 1:

Figura 4

Columna generalizada VMM.

Edad	Columna generalizada Flanco W de Cordillera Oriental Sur del Sinclinal de Nuevo Mundo		Nomenclatura	Espesor de litología resistente en cada unidad del área fuente estimado de secciones medidas previamente	
	Unidades (m)	Litología No resistente ← Litología resistente →		Categoría reconocida en los conteos	Espesor Total (m) % de Total
Cretácico	Sa Co	Galembó Pujamana Salada 280 - 700	Ksl	Chert Caliza Caliza	30 1,6
	Alb	Simití Shale 250 - 650	Kis	Arenita y Limonita clara	249,1 13,4
	Ap	Tablazo 150 - 325	Kit	Caliza	
	Ba Ha	Paja 125 - 625 Rosablanca 150 - 425	Kip Kir	Caliza Caliza	
Va	Formación Los Santos 0-650	Kita	Cuarzoarenitas claras	222,2 12,0	
Jurásico		Formación Girón 0 - 3000	Jg	Limonita y arenita	150 8,1
		Formación Jordán 0-650	Jj		
Triásico		Diamante Tiburón Bocas 0 - 1500	Trb	Arenita y limonita clara	36,1 1,9

Nota: El recuadro rojo señala las unidades aflorantes en la zona de estudio. Tomado y adaptado de Caballero, *et al.* 2010

Tabla 1

Estratigrafía de la zona de estudio según diversos autores

Formación	Símbolo	Litología	Edad	Autores
Formación Bocas	Trb	Intercalaciones de Limolitas oscuras, shales grises, arcillolitas y en menor proporción areniscas grises y conglomerados	Triásico	Ward <i>et al.</i> (1973)
		El conjunto basal se compone de una sucesión de lodolitas oscuras y areniscas gris verdosas, algunas ligeramente calcáreas, que se interestratifican hacia la parte media con capas de lodolitas carbonosas y un nivel de calizas de color gris oscuro. El conjunto superior se caracteriza por areniscas de grano fino y muy fino gris verdosas, feldespáticas, ligeramente calcáreas alternadas con limolitas ligeramente calcáreas y, esporádicamente, con horizontes conglomeráticos calcáreos.	Triásico Superior	Alarcón <i>et al.</i> (2020)
Formación Jordán	Jj	La facies superior, compuesta de limolita de color uniforme marrón rojizo y arenisca de grano muy fino bien estratificada y la facies inferior compuesta principalmente de arenisca de grano grueso, gris verdosa, con estratificación cruzada	Jurásico	Ward <i>et al.</i> (1973)
		Intercalaciones monótonas de limolitas, areniscas de grano fino y muy fino de color marrón rojizo y, en menor proporción, rocas volcanoclásticas	Jurásico Temprano	Alarcón <i>et al.</i> (2020)
Formación o Grupo Girón	Jg	Formación Girón: Alternancia de areniscas conglomerados y margas y sobre esto presenta un nivel de Margas y areniscas rijas abigarradas, sobre este, yace el nivel medio de areniscas de tonos claros y hacia el tope el nivel superior de margas rojas		Julivert (1958)
		Formación Girón: Sección constante dividida en 5 niveles: Nivel lutítico que alterna en su mitad superior con areniscas, nivel arcósico inferior, nivel de lutitas rojas alternando con areniscas, nivel arcósico superior; un nivel de lutitas rojas y un conglomerado de cantos lutíticos y cuarcíticos.		Navas (1963)
		Grupo Girón: Compuesto de la Formación Girón y Formación Los Santos. Fue dividido en 8 Conjuntos litológicos (Co) de la A, el más antiguo al H, el más joven, en los que, del A al G, corresponden a la Formación Girón y el H a la Formación Los Santos.		
		Co. A: capas de areniscas de grano grueso, conglomerática, de color que varía entre el gris claro.	Jurásico	Cediel, 1968
		Co. B: interestratificación de areniscas de grano medio a grueso de color gris azulado claro con red beds.		
		Co. C: areniscas de grano medio a grueso de color gris verdoso y gris-oliva claro.		

		<p>Co D: Areniscas de color gris verdosas con numerosos lechos de cantos de cuarzo, interestratificadas con red beds.</p> <p>Co E: Areniscas de grano medio, compactas gris azulosa a gris oscuro con cambios laterales y verticales en los que se presentan lutitas.</p> <p>Co F: Conjunto de areniscas em bancos potentes y con más conglomerados de cuarzo presentes al tope y a la base con red beds .</p> <p>Co G: Areniscas de grano grueso en cuerpos de estratificación entrecruzada. Hacia el tope aumentan los lechos conglomeraticos.</p> <p>Co H: Areniscas de grano fino bien calibradas de color naranja claro en las que se intercalan bancos de color rojizo.</p>		
		<p>Se reconoce el termino empleado por Cediél en 1968, sin embargo, es descrita y graficada como Formación Girón, la unidad que la suprayace es la Formación Tambor. Hacia el tope: Arenas conglomeráticas con intercalaciones de chale gris y limolita marrón, en la parte media se presentan capas de areniscas marrón Rojiza intercalada con limolitas marrón micáceas y hacia la base un paquete espeso de arenisca gris verdosa de grano fino micácea.</p>		Ward <i>et al.</i> 1973
		<p>Se retoma el termino de Grupo Girón y se reconoce como el más apto y se subdivide, definiendo la Formación Angostura del Rio Lebrija en la parte inferior y Formación Los Santos en la parte superior.</p>		Etayo, 1989
		<p>El Grupo Girón no es una molasa; se trata de un depósito syn-rift, solamente el segmento más joven (Formación Los Santos) es un post-rift en la mayoría de las estructuras. El espesor “verdadero” acumulado en la estructura en que se desarrolla la sección tipo de la Formación Girón, puede ser la mitad del valor calculado y publicado (4690 m).</p>		Cediél, 2001
Formación o Grupo Girón	Jg	<p>Grupo Girón: definido de base a tope por: Intervalo arenítico inferior: consiste en Arenitas líticas de textura mediana a gruesa, de colores gris claro, verde claro y violeta, conglomerados matriz soportados de cantos finos a medianos, de arenita de cuarzo y lodolitas de color violeta Intervalo lodolítico inferior: Alternancia de lodolitas y limolitas de colores naranja y verde claro, en capas gruesas con arenitas de cuarzo. Intervalo arenítico superior: Arenitas líticas de textura entre mediana y gruesa, conglomerado matriz soportado y lodolitas de colorIntervalo lodolítico arenítico: Alternancia de lodolitas y limolitas de color naranja y verde claro en capas gruesas con arenitas de cuarzo y líticas, de textura mediana a gruesa.</p>	Jurásico superior	Etayo <i>et al.</i> , 2019
		<p>Se divide el análisis de la Formación Girón en la sección tipo Lebrija, basada en (Cediél, 1968), en la que se describieron 7 segmentos (A-G). El A y C consisten en capas lenticulares de areniscas de grosor medio a conglomeráticas Los segmentos B, D y F son similares y se caracterizan por la presencia de lutitas de color rojizo a púrpura. El segmento E está compuesto por areniscas de grano fino y lutitas grises. La sección Zapatoca representa la zona sur y su base es predominantemente arenosa y consiste en areniscas de guijarros con estratificación lenticular, intercaladas con areniscas de grano medio a fino, mientras que el tope está dominado por lodolitas, con areniscas lenticulares locales</p>		Osorio-Afanador & Velandia, 2021
Formación Los Santos	Kita	<p>Definida como capas rojas intercaladas con areniscas presentadas irregularmente que cambian lateralmente a lutitas gris oscuras y Shales.</p>	Cretácico inferior-Berrasian	(Cediél, 1968).

		<p>Dividida en cuatro paquetes de base a tope:</p> <p>El primero corresponde a capas gruesas a muy gruesas de arenitas de grano fino, esencialmente de cuarzo.</p> <p>El segundo por capas gruesas a muy gruesas de lodolitas arenosas de grano fino.</p> <p>El tercero consiste en una asociación de varias secuencias granodecrecientes constituidas a la base por arenitas conglomeráticas con abundantes intraclastos de lodolitas y arcillolitas y</p> <p>El cuarto hacia el techo se las secuencias se presentan capas delgadas de arenitas de grano fino.</p>	Cretácico inferior	Laverde & Clavijo (1985),
Formación Rosa Blanca	Kir	Compuesta por calizas masivas, fosilíferas, duras, de color gris azulado, de textura gruesa, con muchos lechos margosos que se gradan en calizas negras, arcillosas y de textura extremadamente fina en la parte superior.	Cretácico inferior	(Morales <i>et al.</i> , 1958)
		Compuesta por Lutitas con yesos y en la que se ha encontrado fauna barremiana y aptiana, los 250-300 m inferiores de esta formación contienen concreciones de caliza de hasta 30 cm, septarias y vetas de calcita.	Cretácico inferior	(Julivert, 1968)
Formación La Paja	Kip	Definida como una intercalación de calizas y margas extremadamente fosilíferas y con estratos masivos. Las margas podrían denominarse calizas arcillosas. No presentan evidencia de laminación debido a la abundancia de grandes fósiles orientados irregularmente con respecto al lecho. Las calizas, por el contrario, son duras, opacas, de color gris azulado, de textura gruesa y extremadamente fosilíferas.	Cretácico inferior	(Morales <i>et al.</i> , 1958)
Formación Tablazo	kit	Compuesta por lutitas blandas, laminares, carbonosas, de color gris a negro, localmente calcáreas y concrecionarias. Las concreciones son comúnmente fosilíferas y localmente contienen aceite de color verde claro en las cavidades y en las cámaras septales de los amonites.	Cretácico inferior	(Morales <i>et al.</i> , 1958).
Formación Simití	Kis	Compuesta por lutitas blandas, laminares, carbonosas, de color gris a negro, localmente calcáreas y concrecionarias. Las concreciones son comúnmente fosilíferas y localmente contienen aceite de color verde claro en las cavidades y en las cámaras septales de los amonites.	Cretácico inferior	(Morales <i>et al.</i> , 1958).
Formación la Luna	Ksl	Formada por lutitas calizas duras, negras, de capa delgada, finamente laminadas, que parecen pizarras en el afloramiento. Ocasionalmente se encuentran capas delgadas de piedra caliza negra de textura fina.	Cretácico inferior	(Morales <i>et al.</i> , 1958).

2.4 Geomorfología

El estudio de la geomorfología se ha enfocado en la zona desde su relación con los movimientos en masa y se ha dividido según las planchas geológicas de escala 1:100.000 por parte del Servicio Geológico Colombiano (SGC). El mapa geomorfológico de la plancha 120 fue obtenido con la guía metodológica para cartografía geomorfológica, generada por el SGC, el cual

identificó un ambiente morfoestructural controlado por fallas geológicas regionales como Bucaramanga Suarez y un ambiente denudacional. De igual manera se identificaron en este trabajo, unidades geomorfológicas asociadas directamente con procesos de movimientos en masa activos e inactivos, en donde se encuentran deslizamientos traslacionales, rotacionales, flujos de detritos y procesos erosivos como surcos y cárcavas (SGC, 2015).

Por otra parte, en el área que cubre la Plancha 109-Rionegro, se caracterizaron tres ambientes morfogenéticos: estructural, denudativo y fluvial. El ambiente estructural tiene su principal expresión sobre el flanco oriental de la Falla de Bucaramanga mejor conocido como el Macizo de Santander, al igual que en la plancha 120. El ambiente denudativo se presenta con buena expresión en la franja central de la plancha, limitado por las fallas de Bucaramanga y Lebrija; mientras que el ambiente fluvial aparece hacia el costado occidental de la zona, en donde los ríos Lebrija y Sogamoso con sus afluentes han modelado el paisaje de este sector (SGC, 2014).

Los movimientos en masa son parte de los procesos denudativos que modelan el relieve de la tierra. Su origen obedece a una gran diversidad de procesos geológicos, hidrometeorológicos, químicos y mecánicos que se dan en la corteza terrestre y en la interface entre esta, la hidrósfera y la atmósfera (Ojeda & Hungr, 2007). La morfología del AY, estructura principal del área de estudio, da razón de los procesos que han predominado en la configuración del paisaje y la disposición de las geoformas. Machuca *et al.* (2021) concluye que existe una propagación preferencial de los pliegues laterales hacia el suroeste y que la tectónica ha sido el agente dominante en el modelamiento del paisaje del Cenozoico en la zona, antes que la litología y/o el clima.

3. Métodos y herramientas

Para llevar a cabo este proyecto de investigación se establecieron las siguientes fases de trabajo: (1) revisión bibliográfica, adquisición de insumos y planeación, (2) adquisición de datos, (3) procesamiento y (4) análisis y discusión.

3.1 Revisión bibliográfica, adquisición de insumos y planeación

La primera fase de este proyecto consistió en la revisión y contraste de información científica, la cual consta de artículos científicos, proyectos de investigación de pregrado y posgrado e informes técnicos de entidades públicas y privadas con el fin de comprender las características de la zona, la identificación de problemas geológicos y la delimitación de un área poco explorada. Se dispuso de imágenes satelitales de Google Earth Pro para la planeación del trabajo de campo y formulación de estaciones previas para la realización de la fase (2) y modelos digitales de elevación (MDE) de 12.5 metros de resolución espacial proporcionados por la plataforma ASF Data search Vertex que se encuentra dentro del programa *Earth Observing System Data and Information System* (EOSDIS) de la NASA, claves para la interpretación morfoestructural para la cartografía estructural, ya que, la correlación que suele encontrarse entre lineamientos obtenidos a partir de MDE con geología, fallas y fracturas sugiere que pueden ser un componente importante en todos los trabajos de mapeo geológico - estructural (Gallegos *et al.*, 2008).

Se empleó la base cartográfica de las planchas 109-IV-A, 109-IV-C, 120-II-A, 120-II-C y 120-IV-A escala 1:25.000 propiedad del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y la

cartografía geológica realizada por el SGC en el cuadrángulo H12 (Ward *et al.*, 1973) compuesto de las planchas 109 y 120 de escala 1:100.000.

Para los procesos morfodinámicos se utilizó como base los datos reportados en el Sistema de Información de Movimientos en Masa (SIMMA) del SGC.

3.2 Adquisición de datos

Los datos documentados son la evidencia de la deformación, la cual corresponde a la transformación de un estado inicial a una geometría final de un cuerpo en respuesta a fuerzas, mediante traslación, rotación, tensión (distorsión) y/o cambio de volumen. Implica un desplazamiento colectivo de puntos que pueden ser extraordinariamente sistemáticos (van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011). Para la adquisición de datos se llevó a cabo un trabajo de campo contó con la realización de 47 estaciones y 22 puntos de control (Ver Figura 8) en las vías que conducen del municipio de Girón a Betulia, Zapatocha y vereda Angulo, del municipio de Lebrija a San Cayetano, El conchal, Aeropuerto, y del Municipio de Rionegro a las vías aledañas al corregimiento de Llano de Palmas, en la que se realizó de igual manera un control de la cartografía geológica y un inventario de los movimientos en masa observados. Sumados a estos, se utilizaron los datos obtenidos por Osorio-Afanador, (2016) para complementar la zona norte y centro del área de estudio. Estos datos fueron tomados mediante la brújula Brunton Geo y consignados en una libreta de campo, acompañada del registro fotográfico y gráfico y posteriormente separados en hojas de cálculo como se muestra a continuación:

3.2.1. Estratificación

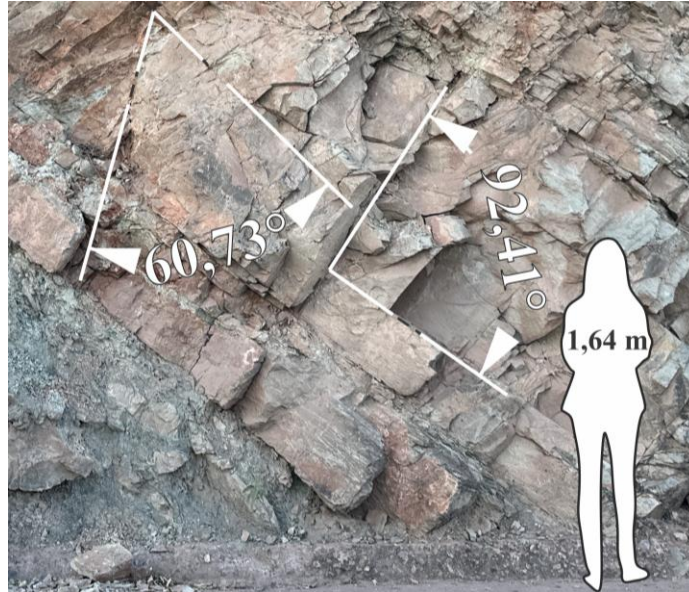
La definición de estructuras junto con sus orientaciones e inclinaciones se realizó a través de la toma de datos de estratificación en azimut de buzamiento mediante la brújula Brunton Geo. Estos datos fueron clave para definición de pliegues y el mapa geológico de la zona.

3.2.2. Diaclasas y venas

Se midió y recopiló de manera sistemática datos de rumbo y buzamiento de diaclasas y venas, fracturas naturales que se forman por carga de tracción, mediante una línea de escaneo (scanline), que es un método de muestreo que genera información sobre el alcance de las discontinuidades interceptadas (Priest & Hudson, 1981) por una línea dispuesta de manera subhorizontal en el afloramiento. Además, se realizó la diferenciación entre fracturas por tensión y cizalla, mediante la relación entre sus ángulos, si estos se presentan en un mismo sistema y son mutuamente perpendiculares se les denominó un sistema ortogonal, y si los dos conjuntos se cruzan con un ángulo de 30° a 60° al par se le llamó un sistema conjugado (van der Pluijm & Marshak, 2004) (ver Figura 5). Por último, se describió la presencia o no de relleno, el cual en caso de identificarse fue caracterizado en composición y espesor, puesto que, cuando las fracturas están rellenas de materiales, como podría ser calcita o arcilla, este relleno tiene un efecto significativo en la estabilidad (Suarez, 1998).

Figura 5

Fracturas conjugadas y ortogonales



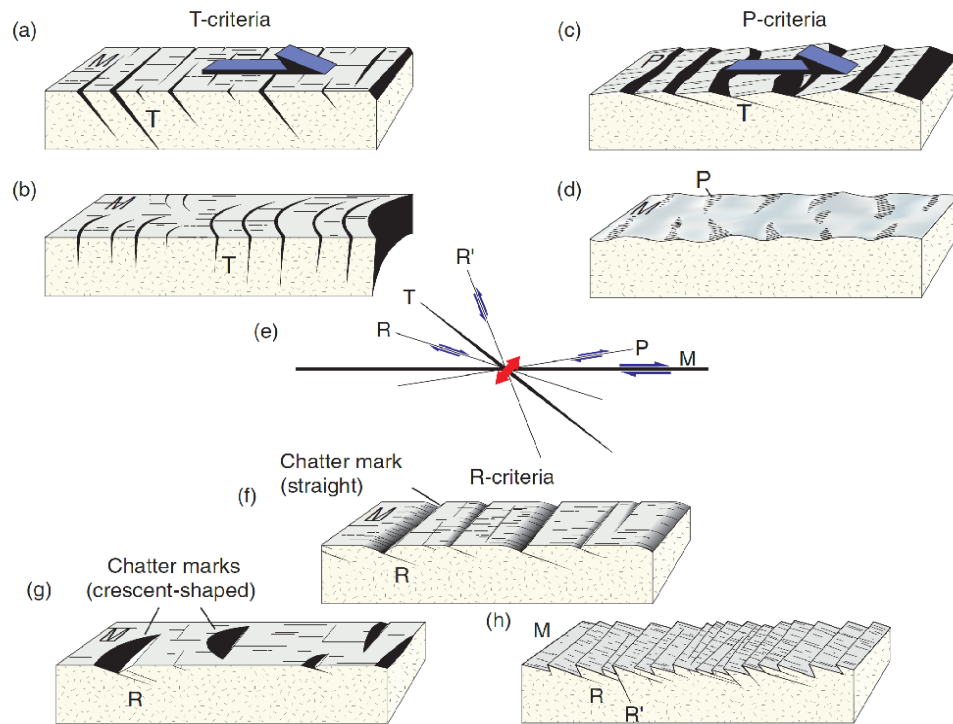
Nota: Fotografía tomada en campo en estación JM04, se observan las relaciones angulares en fracturas conjugadas (izquierda) y ortogonales (derecha).

3.2.3. Indicadores cinemáticos

La definición del sentido y orientación del movimiento de las fallas se realizó por medio de indicadores cinemáticos o marcas de formación que engloban lo que Fossen (2010) denomina como el criterio cinemático. Petit (1987) y Angelier (1994) han determinado estas estructuras, clasificándolas en: fracturas de tensión (criterio T), fracturas Riedel (Criterio R, R') y Fracturas Post-Riedel (Criterio P), *stylolitic peaks*, fracturas conjugadas y criterio miscelánea (ver Figura 6). Fueron identificadas en campo junto con planos estriados y analizadas en conjunto para una mejor aproximación a la determinación del movimiento (van der Pluijm & Marshak, 2004).

Figura 6

Criterios cinemáticos en una falla dextral



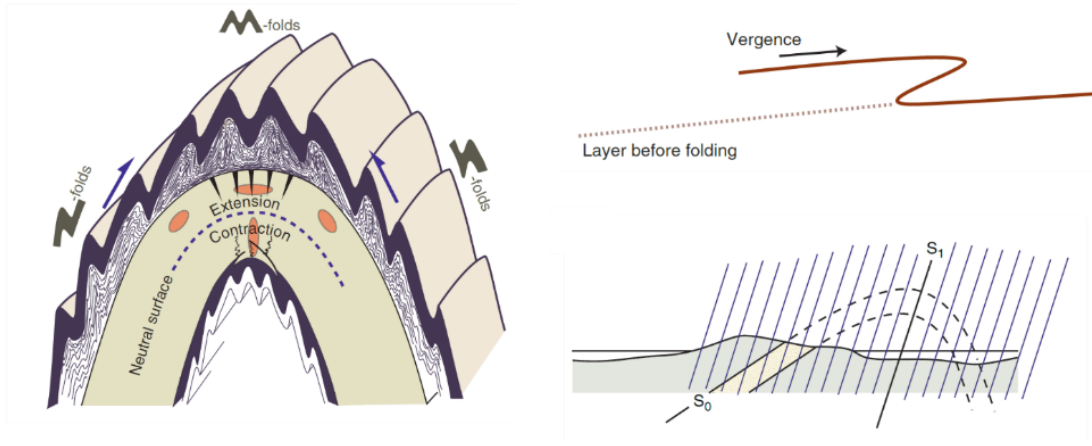
Nota: Nomenclatura general para fracturas en un sistema de cizalla general. Ilustración a y b: Fracturas tipo T, ilustración c y d: Fracturas tipo P, ilustración e: sistema completo, ilustración f y g: Indicador cinemático *chatter marks* e ilustración h: sistema R y R'. Basado en Petit (1987), tomado de Fossen (2010).

3.2.4. Clivaje

Para la definición parcial de estructuras dúctiles como pliegues se utilizó datos clivaje, de igual manera, se determinó vergencias y estructuras de primer y segundo orden a partir de estos la geometría de los afloramientos. Muchos clivajes son planos axiales de pliegues de segundo o tercer orden y, por lo tanto, representan un vínculo importante entre la formación tectónica de estructuras planares y los pliegues en rocas deformadas (ver Figura 7) (Fossen, 2010).

Figura 7

Características en pliegues



Nota: Pliegues parásitos, vergencia y clivaje en pliegues. Tomado de Fossen (2010).

3.3 Procesamiento

Los datos adquiridos fueron agrupados, depurados y procesados bajo la misma división del paso anterior.

3.3.1. Cartografía

El cuerpo y estructura de la cartografía realizada en este proyecto corresponde a la cartografía estructural, la cual consistió en la definición y ajuste de trazos de falla junto con cinemáticas y vergencias. Para el mapa de lineamientos y estructuras se realizó un análisis multidireccional en los modelos de sombras generados mediante los MDE, se dispuso de la cartografía base, en especial curvas de nivel, drenajes, fallas y pliegues, asimismo se corroboró la información con los datos estructurales y observaciones realizadas en campo. Estos mapas permitieron la realización de los mapas de distancia a fallas y lineamientos mediante la herramienta *Euclidean distance*, en el entorno SIG dispuesto, usando las fallas definidas e inferidas de la zona

de estudio. De igual manera se realizó el mapa geológico 1:25.000 de unidades litoestratigráficas mediante el control litológico mencionado, datos de estratificación y clivaje, utilizando como base la cartografía geológica del SGC en el cuadrángulo H12 (Ward *et al.*, 1973)., mediante estos dos productos se generaron tres cortes geológicos en la zona de estudio. Por último, se definieron las subunidades geomorfológicas en el mapa geomorfológico de escala 1:25.000 junto con la clasificación de ambientes geomorfológicos.

3.3.2. Estrías

Las estrías en planos de fallas fueron tratadas en el software de uso libre WinTensor, que usa los métodos de Diedros Rectos y la Optimización Rotacional implementados (Delvaux & Sperner, 2003), para la obtención de tensores de esfuerzo, los cuales representan una cantidad matemática que es utilizada para describir el estado físico o las propiedades físicas de un material (Twiss & Moores, 2007), lo que permite un análisis detallado de cómo las tensiones se distribuyen y afectan el material en un punto específico (Foosen, 2010; Davis *et al.*, 2011). La influencia de los tensores se discriminó según su escala (regional o local) de acuerdo a la cantidad de datos y al carácter de los eventos tectónicos que afectan un área determinada. Asimismo, tensores locales distribuidos en una extensa región, pero con un comportamiento similar en las direcciones de los esfuerzos principales, representan una solución del tensor regional (Sassi & Faure, 1996 y Tripathy & Saha, 2013, en Velandia 2017).

3.3.3. Diaclasas

Los datos de diaclasas fueron divididos en hojas de cálculo y exportados en el programa Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2012) en donde las líneas se representan como los puntos y los planos trazan grandes círculos mediante la proyección del hemisferio inferior, la cual se adapta

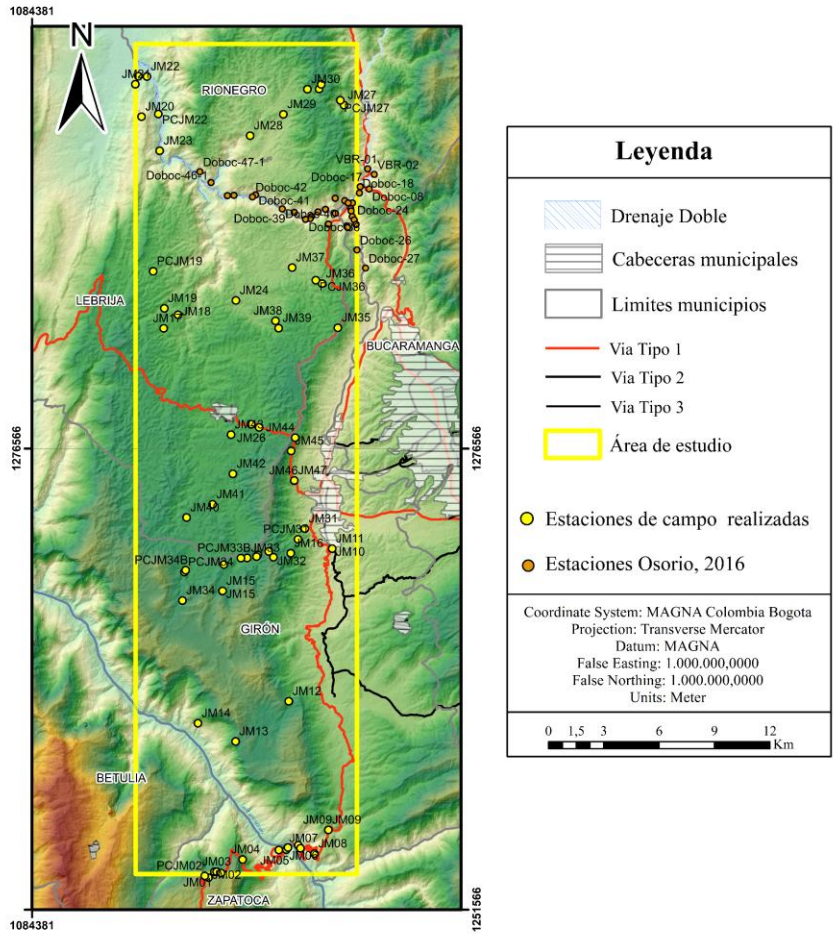
especialmente bien a los estándares mediciones realizadas en campo con brújula (Allmendinger et al., 2012). Mediante este software se generaron los diagramas de los planos graficados en el círculo, también se utilizó el software GeoRose (Yong Technology Inc., 2015) para la generación de los diagramas de rosa que acompañaron los planos graficados y representaron los planos preferenciales que dieron soporte a las direcciones de esfuerzo.

3.3.4. Afloramientos

Se realizó la interpretación de fotografías de afloramiento mediante la digitalización de las fracturas presentes en un programa de diseño gráfico vectorial y procesadas en FracPaQ, que es un software de código abierto escrito en MATLAB™ diseñado para cuantificar patrones de fractura en dos dimensiones a partir de datos digitales (Healy *et al.*, 2017), en el cual calculó la intensidad, que es un parámetro que se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas a través de una línea de muestreo definida en alguna dirección determinada, la densidad que corresponde al número de fracturas en un área, y la conectividad que relacionada la intersección de las fracturas mediante las terminaciones o nodos de estas (García & Moreno 2006; Singhal & Gupta, 2010), esta puede estimarse a través de las relaciones de sus nodos (I, X y Y) en su diagrama ternario (ver Figura 9), siendo (I) los nodos que representan las puntas de fracturas aisladas, los (X) intersecciones de fracturas y los (Y) estribos o ensanchamientos. La conectividad en sistemas de fracturas naturales se logra mediante una combinación de nodos X y nodos Y. Los nodos I y X están presentes en las redes utilizadas para generar umbrales de percolación de sistemas aleatorios (Manzocchi, 2002). Esto puede representarse en el diagrama ternario propuesto por el mismo autor.

Figura 8

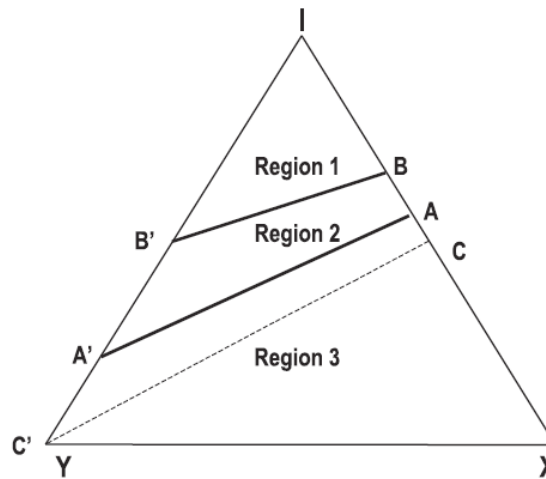
Mapa de estaciones de campo



Nota: Se presentan las estaciones realizadas en este trabajo de investigación y las dispuestas en la tesis de pregrado de Osorio-Afanador en 2016.

Figura 9

Diagrama ternario de conectividad.



Nota: El diagrama ternario de conectividad resume predicciones analítica y extrapolaciones en el espacio de los nodos IYX. En la región 1 no hay percolación, mientras que en las regiones 2 y 3 sí se observa conectividad, ya sea por la orientación de los nodos o por agrupamiento debido a la densidad. Tomado de Manzocchi (2002).

3.4 Análisis y discusión

El análisis se enfocó en la deformación y su origen, considerando la dinámica y cinemática de las estructuras y comprendiendo el área como un sistema. Para ello, se realizó un análisis cinemático, que consistió en el estudio y definición del movimiento que han seguido las rocas o partes de rocas durante la transformación del estado no deformado al estado deformado (van der Pluijm & Marshak, 2004). Este análisis se fundamenta en lo que Fossen (2010) reconoce como el criterio cinemático, empleado en casos específicos donde se desarrollan estructuras denominadas indicadores cinemáticos o marcas de esfuerzo, (en el caso de esta investigación, fracturas, estrías y mineralizaciones), cuya disposición geométrica está íntimamente relacionada con una dirección de esfuerzo determinada. Complementariamente, se llevó a cabo un análisis dinámico, el cual

estudió la interacción entre el esfuerzo y la cinemática, centrándose en la causalidad (es decir, fuerzas y condiciones). Este análisis evalúa la resistencia de los materiales durante la deformación con el objetivo de reconstruir la orientación y magnitud del campo de esfuerzos, a partir del estudio de un conjunto de estructuras, típicamente fallas y/o fracturas (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011). Dicho esfuerzo se ve representado en los esfuerzos principales obtenidos mediante el procesamiento, el esfuerzo en un punto (σ) se define a través del tensor de esfuerzo, una cantidad matemática utilizada para describir el estado físico o las propiedades físicas de un material (Twiss & Moores, 2007). Este tensor es una magnitud cuyos componentes actúan sobre las tres superficies ortogonales de un cubo infinitesimal. Cada una de estas superficies presenta un vector de esfuerzo normal (σ_n), que actúa perpendicularmente al plano, y un vector de tensión cortante (σ_s), que actúa paralelamente al mismo. Esto permite un análisis detallado de cómo las tensiones se distribuyen y afectan el material en un punto específico (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011).

4. Resultados

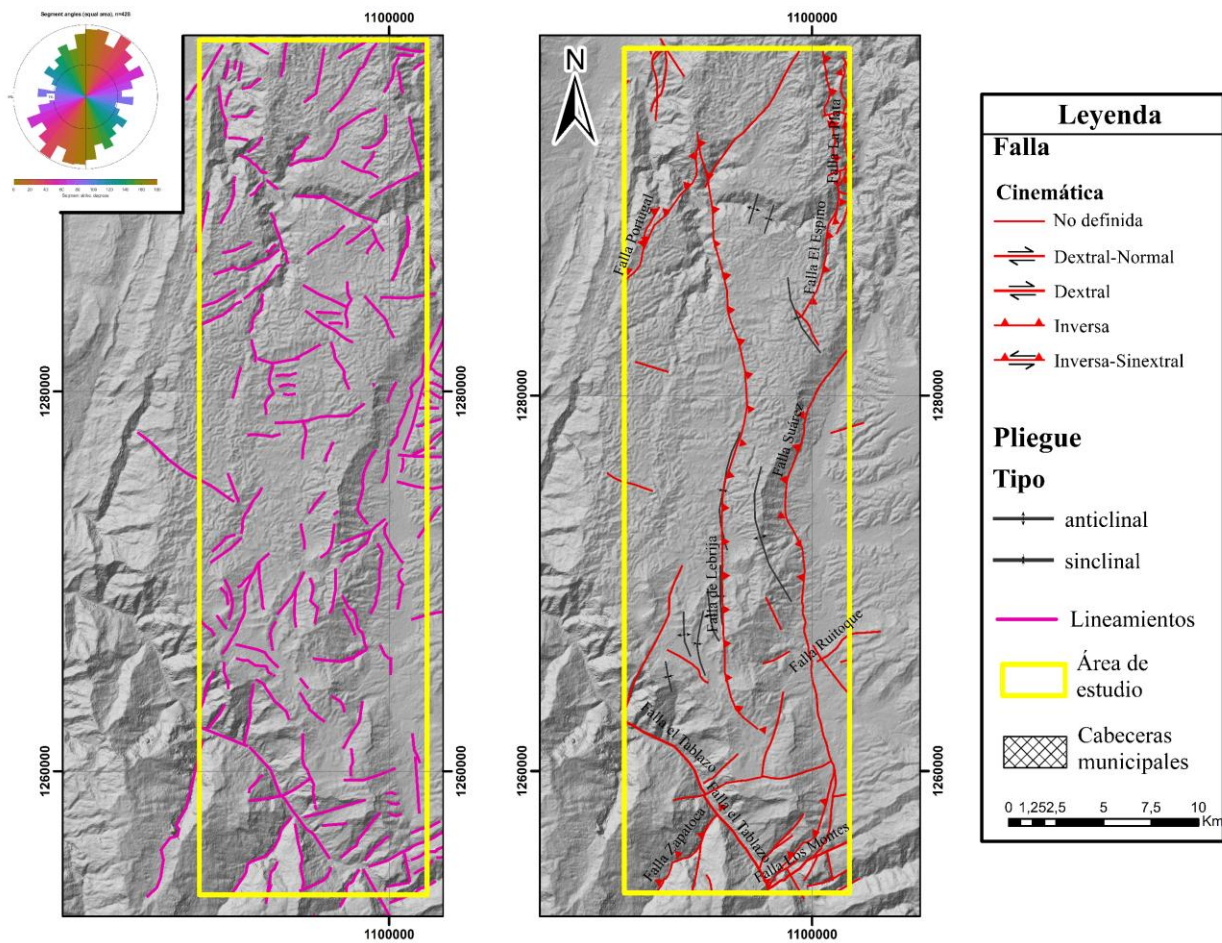
4.1 Cartografía estructural

En el área de estudio se identificaron 181 lineamientos con una dirección predominante SW-NE (ver Figura 10), mientras que en menor proporción se reconocieron lineamientos transversales. La longitud promedio de las trazas fue de aproximadamente 2 km, conformadas por segmentos individuales con una extensión media de 700 m. La mayoría de los lineamientos corresponden a estructuras aisladas; sin embargo, se identificaron intersecciones relevantes que fueron consideradas en este estudio. Parte de estos lineamientos fueron cartografiados como nuevas fallas complementando la base geológica y las determinadas en campo con base en la información de los diagramas de rosa (ver Figura 20), los tensores obtenidos (ver Figura 21, Figura 22 y Figura 23), el control estructural en drenajes y control geomorfológico.

Se cartografiaron 9 trazas de falla principales: la Falla de Suárez, la Falla de Lebrija, la Falla La Plata, la Falla El Espino, la Falla El Tablazo, la Falla Ruitoque, Falla Los Montes, Falla Zapatoaca y Falla Portugal, cuyas cinemáticas serán definidas y discutidas en secciones posteriores. Además, se establecieron aproximadamente 34 segmentos y/o trazas de falla adicionales, predominando estructuras con orientación casi N-S. Aunque se identificaron pocas fallas transversales, su influencia en la estabilidad del terreno es significativa, especialmente en el sector sur del área de estudio.

Figura 10

Mapas de lineamientos y estructuras



Nota: En la esquina superior izquierda del mapa de lineamientos se observa el diagrama de rosas observando las principales tendencias.

4.2 Cartografía geológica y estratigrafía

En el área de estudio se identificaron unidades litoestratigráficas con edades que van desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior, todas de origen sedimentario y pertenecientes a la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Se empleó la nomenclatura propuesta por Etayo (1989), con ligeras modificaciones y la base geológica de Ward *et al.* (1979).

Formación Bocas (TrB): Se identificaron dos afloramientos en el área de estudio, compuestos por areniscas cuarzosas de color gris claro, con tamaño de grano medio a fino, de formas subangulosas a subesféricas. Estas areniscas presentan capas plano-paralelas de espesor mediano y geometría tabular.

Formación Jordán (Jj): La presencia de esta unidad fue determinada mediante cartografía geológica, rasgos geomorfológicos e imágenes satelitales, ya que no se reconocieron afloramientos en campo. Se presume que está conformada por litologías poco competentes, evidenciado por el relieve negativo característico de la zona.

Grupo Girón: Se adoptó la nomenclatura de Grupo Girón y fue subdividido en dos unidades: la Formación Los Santos en la parte superior y el Girón Indiferenciado

- **Girón Indiferenciado (Jg):** Suprayace en contacto discordante sobre la Formación Jordán y la Formación Bocas. En la base se reconocieron conglomerados, seguidos por una secuencia intercalada de areniscas color crema bien seleccionadas, con granos subredondeados y con baja esfericidad según Powers (1953), de grano fino, alternando

con limolitas rojas moscovíticas y capas gruesas de arcillolitas rojas-anaranjadas. Hacia la parte superior, se observaron capas de areniscas de grano medio a grueso y, en el tope, conglomerados rojos de espesor considerable en una secuencia granocreciente. En el sector centro-sur, sobre la vía que conecta la cabecera municipal de Girón con la vereda El Ángulo, se realizó un levantamiento geológico detallado. Se reconoció una secuencia basal de areniscas de grano grueso y color rojizo, seguida por intercalaciones de areniscas de grano grueso con lodolitas grises laminadas. En la parte superior, se identificaron capas gruesas de limolitas rojas, que marcan el contacto concordante con la Formación Los Santos.

- **Formación Los Santos (Kls):** Esta unidad suprayace en contacto concordante sobre el Girón Indiferenciado. Se compone de areniscas amarillas bien seleccionadas, con granos subredondeados y alta esfericidad, intercaladas con limolitas y lodolitas rojas de espesor delgado a mediano. También se identificaron areniscas cuarzosas de grano medio y color blanco, junto con areniscas finas de color rojo de espesores variables.

Formación Rosa Blanca (Kir): Aflora en la zona norte y sur, suprayace en contacto concordante sobre la Formación Los Santos. Se compone de una secuencia intercalada de calizas tipo wackestone (Dunham, 1962) de espesor grueso y lodolitas calcáreas de espesor delgado, débilmente meteorizadas.

Formación La Paja (Kip): Aflora en la zona norte del área de estudio, suprayaciendo en contacto concordante sobre la Formación Rosa Blanca. Se caracteriza por una secuencia de lodolitas negras micáceas con capas delgadas y laminación interna, geometría ondulada y presencia de concreciones. Los afloramientos presentan rocas moderadamente meteorizadas.

Formación Tablazo (Kit): Aflora en la zona norte, suprayace en contacto concordante sobre la Formación La Paja. Está constituida por areniscas calcáreas de color amarillo claro y grano fino, con formas redondeadas y alta competencia. Sus capas son gruesas, tabulares y presentan estructuras internas plano-paralelas.

Formación Simití (Kis): Aflora en la zona norte y suprayace en contacto concordante sobre la Formación Tablazo. Fue identificada en la zona de estudio por sus características morfológicas, asociadas a valles topográficos.

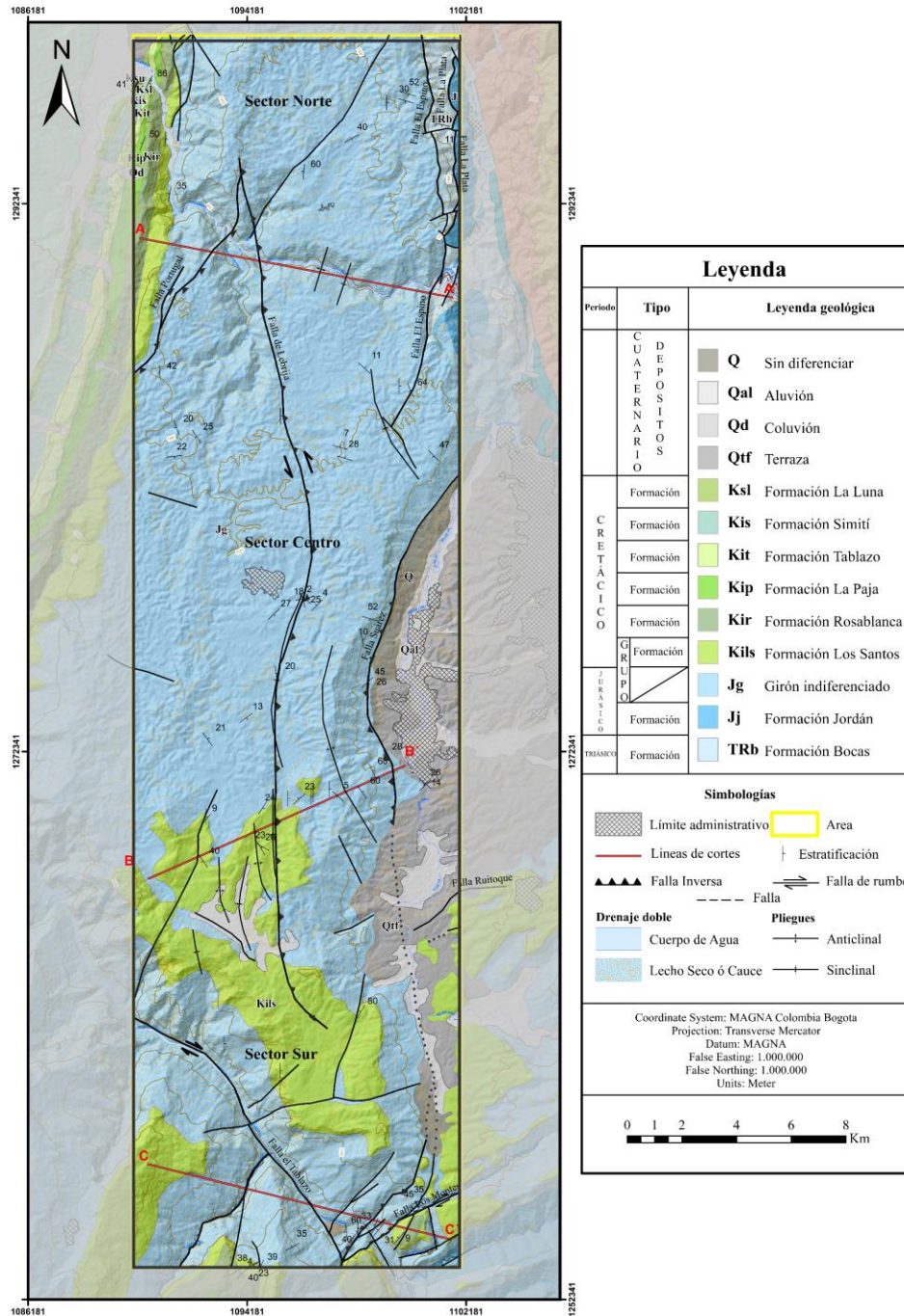
Formación La Luna (Ksl): Suprayace en contacto concordante sobre la Formación Tablazo. Se compone de una intercalación de lodolitas calcáreas y calizas de grano fino. Las lodolitas aparecen en capas delgadas con geometría ondulada y concreciones, mientras que las calizas, de tipo mudstone (Dunham, 1962), presentan disposición tabular con capas de espesor mediano a delgado. Los afloramientos exhiben un grado moderado de meteorización.

Depósitos Cuaternarios: Se identificaron distintos depósitos cuaternarios ubicados principalmente en la parte este del sector centro y sector sur del área de estudio (ver Figura 11) y en el curso del río Lebrija y Sogamoso:

- **Depósitos aluviales:** Compuestos por clastos subredondeados, predominantemente de cuarzo, en una matriz arenosa color crema. Presentan una estructura matriz-soportada, con cantos de diámetros que varían desde pocos milímetros hasta 10 cm. Se observaron estructuras de erosión como surcos y cárcavas.
- **Depósitos coluviales:** Caracterizados por clastos mal seleccionados, angulosos a subangulosos, con tamaños que oscilan desde centímetros hasta casi un metro.

Figura 11

Mapa geológico de la zona de estudio

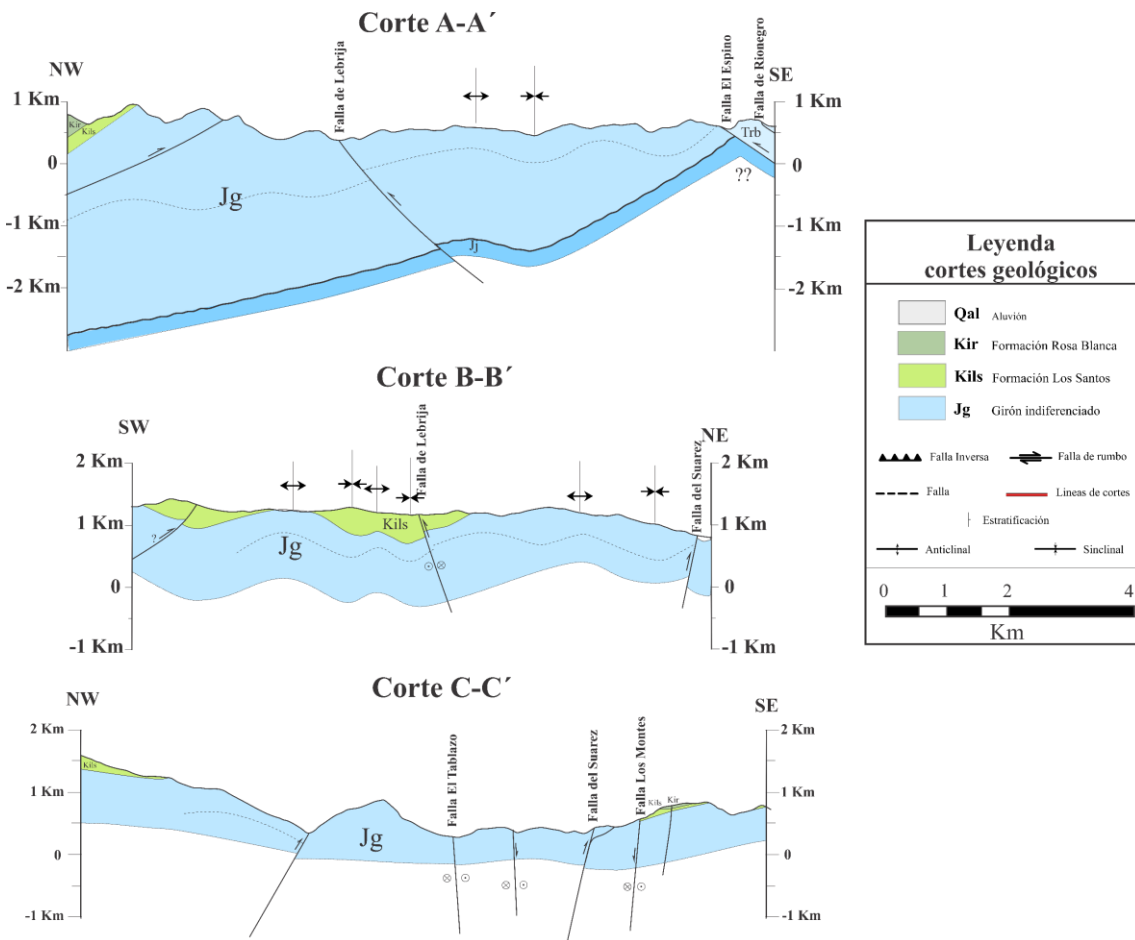


Nota: Se presenta la geología de la zona, junto con las líneas de corte y la división por sectores.

A partir de la cartografía se realizaron tres cortes geológicos ubicados en el mapa geológico (ver Figura 11) que buscan plasmar, establecer diferencias y explicar aspectos morfoestructurales de norte a sur (ver Figura 12).

Figura 12

Cortes geológicos



Nota: El corte A-A' representa el sector Norte, el corte B-B' el sector Centro y el corte C-C' el sector Sur.

De manera general, el análisis estructural evidencia un cambio progresivo en el espesor del Girón indiferenciado de norte a sur, así como un plegamiento continuo que refuerza el carácter anticlinorio del Anticlinorio de los Yarigués. En la sección Norte se identifica una estructura tipo

pop-down limitada por la Falla de Lebrija y el plegamiento continuo en la parte este. En el sector central del área de estudio, se identifica también una estructura tipo *pop-up*, delimitada por la Falla de Lebrija, con vergencia hacia el oeste, y la Falla de Suárez, con vergencia hacia el este.

4.3 Cartografía Geomorfológica

Se definió el mapa de subunidades geomorfológicas escala 1:25.000 (ver Figura 14), se definieron 43 geoformas diferentes de las cuales 22 corresponden a ambiente denudacional, 19 ambiente estructural y 2 fluvial. En la Tabla 2 se presenta el área total de cada ambiente y el porcentaje ocupado de la zona de estudio, el ambiente denudacional representa la mayor parte del área, seguido del ambiente estructural, ambos con un porcentaje considerable. Por último, se encuentra el ambiente fluvial. La descripción de cada geoforma y su extensión se encuentra en el apéndice A. De igual manera se generó el mapa de ambientes geomorfológicos para el entendimiento espacial de las características morfogénicas de la zona de estudio (ver Figura 13). Las geoformas ayudaron a corroborar tanto el trazo de fallas como su cinemática. La presencia de ganchos de falla representó un indicador cinemático de el rumbo de las estructuras. La denominada Mesa de Lebrija representa de manera general a un conjunto de planicies colinadas erosionadas con lomos de denudados de diversas longitudes y alturas.

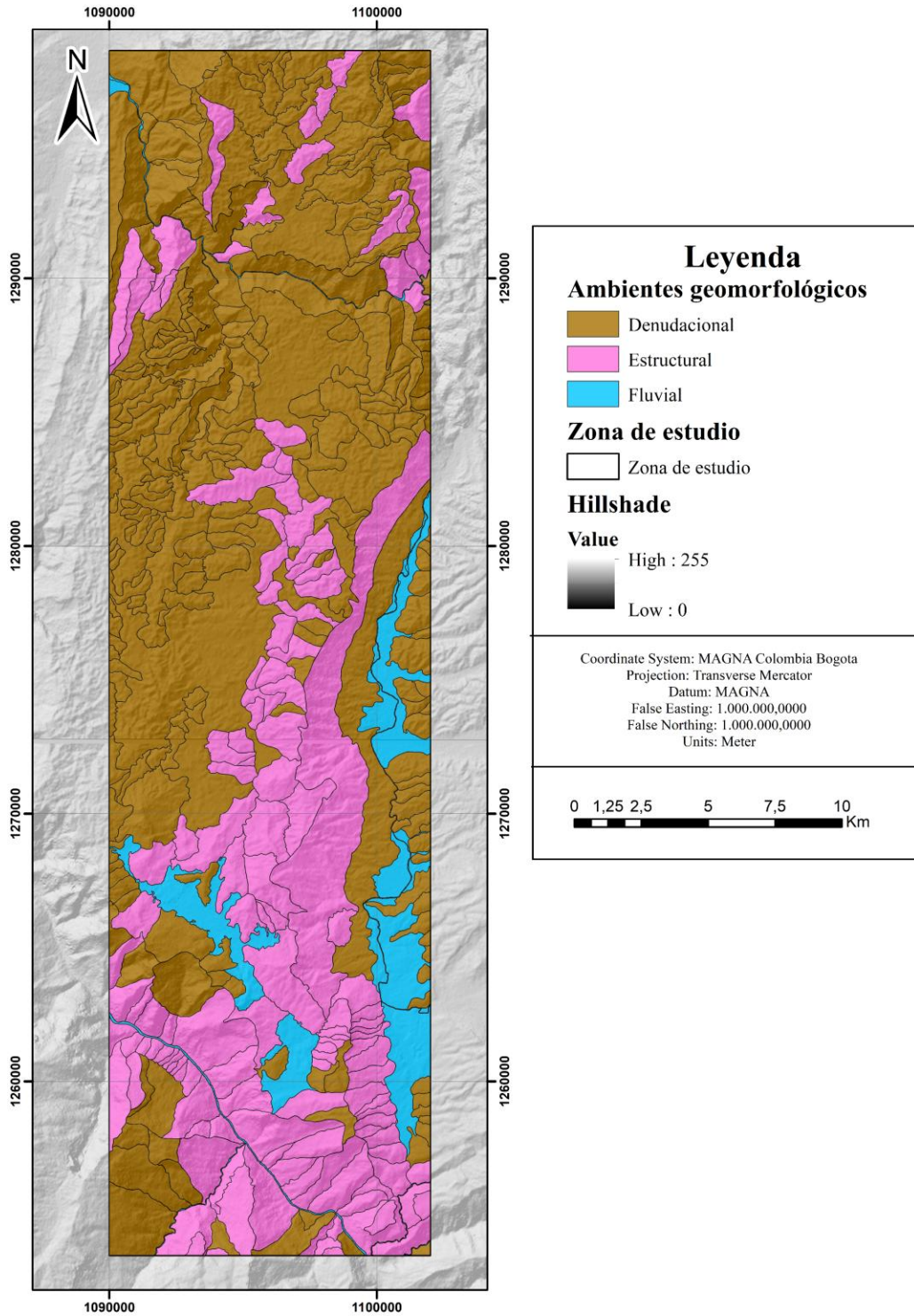
Tabla 2

Cuantificación % ambientes geomorfológicos

Ambiente	Geoforma	Área [km ²]	[%]
Denudacional	22	314,782704	58,29%
Estructural	19	187,843942	34,78%
Fluvial	2	37,379192	6,92%

Figura 13

Mapa de ambientes geomorfológicos



4.4 Patrones de Fractura

En este estudio, los patrones de fractura han sido analizados a partir del procesamiento de imágenes en escala mesoscópica de afloramiento. Como resultado se obtuvieron valores aproximados y mapas de densidad e intensidad, junto con diagramas ternarios de conectividad, los cuales permitieron caracterizar la distribución y relaciones espaciales de las fracturas. Asimismo, se determinó la cantidad y los tipos de nodos (I, X y Y) de las trazas de fractura. Los productos generados se presentan en la Tabla 3, que corresponde a la cuantificación de las características de todos los puntos analizados, en la Figura 16, Figura 17 y Figura 18 representan los resultados obtenidos en cada afloramiento de la zona analizado y el apéndice B de este proyecto, compuesto de todos los demás resultados.

El análisis se llevó a cabo en 11 afloramientos distribuidos a lo largo del área de estudio, con el objetivo de identificar tendencias por sectores de norte a sur. En el sector norte se analizaron dos afloramientos, debido a la ausencia de localidades ideales, mientras que en el centro se estudiaron cinco y en el sur cuatro.

Tabla 3

Resultados análisis FracPaQ

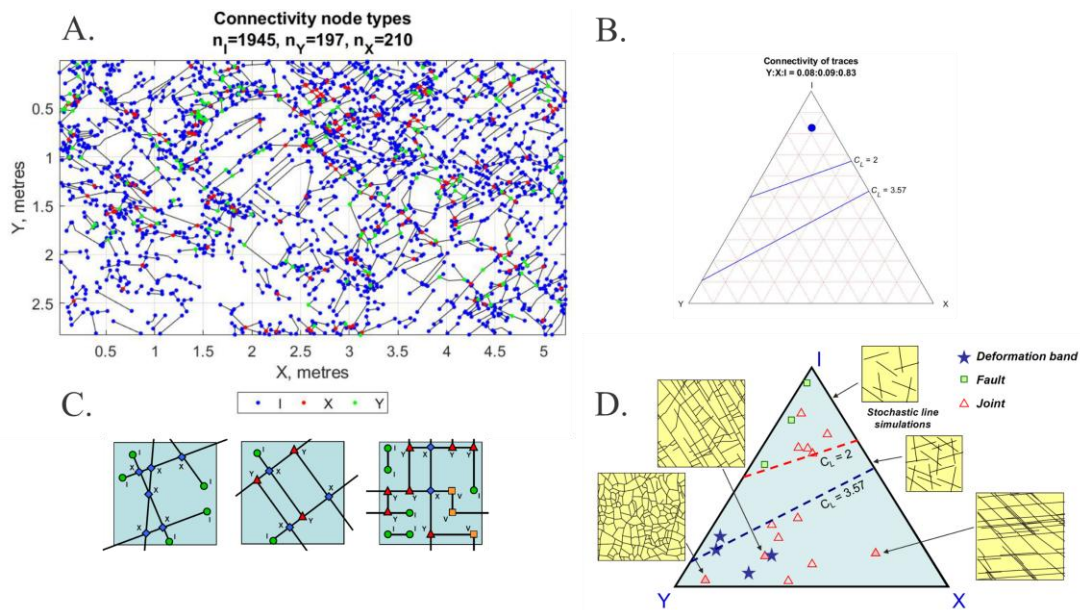
Estación	Sector	Conectividad (Tipo de nodos)			Densidad promedio (m * -2)	Intensidad (m * -1)	D promedio	I promedio
		nI	nY	nX				
JM04	Sur	1945	197	210	87,8613	10,2589	55,6623	6,48466667
JM05		707	28	84	91,7459	10,5053		
JM06		649	7	2	22,4675	3,8659		
JM10		487	31	41	20,5743	5,0828		
JM27	Norte	447	31	39	116,148	9,8803	93,3973	8,19445
PCJM21		2151	7	0	70,6466	6,5086		
JM25	Centro	652	41	114	31,9768	8,347	60,95164	7,96314
JM31		523	46	101	63,3299	9,91		
PCJM32		342	0	1	70,7644	6,8858		
JM44		108	6	5	61,5406	6,7644		
JM16		594	4	10	77,1465	7,9085		

Nota: Se presentan todos los afloramientos analizados separados por sectores y sus tipos de nodos, valores de densidad, intensidad y promedios.

Conectividad de Fracturas: Los resultados indican que la zona presenta una tendencia similar en términos de conectividad, la clasificación de los tipos de nodos consignados en la Tabla 3 indica una predominancia del 89,5% de nodos I, 4,1% de nodos Y y 6,4% de nodos X. Esto sugiere una baja conectividad en términos generales. Los diagramas ternarios de conectividad (ver Figura 16), muestran que el 100% de los valores se encuentran dentro de la región 1 (Ver Figura 9), según Manzocchi (2001), lo que implica la ausencia de percolación significativa de fluidos. No obstante, la zona sur presenta valores que se acercan más a la región 2, lo que sugiere una conectividad relativa ligeramente superior, esto se debe a la presencia de nodos (Y) y (X) y al diagrama ternario que se observa en la Figura 15 A. y B respectivamente.

Figura 15

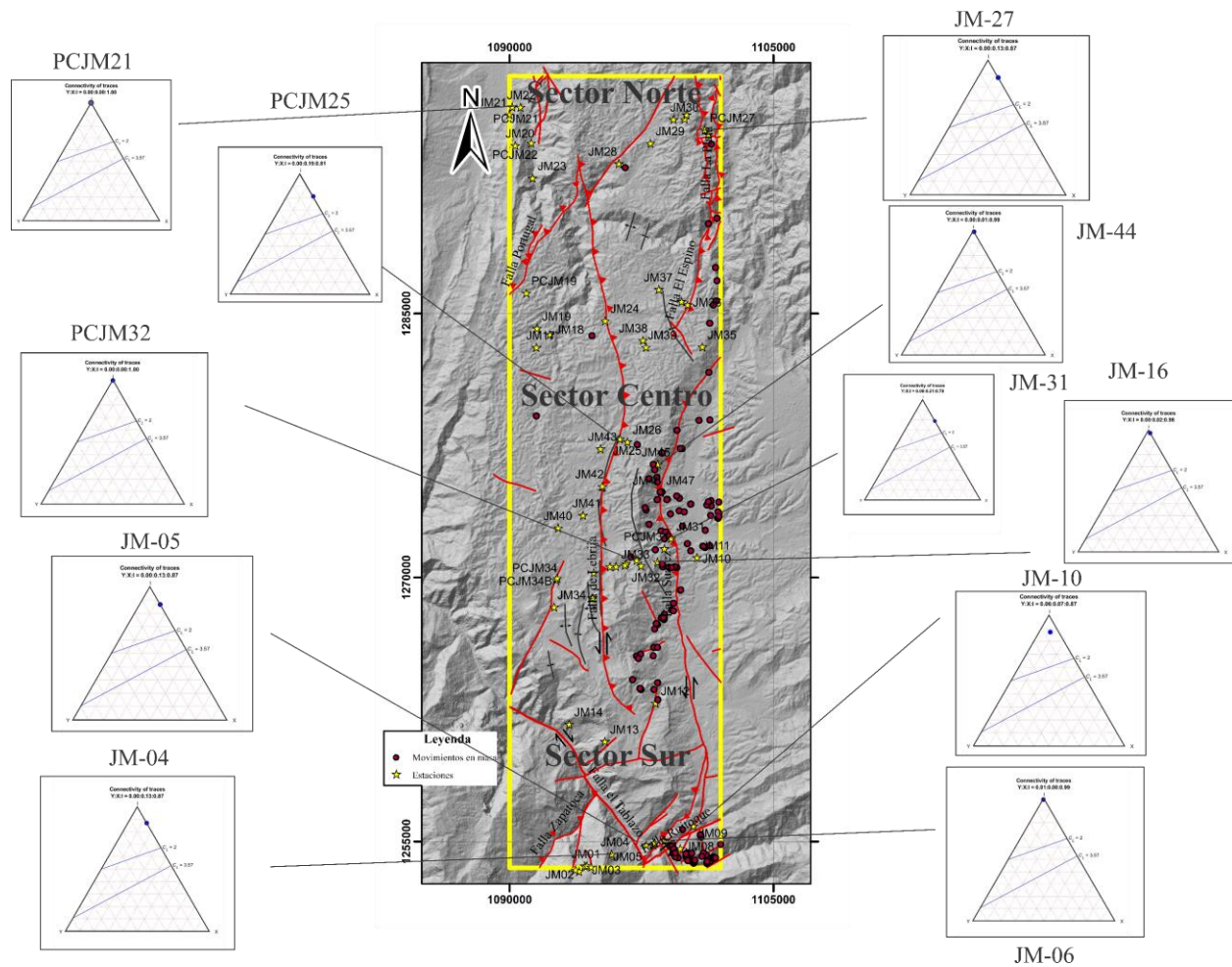
Conectividad afloramiento JM04



Nota: La ilustración A representa el mapa de trazas y tipos de nodos identificados, la ilustración B, el diagrama ternario, ambos del afloramiento JM04. La ilustración C corresponde a la simbología y disposición de los tipos de nodos y la ilustración D, un gráfico triangular de la proporción de tipos de nodos para diferentes redes. Figuras C y D tomadas de Sanderson & Nixon, 2005.

Figura 16

Diagramas ternarios de conectividad de cada afloramiento analizado

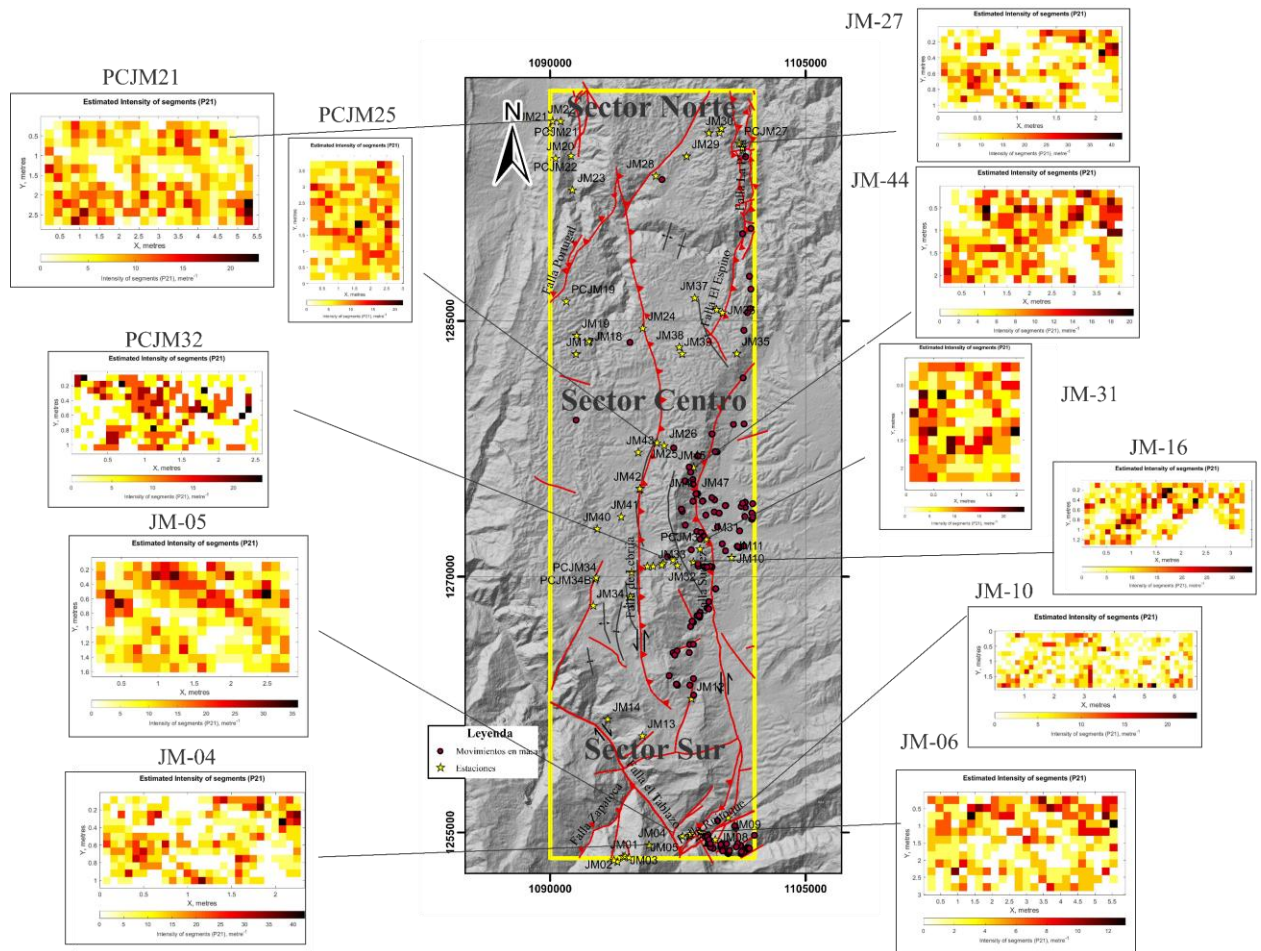


Intensidad de Fracturas: El valor promedio de intensidad en el área de estudio fue de $7,5474 \text{ m}^{-1}$, con datos homogéneos y baja dispersión. Se observó una variación sistemática en la que el sector norte presenta los valores más altos de intensidad, mientras que el sector sur registra los más bajos, como se presenta en los valores promedios consignados en la Tabla 3. Todos los

afloramientos se encuentran en proximidad a estructuras tectónicas, como fallas y pliegues. Los valores más elevados de intensidad se registraron en puntos cercanos a los límites oriental y occidental del área de estudio, coincidiendo con estructuras longitudinales y transversales (ver Apéndice B).

Figura 17

Mapas de intensidad en la zona de estudio



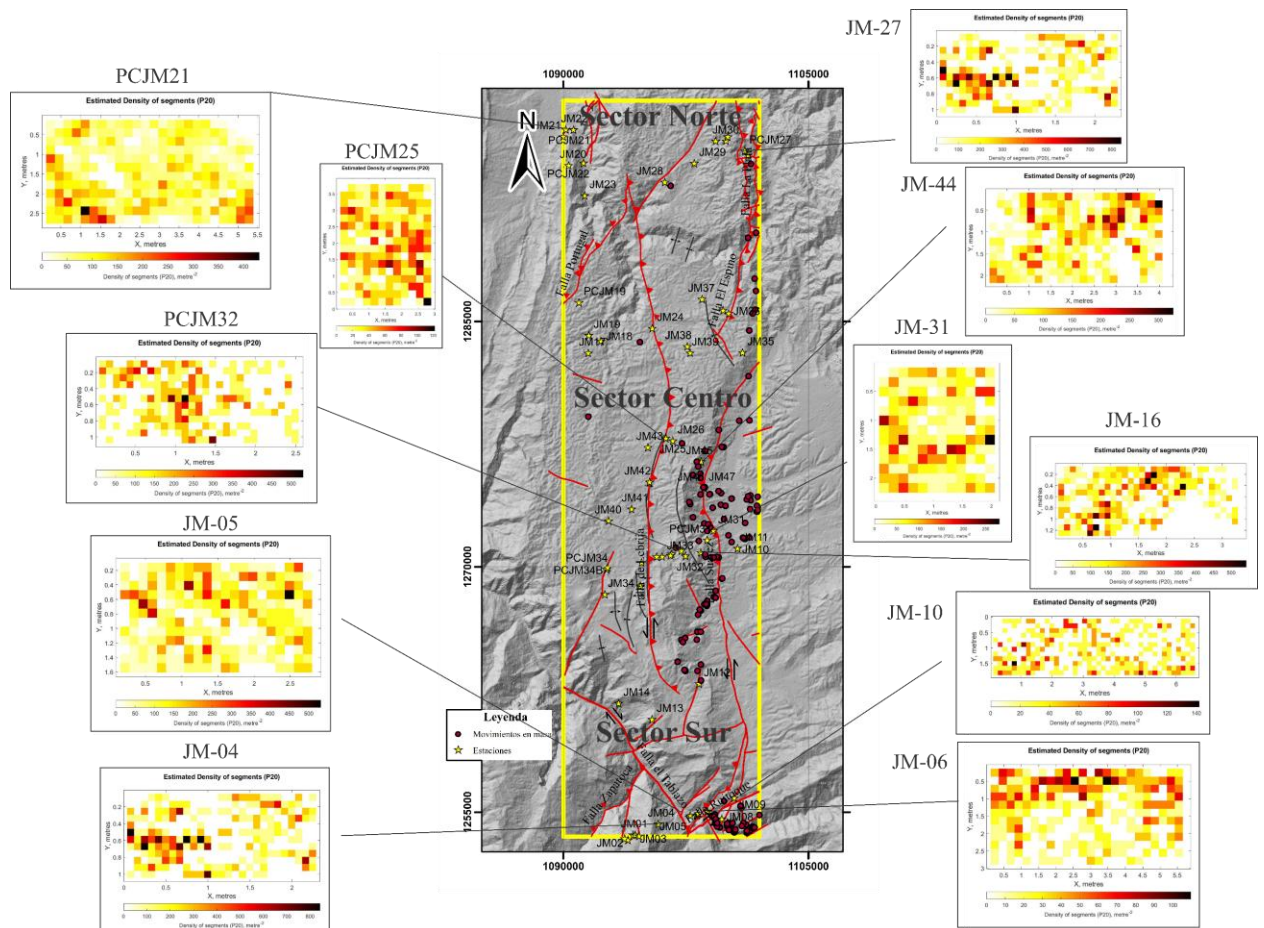
Densidad de Fracturas: El valor promedio de densidad fue de 64,9274 m⁻² (ver Tabla 3).

Se observó una tendencia en la que los valores de densidad en la zona sur y centro son similares,

mientras que el sector norte presenta los valores más altos, con una diferencia considerable respecto a las demás zonas. A continuación, se presentan los afloramientos representativos de cada sector, las características mencionadas se evidencian en la cartografía estructural (ver Figura 10), en el apéndice B se encuentran los resultados y su respectiva ubicación.

Figura 18

Mapas de densidad en la zona de estudio



Caracterización por sectores

Sector Norte: Los afloramientos analizados (PCJM21 y JM-27) evidencian una marcada influencia de estructuras falladas, especialmente en el sector oriental, donde el afloramiento JM-

27 se ve afectado por la Falla El Espino y la Falla La Plata. Entre ambas se identifican movimientos en masa con una aparente alineación norte-sur. Además, se observan pliegues cartografiados sobre el curso del río Lebrija. Cabe destacar que este afloramiento registra los valores más altos de densidad e intensidad de fracturamiento (ver Tabla 3), y se encuentra próximo a zonas afectadas por movimientos en masa (ver Figura 17 y Figura 18), lo que resalta su importancia estructural y geodinámica dentro del área de estudio.

Sector Centro: Los afloramientos JM44 y JM31 presentan una intensidad y densidad menor al promedio general (ver Tabla 3), el afloramiento PCJM32 obtuvo un valor de densidad mayor, pero intensidad menor al promedio general, por último, el afloramiento JM16 presenta una intensidad y densidad mayor el promedio. En este sector los afloramientos JM31, JM44 y JM16 se encuentran cercanos al trazo de la Falla del Suarez (ver Figura 17 y Figura 18), sin embargo, este último es el único en el que se presentaron datos de planos estriados, que indican presencia fallas asociadas.

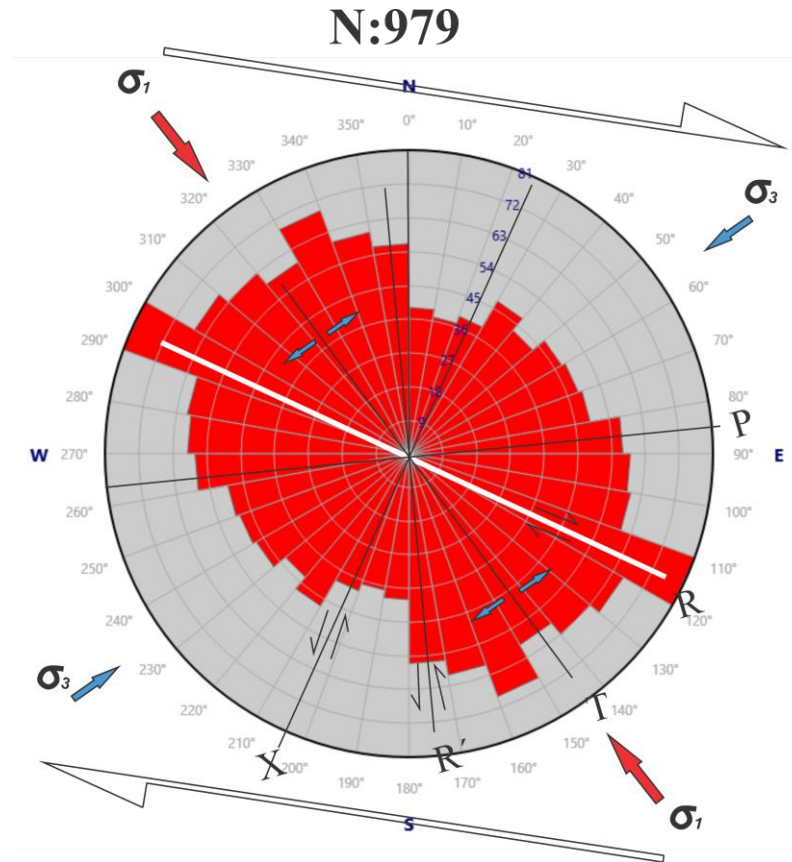
Sector Sur: La distribución de los valores en esta zona es heterogénea, con dos grupos de afloramientos que presentan diferencias significativas tanto en densidad como en intensidad. El Primer grupo compuesto de los afloramientos JM05 y JM04 presentan valores de intensidad y densidad (ver Tabla 3) muy por encima del promedio, mientras que el segundo grupo compuesto por los afloramientos JM06 y JM10, obtuvieron los valores más bajos de densidad e intensidad de la zona.

4.4. Análisis cinemático y dinámico

4.4.1. *Fracturas*

Los diagramas rosas y la proyección estereográfica de los planos de fractura representaron las principales tendencias estructurales de la zona de estudio. De igual manera, el análisis de las relaciones entre fracturas permitió realizar una aproximación a la dirección principal del esfuerzo y distinguir su génesis, diferenciado la compresión o tensión. A continuación, se presenta la lectura de los diagramas obtenidos separados agrupados por zonas y su respectivo mapa (ver Figura 20):

Se analizó en un diagrama de rosas compuesto por 979 datos (ver Figura 19), los cuales representan los valores totales de la zona de estudio fue comparado con la elipse de deformación para analizar la disposición de las estructuras y evaluar su concordancia. Se presenta un tensor NW-SE y una cizalla dextral. Este análisis permitió explicar las cinemáticas presentes en el área, identificando fallas dextrales con dirección NW-SE, como la Falla del Tablazo, y fallas sinestrales con dirección NE-SW, como la Falla del Suárez.

Figura 19*Diagrama de Rosas total y estructuras*

Nota: Diagrama de rosas de los datos totales de fracturas (979) de la zona de estudio comparado con la elipse de deformación, sus estructuras y esfuerzos máximos.

Zona norte: En el sector noroeste (NW) de la zona de estudio se identifican tendencias estructurales de rumbo SW-NE, posiblemente asociadas a la Falla de Solferino, la cual no ha sido previamente cartografiada en el área. Las estaciones B2 y B4 (ver Figura 20), que cuentan con una densidad de datos estructurales adecuada, muestran una orientación coherente con el curso del río Lebrija en este sector, lo que sugiere un control estructural sobre su trazado. En contraste, los diagramas correspondientes a las estaciones AB7 y A7 presentan tendencias de fractura muy dispersas y poco definidas, lo que limita su interpretación. No obstante, el análisis general del

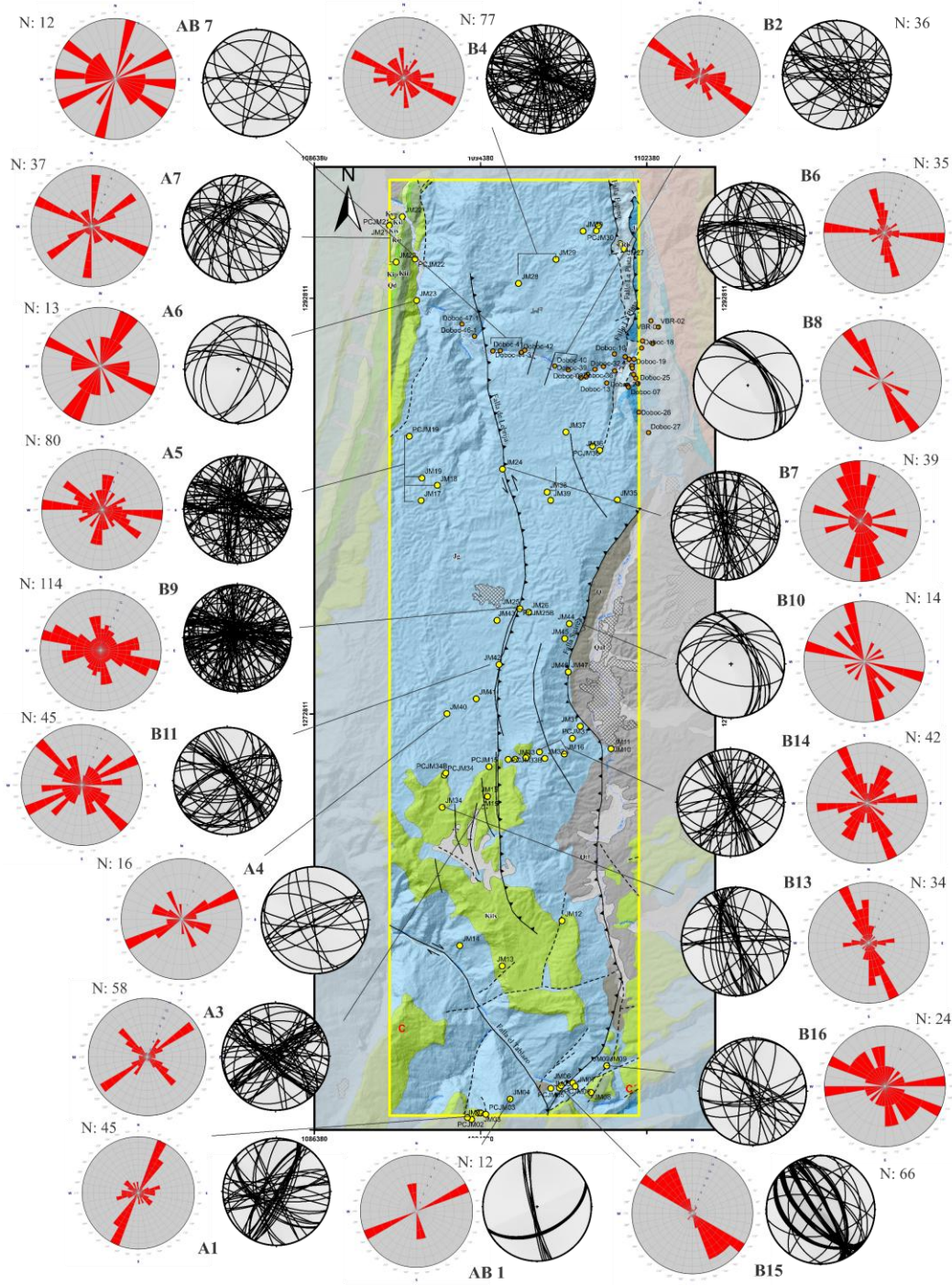
sector norte permite establecer una relación directa entre la orientación del río Lebrija y la dirección predominante de las fracturas, evidenciando al menos dos cambios significativos en su rumbo a lo largo de su trayecto de oeste a este (W-E), lo cual podría estar condicionado por estructuras tectónicas locales aún no caracterizadas en detalle.

Zona centro: Se evidenciaron tendencias bien definidas en la dirección N30W SE-NW, en relación al trazo de la Falla de Lebrija en esta zona. Cerca de su trazo, estas tendencias representan el patrón dominante en los diagramas más próximos (B7, B8, B10, B13 y B14) (ver Figura 20). Se identificaron tendencias en dirección SW-NE y N-S, asociadas a la Falla de Suárez, particularmente en los diagramas B14, B13 y AB1. Sin embargo, estas no constituyen la tendencia predominante en tres de estos diagramas.

Zona sur: Hacia el sur, se identificaron tendencias en dirección N50W WNW-ESE, asociadas a la Falla del Tablazo, en los diagramas B15, A3 y B11 de la Figura 20. Los datos obtenidos en conjunto reflejan la predominancia de esta estructura y resaltan su importancia en el marco de la deformación regional.

Figura 20.

Diagramas de rosa y red estereográfica por zonas y/o estaciones



Nota: Se presentan 20 diagramas de rosa y red estereográficas realizados a partir de una o más estaciones agrupadas según el número de datos y proximidad.

4.4.2. Planos Estriados

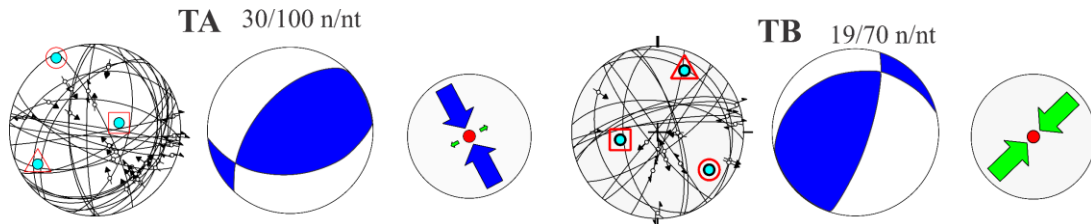
Se procesaron 100 datos de planos estriados en conjunto y separados por sectores y estructuras mediante el método de diedros rectos mejorados y optimización rotacional, para la estimación de tensores regionales y locales. Como resultado se obtuvieron 11 tensores, distribuidos en la zona de estudio, a continuación, se caracterizan cada uno de ellos y su representación gráfica. Resultado del análisis en conjunto se obtuvieron dos tensores (TA y TB) que representan en conjunto el total de datos (ver Figura 21). El procesamiento por sectores (Norte, Centro y Sur) diferenciados en el mapa geológico (ver Figura 11) generó 5 tensores (ver Figura 22): C1A y C1B para el sector Norte, C2A y C2B para el sector Centro y C3 para el sector Sur. Por último, a partir de las estructuras se agruparon datos para la Falla de Lebrija (Tensor F1 y F2), Falla El espino y Falla La Plata (Tensor B2) y por último, Falla del Suarez (Tensor D1), consignados en la Figura 23.

TA: Fueron procesados 100 datos, de los cuales 70 fueron separados, generando un tensor de 30 datos. El esfuerzo principal obtenido mostró una orientación de 330° y un R' de 2,50, lo que indica un régimen de esfuerzos de compresión pura. Este tensor se orienta de manera perpendicular a la Falla de Suárez en su trazo más sur de la zona de estudio (ver Figura 22), donde el plano superior del mecanismo focal podría representar su trazo. La falla presenta un comportamiento inverso con una componente sinistral, explicado a través de la descomposición de este tensor.

TB: Los 70 datos separados del tensor anterior fueron reprocesados, de los cuales resultaron 19 datos. El esfuerzo principal obtenido mostró una orientación de 316° y un R' de 2,47, lo que indica un régimen de esfuerzos de compresión pura. Este tensor presenta una relación similar al tensor TA. Los planos de falla de su mecanismo focal podrían relacionarse con el trazo de la Falla de Lebrija y con lineamientos transversales que buzan al norte.

Figura 21

Tensores TA y TB



Sector norte

Los datos obtenidos se ubican en la zona más NE cercano a Rionegro y lo largo de curso del río Lebrija el cual atraviesa el sector de W a E.

C1A: Se procesaron un total de 48 datos, de los cuales 23 fueron separados. El esfuerzo principal obtenido presenta una dirección de 327° y un R' de 2,18, lo que indica un régimen de transpresión. Este tensor respalda la hipótesis de una cinemática sinistral en la zona.

C1B: Los datos separados del análisis anterior fueron reprocesados, generando un tensor de 10 datos. El esfuerzo principal obtenido en este caso presenta una dirección de 287° y un R' de 2,91, característico de un régimen de compresión. Uno de los planos de falla representados en el mecanismo focal coincide con el trazo cartografiado de la Falla de Lebrija. Adicionalmente, el

tensor obtenido se orienta de manera perpendicular al eje de los pliegues en la zona del río Lebrija, lo que sugiere una relación directa con la deformación plegada de la región.

Sector centro

C2A: Fueron procesados 30 datos de los cuales fueron separados 22, el esfuerzo principal obtenido presenta una dirección 326° y con R' de 1,50 considerado como un régimen de transcurrecia pura, representa fallas dextrales, el tensor se ubica de manera perpendicular a los pliegues del sector.

C2B: SE Reprocesaron los 22 datos del tensor anterior, el esfuerzo principal obtenido presenta una dirección de 334° y con R' de 2,91 considerado como un régimen de compresión que puede explicar el movimiento de la Falla de Lebrija.

Sector sur

C3 Fueron procesados 13 datos de los cuales fueron descartados 7, el esfuerzo obtenido presenta una dirección 326° , con un esfuerzo máximo horizontal de 146 grados y con R' de 1,50 considerado como un régimen de transcurrecia pura, el mecanismo focal de este tensor explica la cinemática de la Falla del Tablazo con el plano que buza hacia el sur y el otro plano, la falla de Lebrija

Zonas estructurales

Corredor falla de Lebrija: Los dos tensores a partir de las estaciones con datos cercanas al trazo y a estructuras asociadas al mismo, se encuentran en la Figura 23

F1: El análisis de esfuerzos a partir de 21 de los 60 datos procesados permitió obtener un tensor con una dirección de 316° y un R' de 2,18, lo que indica un régimen comprensivo con leve rumbo. Este tensor se encuentra relacionado con la actividad de la Falla de Suárez y la Falla de Lebrija. La orientación obtenida es consistente con la cinemática de estructuras regionales.

F2: El análisis de esfuerzos a partir de 13 de los 39 datos separados y reprocesados del tensor anterior, permitió determinar un tensor con una dirección de 332° y un R' de 2,44, característico de un régimen de compresión pura. Este tensor se asocia principalmente con la actividad de la Falla de Lebrija y la Falla del Tablazo.

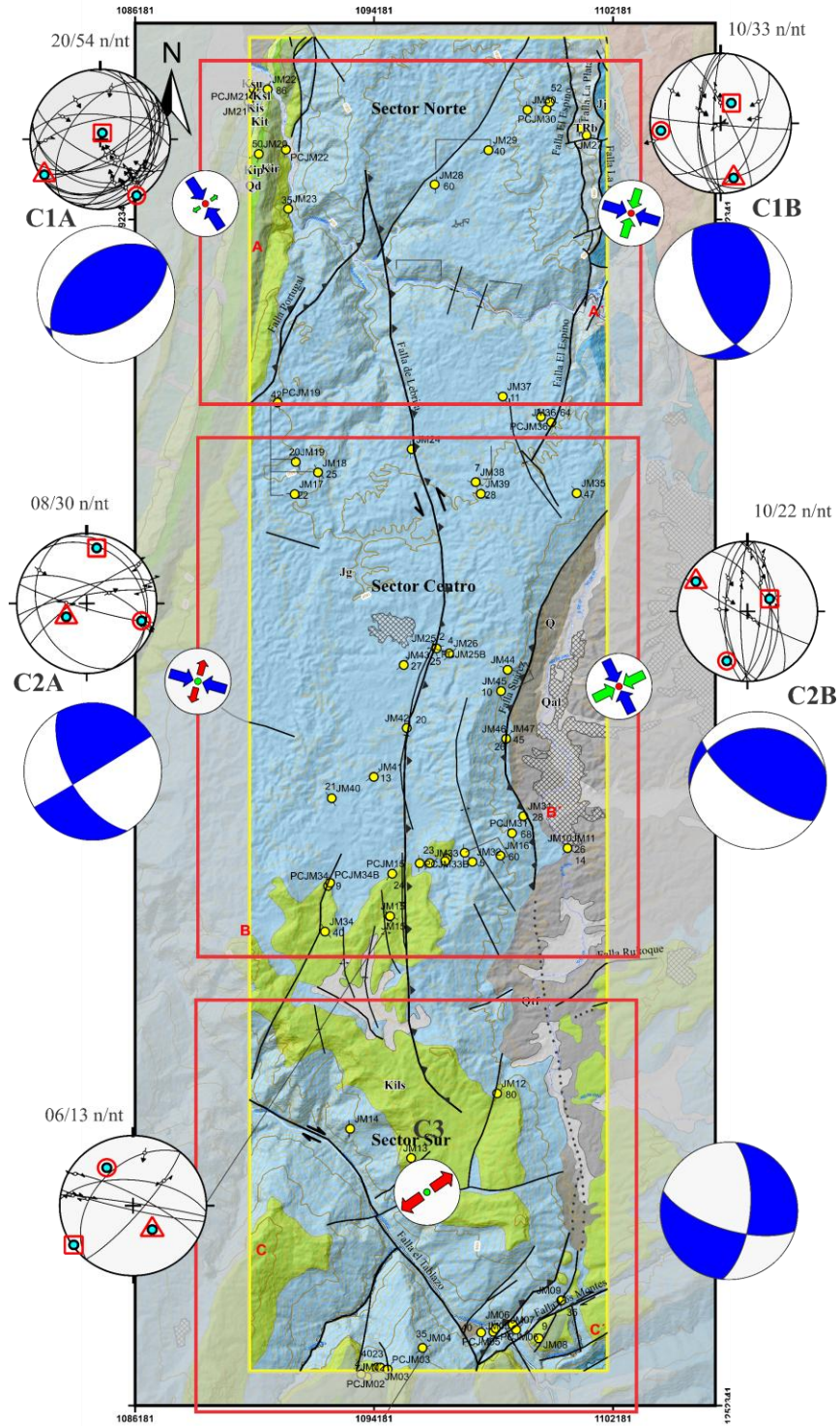
Zona Falla El Espino y Falla La Plata – Bocas: B2: El análisis de 11 de los 18 datos procesados indica un tensor con una dirección de 328° y un R' de 2,12, característico de un régimen de transpresión. Este resultado se asocia a la Falla La Plata, evidenciando un posible cambio de cinemática en la zona. La orientación del esfuerzo y la relación con la transpresión sugieren que, además de la influencia de esta falla longitudinal, el comportamiento estructural podría estar más vinculado a fallas transversales.

Zona Suarez

D: El análisis de 5 de los 10 datos procesados indica un tensor con una dirección de 282° y un R' de 2,50, característico de un régimen de compresión pura. Esta orientación sugiere una configuración estructural dominada por esfuerzos subhorizontales de orientación WNW-ESE, que podría corroborar el régimen transpresiva de la falla de Suarez

Figura 22

Tensores por sectores



Nota: Los polígonos rojos representan el área que abarcan las estaciones de cada tensor.

4.5 Procesos morfodinámicos

Se identificaron 147 puntos de movimientos en masa a partir de observaciones en campo, el catálogo de eventos y el inventario de la plataforma SIMMA.

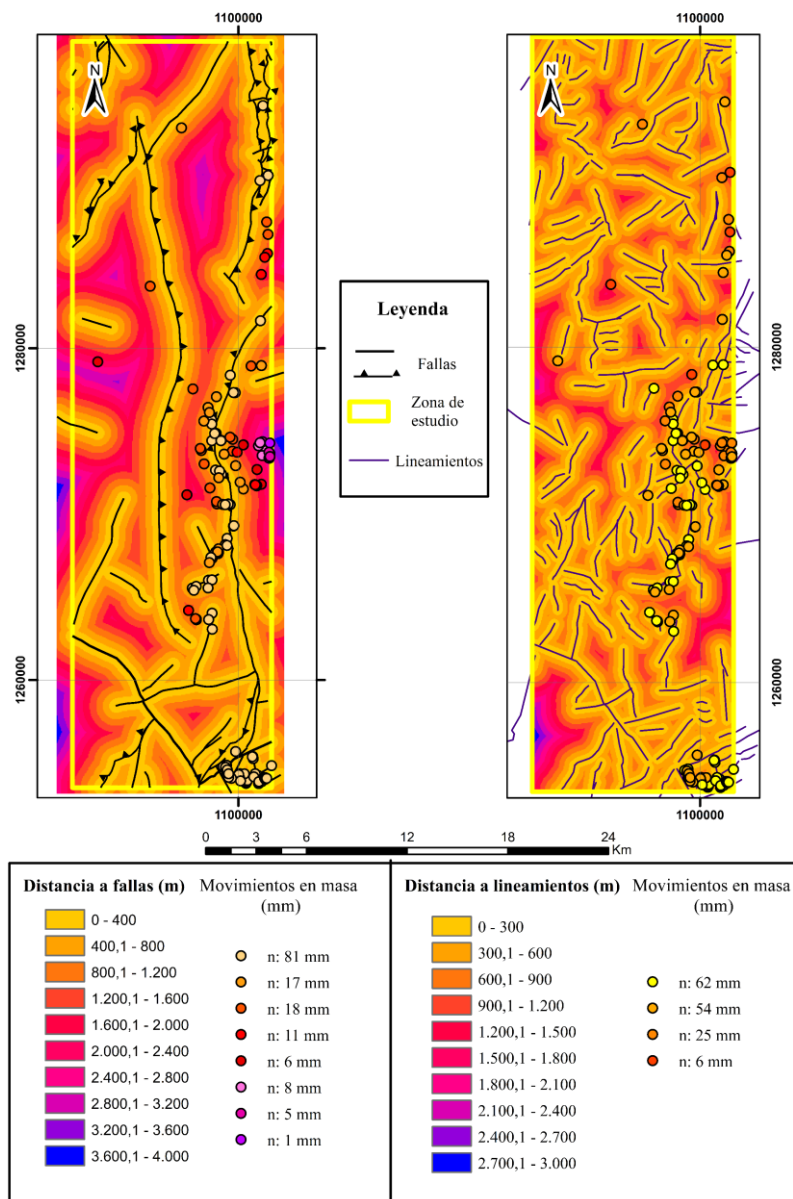
La base de estos resultados es la cartografía geológica, a partir de esta se generó el mapa de distancia a fallas con intervalos de 400 metros y el mapa de distancia a lineamientos con intervalos cada 300 metros, definidos por el software SIG según densidad. Los mapas muestran una alineación marcada de los movimientos en masa con el trazo de la Falla de Suárez, donde la mayor concentración de eventos se encuentra en el primer intervalo, disminuyendo progresivamente a medida que aumenta la distancia representada en la Figura 24, en la que se observan en estos mapas de distancia, el número de movimientos en masa asociados a cada intervalo diferenciados por color. Además, las intersecciones y zonas limitadas por lineamientos y fallas generan áreas de mayor confluencia de movimientos en masa, como se observa las Figura 25 B. y E. en las que se presentan fallas contiguas e intersecciones y entre los espacios resultantes movimientos en masa. lo que resalta su importancia como condicionantes de inestabilidad en la zona de estudio.

Los patrones de fracturamiento permitieron caracterizar la geometría de las fracturas en cada uno de los puntos analizados. En este trabajo se obtuvieron valores aproximados de intensidad y densidad de fracturamiento, los cuales fueron comparados de manera relativa entre sectores. La Tabla 3 presenta estos valores, destacándose una densidad mínima de $20,574 m^{-2}$ y una máxima de $116,148 m^{-2}$. Los afloramientos JM16, JM31, PCJM32, JM44 y JM27 (ver Figura 18) se localizan en zonas con alta confluencia de movimientos en masa previamente cartografiados, estos

registraron valores de densidad iguales o superiores al promedio general de $64,9247 m^{-2}$, lo que sugiere una posible correlación entre el grado de fracturamiento y la ocurrencia de movimientos en masa.

Figura 24

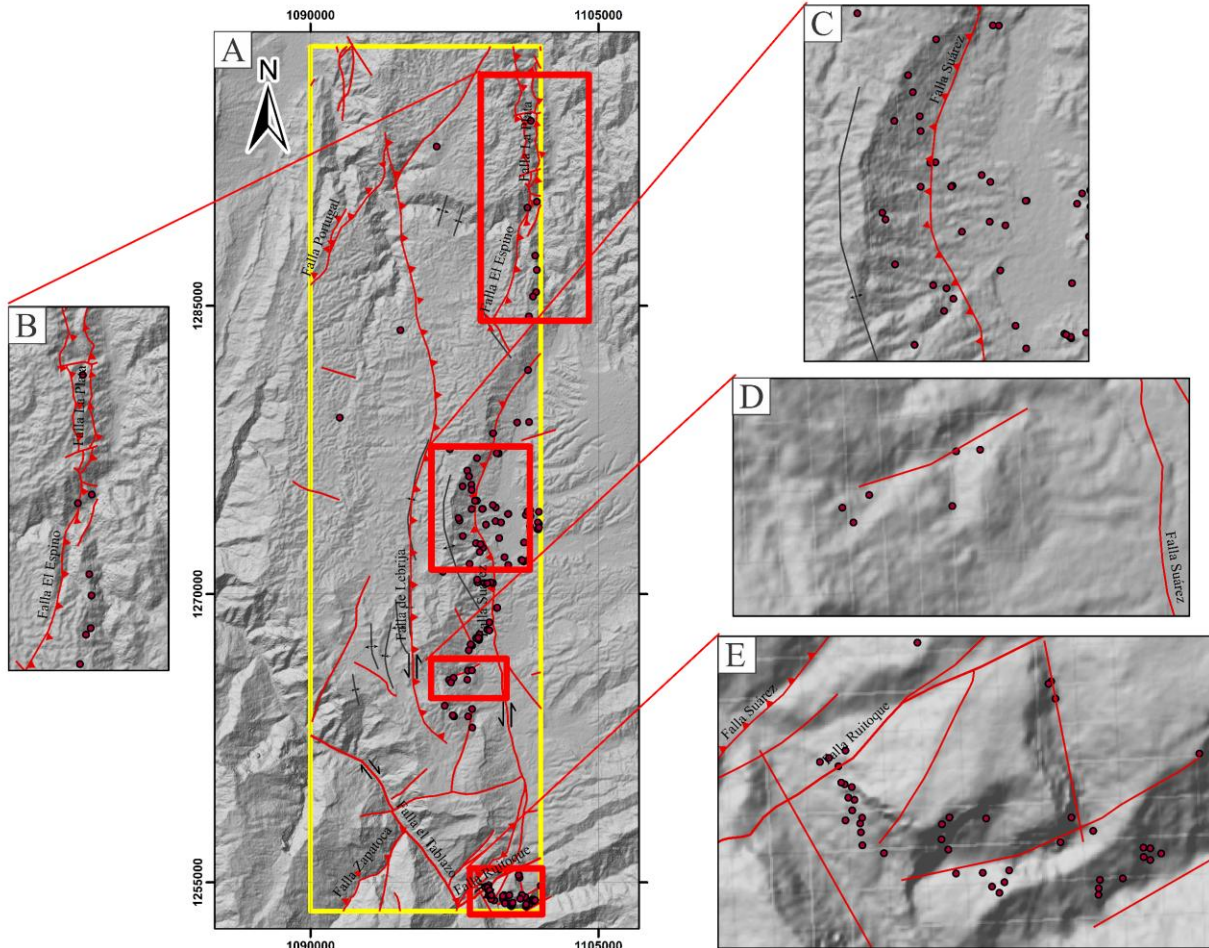
Mapas distancia a fallas y lineamientos



Nota: Los puntos de movimientos en masa se encuentran clasificados según el intervalo de distancia al que pertenecen junto con el correspondiente valor.

Figura 25

Cartografía estructural y movimientos en masa



Nota: Se presentan 4 zonas (B, C, D y E) de alta confluencia de fallas y movimientos en masa.

De los 147 movimientos en masa, 93 ocurren en el ambiente estructural, donde predominan las geoformas de escarpe de línea de falla y lomo de falla, con 42 y 21 eventos respectivamente. En el ambiente denudacional se identificaron 47 movimientos, destacando la geoforma planicie

colinda denudada con 17 casos. Finalmente, el ambiente fluvial presenta 7 movimientos en masa, todos asociados a la geoforma de plano o llanura de inundación. Estos datos están dispuestos en la Tabla 4.

Tabla 4

Movimientos en masa en cada subunidad geomorfológica

Ambiente	Subunidad Geomorfológica	Código	MM presentes	[%] de MM
Denudacional	Ladera erosiva	Dle	2	1,36%
	Loma denudada	Dld	1	0,68%
	Lomo denudado alto de longitud larga	Dldeal	2	1,36%
	Lomo denudado bajo de longitud corta	Dldebc	1	0,68%
	Lomo denudado bajo de longitud media	Dldebm	3	2,04%
	Lomo denudado moderado de longitud corta	Dldemc	3	2,04%
	Lomo denudado moderado de longitud larga	Dldeml	8	5,44%
	Lomo denudado moderado de longitud media	Dldemm	8	5,44%
	Planicie colinada denudada	Dpcd	17	11,56%
Estructural	Escarpe de línea de falla	Sife	42	28,57%
	Escarpe de meseta	Sme	26	17,68%
	Espolón moderado de longitud larga	Sesml	1	0,68%
	Gancho de flexión	Sgf	1	0,68%
	Lomeríos estructurales	Sloe	2	1,36%
	Lomo de falla	Slf	21	14,28%
Aluvial	Plano o llanura de inundación	Fpi	7	4,76%

5. Discusión

5.1 Dinámica

La zona de estudio se caracteriza por un régimen de esfuerzos predominantemente compresivo, representando aproximadamente el 50% de los tensores obtenidos. Además, se identificaron regímenes intermedios de transpresión (~33% de los tensores) y transcurrencia (~17% de los tensores). Las direcciones principales de esfuerzo varían entre NW-SE y WNW-ESE, determinadas a partir del procesamiento de planos estriados y el análisis de diagramas de rosas de planos de fractura. Estos resultados muestran una variabilidad contenida dentro de un mismo cuadrante, aunque su interpretación no puede generalizarse, por lo que en este estudio se han diferenciado las tendencias NW-SE como tendencias más subverticales y las WNW-ESE como más subhorizontales.

Se ha documentado que la dirección del campo principal de esfuerzos ha variado en el tiempo geológico en respuesta a eventos tectónicos a escala global. No obstante, en este trabajo se considera que dichas variaciones obedecen a factores de escala, con zonas dominadas por tendencias locales (NW-SE) y otras por tendencias regionales (WNW-ESE). Cetina et al. (2019) sugiere que la etapa final de deformación progresiva en el Anticlinorio de los Yarigués, asociada al levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Oligoceno tardío-Mioceno, responde a un tensor de acortamiento con dirección 118° (NWW-SEE), posiblemente vinculado con la acreción del bloque Chocó-Panamá. En concordancia, Egbue (2014) señala que el campo de esfuerzos máximo actual en la Cordillera Oriental se orienta entre WNW-ESE y NW-SE, lo que sugiere un tensor regional subhorizontal con tendencia W-E. Identificado y trabajado en este estudio.

Por otro lado, Velandia & Bermúdez (2018) propone que los desplazamientos relativos o el arrastre de bloques laterales generan tensores locales, como el SHmax NW-SE, a lo largo de la

terminación sur de la Falla de Bucaramanga. Esta observación coincide con los tensores NW-SE más cercanos a la vertical identificados en este estudio.

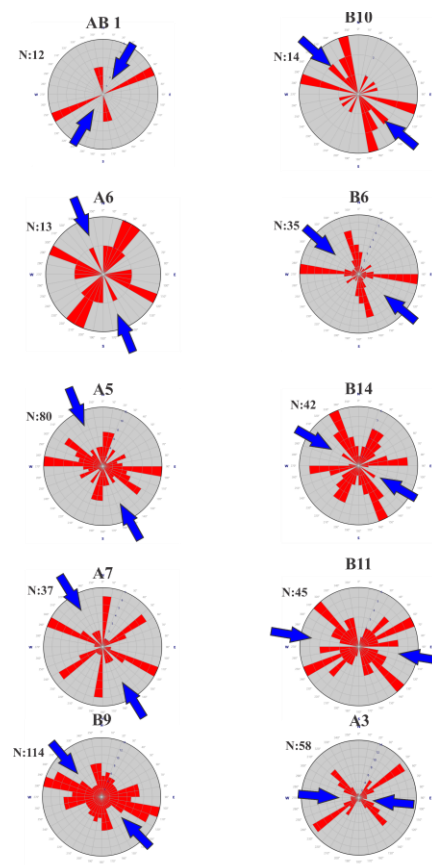
Áreas comunes en la zona de estudio han sido trabajados por diversos autores desde la dinámica, dejado como resultado variaciones en los campos de esfuerzo. Para el zona sector centro se presentan un tensor (C2A) con los datos distribuidos en la zona en compresión con dirección 334° similar al propuesto por Osorio-Afanador & Velandia (2021) que asocia a la Falla del Suarez y la Falla de Bucaramanga, sin embargo, Araque & Otero (2016) Proponen para lo que denominan como sector Girón (ubicado cercano a la cabecera municipal del municipio) un tensor transpresivo con orientación del Shmax de $53-56^\circ$, esto podría deberse a la diferencia de escalas en el análisis y a la influencia predominante (regional o local) en cada zona deformada. Para el sector sur, García-Arias *et al.* (2024) Presenta un tensor ubicado en cercanías del puente Gómez Ortiz, que conecta el municipio de Girón y Zapatoca, de régimen transcurrente y un Shmax de 134° . Para este sector se propone en este trabajo el tensor C3 (ver Figura 22) también de régimen transcurrente y con un Shmax de 146° . En contraste en el trabajo de Araque & Otero (2016) se evidencia un tensor transpresivo con un Shmas de $31^\circ-46^\circ$ en la zona que denominan como sector Rio Sogamoso, estas variaciones pueden ser explicadas por las diferencias mencionadas para el sector Centro o problemas estructurales que afecten los datos. A pesar de eso las tendencias de fracturas coinciden entre el sector Rio Sogamoso y el diagrama B15 (ver Figura 19) de este trabajo.

A lo largo de la zona de estudio, se observa una variación en la dirección del esfuerzo de norte a sur. En el sector norte (columna izquierda Figura 26 a excepción de AB1), predominan tendencias identificadas como locales, debido a la definición de un tensor regional subhorizontal W-E, posiblemente debido a la ausencia de fallas regionales que canalicen los esfuerzos tectónicos.

En contraste, en el sector sur (columna derecha Figura 26), la interacción entre fallas regionales y locales como la Falla de Suárez y la Falla del Tablazo, junto con los trazos SW-NE en la región sureste, sugiere la influencia de un campo de esfuerzos más regional observada en las direcciones obtenidas mediante los diagramas de rosa, este sector coincide con la Zona 1 en el trabajo de Sánchez (2024) que representa la parte más norte de su área de estudio, en el cual se determinaron tensores a partir de datos de fracturas con una dirección similar y un ligero cambio hacia el sur.

Figura 26

Diagramas de rosa y tensores de esfuerzo



Nota: En la columna izquierda se encuentran representados los diagramas del sector norte y centro-norte y en la columna derecha los diagramas del sector centro-sur y sur. Ambos con su dirección de esfuerzo máximo principal.

5.2 Cinemática

El análisis cinemático se centró en la definición del sentido y movimiento de tres estructuras principales: la Falla de Lebrija, la Falla del Tablazo y la Falla de Suárez. Para ello, se utilizaron datos de tensores de esfuerzo, mecanismos focales y diagramas de rosas dentro de sus respectivos corredores estructurales.

Falla de Lebrija

A partir del análisis de los tensores de esfuerzo (F1 y F2) una falla inversa con rasgos transcurrentes asociados. Velandia (2017) documentó la presencia de estructuras relacionadas, como pliegues oblicuos y trazos sintéticos (R) y antitéticos (R'), que evidencian su movimiento sinistral. Asimismo, Osorio-Afanador & Velandia (2021) identificaron un tensor NW-SE en la zona, el cual estaría relacionado con el arrastre impuesto por la cinemática transpresional y sinistral de las fallas de Bucaramanga y Lebrija.

Falla del Tablazo

La Falla del Tablazo se interpreta como una estructura de rumbo de alto ángulo, dominada por un régimen transcurrente. Según Cetina *et al.* (2019), esta estructura actúa como una falla transversal hacia el oeste del área de estudio, lo cual es consistente con su rumbo en el límite occidental de la zona. Dicho estudio también asocia la falla a un tensor de acortamiento SW-NE, que, aplicado a estructuras longitudinales, indica un régimen transtensivo. Este patrón difiere con el tensor C3 (ver Figura 22), determinado para el sector sur, en donde la falla muestra una relación directa con el marco estructural. Osorio-Afanador & Velandia (2021) cartografiaron la Falla del Tablazo con una cinemática predominantemente dextral en su mapa geológico regional, sin embargo, en otros estudios (Araque & Otero (2016), Macias & Cabanzo (2017) y Sánchez (2024))

la han definido como una falla sinestral. El tensor obtenido en este trabajo (C3) (ver Figura 22) contribuye a la definición de una cinemática dextral por la relación entre el rumbo, sin embargo, se hace necesario una densidad mayor de datos sobre el trazo para una mejor definición.

Falla de Suárez

El trazo de la Falla de Suárez se define como una falla inversa de manera general con un segmento con componente sinestral. Investigaciones previas (Page, 1986; Paris *et al.*, 2000; INGEOMINAS, 2001, en Diederix *et al.*, 2008) la han descrito como una falla predominantemente inversa, con una posible componente de desplazamiento horizontal sinestral, aunque sin evidencias concluyentes. En este trabajo, dicha cinemática se respalda con el tensor D1 y el mecanismo focal en el trazo central de la zona de estudio en donde se ubica el símbolo de rumbo (ver Figura 23),

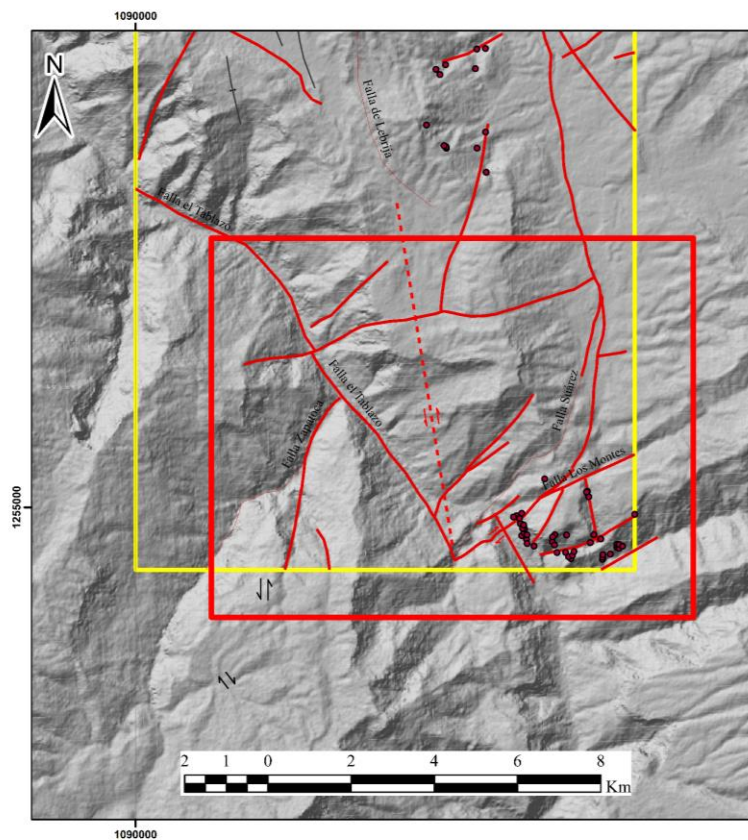
El rumbo de la falla cambia hacia el noreste en el límite oriental de la zona de estudio, lo que podría implicar una variación en su cinemática. Si bien en este estudio no se obtuvieron datos suficientes en esa zona para confirmar esta hipótesis, la dirección de los esfuerzos principales y la presencia de estructuras con orientación similar en el sector sureste sugieren una posible componente transtensiva en este segmento. Velandia (2017) también reportó esta falla dentro de un sistema estructural en estilo dominó adyacente a la Falla de Bucaramanga, donde las fallas internas muestran una cinemática dextral con componente normal, por lo cual denomina el trazo más norte como Falla de Girón (no cartografiada en este trabajo) y la ubica entre las fallas de Lebrija y Bucaramanga, separando esta estructura de la Falla de Suárez (inversa-sinestral).

Relación estructuras.

A partir de los trazos de la Falla el Tablazo y la Falla de Lebrija se presume la existencia de una cuña entre estas dos estructuras (ver Figura 27) debido a sus cinemáticas de rumbo contrarias y la intersección que se generaría con un empuje en la misma dirección. Así mismo en este mismo sector sur-este se presentan un mayor número de fallas transversales y NE-SW de rumbo como la Falla Los Montes e inversas como la Falla de Lebrija. Esto puede representar un arreglo estructural determinante en la estabilidad del terreno puesto que, como se observa en la Figura 27. En este sector se presentan 44 movimientos en masa que son el 29,9 % de los movimientos en masa totales del área de estudio.

Figura 27

Cuña en el sector sur



Nota: Los puntos de color rojo oscuro representan los movimientos en masa

5.3 Relación estructural y procesos morfodinámicos

El análisis estructural y geomorfológico permitió establecer una relación entre la distribución de los movimientos en masa y la presencia de fallas y lineamientos en la zona de estudio. Se identificó que los puntos de movimientos en masa son mayores en proximidad a estas estructuras, lo que sugiere una influencia directa de las discontinuidades en la estabilidad del terreno. La densidad de movimientos en masa disminuye progresivamente a medida que aumenta la distancia a fallas y lineamientos, evidenciando un patrón de control estructural sobre estos procesos. Asimismo, se determinó que la morfología del terreno se encuentra relacionada en la potencial ocurrencia de movimientos en masa. En sectores donde las fallas presentan escarpes bien definidos, caracterizados por pendientes elevadas, se registra una mayor recurrencia de estos fenómenos.

El mapa de amenaza por movimientos en masa en Colombia, desarrollado por el SGC en 2017, considera la configuración tectónica como un factor clave en la generación de deformación, actividad volcánica y actividad sísmica, procesos que a su vez pueden detonar movimientos en masa. En este contexto, se establece la sismicidad como uno de los detonantes principales y se reconoce el arreglo estructural de una zona como uno de los agentes predominantes en la generación de estos fenómenos.

Diederix *et al.* (2008) indican que la Falla de Bucaramanga y la Falla de Suárez deben ser consideradas estructuras activas, con potencial sismogénico y capacidad de generar eventos sísmicos en el futuro. Esta condición se correlaciona y es concordante con la alta densidad de movimientos en masa a lo largo del trazo de la Falla de Suárez, evidenciada en la Figura 25. En

este caso, la influencia estructural sobre la inestabilidad del terreno se presenta como un factor predominante en la generación de estos procesos, por encima del detonante climático.

La densidad de fracturamiento, entendida como la relación entre la longitud total de fracturas y el área analizada, constituiría un parámetro clave para identificar controles estructurales en la generación de movimientos en masa. En este trabajo, se evidenció que los sectores con valores superiores al promedio de densidad (densamente fracturados) se localizan muy próximos a zonas donde se han registrado estos procesos morfodinámicos, lo que sugiere una correlación directa entre ambos fenómenos. Esta relación ya ha sido documentada por Hauser (1993), citado en Rodríguez-Valdivia (2014), quien señala que las zonas de falla o fracturadas tienden a generar condiciones geomecánicamente débiles que favorecen el desarrollo de procesos de remoción en masa.

6. Conclusiones

El análisis de la deformación en la zona de estudio permitió diferenciar la influencia de estructuras regionales y locales en la configuración estructural del área. La relación entre la deformación y la morfología del terreno revela que las fallas principales, como la Falla de Suárez y la Falla de Lebrija, han controlado el paisaje de la zona de estudio. La variación en las direcciones obtenidas de los esfuerzos a lo largo del área indica que las estructuras responden a la interacción entre esfuerzos regionales y locales dentro del Anticlinorio de Los Yarigués.

El análisis cinemático y dinámico de las estructuras permitió establecer que la región está dominada por un régimen de esfuerzos compresivo, con variaciones locales hacia transpresión y transcurrencia. La Falla de Lebrija y la Falla de Suárez presentan un comportamiento inverso con

componente sinistral. La orientación de los esfuerzos principales obtenida en los mecanismos focales y diagramas de rosas concuerda con estudios previos y entre sí, evidenciando un patrón estructural coherente con la deformación progresiva de la región.

El análisis de patrones de fracturas a partir de fotografías de afloramientos permitió identificar diferencias en la conectividad, intensidad y densidad de fracturamiento en la zona de estudio. Se encontró que el sector norte presenta una mayor densidad de fracturas, posiblemente relacionada con la influencia de fallas regionales y procesos de deformación más intensos, mientras que el sector sur muestra una menor densidad, pero con estructuras más conectadas. Por otra parte, la conectividad en todos los puntos analizados fue baja debido a la ausencia de intersecciones entre planos. Altos valores aproximados de la densidad de fracturamiento estarían relacionados con la generación de movimientos en masa.

Los movimientos en masa identificados en la zona de estudio presentan una clara relación con las estructuras tectónicas principales, especialmente con la Falla de Suárez, donde se observa una alineación de los procesos morfodinámicos a lo largo de su trazo. La interacción entre la tectónica activa y rasgos morfoestructurales define detonantes, especialmente en sectores con alta densidad de fracturas, estructuras y pendientes pronunciadas. La cartografía estructural y geomorfológica a escala 1:25.000 permitió evidenciar que las fallas regionales y locales, junto con los lineamientos, controlan la distribución de los movimientos en masa, al presentarle un predominio de estos procesos en geformas de origen estructural. Estos factores sugieren que ciertos sectores de la zona comprendida por la denominada Mesa de Lebrija y el norte del Anticlinorio de Los Yarigués presentan un alto control estructural.

Referencias Bibliográficas

- Alarcón, C.M., Clavijo-Torres, J., Mantilla-Figueroa, L.C., Rodríguez, J.G. (2020). Nueva propuesta de edades para el registro sedimentario de las formaciones Bocas y Jordán y su relación con el desarrollo de la actividad magmática del Grupo Plutónico de Santander (cordillera Oriental, Colombia). *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* 44(173):1137-1151, octubre-diciembre. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.120>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vector and Tensors in Structural Geology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), T17–T26. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90081-7)
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research*, 89(7), 5835-5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation* (pp. 53–100). Oxford: Pergamon Press.
- Araque-Gómez, C. N., & Otero-Ramírez, J. L. (2016). *Zonas transversales y su relación con estructuras regionales, Flanco O - Cordillera Oriental* [Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander]. Repositorio Institucional – Universidad Industrial de Santander.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus Ochoa, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., & Valencia, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean–South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society London Special Publications*, 377, 10.1144/SP377.5.
- Brunsdon, D. (2001). A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *CATENA*, 42, 99-123. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00134-X](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00134-X)

- Caballero, V., Parra, M., & Mora, A. (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 del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.
- Cediél, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*. vol. 16, no.1-3, p. 5-96.
- Cediél, F. (2001). El Grupo Girón una molasa (?) Mesozoica (?) de la Cordillera Oriental (?) de Colombia (?). *Boletín de Geología*. vol. 23, no. 38, p. 88.
- Cediél, F., Shaw, R., & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean Block. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics (Memoir, 79, pp. 815-848)*. American Association of Petroleum Geologists.
- Cetina, L.M. y Patiño, H.A. (2013). Determinación de los tensores de esfuerzos asociados a la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, Santander. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas. 133 p.
- Cetina, L. M., Velandia, F., & Patiño-Sanabria, H. A. (2019). Análisis de deformación al occidente del Anticlinorio de Los Yarigués - Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín De Geología*, 41(3), 31-56. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n3-2019002>
- Cortes, M. & Angelier, Jacques & Colletta, Bernard. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*. 24. 10.1029/2003TC001551.
- Cortés, M., Colletta, B., Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 21, Issue 4, Pages 437-465, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.004>
- Davis, G., Reynolds, S., & Kluth, C. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Diederix, H.; Torres, E.; Hernández, C.; Botero, P. 2008. Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosimológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga (Inédito). Servicio Geológico Colombiano (INGEOMINAS): 145 p. Bogotá.

- Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG Memoir, (1), p. 108-121.
- Egbue, Obi & Aguirre, Hector & Torres, Carolina. (2014). Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of Structural Geology*. 58. 8–21. 10.1016/j.jsg.2013.10.004.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egüez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*. 259. 10.1016/0040-1951(95)00075-5.
- Etayo-Serna, F. 1989. Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. In Congreso Colombiano de Geología, No. 5, Guía de Excursión Técnica: 41 p. Bucaramanga.
- Etayo-Serna, F., Montoya, D., Moreno, G., Terraza-Melo, R., & Guzmán, G. (2019). Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., & Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-65.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Gallegos, E., Martínez-Dopico, C., & Berbeglia, Y. (2008). Mapeo de lineamientos a partir de un DEM (SRTM3): desarrollo y aplicaciones para el estudio de un área de los Andes Patagónicos Septentrionales. *Geoacta*, 33, 43-47.
- García, O. J. y Moreno, G. (2006). Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. *Geología Colombiana*, 31, 73–90. <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31931>
- García-Arias S, Velandia F, Alvarez A, et al. (2024) Stress tensors and quantification of fracture patterns to analyze connectivity and potential fluid flow in a mesa landform of the Northern Andes. *Journal of Mountain Science* 21(1). <https://doi.org/10.1007/s11629-023-8338-5>
- Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J., Watkins, H., Timms, N. E., Gómez-Rivas, E., y Smith, M. (2017). FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, 95:1–16.
- Huggett, R. J. (2011). *Fundamentals of Geomorphology* (2nd ed.). Routledge.

- Jimenez, López, O., Jaimes, L., & Mier Umaña, R. (2016). Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 312–319. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.293>
- Julivert, M. (1958). La Morfoestructura de la Zona de las Mesas al SW de Bucaramanga (Colombia S. A.). *Boletín De Geología*, (1), 7–43. Recuperado a partir de <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/3994>
- Julivert, M., (1968). *Colombie. Lexique stratigraphique International. Precambrian, Paleozoique et Mesozoique. vol. V, Fasc. 4a, premiere partie: 651 p.*
- Langenheim, R.L (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. *Bol. Geol., Univ. Ind. Santander. vol. 3, pp. 35-50.*
- Laverde, F. & Clavijo, J. (1985). Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte de “Tu y Yo” (Zapatoca). En Etayo-Serna, F., & Laverde-Montaña, F. *Proyecto Cretácico (VI-1 – VI-9)*. Bogotá, Colombia: Publ. Geol. Esp. de Ingeominas (16).
- Machuca, S., García-Delgado, H., Velandia, F. (2021). Studying active fault-related folding on tectonically inverted orogens: A case study at the Yariguíes Range in the Colombian Northern Andes, *Geomorphology*, Volume 375, 107515, ISSN 0169-555X, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107515>.
- Manzocchi, T. (2002). The connectivity of two-dimensional networks of spatially correlated fractures. *Water Resources Research*, 38(9), 1-20. <https://doi.org/10.1029/2000WR000180>.
- Mora, A., Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., Blanco, V., García, D., & Stockli, D. F. (2010). Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 94, 1543–1580. <https://doi.org/10.1306/01051009111>
- Mora, A. (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, Bogotá.
- Morales, L. G., & Industry, C. p. (1958). General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia. in Weeks, L. G., ed., *Habitat of Oil: A Symposium*, 641-695.
- Moreno, G., y García, O. J. (2006). Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. En: *Geología Colombiana*. (31), 73-104.

- Navas G., J. (1963). Estudio Estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín De Geología*, (12), 19–33. Recuperado a partir de <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/5652>
- Ojeda, J., & Hungr, O. (2007). Prefacio. En Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, Movimientos en masa en la región andina: Una guía para la evaluación de amenazas (p. xxv). Publicación Geológica Multinacional No. 4.
- Osorio-Afanador, D. (2016). Estratigrafía y deformación de la Formación Girón en el Anticlinal de Los Cobardes, sectores de Zapatoca y río Lebrija. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander.
- Osorio-Afanador, Diego, & Velandia, Francisco. (2021). Late Jurassic syn-extensional sedimentary deposition and Cenozoic basin inversion as recorded in The Girón Formation, northern Andes of Colombia. *Andean geology*, 48(2), 237-266. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeov48n2-3264>
- París, G., & Romero, J. A. (1994). Fallas Activas en Colombia. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, 34, 3–26.
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597–608.
- Priest, S. D., & Hudson, J. A. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 18, 183–197.
- Royero, J., & Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico Generalizado del departamento de Santander, escala 1:400.000. Instituto Colombiano de Geología y Minas, informe técnico, Bucaramanga, Colombia.
- Sánchez García, S. M. (2024). Análisis de la cinemática en las principales estructuras localizadas en la zona norte del Anticlinorio de los Yariguíes, flanco Oeste de la Cordillera Oriental [Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander]. Repositorio Institucional – Universidad Industrial de Santander.
- Sanderson, D. J. y Nixon, C. W. (2015). The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72:55–66.
- Sarmiento - Pérez, G. & Puentes, J. (2015). Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte del Valle Medio del Magdalena. *GEOLOGÍA NORANDINA*. 12.
- Sarmiento, L. F. (Ed.). (2011). Petroleum geology of Colombia (Vol. 11): Middle Magdalena Basin. Agencia Nacional de Hidrocarburos / Universidad EAFIT.

- Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2014). Memoria explicativa del mapa geomorfológico aplicado a movimientos en masa escala 1:100.000. Plancha 109 Rionegro, Departamento de Santander. Bucaramanga.
- Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2015). Memoria explicativa mapa de geomorfología para movimientos en masa de la plancha 120 – Bucaramanga, Departamento de Santander. Bogotá, D.C.
- Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2017). Las amenazas por movimientos en masa de Colombia: Una visión a escala 1:100.000 (p. 15). Repositorio de la Dirección de Gestión del Riesgo. Bogotá, D.C., Colombia.
<https://repositorio.gestiondelriesgo.gov.co/handle/20.500.11762/36885>
- Singhal, B & Gupta, R. (2010). Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. 10.1007/978-90-481-8799-7.
- Suárez, J. (1998). *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales*. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos.
- Summerfield, M. A. (1991). Global Geomorphology (1st ed.). Routledge.
<https://doi.org/10.4324/9781315841182>
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., & Cisternas, A. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787–813.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymuller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171.
[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (2007). *Structural Geology* (2nd ed.). H.W. Freeman and Company.
- van Der Pluijm, B., & Marshak, S. (2004). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics* (2nd ed.). WW Norton, New York.
- 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, 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*, 115, 190-207.
doi: 10.1016/j.jsg.2018.07.020

- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M. A., Audemard M, F. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes, *Journal of Structural Geology*, Volume 137, 2020, 104087, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>.
- Villamizar-Escalante, N., Zuluaga, C. A., Bernet, M., Amaya, S., López-Isaza, J. A., García-Delgado, H., Velandia, F. (2024). Deep-seated crustal faults and their role in the thermo-tectonic evolution of an active mountain belt: New evidence from the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*, 185, 105177. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105177>
- Ward, D., Goldsmith, R., Restrepo, H., Gómez, E. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21, 1–132.
- Yong Technology Inc., (2014). GeoRose 0.5.0 A free geological Rose diagram and stereonet plotting program. Edmonton, Canada.