

Análisis estructural de los patrones de fracturamiento y su relación con el flujo de aguas subterráneas en inmediaciones del municipio de Tona, Macizo de Santander

Daniel Eduardo Bejarano Valenzuela, Anderson Fabián Navas Aguilar

Trabajo de grado para optar al título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Geólogo MSc.

Codirectora

María Alejandra Cetina Tarazona

Geóloga

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico-Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

Dedicatoria

A mis padres Luis e Inés, por sus consejos, cariño, comprensión y apoyo en cada etapa de mi vida, por ser el motor que me impulsa a ser mejor persona cada día y porque a ellos debo todo lo que ahora soy, los amo y llevo siempre en mi mente y corazón.

A Zaira, Alíed y Vanessa, mis hermanas mayores, de las que con su gran ejemplo aprendí a tener disciplina y constancia para lograr mis metas, las amo y nunca olvidaré todos aquellos momentos compartidos.

A Anderson, mi hermano y colega, por su amistad incondicional y por todos aquellos momentos buenos y malos que compartimos a lo largo de estos años, y los que quedan por vivir.

A mi abuelita Rosalba, por su infinito amor y entrega.

A Kiara, cuya compañía y cariño, ilumina cualquier momento, por más difícil que sea.

Daniel

Dedicatoria

El desarrollo de este proyecto investigativo reúne lo mejor de todos aquellos seres queridos, familiares y amigos que me brindaron su apoyo incondicional en cada momento de dificultad. Por lo tanto, este trabajo es por ustedes y para ustedes.

Dedicado principalmente a mi familia, a mi madre Fanny Aguilar el principal motor de mi vida, mujer que imprimió en mí la fortaleza y la perseverancia para conseguir mis metas, gracias a sus constantes impulsos, regaños y consejos que nunca me dejaron perder el camino correcto. A mi hermano Jonathan Navas gracias por su confianza, nada de esto sería posible sin su constante guía, amor y apoyo. A mi hermana Diana Navas, símbolo de responsabilidad, amabilidad y entrega, gracias por sus innumerables sonrisas, cariño y templanza. A mi sobrino JuanPita Navas, que alegro cada día de mi vida con sus locuras, risas, espontaneidad y diabluras, gracias sobrino por exaltar aún más lo hermoso de la geología, por inculcar en mí el verdadero significado de amor. A Katy mi leal mascota, que siempre sin importar mi estado de ánimo, estuvo ahí acompañándome en cada momento. Finalmente y no menos importante a Nelson Moreno, gracias por su infinita nobleza y carisma, por siempre estar presente y apoyarme tanto en los momentos de abundancia como de escasez.

A mis primos “los Chirrets”, gracias por el constante apoyo, por aquellos momentos que forjaron parte de mi carácter, gracias por ser irremplazables e invaluable. Nada de esto sería posible sin ustedes.

Seguidamente quiero dedicar esto a mis colegas Daniel Coronel, Luis Páez, y Alejandra Suarez, pues la casualidad de la vida, me ha permitido conocer a estos espectaculares personajes que han dejado una huella importante en mi desarrollo personal y profesional.

A mis compañeros del colegio y amigos, Carlos, Camilo, Donovan, Cristhian, Diego, Felix, Gabriel, Jackson, Miguel, Andrés, Luis, y Felipe, infinitas gracias por siempre estar ahí con sus bromas y calamidades que han hecho de mi vida una experiencia extraordinaria. Gracias por nunca darme la espalda y tener las palabras adecuadas cuando más las necesité.

Dedicado a Juliana Giratá, mujer que me ha enseñado que no importa que tan fuerte golpee la vida, siempre puedes decidir levantarte y continuar. Gracias por apoyarme en cada decisión que he tomado, por mostrarme que no se necesita más que las ganas de vivir y una sonrisa, para lograr cada uno de mis sueños. Gracias por tu amor y confianza, por tu genio y templanza.

Finalmente dedico esto a Daniel Bejarano, mi compañero de tesis y carrera, mi amigo, mi hermano, gracias por la paciencia durante este proceso, por siempre poner lo mejor de sí para que este proyecto se realizara de la mejor manera. Gracias por su incondicionalidad, por su lealtad y por sobre todo, gracias por su amistad.

-Cuanto más grande es la dificultad, más gloria hay en superarla- Epicuro de Samos.

Agradecimientos

Al profesor Francisco Velandia, por compartir su experiencia, conocimientos y pasión por la profesión, además de sus grandes aportes en este proceso.

A María Alejandra Cetina, por mostrar constante interés, paciencia y disposición para atender nuestras dudas y realizar correcciones pertinentes en el manuscrito.

A nuestras familias por cariño y el apoyo brindado durante todo nuestro proceso de formación.

Al Grupo de Predicción y modelamiento Hidroclimático GPH, especialmente a la profesora Sully Gómez por su interés en nuestra propuesta de investigación y su apoyo.

A Daniel Coronel, Luis Páez y demás compañeros y amigos, por el acompañamiento en las diferentes etapas de este trabajo.

A los habitantes del municipio de Tona por su hospitalidad y guía en el camino.

A los docentes que acompañaron nuestra historia universitaria y que aportaron las bases del conocimiento necesario para afrontar, el desarrollo de este proyecto.

Tabla de Contenido

Introducción	18
1. Objetivos.....	21
2. Marco geológico regional.	22
3. Marco conceptual.....	25
3.1. Esfuerzo y deformación	25
3.2. Análisis estructural.....	27
3.3. Estructuras de deformación frágil	29
3.4. Pliegues	34
3.5. Indicadores cinemáticos	35
3.6. Geomorfología	37
3.7. Régimen contraccional.....	42
3.8. Régimen transpresivo.....	47
3.9. Hidrología.....	48
3.10. Hidrogeología.....	49
3.11. Análisis de patrones de fracturamiento	50
3.12. Análisis de indicadores cinemáticos	57
4. Estratigrafía.....	66
5. Análisis geométrico	79
5.1. Cartografía geológica.....	79
5.2. Geología estructural	82
5.3. Cortes geológicos	98
5.4. Estilos estructurales.....	103
5.5. Orientación preferencial del fracturamiento	106
5.6. Densidad e intensidad del fracturamiento.	109
6. Análisis cinemático.....	116
6.1. Análisis de estrías.....	116
6.2. Estimación de tensores de esfuerzos.....	123
6.3. Análisis de resultados.....	129

7. Discusión.....	131
8. Corredores de agua subterránea	134
8.1. Estimación de los corredores principales de agua subterránea	135
9. Conclusiones	143
10. Recomendaciones	145
Referencias.....	146

Lista de Figuras

<i>Figura 1.</i> Localización Geográfica y Geológica del área de trabajo (Polígono Rojo dentro del mapa geológico).....	19
<i>Figura 2.</i> Elipsoide de esfuerzos, sirve para representar la magnitud y orientación de los tensores de esfuerzos principales	26
<i>Figura 3.</i> Fracturas generadas por la aplicación de un sistema de esfuerzos, mostrando una fractura de tensión generada paralela al esfuerzo máximo principal.	30
<i>Figura 4.</i> Ejemplos de ocurrencia de diaclasas y familias de diaclasas: a. Diaclasas sistemáticas (igual tendencia en el rumbo, longitudes y separaciones), las diaclasas no sistémicas.	31
<i>Figura 5.</i> Relación entre los esfuerzos principales, la inclinación de las fracturas y el movimiento de las fallas. Los diagramas estereográficos representan.....	32
<i>Figura 6.</i> Fallas con deslizamiento oblicuo, las cuales exhiben una dirección de movimiento principal, y una componente secundaria.....	33
<i>Figura 7.</i> Tipos de pliegues: De acuerdo a la simetría del plano axial; inclinación del plano axial; ángulo entre los flancos; y geometrías de pliegues particulares	35
<i>Figura 8.</i> Tipos de fracturas secundarias que pueden ser utilizadas como indicador de la cinemática de falla	36
<i>Figura 9.</i> Esquema ilustrativo de formación de surcos y apariencia de las estrías en un plano de falla	37
<i>Figura 10.</i> Vergencia en pliegues asimétricos.....	37
<i>Figura 11.</i> Bloque diagrama que muestra secuencialmente el desarrollo y erosión de las facetas triangulares. A) Fallamiento inicial que crea un escarpe lineal. B) Las crestas del escarpe migran en dirección contraria al piedemonte formando una serie de crestas.....	39
<i>Figura 12.</i> Bloque diagrama que muestra el escarpe estructural generado por fallamiento inverso.	40
<i>Figura 13.</i> Principales tipos de dolinas. (a) Dolinas de disolución. (b) Dolina aluvial. (c) Dolina de subsidencia. (d) Dolina de colapso.....	42
<i>Figura 14.</i> Imbricaciones en sistemas compresivos.	43
<i>Figura 15.</i> a) Tipos de rampa según la orientación de la rampa respecto a la dirección del deslizamiento; b) Falla de desgarre o <i>Tear Fault</i>	44
<i>Figura 16.</i> Zonas y fallas transversales indicando: a) cierre de estructuras y cambios en el estilo estructural a un lado y otro de la falla de transferencia; b) Cambio en la vergencia de las estructuras	45
<i>Figura 17.</i> Pliegues por flexura de falla. a) Pliegues generados por rampas angulares. b) Pliegues generados por rampas curvas	46
<i>Figura 18.</i> Desarrollo progresivo de pliegues por propagación de falla	46
<i>Figura 19.</i> Niveles de despegues de piso y techo generando plegamientos concéntricos.....	47
<i>Figura 20.</i> Ciclo hidrológico mostrando los principales procesos relacionados con la circulación del agua en la atmósfera, superficie, suelo y rocas	48
<i>Figura 21.</i> Tipos de porosidades: a. Porosidad primaria en rocas detríticas mostrando espacios intergranulares vacíos e interconectados	49

<i>Figura 22.</i> Diagramas de rosa de familias de fracturas mostrando dos direcciones preferenciales. El segundo diagrama el buzamiento preferencial de los datos.	52
<i>Figura 23.</i> Problemas comunes con el estudio de fracturamiento: a. Sesgo por orientación; b. Sesgo por truncamiento; c. Sesgo por censuramiento	53
<i>Figura 24.</i> Ventana de muestreo circular	54
<i>Figura 25.</i> Ejemplo representativo para el conteo de los valores n, m y r: a). Los óvalos de color rojo muestran las intersecciones entre las fracturas y la circunferencia que define la ventana de muestreo correspondientes al valor n.....	55
<i>Figura 26.</i> Significado estereográfico del <i>Pitch</i> : a). representación del plano de fallamiento N40°W, 45°S; b). Ubicación del ángulo del <i>Pitch</i> 56°S a lo largo del círculo del plano N40°W	57
<i>Figura 27.</i> (a) Medida del <i>plunge</i> de una lineación L1 sobre un plano de estratificación. (b) <i>Pitch</i> de la lineación L1 con un ángulo de 28° medido a partir de un Rumbo de 40°	59
<i>Figura 28.</i> Declinación magnética generada en las brújulas, debido a la desviación del norte magnético con respecto al norte geográfico.....	59
<i>Figura 29.</i> Esquema representativo del círculo de Mohr donde se observa donde se ubican los esfuerzos y como se relacionan los ángulos	61
<i>Figura 30.</i> Esquema del círculo de Mohr mostrando la envolvente de Coulomb, el dominio estable e inestable	62
<i>Figura 31.</i> Círculo de Mohr mostrando las áreas para la clasificación de las fracturas de acuerdo a si son neo formadas, reactivadas o sin deslizamientos.	63
<i>Figura 32.</i> Regímenes tectónicos distinguiendo entre el régimen contraccional, el régimen transcurrente y el régimen extensional.	64
<i>Figura 33.</i> Método de deslizamiento y su respectiva proyección estereográfica (Wulff) en una falla normal. A) Esquema de diedros rectos en una falla de bloque diagrama.....	65
<i>Figura 34.</i> Afloramiento de los Esquistos de Silgará Ubicado en el camino que conduce del municipio de Tona al alto de las cruces	68
<i>Figura 35.</i> Afloramiento del Ortoneis de Berlín ubicado en la carretera que conduce a Bucaramanga con el municipio de Tona.....	69
<i>Figura 36.</i> Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, afloramiento encontrado en cercanías del nacimiento de la quebrada la Parra en el altiplano de Berlín.....	71
<i>Figura 37.</i> Afloramiento de la Fm. Girón encontrado sobre la carretera que conduce de Bucaramanga con Cúcuta, a 300m antes del peaje el picacho.....	72
<i>Figura 38.</i> Afloramiento de la Fm. Los Santos ubicado en la vía que conduce del Picacho a la Base militar y sobre el desvío que conduce con la vereda Pirgua del municipio de Tona	73
<i>Figura 39.</i> Escarpes de la Fm. Rosablanca encontrados hacia el sector de la finca el llanito en cercanías de la falla el pedral	75
<i>Figura 40.</i> La Fm. Tablazo aflorando a lo largo de la quebrada los Arcos, donde se observan las intercalaciones de calizas fosilíferas con capas de <i>shales</i> muy delgados.	77
<i>Figura 41.</i> Estratigrafía generalizada de la zona de estudio.	78
<i>Figura 42.</i> Mapa geológico del área de Tona correspondiente a la zona de estudio.	81
<i>Figura 43.</i> Mapa estructural del área de estudio, mostrando fallas, pliegues, lineamientos fotogeológicos y la ubicación de los cuatro cortes geológicos.	83

<i>Figura 44.</i> Trazo de la Falla Río de Oro definido por silletas de falla al SW, y su relación de corte con la Falla Río Tona.	84
<i>Figura 45.</i> Panorámicas de la zona NE del área de estudio. a) Sistema imbricado de las fallas de cabalgamiento La Colmillona, Pantanos, El Alto y Los Arcos con vergencia hacia el E	87
<i>Figura 46.</i> a) Panorámica de la Falla La Cristalina al norte de la Falla Río Tona, se observa la vergencia de las estructuras hacia el E.....	89
<i>Figura 47.</i> Estructuras encontradas en el cerro el Alto, correspondientes a un anticlinal volcado generado por la propagación de la falla el alto.	90
<i>Figura 48.</i> Panorámica de la Falla de Siquirí, asociada a ella se presentan corrugaciones del terreno que corresponden con zonas de brechas	91
<i>Figura 49.</i> Panorámica del Área de Tembladal sobre el bloque sur de la Falla Río Sucio. Se puede apreciar el flanco E del Sinclinal de Tembladal conformado por rocas de la Fm. Rosablanca	92
<i>Figura 50.</i> a) Trazo de la Falla el Picacho en el área que le da su nombre, se observa la diferencia topográfica entre la Fm. Los Santos y la Fm. Rosablanca evidenciando el comportamiento	94
<i>Figura 51.</i> Corte A-A': este corte se encuentra ubicado al norte del área de estudio, representando el bloque norte de la Falla Río Tona. Se observa una clara tendencia de las estructuras.	99
<i>Figura 52.</i> Corte B-B': corte ubicado sobre el bloque sur de la Falla de Río Tona, se muestra un cambio abrupto en la vergencia de las estructuras.....	100
<i>Figura 53.</i> Corte C-C': Corte ubicado hacia la sección media del área de estudio representando las unidades presentes en el sector del Picacho.	101
<i>Figura 54.</i> Corte D-D': Corte ubicado hacia el sur del área de estudio. Mostrando el límite sur de las unidades sedimentarias en el sector del Picacho.	102
<i>Figura 55.</i> Mapa estructural del área de estudio mostrando los diferentes bloques separados de acuerdo al estilo estructural que presentan las fallas y pliegues.	104
<i>Figura 56.</i> Mapa estructural ubicando los diagramas de rosa que reflejan las orientaciones principales del fracturamiento en los diferentes bloques estructurales.....	107
<i>Figura 57.</i> Proceso de digitalización del fracturamiento mediante el uso de una ventana de muestra circular, la imagen final muestra un esquema representativo de todo el fracturamiento incluido dentro del área circular escogida.	109
<i>Figura 58.</i> Distribución en el mapa estructural de las ventanas de muestra mostrando los resultados de la intensidad del fracturamiento.....	113
<i>Figura 59.</i> Distribución en el mapa estructural de las ventanas de muestra mostrando los resultados de la densidad del fracturamiento.	114
<i>Figura 60.</i> Mapa estructural mostrando los balones de playa generados para cada estación.	122
<i>Figura 61.</i> Mapa de la distribución de los tensores de esfuerzos generalizados, indicando el esfuerzo máximo compresivo en color azul y el esfuerzo tensional de color rojo.	128
<i>Figura 62.</i> a) Mapa de esfuerzos propuesto por Taboada para el área de Bucaramanga mostrando dos orientaciones NW-SE y NE-SW. b) Mapa Estructural propuesto por Castellanos y Cetina para la zona de Charta, mostrando el tensor de esfuerzos local con dirección NE-SW.	132
<i>Figura 63.</i> Mapa geológico mostrando, diagramas de rosetas, tensores drenajes y manantiales	137
<i>Figura 64.</i> Mapa generalizado de los principales corredores de aguas en el área de estudio	142

Lista de Tablas

Tabla 1. <i>Resultados de la aplicación del método de ventana de muestra circular en el área de estudio usando las ecuaciones planteadas en la sección 6.10.2.</i>	110
Tabla 2. <i>Resultados del procesamiento de los datos de estrías de falla por estaciones. El balón de playa muestra la representación de las zonas de compresión en color azul y tensión en color blanco.</i>	118
Tabla 3. <i>Orientación de los tensores de esfuerzos locales determinados a partir del método de inversión para cada estación.</i>	123
Tabla 4. <i>Estimación de tensores de esfuerzo para los bloques estructurales que representan cada uno de los estilos de deformación.</i>	127

Lista de Apéndices

Apéndice A152

RESUMEN

- TITULO:** ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS PATRONES DE FRACTURAMIENTO Y SU RELACIÓN CON EL FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN INMEDIACIONES DEL MUNICIPIO DE TONA, MACIZO DE SANTANDER
- AUTORES:** BEJARANO VALENZUELA, DANIEL EDUARDO
NAVAS AGUILAR, ANDERSON FABIAN
- PALABRAS CLAVE:** PLANOS ESTRIADOS, ANALISIS ESTRUCTURAL, TENSOR DE ESFUERZOS, MACIZO DE SANTANDER.

Se realizó una campaña de campo en las inmediaciones del municipio de Tona para obtener datos estructurales de los planos de fracturas y planos estriados con el objetivo de realizar un análisis estructural que permita identificar la tendencia principal de fracturamiento y las direcciones de esfuerzo que controlan los flujos de aguas subterráneas en esta zona. Esto también fue apoyado con cartografía geológica previa y Modelos Digitales de Elevación.

El análisis geométrico muestra la ocurrencia de estilos estructurales en los que predomina la descamación de piel gruesa y delgada, además de regímenes tectónicos compresivos y transcurrente permitiendo dividir el área en 5 bloques estructurales. Los tensores de esfuerzos obtenidos a partir del procesamiento de datos de estrías de falla presentan dos direcciones principales NE-SW y NW-SE, los cuales explican la cinemática de las estructuras en cada bloque. El tensor con dirección NE-SW puede estar asociado al movimiento del bloque Maracaibo en la región central del Macizo de Santander. El tensor con dirección NW-SE, es relacionado al movimiento sinistral de la Falla Bucaramanga en el flanco occidental del Macizo de Santander.

Un esfuerzo tensional en dirección NW-SE permite la apertura de las fracturas con orientación NE-SW generando los canales preferenciales para el flujo de aguas subterráneas, siendo estos asociados a las fallas Río Tona, La Cocalina y Arenales. Adicionalmente, La Falla El Picacho que fractura las rocas de la Fm. Rosablanca, favorece los procesos de disolución en los planos de fracturas de las rocas carbonatadas generando otro corredor importante en dirección NNE-SSW.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, Msc. Codirectora: María Alejandra Cetina Tarazona, Geóloga.

ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL ANALYSIS OF THE FRACTURING PATTERNS AND THE RELATIONSHIP WITH THE UNDERGROUND WATER FLOW, NEARBY TONA TOWN, SANTANDER MASSIF

AUTHORES: BEJARANO VALENZUELA, DANIEL EDUARDO
NAVAS AGUILAR, ANDERSON FABIAN

KEY WORDS: SLICKENLINES, STRUTURAL ANALYSIS, STRESS FIELD, SANTANDER MASSIF.

Field work was done nearby Tona town to obtain structural data from fault planes and striated faces with the aim of doing a structural analysis that allows the identification of the main fracturing trend and stress directions that control the underground water flow in the area. This is also supported by previous geological mapping and Digital Elevation Models.

The geometrical analysis shows the predominance of thick-skin and thin-skin structural styles, besides of the compressive and transcurrent tectonic regime which allows to sort the area in five structural domains. The stress tensors obtained from the data processing from striated fault planes show two main directions NE-SW and NW-SE which explain block's structural kinematics. The NE-SW direction tensor could be associated with the movement of the Maracaibo Block in the Santander Masiff's central region. The NW-SE direction tensor is linked to the Bucaramanga fault's sinestral movement in the Santander Massiff's western flank.

A tensional stress in the NW-SE direction allows the fracture opening with the NE-SW orientation resulting in preferential channels for groundwater flow, which are associated to the Rio Tona, La Cocalina and Arenales faults. Additionally, El Picacho Fault which fractures the Rosablanca Formation, stimulates the dissolution processes in calcareous rocks fault planes generating another important corridor in the NNE-SSW direction

* Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, Msc. Codirectora: María Alejandra Cetina Tarazona, Geóloga.

Introducción

El Macizo de Santander contiene dentro de su territorio sectores que han sido catalogados como zonas de páramo, las cuales de acuerdo a sus altitudes elevadas presentan: temperaturas bajas, Frailejonales, suelos permeables y condiciones atmosféricas propicias para captar, almacenar y distribuir agua en las redes hídricas superficiales y subterráneas. El área de estudio del presente trabajo de grado, hace parte del complejo de paramos Jurisdicciones - Santurbán - Berlín, que cumple con estas características y es descrito por el IDEAM (2013) como una “estrella fluvial” pues su oferta hídrica tiene influencia en las cuencas hidrográficas del Caribe, Magdalena y Orinoco y se encarga de abastecer a más de 2.200.000 habitantes, además de generar el sustento de actividades agrícolas, ganaderas, mineras e industriales de cerca de 26 municipios en los departamentos de Santander y Norte de Santander.

Las rocas del Macizo de Santander presentan una porosidad primaria muy baja. Sin embargo, dada la naturaleza frágil se ha desarrollado una porosidad secundaria debido al fracturación y meteorización, siendo esta característica el medio principal que controla la infiltración, circulación y acumulación de agua subterránea. El comportamiento mecánico de estas rocas puede ser descrito a partir de estudios estructurales los cuales buscan caracterizar los cuerpos a partir de su forma, deformación interna y esfuerzos que actúan sobre ellos. El conocimiento de estas características geométricas y mecánicas permite identificar la tendencia que tienen las fracturas en profundidad y permitiendo definir las direcciones más favorables para el flujo de agua.

- Localización

El área de estudio se ubica dentro del municipio de Tona en el Macizo de Santander, específicamente abarca la zona occidental del Páramo de Berlín, el sector aledaño al Alto El Picacho y la cuenca alta del río Tona (Figura 1). La zona se encuentra comprendida dentro de las coordenadas planas (Datum Magna Sirgas; Origen Bogotá):

X: 1'120.000 X: 1'130.000

Y: 1'272.500 Y: 1'292.500

El área presenta una extensión aproximada de 140 Km^2 y se encuentra delimitada al norte por la frontera con el municipio de Charta, en la Cuchilla de Morro Alto y el Alto de las cruces; al occidente por las Veredas El Palmar, Pírgua y Ucatá; al oriente por la Vereda Cuestaboba en el Alto la Calavera, y la Vereda el Saladito en el corregimiento de Berlín y al sur se encuentra limitado por la vereda Ucatá en el peaje el Picacho y la frontera con el municipio de Piedecuesta.

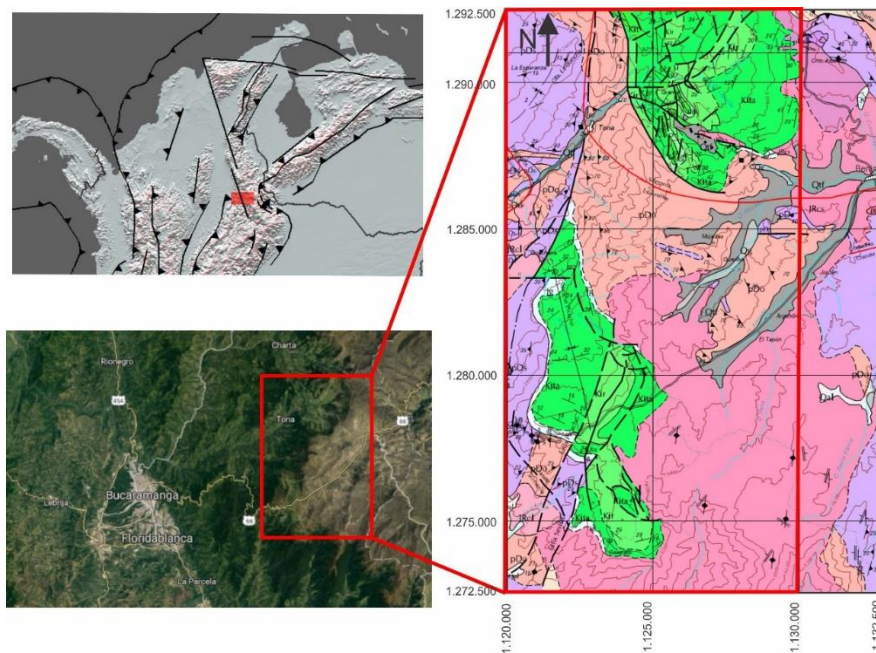


Figura 1. Localización Geográfica y Geológica del área de trabajo (Polígono Rojo dentro del mapa geológico). Fuentes: Mapa regional Basado en Taboada et al. (2000). Imagen Satelital de Google

Maps. Mapa del área de estudio tomado y modificado de la geología del cuadrángulo H13 Pamplona por Ward et al. (1973).

- Planteamiento del problema

El río Tona es el encargado de abastecer el embalse con su mismo nombre que suministra el líquido a las actividades económicas del municipio con el mismo nombre y al acueducto de la ciudad de Bucaramanga y su área metropolitana (Colegial *et al.*, 2006). El nacimiento del río Tona se da entre los Páramos de Berlín y Santurbán en el Macizo de Santander, un área donde afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas con una actividad tectónica representada en un intenso fracturamiento y una configuración compleja del fallamiento y plegamiento. Estos rasgos tectónicos son actualmente los encargados de redirigir los afluentes de mayor caudal causando desviación de cauces e infiltraciones subterráneas de agua en las rocas de las cuales no se tiene control.

Dada la complejidad estructural de la zona y los escasos informes realizados para el control de dichas estructuras se hace necesario un estudio que permita entender cómo se ha desarrollado el fracturamiento, fallamiento y plegamiento de esta zona a partir del conocimiento de la geometría y cinemática de los bloques tectónicos involucrados, con el fin de entender cuáles estructuras representan los principales canales que favorecen el caudal subterráneo de agua.

- Justificación

El presente estudio busca realizar el análisis estructural de las unidades que afloran aledañas a los afluentes del alto Río Tona, la sección occidental del Páramo de Berlín y al norte del Alto El Picacho. Mediante el trabajo de campo se busca tener un pleno conocimiento de las unidades geológicas, la geomorfología y las estructuras presentes. El análisis estructural se desarrollará a

partir de la medición de datos en pliegues, planos de fallas y diaclasas, presentando tres etapas: 1) Análisis geométrico donde se identifica la forma de los planos y bloques estructurales; 2) Análisis cinemático que define la dirección de transporte tectónico y los movimientos de los cuerpos; 3) Análisis dinámico que genera los tensores de esfuerzos locales de manera que con esta información pueda definir una tendencia general del fracturamiento.

Un análisis estructural tiene relevancia en el ámbito hidrogeológico donde la zona en que se encuentra presenta rocas con baja porosidad primaria (Castellanos y Cetina 2013), pues dichas fracturas pueden representar tanto corredores de aguas subterráneas, que en algunos casos conectan las áreas de recarga con los acuíferos, como también, ser limitantes para el movimiento del recurso hídrico. Siendo esto vital para posteriormente enriquecer el conocimiento hidrogeológico en el área de estudio.

1. Objetivos

- Objetivo general
 - Realizar un análisis estructural a partir de la adquisición y procesamiento de datos medidos en planos de fracturas y estrías de falla en las rocas aledañas a los afluentes de la cuenca alta del río Tona, Páramo de Berlín y al norte del Alto El Picacho.
- Objetivos específicos
 - Generar un mapa estructural y cortes geológicos que expliquen la tectónica local a partir de la identificación de los principales rasgos estructurales del área de estudio.

- Realizar la medición de densidad e intensidad de fracturamiento encaminado a plantear los sitios con mayor potencial de recarga y transporte de aguas subterráneas.
- Establecer la dirección de transporte tectónico de las estructuras utilizando indicadores cinemáticos medidos en planos de fallas, planos de diaclasas y pliegues.
- Reconstruir los tensores de esfuerzos locales que afectan el área de estudio relacionando su importancia en la generación y disposición de las estructuras.
- Proponer un modelo estructural que permita identificar los principales sistemas de fracturas encaminado a entender los flujos potenciales de aguas subterráneas en la localidad.

2. Marco geológico regional.

La Cordillera Oriental (CO) es interpretada como una cuenca extensional tipo *rift*, que fue formada por al menos dos eventos extensionales desde el Triásico-Jurásico, evidenciado por las heterogeneidades en el basamento asociadas a fallas normales de edades mesozoicas (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento Rojas *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006, 2009), que posteriormente debido a un evento tectónico compresivo de orientación E-W del Cenozoico, ocurriría la reactivación e inversión de estas estructuras generando un orógeno bivergente con orientación N-NE como es definido en la actualidad (Mora *et al.*, 2006; Parra *et al.*, 2009).

A lo largo de ambos flancos de la CO, la presencia de las heterogeneidades del basamento está asociada a fallas normales mesozoicas, que fueron reactivadas durante la tectónica compresional

del cenozoico (Mora *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2008b), ofreciendo la posibilidad de integrar el rol de la deformación localizada durante la evolución orogénica.

El MS comprende rocas de edades Pre-Devónicas las cuales constituyen principalmente el basamento cristalino el cual es intruído por cuerpos plutónicos del Triásico al Cretácico (Boinet *et al.*, 1985; García *et al.*, 2005). Estas rocas metamórficas pueden ser divididas en 3 unidades de base a tope: 1) La unidad Neis de Bucaramanga, está constituida por rocas pelíticas (neis biotítico con granate y sillimanita), metabasitas (neis horbléndico y anfibolita), rocas cuarzo-feldespáticas, cuarcitas, rocas calcosilicatadas y migmatitas (García *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2011; Amaya, 2012); 2) La Fm. Silgará comprende rocas pelíticas (esquistos biotíticos y cuarzo-micáceos con granate), rocas máficas (esquistos anfibolíticos y anfibolitas), rocas cuarzo-feldespáticas y rocas calcosilicatas como mármoles y granofelsas (García *et al.*, 2005). Sin embargo, debido a la gran heterogeneidad de litologías encontradas en las Fm. Silgará Mantilla *et al.* (2016) propone subdividir esta formación en los siguientes conjuntos: Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro; 3) La unidad Ortoneis se ha emplazado de forma *syn*-tectónica tanto en el neis de Bucaramanga como en los Esquistos del Silgará, consta de rocas pelíticas (neis Biotítico y moscovítico), rocas máficas (neis horbléndico y anfibolita) y rocas cuarzo-feldespáticas (Mantilla *et al.*, 2011).

El basamento se encuentra cubierto por rocas de la Formación Floresta y rocas sedimentarias de afinidad clástica y calcárea de edades Carbonífero y Pérmico, esta secuencia estratigráfica se encuentra restringida para ciertas partes del MS debido a procesos erosionales durante la orogenia Caparonensis entre los 470 - 456 Ma. (Van der Lelij *et al.*, 2015). Las rocas sedimentarias del Triásico, como la Formación Tiburón, están suprayaciendo esta secuencia. Seguidamente, Las formaciones Jordán y Bocas están constituidas por capas rojas de grano fino intercalado con rocas

volcanoclásticas que descansan discordantemente bajo las capas rojas de la Formación Girón de edad Jurásica (García *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2012; Mantilla *et al.*, 2013; Royero y Clavijo 2001). Un extenso magmatismo Triásico-Jurásico emplazó en el MS rocas plutónicas denominadas como el Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973; Dorr *et al.*, 1995). Este magmatismo según diversos autores (Van der Lelij, 2013; Royero y Clavijo 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Spikings *et al.*, 2015), arroja edades Ar/Ar y K/Ar medidas en micas y hornblendas de 194-210 Ma y 196,7-210.6 Ma, sobre la carretera Berlín - Pamplona y localidades cercanas a Tona, Mogotes y Charta. El grupo plutónico se encuentra representado principalmente por la Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, Cuarzo-Monzonita de la Corcova, Cuarzo-Monzonita de Santa Barbará, Granito de Pescadero, Batolito de Mogotes y Batolito de Río Negro.

Posteriormente, se dio la sedimentación de las rocas Cretácicas del MS en un ambiente marino somero, que se fue profundizando para el Cretácico Medio a Superior. Para el Maastrichtiano - Plioceno, sobre el margen occidental de Colombia, inició la acreción de terrenos oceánicos (Cooper *et al.*, 1995; Bayona *et al.*, 2008), siendo la acreción del bloque Baudó-panamá durante el Mioceno Tardío la responsable de ejercer la fuerza necesaria para la inversión de las estructuras extensivas mesozoicas (Mora *et al.*, 2006), modificando drásticamente el ambiente de depositación de marino somero a transicional y posteriormente continental (Cooper *et al.*, 1995; Bayona *et al.*, 2008; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2007).

Por último, Según Mantilla *et al.* (2013) existe un evento magmático calco-alcalino del Mioceno tardío de 10.9 - 8.4 Ma, perteneciente a una etapa de adelgazamiento cortical en la CO.

Específicamente, el área de estudio está localizada en las inmediaciones del municipio de Tona, ubicada al margen occidental, de la región central del MS. Esta zona presenta alta complejidad estructural debido a la influencia de múltiples fallas que controlan directamente la deformación y

el fracturamiento de las rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, evidenciado en el Cuadrángulo H13 - Plancha 110 Pamplona, donde se destacan principalmente las fallas de Tona y La Cristalina que presentan un rumbo aparente NE – SW, y fallas satélites que fueron determinadas según Ulloa y Rojas, (2006) y Castellanos y Cetina, (2013), como fallas de rumbo que controlan los plegamientos de las rocas sedimentarias Cretácicas.

Estratigráficamente se encuentran principalmente rocas metamórficas pre-Devónicas como la Formación Silgará y la unidad Ortoneis (Neis cuarzo monzonítico y granodiorítico), rocas ígneas del Triásico - Jurásico pertenecientes al Grupo Plutónico de Santander como la Cuarzo monzonita de Santa Bárbara, Cuarzo monzonita de la Corcova y la Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico (Ward *et al.*, 1973; Dorr *et al.*, 1995; Mantilla *et al.*, 2012; Mantilla *et al.*, 2013), rocas sedimentarias del Cretácico pertenecientes a las formaciones Tambor, Rosablanca, Paja, Simití, y la Luna. Las unidades del Paleoceno y Eoceno no cuentan con un registro estratigráfico pues estas no afloran en la zona de estudio, debido al levantamiento de la CO. Por último, se encuentran los depósitos cuaternarios de tipo glacial, terrazas aluviales y conos de deyección. (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo 2001).

3. Marco conceptual

3.1. Esfuerzo y deformación

Los esfuerzos son magnitudes vectoriales generalmente oblicuas a un plano, pero pueden descomponerse en esfuerzos normales que son perpendiculares y los esfuerzos de cizalla, paralelos

a dicho plano (Martínez, 2002; Fossen, 2010). Un punto en un sistema tridimensional puede ser atravesado por infinitos planos, por lo tanto, está sometido a infinitos vectores de esfuerzo, denominándose esta cantidad física como tensor de esfuerzos. Al proyectar todos los vectores esfuerzo que actúan sobre un punto en un instante dado se produce una superficie tridimensional denominada elipsoide de esfuerzos (Figura 2), mostrando que los vectores no tienen magnitudes aleatorias, sino que se encuentran relacionados unos a otros (Martínez, 2002). Los ejes del elipsoide son perpendiculares entre sí y se conocen como esfuerzos principales (σ) identificándose un esfuerzo mayor (σ_1), uno intermedio (σ_2) y uno menor (σ_3).

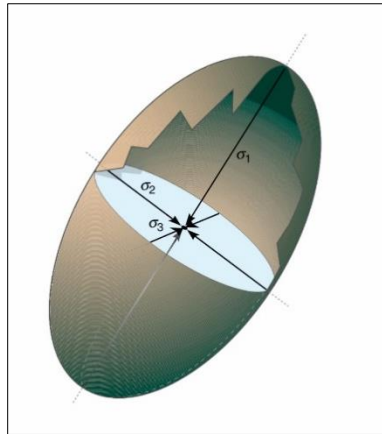


Figura 2. Elipsoide de esfuerzos, sirve para representar la magnitud y orientación de los tensores de esfuerzos principales. Adaptado de Fossen (2010)

En términos cuantitativos, la deformación es definida como el cambio en la longitud o la tasa de cambio de la longitud de una línea dividido entre su longitud inicial (Marrett & Peacock, 1999). El esfuerzo se conoce como la fuerza por unidad de área, es decir, la concentración de la fuerza en una superficie (Marrett & Peacock, 1999; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010, Davis *et al* 2011). La terminología usada en los análisis estructurales fue organizada por Marrett & Peacock (1999), quienes resaltaron las connotaciones de la deformación y esfuerzo proponiendo

el uso de la contracción, el acortamiento y la extensión como conceptos que relacionan cambios internos en los cuerpos con la cinemática; Del mismo modo usaron los términos compresión y tensión para definir los estados de esfuerzos relacionados con la dinámica de los cuerpos.

3.2. Análisis estructural

El análisis estructural es un procedimiento que busca entender la historia deformacional de las estructuras en diferentes escalas de observación, a partir de la aplicación de múltiples metodologías que permitan generar una cartografía geológica, describir la deformación, interpretar los caminos de la deformación y explicar el origen de las estructuras (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011).

Un análisis estructural se compone del análisis geométrico, análisis cinemático y análisis dinámico (Turner & Weiss, 1963; Twiss & Moore 1992 en Marrett & Peacock, 1999; Van der Plujim & Marshak, 2004; Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011). De acuerdo con Marrett & Peacock (1999), Estos análisis responden respectivamente a las preguntas: ¿cuáles son las estructuras?, ¿Qué movimientos o desplazamientos se produjeron en las estructuras? y ¿Por qué las estructuras se generaron de esa forma? Van der Plujim & Marshak (2004), también añaden dos análisis diferentes, los cuales son aplicables dependiendo de la escala de trabajo, el análisis de mecanismos (escala microscópica) y el análisis tectónico (escala macroscópica).

- Análisis geométrico

El análisis geométrico (o descriptivo) es la caracterización de la apariencia de las estructuras donde se detalla la localización, tamaño, forma y orientación de las estructuras (Marrett y Peacock,

1999; Van der Plujim & Marshak, 2004; Fossen, 2010) y también las relaciones entre las estructuras principales de escala macroscópica y secundarias de menor escala (Fossen, 2010).

La forma es definida por Fossen (2010) como la descripción espacial de las superficies abiertas o cerradas, tales como interfaces de capas en pliegues o planos de fallamiento. Esta información puede indicar el tipo de proceso deformacional, las propiedades mecánicas de la roca o las direcciones del desplazamiento. La orientación describe las formas y geometrías a partir de relaciones angulares, funciones matemáticas o vectoriales.

De acuerdo con Fossen (2010), en un análisis geométrico es muy útil la representación de los datos, en general se recurre al uso de mapas geológicos, cortes geológicos, diagramas de rosas, bloques diagramas, datos geofísicos, datos satelitales o proyecciones estereográficas, siendo estas últimas las más utilizadas por su eficiencia a la hora de presentar e interpretar datos.

- Análisis cinemático

El análisis cinemático determina el patrón de los movimientos que se dieron en el cuerpo y al interior de él, desde un estado inicial no deformado hasta alcanzar la deformación final, sin asociar estos movimientos con esfuerzos (Marrett & Peacock, 1999; Van der Plujim & Marshak, 2004; Davis *et al.*, 2011). El análisis cinemático interpreta observaciones geométricas, requiere un análisis descriptivo previo y se puede efectuar comparando el estado deformado de la estructura con un estado inicial asumido o realizando una interpretación empírica de las posibles rotaciones, traslaciones y/o distorsiones que haya podido sufrir el cuerpo (Marrett & Peacock, 1999; Davis *et al.*, 2011). Este tipo de análisis se efectúa a partir del estudio de indicadores cinemáticos en las estructuras.

- Análisis dinámico

El análisis dinámico comprende los patrones de fuerzas y esfuerzos y las relaciones entre esfuerzo y deformación durante el desarrollo de las estructuras (Marrett & Peacock, 1999; Van der Plujim & Marshak, 2004). Este tipo de análisis es muy interpretativo y a menudo puede realizarse estudiando conjuntos de estructuras para reconstruir la orientación y magnitud del campo de esfuerzos (Marrett & Peacock, 1999; Davis *et al.*, 2011).

3.3. Estructuras de deformación frágil

La deformación frágil es un cambio permanente que se da en materiales sólidos con un comportamiento plástico, cuando el esfuerzo aplicado sobre la roca genera una deformación continua no recuperable que excede un valor crítico y forma una fractura. Las estructuras generadas por este comportamiento son las diaclasas y las fallas (Van der Plujim & Marshak, 2004).

- Diaclasas y fracturas de cizalla.

Las diaclasas son fracturas planares, abiertas que se forman paralelas al esfuerzo mayor por un mecanismo conocido como agrietamiento por tensión (Figura 3), donde las paredes de la fractura se van separando ligeramente a medida que la diaclasa se desarrolla (Van der Plujim & Marshak, 2004; Davis *et al.*, 2011). Las diaclasas se producen a cualquier escala de observación y no muestran cizallamiento apreciable, aunque posteriormente pueden llegar a presentarlo por un cambio en la dirección de los esfuerzos principales (Van der Plujim & Marshak, 2004).

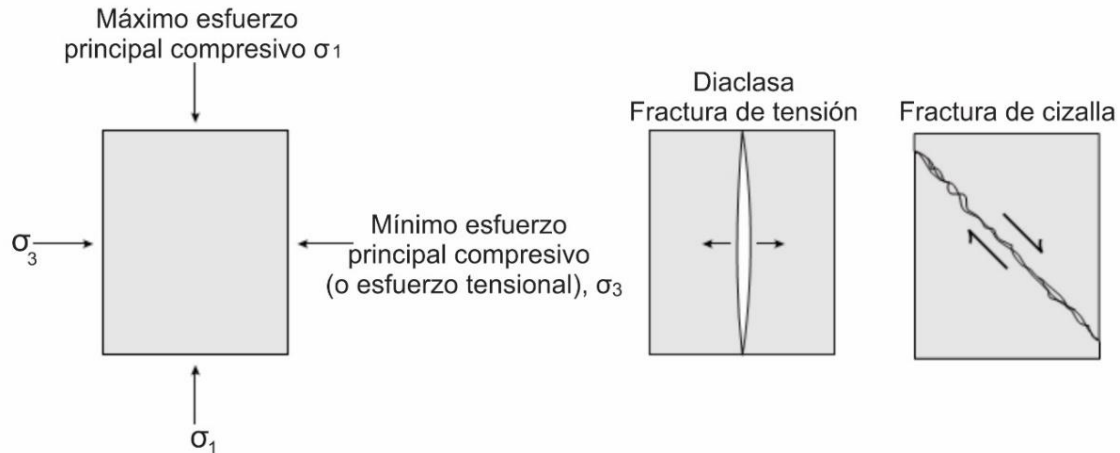


Figura 3. Fracturas generadas por la aplicación de un sistema de esfuerzos, mostrando una fractura de tensión generada paralela al esfuerzo máximo principal y con abertura perpendicular a este mismo esfuerzo, fractura de cizalla, generada aproximadamente a 30° del esfuerzo principal. Adaptado de Van der Plujim & Marshak (2004).

Generalmente las diaclasas tienden a presentarse en conjuntos sistemáticos (Figura 4), es decir, familias de diaclasas que son planares, paralelas a subparalelas, trazables por algunas distancias, y con un espaciado regular que se intersectan con otras familias en un ángulo muy constante, este ángulo es conocido como ángulo diedro (Van der Plujim & Marshak, 2004). Cada familia de diaclasas es formada en diferentes tiempos y direcciones de esfuerzos, donde las relaciones de corte pueden evidenciar esta temporalidad, por ejemplo, si se compara una diaclasa A que finaliza en la intersección de otra diaclasa B se puede suponer que A es más joven pues una fractura no se propaga a través de una superficie de discontinuidad como es B (Van der Plujim & Marshak, 2004).

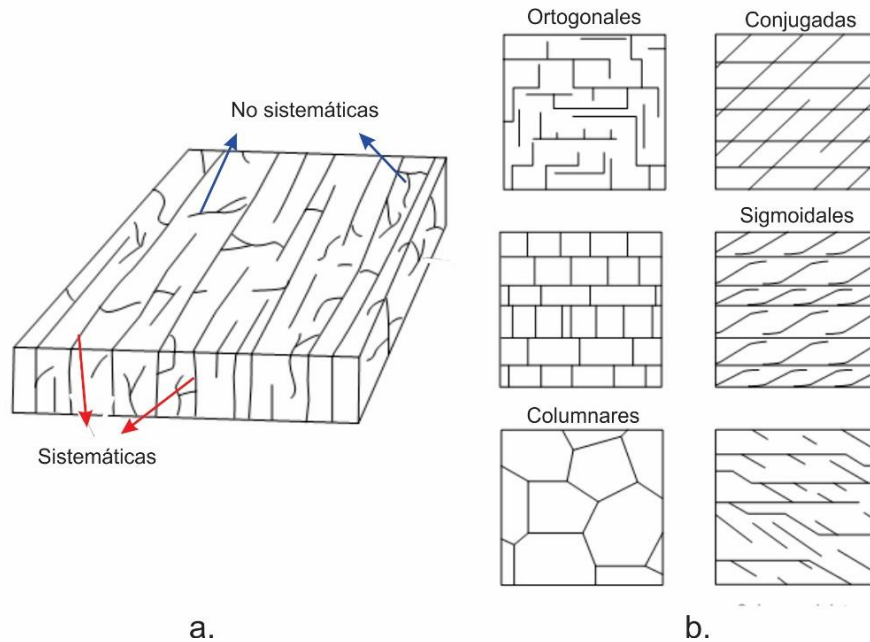


Figura 4. Ejemplos de ocurrencia de diaclasas y familias de diaclasas: a. Diaclasas sistemáticas (igual tendencia en el rumbo, longitudes y separaciones), las diaclasas no sistémicas (aleatorias, aisladas, no planares). b. Tipos de arreglos de diaclasas sistemáticas mostrando diaclasas ortogonales, conjugadas, sigmoidales y columnares. Adaptado de Van der Plujim & Marshak, (2004).

Las fracturas de cizalla son formadas a partir del mecanismo de ruptura de cizalla el cual, resulta en la iniciación de una fractura de cizalla macroscópica que se encuentra en un ángulo agudo (normalmente a 30° ; Figura 3) con el esfuerzo máximo principal cuando una roca es sometida a un esfuerzo compresivo triaxial (Van der Plujim & Marshak, 2004), estas fracturas presentan un desplazamiento de cizalla mínimo y ocurren en grupos de fracturas conjugadas con ángulos cercanos a los 60° (Davis *et al.*, 2011). Debido a que el desplazamiento de estas fracturas es de difícil apreciación, estas fracturas pueden ser confundidas con las diaclasas.

De acuerdo con Davis *et al.* (2011), las fracturas tienen importancia en el ámbito hidrogeológico, pues contribuyen a mejorar la porosidad secundaria y permeabilidad del sistema, y por lo tanto se requiere de un estudio del fracturamiento para evaluar la infiltración de la escorrentía superficial, flujo de agua subterránea, y la migración de sustancias contaminantes. Cuanto más se sepa acerca de la conectividad y sistemas de fracturas mejorará los modelos hidrogeológicos.

- Fallas

Las fallas son discontinuidades a lo largo de las cuales hay un desplazamiento visible producto de la cizalla. Dependiendo de la dureza de la roca, las fallas pueden ocurrir como fracturas simples y discretas o también como asociaciones de fracturas subparalelas, cercanas unas a otras e interconectadas, agrupación conocida como zona de falla (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011). Las fallas pueden variar su tamaño y desplazamientos, encontrándose a escala microscópica con pequeños desplazamientos, hasta a escala continental, llegando a acomodar deformación por cientos de kilómetros (Davis *et al.*, 2011).

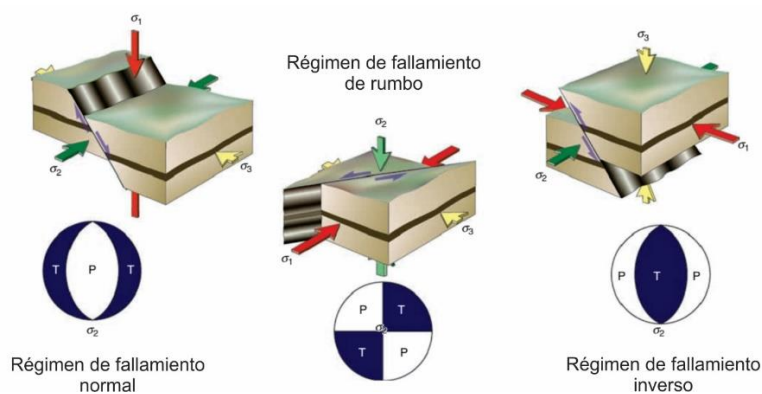


Figura 5. Relación entre los esfuerzos principales, la inclinación de las fracturas y el movimiento de las fallas. Los diagramas estereográficos representan los campos de Compresión (P) y tensión (T). Fuente: Fossen (2010).

La geometría y el movimiento expresado por la falla es el resultado de la aplicación de un campo de esfuerzos en una región. En términos generales, se han establecido tres tipos principales de fallas las cuales cumplen con la ley de fracturamiento de Anderson (1951; en Davis *et al.*, 2011), identificables por la inclinación del plano fracturado respecto a la horizontal y el sentido del deslizamiento de los bloques (Figura 5). Estas son denominadas: fallas normales, que presentan un ángulo de inclinación superior a 45° respecto a la horizontal con un tensor de esfuerzo σ_1 vertical; las fallas inversas, que presentan ángulos de inclinación inferiores a 45° con un tensor de esfuerzos σ_3 vertical y fallas de rumbo que presentan inclinaciones cercanas a los 90° con un σ_2 vertical (Davis *et al.*, 2011). No obstante, el movimiento de las fallas no siempre responde a una dirección única de desplazamiento en el espacio, sino que se desliza en varias componentes al mismo tiempo, esto da como resultado fallas con deslizamientos oblicuos (Figura 6; Van der Plujim & Marshak, 2004). El movimiento de las fallas puede ser identificado por medio de los indicadores cinemáticos.

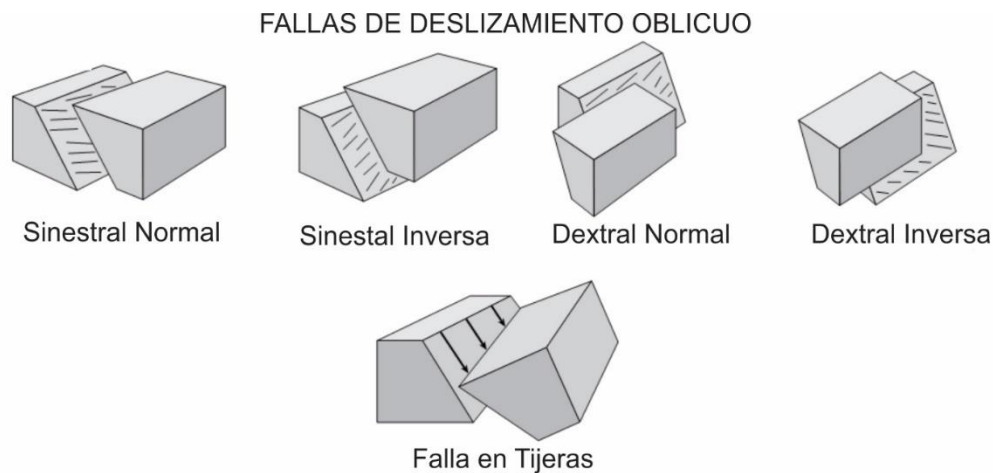


Figura 6. Fallas con deslizamiento oblicuo, las cuales exhiben una dirección de movimiento principal, y una componente secundaria que son utilizadas para asignar su nomenclatura compuesta. Adaptado de Van der Plujim & Marshak (2004).

3.4. Pliegues

Un pliegue es una distorsión o cambio en el volumen en un material rocoso que se manifiesta como una curvatura o un grupo de curvas de elementos lineales o planares. Muchos plegamientos envuelven elementos que son originalmente planares, como en el caso de las rocas sedimentarias, que son un ejemplo común, siendo importante resaltarlas ya que la geometría de sus pliegues representa un indicador importante de la deformación. (Ragan, 2009).

Un pliegue puede ser descrito de acuerdo con sus características geométricas (Figura 7), que incluyen: la simetría respecto al plano axial, que distingue entre pliegues simétricos o asimétricos; la posición del plano axial indicando si es un pliegue anticlinal, sinclinal, monoclinal o pliegue volcado; la apertura la cual hace referencia al ángulo entre los flancos pudiendo ser, isoclinal (0°), apretado ($0-30^\circ$), cerrado ($30-70^\circ$), abierto ($70-120^\circ$) y suave ($120-180^\circ$); otras geometrías características son los pliegues tipo chevron, disarmónicos o parásitos y circulares (Van der Pluijm & Marshak, 2004).

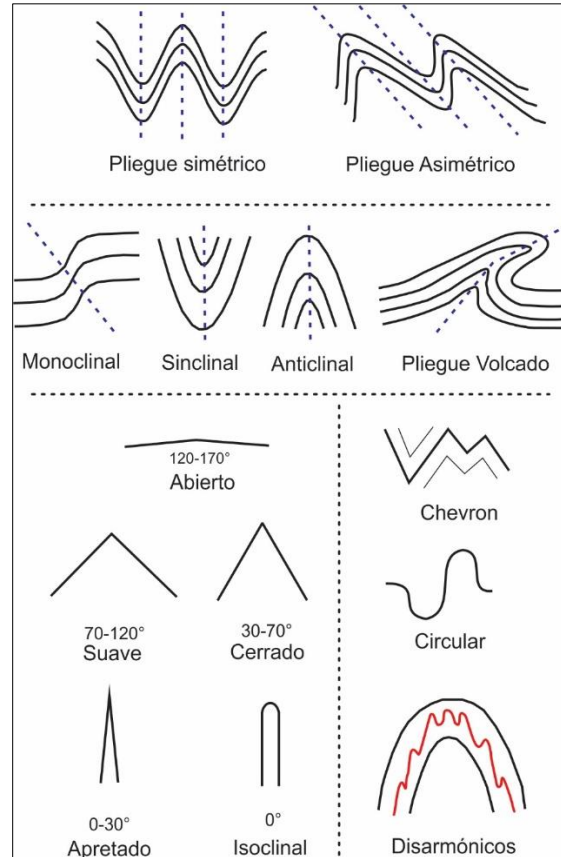


Figura 7. Tipos de pliegues: De acuerdo a la simetría del plano axial; inclinación del plano axial; ángulo entre los flancos; y geometrías de pliegues particulares. Adaptado de Davis *et al.* (2011)

3.5. Indicadores cinemáticos

Los indicadores cinemáticos son rasgos de origen tectónico que permiten determinar el sentido de desplazamiento de las zonas de cizalla y de fallas, y pueden presentarse en diferentes escalas de observación (Petit *et al.*, 1983 y Niemeyer, 1999), este estudio utiliza principalmente los criterios de fracturas secundarias y estriaciones. De acuerdo con Fossen (2010) las fracturas secundarias son pequeñas fracturas que se forman a lo largo de una superficie de falla, muestran un arreglo geométrico característico y dan información del sentido del deslizamiento de la falla, existiendo

varios tipos de fracturas secundarias (Figura 8; Fossen, 2010), incluidas: 1) Fracturas-T, son pequeñas fracturas de extensión, normalmente mineralizadas de cuarzo o carbonatos presentando inclinaciones alrededor de 45° respecto a la superficie de deslizamiento; 2) fracturas -P, son fracturas formadas por el esfuerzo de cizalla con inclinación de bajo ángulo respecto a la superficie de deslizamiento ($\sim 15^\circ$); 3) Fracturas-R, (o *Riedel*) son fracturas de cizalla de bajo ángulo ($\sim 30^\circ$), y 4) fracturas conjugadas R' (o *Anti-Riedel*), que corresponden a fracturas de alto ángulo ($\sim 75^\circ$). Petit *et al.* (1983), estableció los criterios cinemáticos T, P y R con el fin de indicar las fracturas secundarias predominantes usadas para definir la dirección del deslizamiento de la falla.

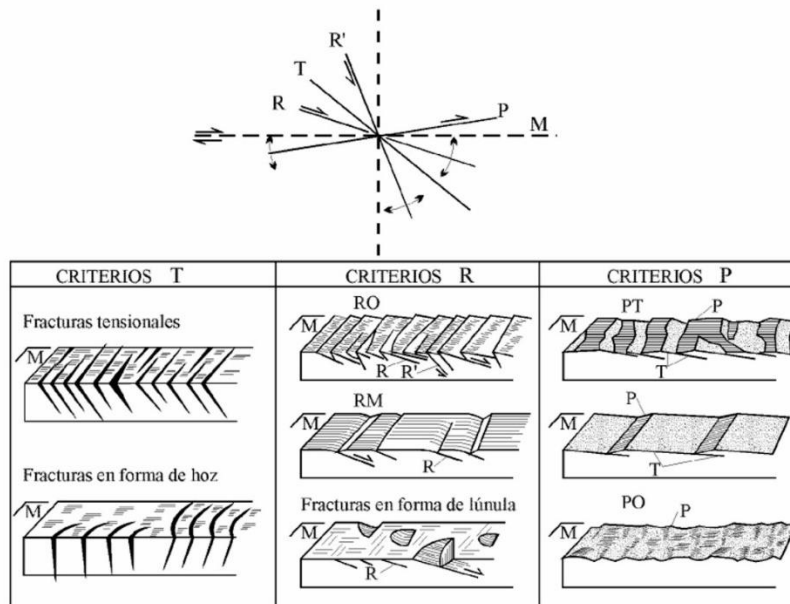


Figura 8. Tipos de fracturas secundarias que pueden ser utilizadas como indicador de la cinemática de falla. Adaptado de Petit *et al.* (1983) en Niemeyer (1999)

Fossen (2010), plantea que los planos de deslizamiento de las fallas pueden contener objetos relativamente duros que marcan la superficie contraria formando surcos o estrías (Figura 9). Las estrías generalmente aparecen en superficies pulidas donde minerales pueden cristalizar como

fibras orientadas en la dirección del deslizamiento, y la recristalización puede ser afectada por deslizamientos posteriores en otras direcciones.

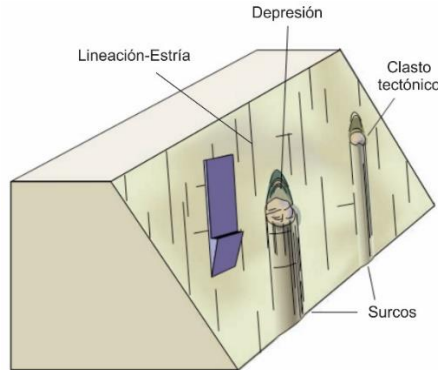


Figura 9. Esquema ilustrativo de formación de surcos y apariencia de las estrías en un plano de falla. Adaptado de Fossen (2010).

A partir de los plegamientos asimétricos es posible distinguir la vergencia o dirección del movimiento tectónico (Figura10), siendo el flanco más corto aquel que representa el frente de deformación durante la cizalla.

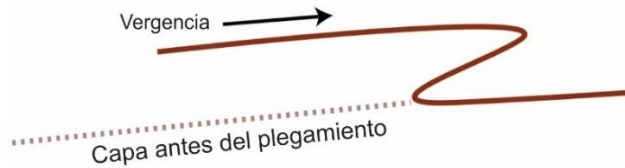


Figura 10. Vergencia en pliegues asimétricos. Adaptado de Fossen (2010).

3.6. Geomorfología

La relación entre los procesos tectónicos y el modelado topográfico del terreno en superficie son el núcleo para el entendimiento de la geomorfología actual. Cualquier estructura o forma sobre la

superficie puede ser explicada a través de diferentes procesos al interior de la tierra atribuidos a la tectónica o magmatismo o procesos superficiales que moldean la topografía terrestre como la meteorización y erosión (Burbank & Anderson, 2001).

- Geomorfología tectónica.

Según Burbank & Anderson (2001) las rocas están sometidas a diversos esfuerzos que exceden su dureza, ocurren rupturas, fracturamientos y plegamientos sobre las mismas. Los tipos de Fallas (normal, inversa, de rumbo) tienen distintas configuraciones tectónicas que modifican la superficie topográfica en respuesta a la cinemática de cada falla. En un sentido investigativo es necesario identificar cuáles son las estructuras típicas que se forman cuando la roca es sometida a dichos esfuerzos, esto con el fin de obtener la mayor cantidad de información y clasificar las geoformas generadas en superficie. Entre las principales geoformas podemos mencionar:

- Facetas Triangulares: estas geoformas tectónicas son descritas como un grupo de planos de falla que han sido modificados por la erosión, y son atribuidas en su mayoría a orógenos rodeados por fallamientos normales. Sin embargo, las facetas triangulares también pueden ser el resultado de la caída del nivel base erosivo permitiendo que los afluentes modelen el terreno y puede ocurrir en diferentes configuraciones tectónicas. La formación y denudación de las facetas en donde confluyen las crestas del orógeno con el piedemonte (Figura 11), pueden ser asociadas a fallas normales, fallas inversas, anticlinales, e incluso a escarpes formados por la caída del nivel base de erosión. Este tipo de facetas reflejan recientes cúmulos de material rocoso durante el levantamiento (Bull, 2007).

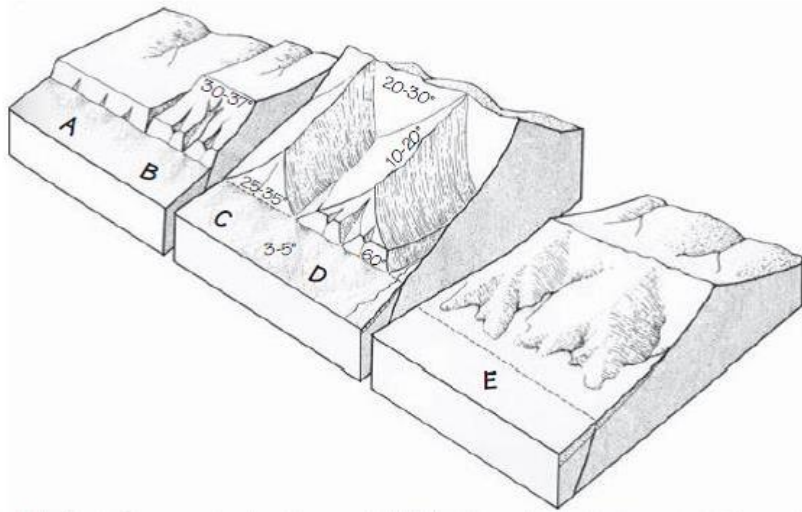


Figura 11. Bloque diagrama que muestra secuencialmente el desarrollo y erosión de las facetas triangulares. A) Fallamiento inicial que crea un escarpe lineal. B) Las crestas del escarpe migran en dirección contraria al piedemonte formando una serie de crestas. C) Los valles socaban en el bloque colgante rápidamente debido a la reorientación de sus flujos por efectos tectónicos. Lentamente las crestas se degradan. D) Desplazamiento periódico a lo largo de la falla manteniendo el lineamiento entre el orógeno y el piedemonte. Las crestas de mayor tamaño se dividen y se degradan con mayor rapidez. E. La unión entre el piedemonte y las crestas se hace sinuosa y los valles aumentan su amplitud. Adaptado de Bull, (2007).

- Escarpes estructurales: geformas generadas por el plano de falla el cual al desplazar el cuerpo rocoso vertical u horizontalmente genera un escarpe de mayor inclinación (Figura 12). Por lo general estos tienen diferente inclinación dependiendo del tipo de fallamiento. Los escarpes son abruptos y casi verticales para fallas inversas, y suelen ser menos inclinados con terminaciones irregulares para fallamientos normales (Bull, 2007).

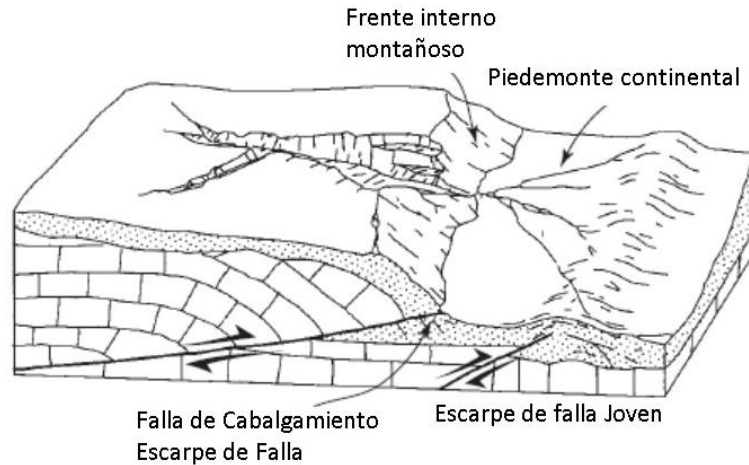


Figura 12. Bloque diagrama que muestra el escarpe estructural generado por fallamiento inverso. Adaptado de Bull, (2007).

- Pendientes estructurales: son aquellas pendientes en las cuales el plano de falla es consecuente con el rumbo y buzamiento de la estratificación de una determinada formación (Bull, 2007).
- Drenajes alineados: se denominan así, a aquellos drenajes que tuvieron un cambio significativo en su dirección del flujo debido a procesos tectónicos como fallamientos, lineamientos o fracturas. Estos suelen comportarse diferente según el tipo de roca y presentan patrones que son típicos de fallamientos como por ejemplo los patrones de drenajes rectangular, paralelo o reticular (Fossen, 2010).
- Geomorfología kárstica.

Según Ford & Williams, (1989) el término *Karst* hace referencia a un terreno con una hidrología definida y densa que generan diversas morfologías del terreno en rocas muy solubles con porosidades secundarias bien desarrolladas. Estas geoformas están relacionadas principalmente a

rocas carbonáticas (Calizas, Dolomitas), evaporitas (Yeso, Anhidrita) y cuarcitas en casos de extrema humedad.

El estudio de los terrenos Kársticos puede abordarse de tres maneras: 1) Geomorfológico, el cual describe las formas superficiales por karstificación; 2) Hidrogeológico, que permite el reconocimiento de los acuíferos desarrollados y sus características y 3) Espeleológico, que estudia las cavidades subterráneas generadas por procesos hidrológicos. (Fernández *et al.*, 1995 en Galvis, 2016).

Se conocen diversas geoformas kársticas debido a la abundancia de las rocas calizas a nivel mundial, no obstante, todas estas no siempre se encuentran en conjunto. Las principales estructuras que se desarrollan son:

- Dolinas: se reconoce como la principal geoforma de la topografía kárstica. Estas son depresiones cerradas con formas circulares u ovaladas que pueden tener diámetros de pocos metros a hasta un kilómetro y profundidades de pocos metros hasta mayores de un centenar (Gutiérrez, 2008). Frecuentemente las dolinas se encuentran en conjunto formando campos de dolinas debido a controles estructurales, solubilidad y colapsos entre ellas (Figura 13). Si estas se intersectan o son coalescentes suelen ser denominadas como úvalas (Gutiérrez, 2008).
- Karren o Lapiaz: corresponde a diversas geoformas acanaladas, generadas por procesos de disolución a pequeña escala que modifican el terreno encontrado, principalmente en superficies expuestas de dolomitas o en cuevas (Huggett, 2011).
- Poljes: geoformas más evolucionadas de los procesos kársticos. Depresiones cerradas de gran tamaño conocidas como valles ciegos limitados entre rocas solubles e insolubles, los cuales se encuentran elongados en la dirección de un eje tectónico. Presentan Bordes planos

redondeados de laderas con un máximo de 30° de inclinación y su tamaño oscila entre 0.5 km^2 y 500 km^2 (Gutiérrez, 2008).

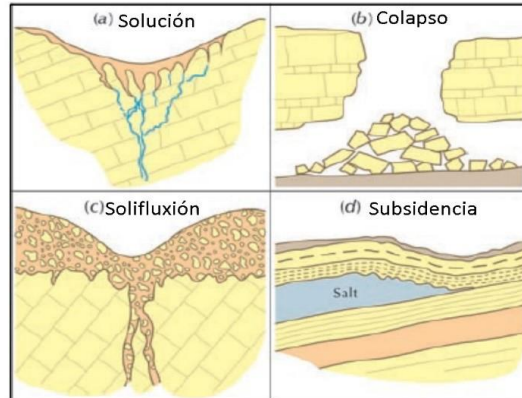


Figura 13. Principales tipos de dolinas. (a) Dolinas de disolución. (b) Dolina aluvial. (c) Dolina de subsidencia. (d) Dolina de colapso. Adaptado de Huggett, (2011).

3.7. Régimen contraccional

Los regímenes contraccionales favorecen el acortamiento horizontal de los terrenos geológicos, se encuentran controlados principalmente por fallamiento de tipo inverso, con planos de fractura inclinados entre $30 - 45^\circ$ y cabalgamientos con inclinaciones menores a 30° (Fossen, 2010) y además presentan rampas y despegues paralelos a las capas que permiten acomodar la deformación horizontal y verticalmente.

Las fallas inversas en el *foreland* de una zona orogénica contraccional pueden generar sistemas imbricados (Fossen, 2010). Las imbricaciones son una serie de fallas de cabalgamiento que buzan en una dirección similar y que se encuentran conectadas a un despegue de bajo ángulo en un nivel

inferior (Figura 14), si otro despegue limita su parte superior se conocerá como dúplex (Fossen, 2010).

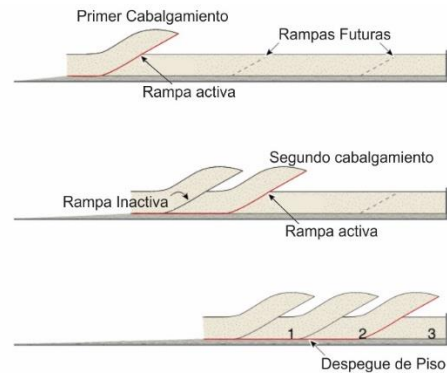


Figura 14. Imbricaciones en sistemas compresivos. Adaptado de Fossen (2010).

El término rampa se designa a los segmentos de falla que cortan la estratificación, mientras que despegue son los segmentos de fallas paralelos a las capas (McClay, 2012), normalmente una rampa se encuentra conectada a un nivel de despegue sobre el cual, las capas se deslizan de manera horizontal. De acuerdo con la dirección de movimiento del bloque colgante respecto a la orientación de la rampa, estas pueden ser rampas frontales (perpendiculares al movimiento), rampas laterales (paralelas al movimiento) y rampas oblicuas (Figura 15a).

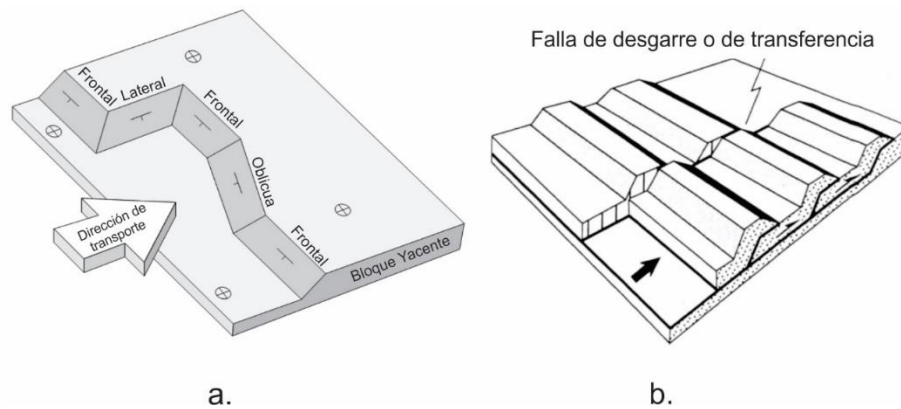


Figura 15. a) Tipos de rampa según la orientación de la rampa respecto a la dirección del deslizamiento; b) Falla de desgarre o *Tear Fault*. Adaptado de Van der Plujim & Marshak, (2004) y McClay (2012)

Las rampas frontales permiten el cabalgamiento de las rocas sedimentarias y acomodan la deformación en el frente de desplazamiento tectónico, mientras que las rampas laterales acomodan la deformación paralelamente a la dirección del transporte tectónico (Thomas, 1990), estas últimas rampas pueden llegar a formar zonas transversales. Las fallas de desgarre o *tear faults* (Figura 15b) presentan altas inclinaciones, involucran basamento y se comportan como una falla de rumbo lateral (Dixon & Spratt, 2004).

Tanto las rampas laterales como las fallas de desgarre pueden llegar a constituir zonas transversales, las cuales muestran terminaciones abruptas de las estructuras, cambios en la dirección o cabeceo de las fallas y pliegues, cambios en la vergencia de las fallas y cambios en los estilos estructurales de los bloques involucrados (Figura 16; Thomas, 1990; Jiménez *et al.*, 2012). Las zonas transversales están controladas por anisotropías en el basamento como fallamientos preexistentes activos, reactivados o variaciones estratigráficas como adelgazamientos, pinchamientos o cambios de facies (Thomas, 1990; García y Jiménez 2016). Estas fallas surgen de la necesidad de acomodar la deformación ante la imposibilidad de mover el volumen de roca como un solo bloque. (Twiss & Moores, 1992; Davis *et al.*, 2012).

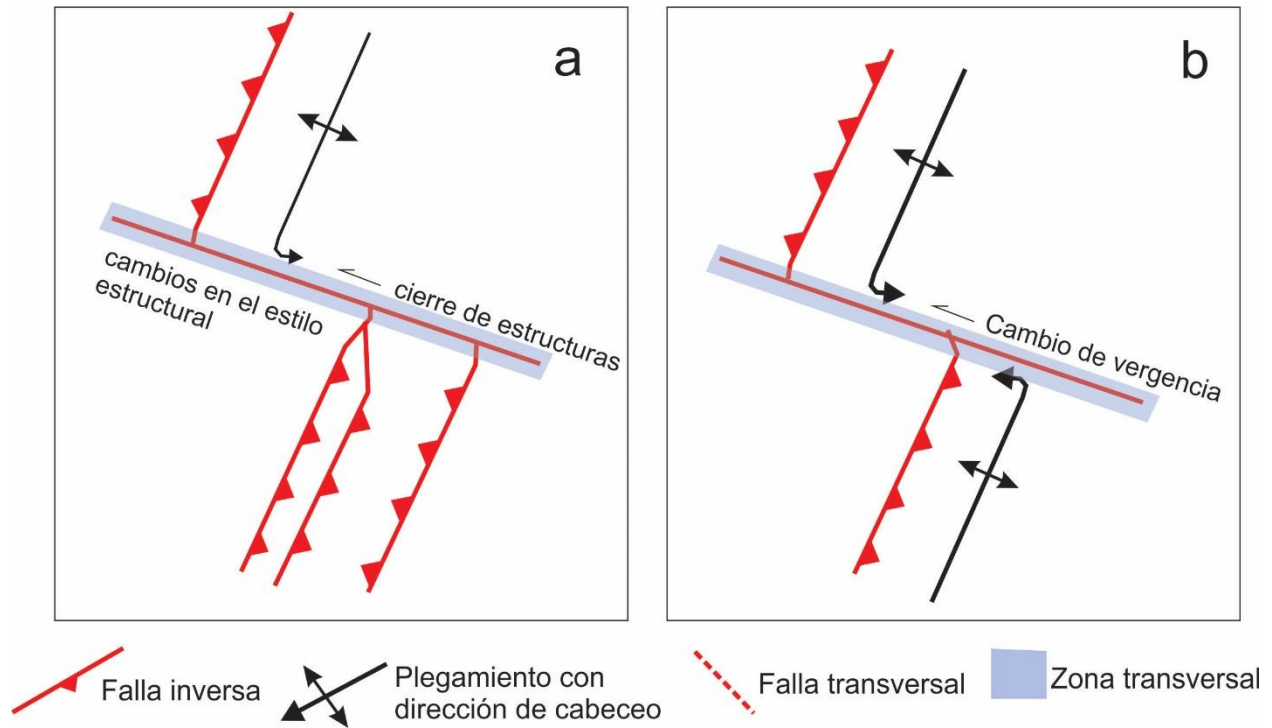


Figura 16. Zonas y fallas transversales indicando: a) cierre de estructuras y cambios en el estilo estructural a un lado y otro de la falla de transferencia; b) Cambio en la vergencia de las estructuras.

Modificado de Jiménez *et al.*, (2012) por Villar *et al.*, (2017).

- Pliegues asociados a fallas

Pliegues por flexura de Falla: Estos pliegues se producen cuando una capa de roca sedimentaria empieza a cabalgar a lo largo del buzamiento de una rampa, el desplazamiento genera deformación en el bloque colgante, donde la forma de la rampa condicionará la geometría de los pliegues. Las rampas angulares producen pliegues *kink*, mientras que las rampas más curvadas producen pliegues menos angulares (Figura 17) (Fossen, 2010).

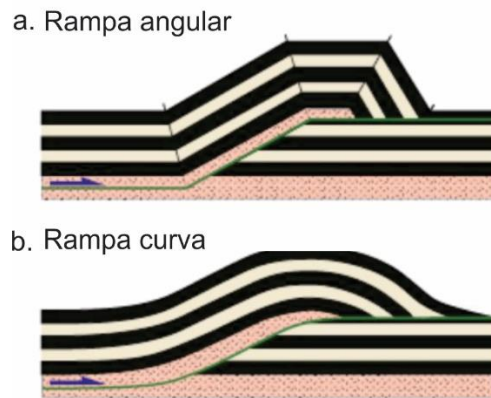


Figura 17. Pliegues por flexura de falla. a) Pliegues generados por rampas angulares. b) Pliegues generados por rampas curvas. Adaptado de Fossen (2010).

Pliegues por propagación de Falla: se generan a partir del *thrust tip* (punto frontal del plano de cabalgamiento) y se desarrollan progresivamente con la propagación del plano de falla. Los pliegues por propagación de falla suelen formarse en estratos sub horizontales donde el fallamiento se propaga a través de la sección de capas (Figura 18) (Fossen, 2010).

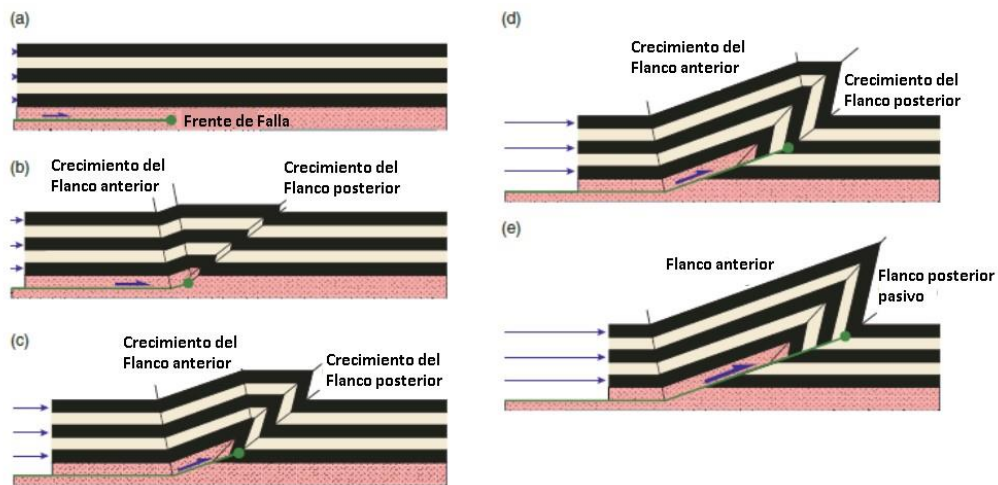


Figura 18. Desarrollo progresivo de pliegues por propagación de falla. Adaptado de Fossen, (2010).

Pliegues por despegue: desarrollados a lo largo de las capas incompetentes como *shales* o evaporitas, generando típicamente pliegues concéntricos (Figura 19). Los pliegues por despegue o *detachment* son generalmente rectos o subparalelos, con capas de espesores constantes, dando como resultado pliegues con geometría en caja. La compensación a lo largo del despegue muestra un decrecimiento gradual del mismo hacia el Foreland, pudiendo terminar como una falla ciega (Fossen, 2010)

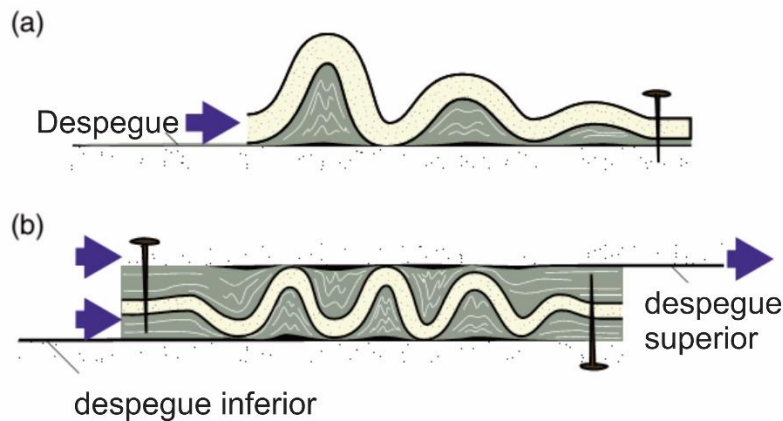


Figura 19. Niveles de despegues de piso y techo generando plegamientos concéntricos. Adaptado de Fossen, (2010).

3.8. Régimen transpresivo

El término transpresión se define como la combinación de movimientos en rumbo y deformación compresiva en una zona, de modo que la falla de rumbo mantendrá un acortamiento a través de su longitud, este acortamiento puede causar levantamiento al interior o en las zonas adyacentes a la falla (Van der Pluijm & Marshak, 2004). La Transpresión se da cuando los vectores de desplazamiento regional no son paralelos al plano de falla generando una componente de compresión en el movimiento horizontal.

3.9. Hidrología

De acuerdo con Werner (1996), el ciclo hidrológico (Figura 20) es un sistema cerrado de circulación del agua que involucra disciplinas tales como meteorología y climatología (agua en la atmósfera), Hidrología (aguas superficiales), Edafología (aguas en suelos) e hidrogeología (aguas en el subterráneas). El ciclo inicia con la precipitación del agua desde la atmósfera en forma de lluvia, al llegar a la superficie de la tierra puede evaporarse parcialmente dependiendo de la temperatura, de manera directa o por transpiración de las plantas, posteriormente el agua restante puede circular por escurrimiento superficial alcanzando ríos y arroyos o por interflujo donde es retrasada por acción de la vegetación y características de las capas más superficiales del suelo. Adicionalmente parte del líquido también se infiltra hacia el subsuelo para continuar con el escurrimiento de manera subterránea hasta salir a través de manantiales o acumularse en acuíferos (Werner, 1996).

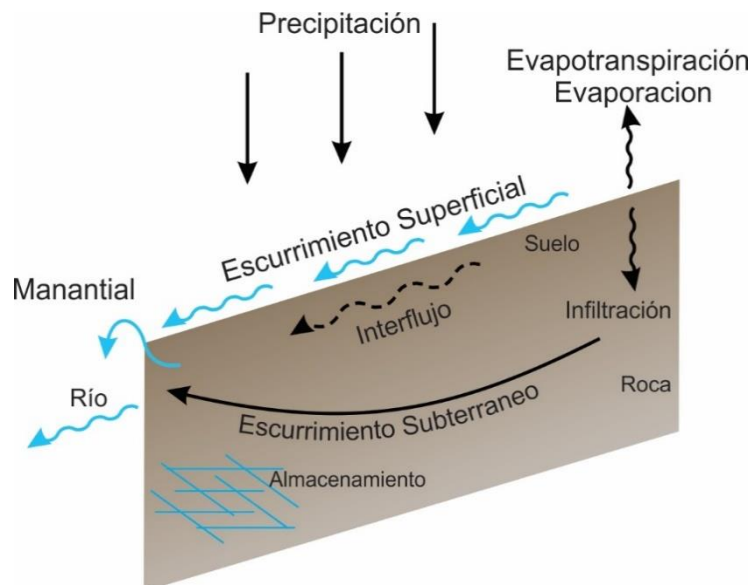


Figura 20. Ciclo hidrológico mostrando los principales procesos relacionados con la circulación del agua en la atmósfera, superficie, suelo y rocas. Adaptado de Werner (1996).

3.10. Hidrogeología

El agua subterránea circula a través de las rocas por medio de sus poros y fracturas, desde las zonas de recarga hasta los acuíferos o las zonas de descarga. La porosidad es una propiedad que se define como el volumen de espacio que puede contener fluidos, siendo complementada por la permeabilidad que indica la capacidad que tiene un fluido para atravesar un medio, reflejándose en el grado de interconexión de los poros (Werner, 1996).

Existen dos tipos de porosidades, la porosidad intergranular que representa los espacios y cavidades entre los granos que conforman la roca y se da principalmente en rocas sedimentarias detríticas, esta también es conocida como porosidad primaria (Figura 21.a). En rocas cristalinas compactas la porosidad primaria es casi ausente, sin embargo, los esfuerzos tectónicos y la pérdida de presión y/o temperatura pueden generar fracturas abiertas que sirven como medio para movilizar y almacenar agua, esto es conocido como porosidad secundaria (Figura 21.b). Una formación geológica puede presentar ambos casos denominándose esta condición como porosidad dual (Sánchez, 2014).

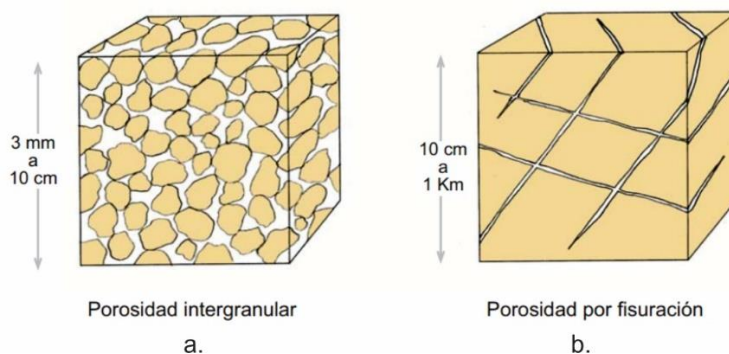


Figura 21. Tipos de porosidades: a. Porosidad primaria en rocas detríticas mostrando espacios intergranulares vacíos e interconectados, la cual genera acuíferos porosos que resultan ser los más

comunes en la naturaleza; b. Porosidad secundaria por fracturamiento de roca en donde se generan espacios abiertos e interconectados por donde puede circular el agua con mayor facilidad. Adaptado de Sánchez, (2014).

Un acuífero se define como una unidad geológica que puede almacenar agua en gran cantidad y además permite la circulación de ésta (Sánchez, 2014). De acuerdo con Werner (1996) se establecen tres tipos de acuíferos dependiendo de su naturaleza litológica, ellos son acuíferos de poros, grietas y kársticos. El acuífero de poros se da en rocas sedimentarias detríticas como areniscas y conglomerados donde el espacio entre los granos y la conductividad hidráulica son factores que condicionan el flujo y almacenamiento de agua. El acuífero de grietas o acuífero fracturado se da en rocas de cualquier tipo que hayan sido sometidas a condiciones de deformación frágil, donde las fracturas deben tener cierto espacio de apertura entre sus caras y presentar cierto nivel de conexión con otras fisuras para garantizar mayor tránsito y acumulación de agua. El acuífero kárstico se origina por la disolución de rocas calcáreas formando cavernas y canales.

Ulloa y Gómez (2007) definieron en el municipio de Tona, zonas potencialmente acuíferas ubicadas en la vereda El Gramal debido a la naturaleza granular de las rocas sedimentarias y favorecidas por la generación de fracturas y pliegues. Para la zona de Berlín también sugirió la presencia de depósitos areno limosos y gravosos que favorecen el movimiento y almacenamiento de aguas. Finalmente, también definió al Neis de Bucaramanga con un gran potencial de almacenamiento debido al intenso fracturamiento asociado a la falla de Bucaramanga Santa Marta.

3.11. Análisis de patrones de fracturamiento

El análisis de los patrones de fracturamiento es un análisis descriptivo que permite caracterizar geométrica y estadísticamente las fracturas encontradas en el estudio, este análisis incluye: Un mapa estructural donde se presenta la configuración de las fallas y sus geometrías; la metodología de ventana de muestra la cual determina la intensidad y densidad de fracturamiento en un afloramiento y los diagramas de rosas que representan estadísticamente las tendencias principales de la orientación e inclinación de los planos de fracturas medidos.

- Diagramas rosa

Las diferentes fracturas generadas por esfuerzos tectónicos en los cuerpos rocosos pueden ser agrupadas en familias de diaclasas, conformadas por fracturas que comparten rumbo y buzamiento similar y que indican patrones de fracturamiento. Estos patrones pueden ser determinados usando un diagrama Rosa.

La rosa de diaclasas es un diagrama sencillo para visualizar las direcciones de rumbo de estructuras tabulares (diques, vetas) y de planos tectónicos (diaclasas, fallas). Este tipo de diagrama describe como un histograma de forma redonda que muestra la tendencia de las estructuras. Los rangos del rumbo se ubican al margen del círculo y van de 0° a 180° en el sentido de las manecillas del reloj y la cantidad de datos respecto a un rumbo se miden desde el centro (0%) hacia los extremos (100%). Las inclinaciones también pueden ser graficadas de la misma manera mostrando en un cuarto de círculo la tendencia principal en el buzamiento (Burbank & Anderson, 2001) (Figura 22).

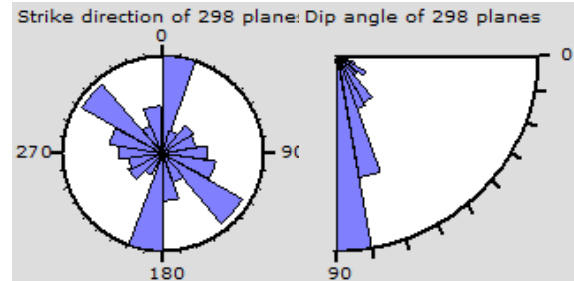


Figura 22. Diagramas de rosa de familias de fracturas mostrando dos direcciones preferenciales.

El segundo diagrama el buzamiento preferencial de los datos.

- Metodología de la ventana de muestra.

El estudio de los sistemas de fracturas presenta limitaciones relacionadas con la exposición incompleta y la escala de observación de los conjuntos de fracturas, representando un sesgo por orientación, censuramiento y truncamiento (Figura 23; Priest y Hudson, 1981 en Mauldon *et al.*, 2001). Moreno y García (2006) describen los inconvenientes que surgen al momento de caracterizar los sistemas fracturados, los cuales incluyen: 1. El sesgo por orientación, que surge al tomar un área de muestreo rectangular que presente la misma orientación de una familia de fracturas, pero estará ignorando las familias paralelas a la cara observada (Figura 23a); 2. El sesgo por truncamiento, que depende de la mínima resolución con que se tome la información, dejando impedido al investigador de realizar observaciones a una escala más detallada que el instrumento, en la Figura 23.b se observan dos sistemas de fracturas a escala regional, mientras que a escala de afloramiento puede presentarse el mismo sistema junto con otros grupos de fracturas independientes requiriendo del criterio del investigador para señalar la relevancia; 3. El sesgo por censuramiento, el cual se da debido a que las estructuras no se encuentran expuestas en su totalidad, generando problemas para identificar la longitud e intersecciones de las fracturas al encontrarse

fuera del área de observación, en la Figura 23.c el cuadro A representa la sección visible limitando la observación de la longitud total de las estructuras, o la aparición de otros sistemas.

La aplicación de la metodología de ventana de muestra circular puede ayudar a mitigar estos problemas por medio de la caracterización sistemática de los grupos de fracturas estableciendo una relación entre intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas (Moreno y García, 2006). La ventana circular puede reducir el sesgo por orientación ya que geoméricamente no presenta ninguna predisposición hacia alguna familia de fracturas. También minimiza el sesgo por censuramiento, pues puede manejarse a conveniencia del investigador de modo que los datos no sean opacados por algún tipo de fracturamiento local o no representativo, como por ejemplo en zonas de alta deformación o con mucha anisotropía (Moreno y García, 2006; Castellanos y Cetina 2013). Por su lado, el sesgo por truncamiento depende de la mínima resolución del instrumento que se utiliza para recolectar la información. No obstante, también es necesario ser cuidadosos al momento de la toma de información estructural para evitar un impacto significativo de cada uno de los sesgos mencionados anteriormente.

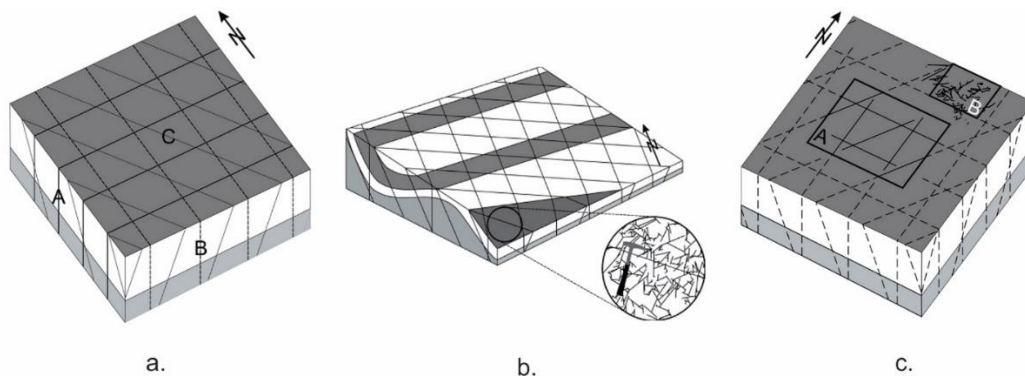


Figura 23. Problemas comunes con el estudio de fracturamiento: a. Sesgo por orientación; b. Sesgo por truncamiento; c. Sesgo por censuramiento. Adaptado de Moreno y García (2006).

La ventana de muestra circular (Figura 24) es un área dibujada sobre la superficie estructural o sobre una imagen digital que toma una muestra de una población de fracturas a partir de las cuales es posible obtenerse los parámetros de intensidad, densidad y longitud de fractura y caracterizar el sistema fracturado (Mauldon *et al.*, 2001 en Moreno y García, 2006).

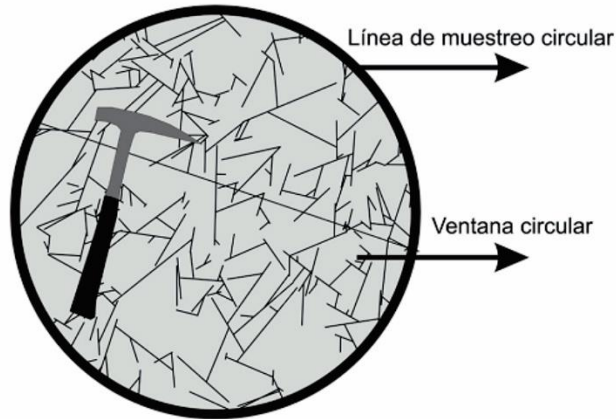


Figura 24. Ventana de muestreo circular. Adaptado de Moreno y García (2006).

La intensidad de fracturamiento (I) es definida como el espaciamiento promedio entre las fracturas a través de una línea de muestreo definida en una dirección (Moreno y García, 2006). De acuerdo con Mauldon *et al.* (2001), éste parámetro puede ser estimado sin importar que se presenten fracturas con diferentes orientaciones, se obtiene contando el número de intersecciones (n) entre las trazas de fractura y la circunferencia de la ventana de muestra (Figura 25a) y conociendo el valor de la longitud del radio (r) de la circunferencia, puede calcularse mediante la siguiente ecuación:

$$I = \frac{n}{4r}$$

La densidad de fracturamiento (ρ) representa la cantidad de fracturas presentes por unidad de área, esto solo puede conocerse de manera estadística a partir de los centros de fractura. Sin

embargo, es difícil en la mayoría de los casos identificar estos centros debido al sesgo de censuramiento. No obstante, es posible realizar el promedio de terminales de fracturas dentro del área (m) al igual que el área de la ventana aplicando la siguiente ecuación (Figura 25b) Mauldon *et al.*, 2001):

$$\rho = \frac{m}{2\pi r^2}$$

La longitud promedio de las fracturas (μ) es un parámetro difícil de determinar si se busca medir las fracturas directamente. Debido a los sesgos mencionados, Mauldon *et al.* (2001) propone una ecuación la cual es dimensionalmente correcta en unidades de longitud la cual no requiere de ningún tipo de medición de longitud. Esta ecuación tiene en cuenta los terminales de fracturas (m), las intersecciones entre fracturas y la ventana de muestra (n) y el radio de la circunferencia (r) (Figura 25c) mediante la relación:

$$\mu = \frac{n\pi r}{2m}$$

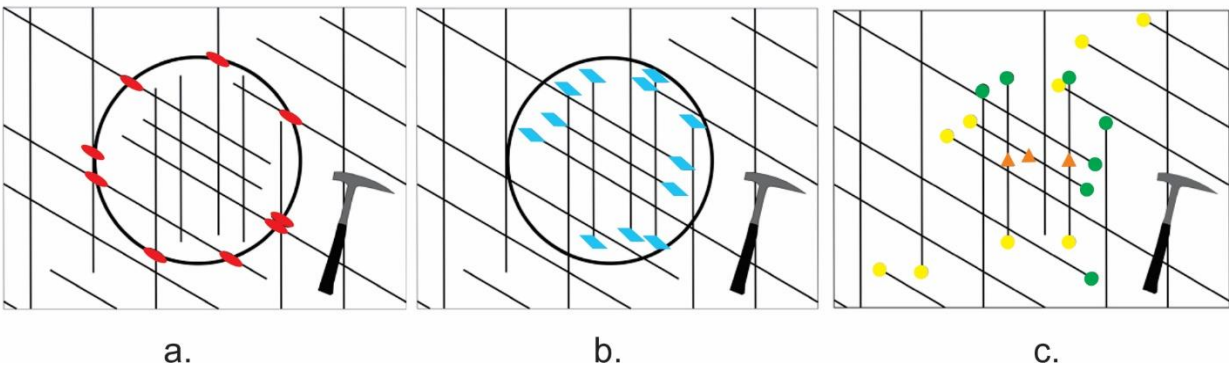


Figura 25. Ejemplo representativo para el conteo de los valores n, m y r: a). Los óvalos de color rojo muestran las intersecciones entre las fracturas y la circunferencia que define la ventana de muestreo correspondientes al valor n; b). Rombos de color azul muestran los puntos terminales de las fracturas utilizados en la variable m; c). Los círculos de color amarillo y verde representan

los terminales iniciales y finales respectivamente, triángulos naranjas representan los centros de fractura dentro de la ventana de muestra, y son ellos los que permiten determinar una longitud media de fracturas. Adaptado de Moreno y García (2006).

Los parámetros de intensidad densidad y longitud de las fracturas presentan importancia pues permite cuantificar el fracturamiento de un área, identificar la distribución que pueda llegar a tener a nivel regional y entender el papel que juegan dichos sistemas en el flujo de aguas subterráneas en la región.

- Proyecciones estereográficas

Las proyecciones estereográficas son una herramienta fundamental para representar datos estructurales tridimensionales en una forma gráfica bidimensional. La red estereográfica recomendada a utilizar es el Schmidt, pues permite definir la relación de los ángulos y evaluar estadísticamente los datos de orientaciones usando el contorno de esta proyección (McClay, 1987).

- Ubicación de la Orientación de lineamientos en un plano

Las estrías de falla son lineaciones que pueden ser representadas en la red estereográfica, y al usar una cantidad considerable de estos datos es posible generar a partir de software como Wintensor 5.8.6 (Delvaux & Sperner, 2003), gráficos de los estados de esfuerzos locales. Para graficar una estría de falla se requiere el dato de rumbo y buzamiento del plano que contiene la lineación, el ángulo que genera la lineación con respecto a una línea horizontal sobre el plano (*Pitch*), el sentido hacia donde se inclina la lineación con respecto al norte y la cinemática de la estría la cual es determinada a partir de las fracturas R, R', escalones recristalizados o el criterio “estriado no estriado”. Gráficamente la estría será representada por una curva y un punto los cuales simbolizaran el rumbo, buzamiento y el ángulo de inclinación del lineamiento, el hemisferio de la

red estereográfica donde se encuentre el punto indicara el sentido y finalmente la cinemática será indicada por una flecha la cual puede apuntar radialmente hacia afuera de la red si la falla es normal o hacia adentro si es inversa, las fallas de rumbo se muestran con dos flechas que expresen si la cinemática es dextral o sinistral (Figura 26).

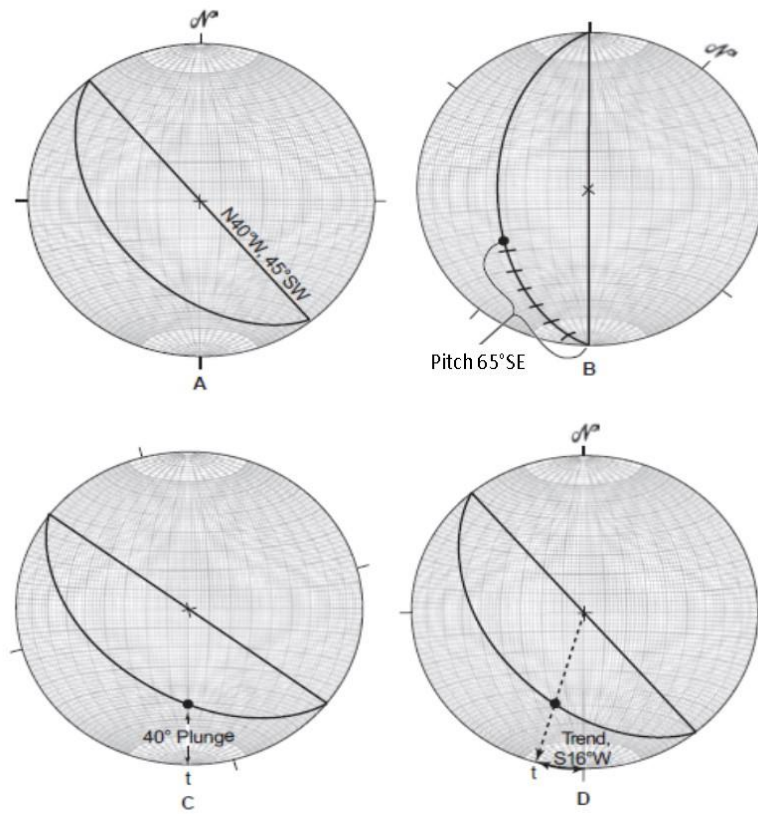


Figura 26. Significado estereográfico del *Pitch*: a). representación del plano de fallamiento N40°W, 45°S; b). Ubicación del ángulo del *Pitch* 56°S a lo largo del círculo del plano N40°W. c). Medida del *Plunge* de la línea que contiene el plano. d). Medición del *Trend* de la línea que contiene el plano. Adaptado de Davis *et al.*, 2011.

3.12. Análisis de indicadores cinemáticos

En la geología estructural, reconocer las formas de las estructuras es parte fundamental para el posterior entendimiento de las mismas. Estas geometrías rocosas nos permiten establecer el estado final de un cuerpo, lo cual conlleva a pensar en un estado inicial no deformado, y cuales desplazamientos internos experimentó. El análisis cinemático permite reconstruir el movimiento que sufrió un cuerpo rocoso, mediante el estudio de los indicadores cinemáticos, los cuales pueden ser cuantificables y medibles (Fossen, 2010).

En un plano de falla existen fracturas secundarias, relacionadas angularmente, que ayudan a definir la cinemática del movimiento de la falla. Para las mediciones en campo se tienen en cuenta las fallas *riedel* (R), *anti-riedel* (R') y estrías (Fossen, 2010). Para realizar la medición de estos planos o lineamientos se debe tener en cuenta la confiabilidad del dato, es decir, la estructura debe tener coherencia tectónica y mecánica.

Para seguir el procedimiento anterior, se debe identificar el rumbo y buzamiento del plano de interés tectónico, lo cual es marcado con una línea sobre la roca, para obtener mayor precisión al medir el *pitch* de las estrías (Figura 27). El *plunge* puede ser determinado automáticamente en el programa WinTensor 5.8.6 el cual utiliza relaciones geométricas a partir del dato de *pitch*. (McClay, 1987; Van der Plujim y Marshak 2004).

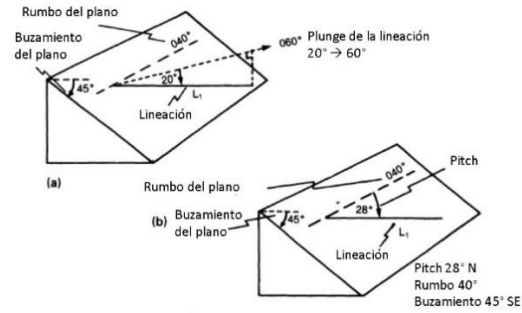


Figura 27. (a) Medida del *plunge* de una lineación L1 sobre un plano de estratificación. (b) *Pitch* de la lineación L1 con un ángulo de 28° medido a partir de un Rumbo de 40° sobre un plano de estratificación. Adaptado de McClay (1987).

Cabe resaltar que antes de analizar e interpretar los datos medidos es necesario corregir la declinación magnética, que hace referencia a una desviación entre el polo magnético y el polo geográfico, afectando a los datos de rumbo en menos ocho grados (-8°), para el área de estudio en sentido contrario a las manecillas del reloj (Figura 28).

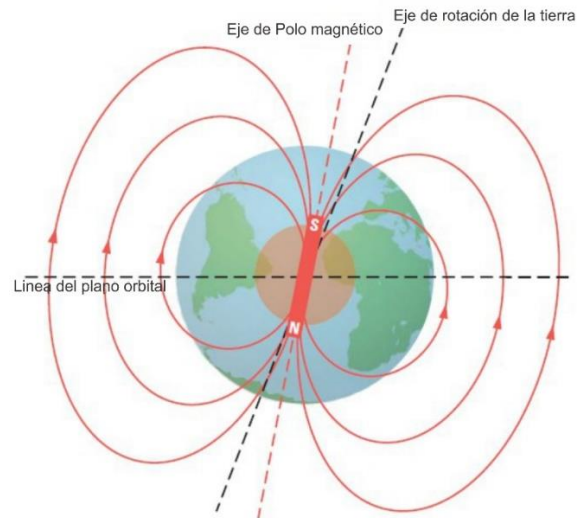


Figura 28. Declinación magnética generada en las brújulas, debido a la desviación del norte magnético con respecto al norte geográfico. Fuente: Buchanan et. al., (2013)

- coherencia mecánica de los datos

Por otro lado, cada dato estructural medido en campo para el análisis cinemático debe tener una coherencia mecánica. Esto consiste en graficar en la red estereográfica cada dato o grupo de datos por afloramiento medidos en campo y determinar su debida cinemática, con el fin de determinar si las relaciones angulares entre las fallas principales (normal, inversas o de rumbo), fallas riedel, anti riedel y estrías concuerdan con el desarrollo de las estructuras según la elipse de deformación y leyes de fallamiento de Anderson (1951). En tal caso que se cumplan se dice que las estructuras tienen compatibilidad cinemática y los datos están correctamente medidos, si por el contrario los datos son incompatibles, se atribuyen estos a otro tensor de esfuerzos o son descartados para evitar interpretaciones erróneas.

- círculo de Mohr

El círculo de Mohr es una representación gráfica bidimensional de los estados de esfuerzos de tipo Uniaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$), biaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 = 0$) o triaxial en donde se relacionan los esfuerzos normales σ_n y de cizalla σ_s por medio de las ecuaciones:

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

$$\sigma_s = \tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

Donde θ representa el ángulo entre el plano de falla y el esfuerzo principal σ_1 .

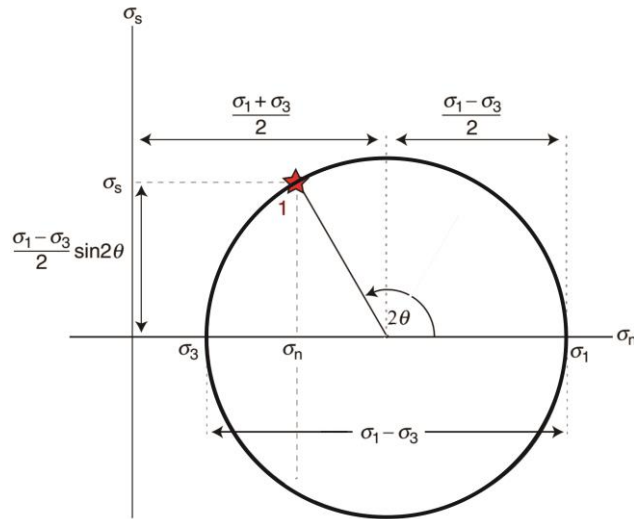


Figura 29. Esquema representativo del círculo de Mohr donde se observa donde se ubican los esfuerzos y como se relacionan los ángulos. Adaptado de Fossen (2010).

- Criterio de Navier-Coulomb

Este criterio describe el fracturamiento de las rocas en planos en los que se cumple la ecuación:

$$\tau = C_0 + \mu\sigma_n \quad (1)$$

Donde τ y σ_n representan los esfuerzos de cizalla y normal, C_0 la resistencia cohesiva (el esfuerzo de cizalla necesario para romper una roca por un plano en el cual el esfuerzo normal es 0) y μ es el coeficiente de fricción (el cual al ser multiplicado por el esfuerzo normal σ_n , da como resultado el esfuerzo de rozamiento necesario para producir un deslizamiento) (Martínez 2002, Gumiel *et al.*, 2006).

Martínez (2002) indica en la ecuación (1), que si en un plano el esfuerzo de cizalla supera la resistencia cohesiva de la roca y además supera el rozamiento que se opone al deslizamiento de los dos bloques, la ruptura ocurrirá por dicho plano. Esta ecuación corresponde a una recta (Figura

30) y se representa como una tangente en el círculo de Mohr y se conoce como envolvente de Coulomb.

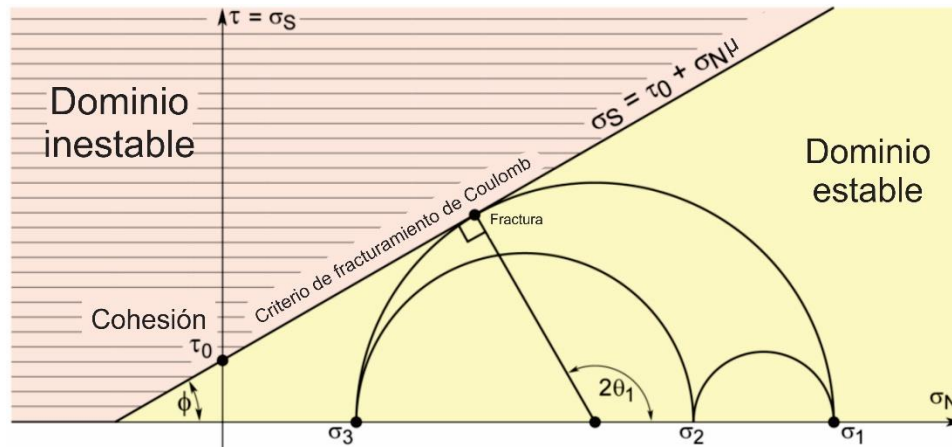


Figura 30. Esquema del círculo de Mohr mostrando la envolvente de Coulomb, el dominio estable e inestable. Adaptado de Burg (2011).

El círculo de Mohr y la envolvente de Coulomb pueden discriminar los planos de fracturas (Figura 31) mediante su ubicación dentro del círculo (Gumiel, 2006): las fallas cercanas a la envolvente (normalmente ubicadas en la parte superior izquierda del círculo) se clasifican como neoformadas al estar más cercanas a cumplir el criterio de Navier-Coulomb, siendo estas las más compatibles con el campo de esfuerzos actual; las fallas Reactivadas se encuentran en el área comprendida entre la envolvente de Coulomb y la línea de cohesión cero $\tau = \mu\sigma_n$, indicando que son planos preexistentes que han sufrido algún tipo de deslizamiento en el campo de esfuerzos actual y finalmente los puntos ubicados en la línea de cohesión cero indican que no han sufrido ningún tipo de deslizamiento por ende son incompatibles al tensor de esfuerzos actual.

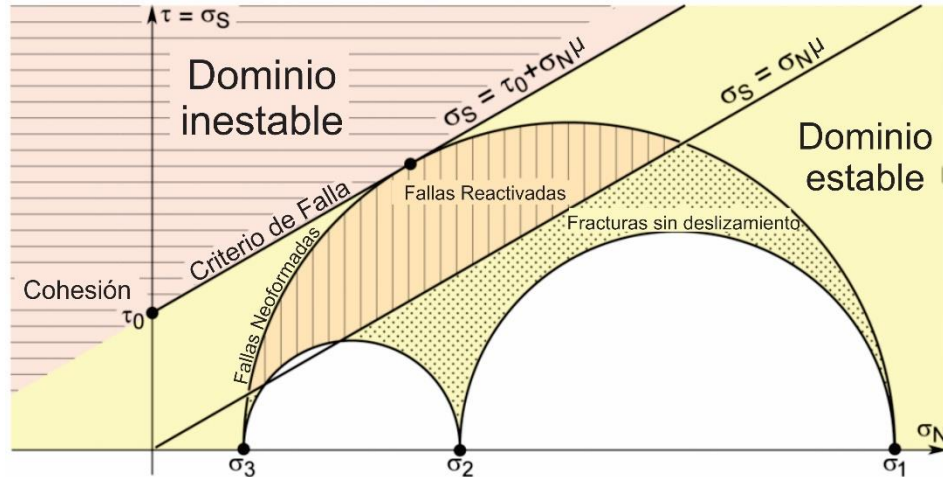


Figura 31. Círculo de Mohr mostrando las áreas para la clasificación de las fracturas de acuerdo a si son neo formadas, reactivadas o sin deslizamientos. Adaptado de Burg (2011).

- Parámetro R y régimen tectónico

A partir de las relaciones de esfuerzos principales calculados en el círculo de Mohr, es posible determinar un régimen de esfuerzos que da origen a las fallas y su movimiento. De acuerdo con esto es posible distinguir entre regímenes contraccionales, extensionales y transcurrente a partir de la observación del parámetro R (Figura 32). El parámetro R indica el factor de forma del tensor de esfuerzos y corresponde a una relación que es determinada por la siguiente ecuación y que puede ser hallada mediante el programa Wintensor 5.8.6.

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

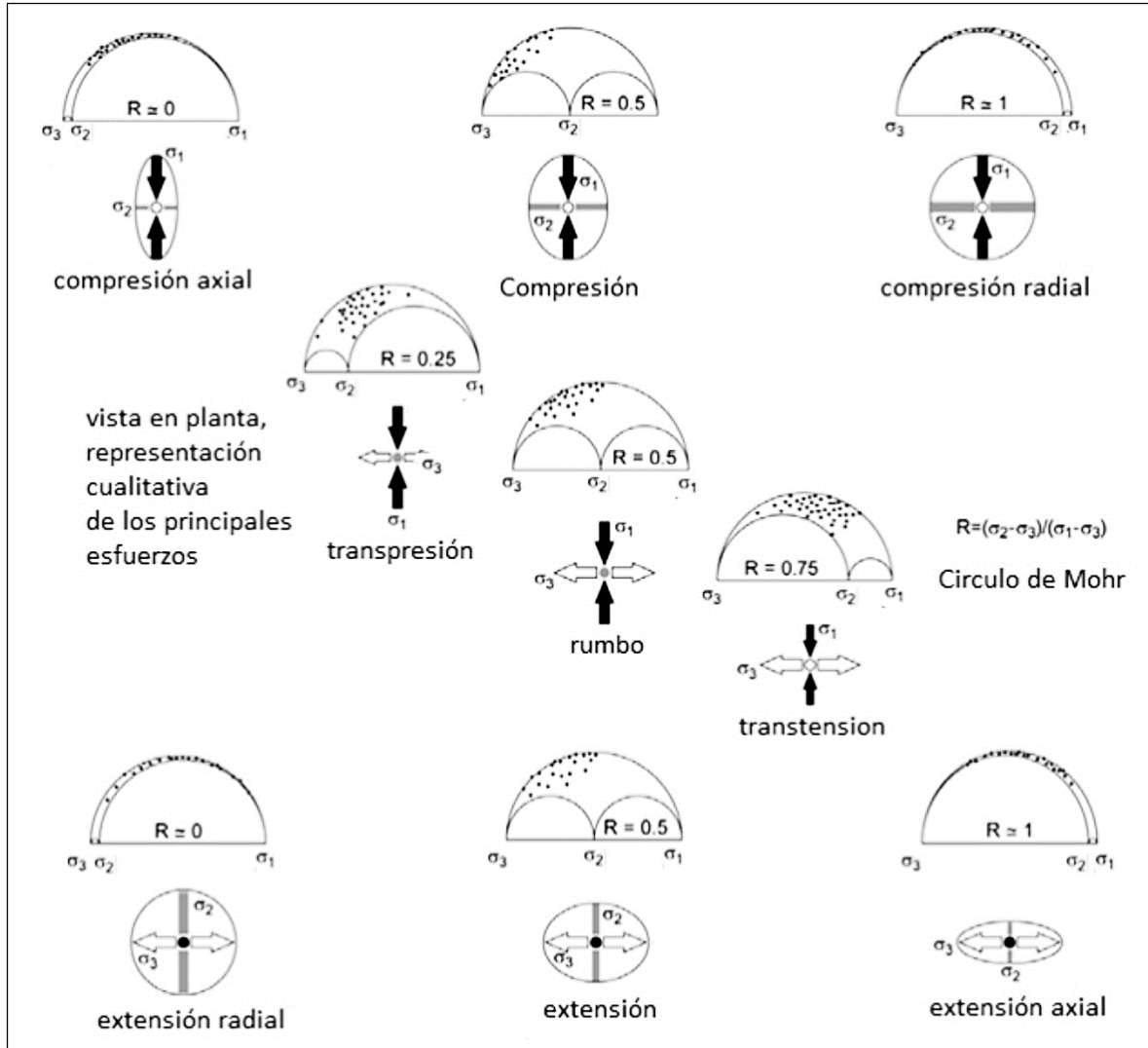


Figura 32. Regímenes tectónicos distinguiendo entre el régimen contraccional, el régimen transcurrente y el régimen extensional. Modificado de Burg (2011) por Castellanos y Cetina (2013).

- Modelos de deslizamientos

El modelo de deslizamiento predice la existencia simultánea de cuatro familias de fallas (Reches, 1983) las cuales se rigen por una simetría ortorrómbica y se mueven bajo un mismo campo deformacional (Vicente *et al.*, 1992). El modelo de diedros rectos, es un método gráfico que se

basa en limitar para cada plano de fallas las zonas del espacio compatibles en compresión y distensión, superponiendo estos campos en una proyección estereográfica teniendo en cuenta las dispersiones y orientaciones de las fallas, y las componentes mixtas de las mismas. (Vicente *et al.*, 1992) (Figura 33).

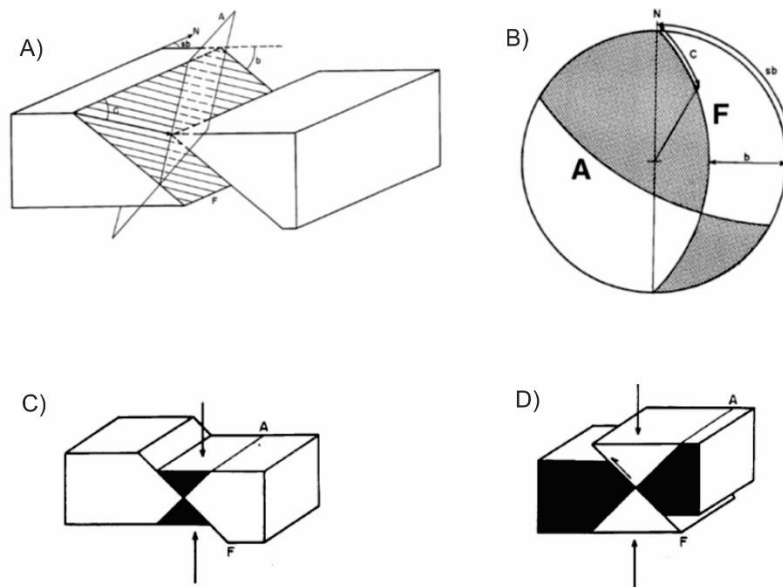


Figura 33. Método de deslizamiento y su respectiva proyección estereográfica (Wulff) en una falla normal. A) Esquema de diedros rectos en una falla de bloque diagrama. B) Representación estereográfica de una falla normal, donde el eje vertical queda dentro de la zona sombreada. Nomenclatura, F: plano de falla; A: plano auxiliar perpendicular a F y a la estría; sb: sentido del buzamiento de la falla; b: buzamiento de la falla; c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla. C) Diedros rectos de una falla normal (Negro: compresión, Blanco: extensión). D) Diedros rectos de una falla inversa. Adaptado de Vicente *et al.* (1992).

- Método de inversión

Para una familia de fallas formada durante un solo evento tectónico y presentes en rocas sin grandes discontinuidades, todas las fallas asociadas o conjugadas tienden a ser perpendiculares al

plano σ_1 y σ_3 que las contienen con un esfuerzo de cizalla máximo perpendicular al σ_2 . (Huang y Angelier, 1989).

Los ejes de esfuerzos son determinados para un conjunto de datos de fallas (idealmente neoformadas), en las cuales se realiza un análisis estadístico que se lleva a cabo sobre la distribución individual de los ejes P_θ , B y T_θ de cada plano fallado. La dirección preferencial de cada grupo de ejes es estimada utilizando la matriz de orientación definida por Huang y Angelier (1983) que se mostrará a continuación.

$$T = \begin{pmatrix} \sum X^2_i & \sum X_i Y_i & \sum Z_i X_i \\ \sum X_i Y_i & \sum Y^2_i & \sum Y_i Z_i \\ \sum Z_i X_i & \sum Y_i Z_i & \sum Z^2_i \end{pmatrix}$$

Las variables X_i , Y_i , Z_i representan las componentes individuales de los vectores P_θ , B y T_θ , permitiendo estimar la orientación de las magnitudes vectoriales σ_1 , σ_2 y σ_3 respectivamente. Si los resultados muestran una dispersión considerable, se puede inferir otra familia conjugada, que puede ser atribuida a otro tensor de esfuerzos (Huang y Angelier, 1989).

4. Estratigrafía.

El municipio de Tona y sus inmediaciones presentan rocas con edades desde el Pre-devónico hasta el Cretácico, que comprenden: Un basamento Ígneo-Metamórfico exhumado que incluye las unidades Esquistos de Silgará, Ortoneis de Berlín, la Tonalita y Granodiorita y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara; y una faja sedimentaria del Jurásico-Cretácico que comprende las formaciones

Girón, Los Santos, Rosablanca, Paja y Tablazo; las cuales hicieron parte de la cuenca sedimentaria del Valle Medio del Magdalena, y debido al levantamiento de la CO se encuentran actualmente exhumadas y hacen parte del MS. A continuación, se realiza una breve descripción de cada unidad presente en el área de estudio, los espesores fueron determinados con base a las consideraciones de Ward *et al.*, (1973).

- Esquistos de Silgará (pDs).

El nombre de la formación Silgará fue propuesto por Ward *et al.*, (1973) haciendo referencia a una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, compuestas por filitas, cuarcitas, esquistos, metareniscas y menores cantidades de pizarra y filita calcárea, cuya sección tipo se localiza en la Quebrada Silgará, al occidente de Cáchira (Royero y Clavijo, 2001). Se le asigna una edad Pre-Devónico medio por Ward *et al.*, (1973).

En el área de estudio los Esquistos de Silgará están constituidos principalmente por esquistos micáceos (Figura 34), en menor proporción, por metareniscas que aún conservan relictos de la estratificación del protolito sedimentario. Los afloramientos se encuentran principalmente sobre la vía Tona-Bucaramanga en los márgenes del río Tona. En los sectores donde aflora solo la unidad de esquistos micáceos se encuentran estrías de falla, siguiendo el sentido de la foliación metamórfica.

Esta unidad se encuentra intruída por la unidad Ortoneis (pDo) e infrayace las unidades cretácicas sedimentarias; donde específicamente en el municipio de Tona infrayace de manera discordante a la Fm. Los Santos.



Figura 34. Afloramiento de los Esquistos de Silgará Ubicado en el camino que conduce del municipio de Tona al alto de las cruces. Este afloramiento presenta esquistos micáceos y replegamientos.

- Ortoneis de Berlín (pDo)

Ward *et al.* (1973) define la unidad Ortoneis como un cuerpo metamórfico tipo neis cuarzo-feldespático de alto y medio grado de metamorfismo, que va de composición félsica a intermedia con aspecto masivo. Ward *et al.*, (1973) propone que esta unidad tiene un origen ígneo intrusivo primario, que evidencia dos estilos de emplazamientos diferentes, uno en intrusiones heterogéneas formando silos y diques, y otro en grandes cuerpos bien definidos y cartografiables. Según Ward *et al.* (1973) las texturas microscópicas, las estructuras y la paragénesis mineral indican que el Ortoneis sufrió metamorfismo durante y después del emplazamiento. Royero y Clavijo (2001) proponen el nombre Ortoneis de Berlín al neis aflorante en cercanías al corregimiento del mismo nombre ubicado en el municipio de Tona.

En la zona de estudio la unidad Ortoneis de Berlín se presenta sobre las vías Tona-El Gramal y Tona-Bucaramanga (Figura 35), compuesta por metagranitos que exhiben la orientación de sus minerales máficos, neises cuarzo-feldespáticos, neises anfibolíticos y milonitas cuarzo-feldespáticas, estas últimas cercanas a zonas de fallamiento que afloran sobre la vía que conduce a la vereda Pirgua, observándose que también se presentan intrusiones de venas de cuarzo, pegmatitas y cuerpos de composición riolítica.



Figura 35. Afloramiento del Ortoneis de Berlín ubicado en la carretera que conduce a Bucaramanga con el municipio de Tona.

El Ortoneis de Berlín intruye a los Esquistos de Silgará y es suprayacido de manera discordante por las formaciones del cretácicas. Según Ward *et al.* (1973) esta unidad se asocia a edades del Proterozoico superior al Paleozoico inferior debido a relaciones de corte con respecto a la Fm. Floresta, con edades radiométricas Rb/Sr de 450+- 80 Ma. y de K/Ar de 413 +- Ma indicando una edad del Ordovícico a Silúrico.

- Tonalita y Granodiorita (TRt)

Las rocas de la unidad Tonalita y Granodiorita afloran al nororiente del departamento de Santander y constituyen el Batolito granodiorítico de Rionegro y el Plutón tonalítico de Páramo Rico (Royero y Clavijo, 2001), siendo el Plutón de Páramo Rico el aflorante en el área de estudio.

Estas rocas están compuestas principalmente por tonalitas y granodioritas, como su nombre lo indica, de tonalidades grises a rosáceas y en algunas partes afloran monzogranitos minoritarios. Según Ward *et al.* (1973) esta sección aflora sobre la vía El Alisal-Berlín. La edad de las rocas de esta unidad es previa al jurásico, pero posterior al principal metamorfismo regional, así que dicha edad es situada desde el silúrico hasta el triásico (Ward *et al.*, 1973).

- Cuarzo-Monzonita de Santa Bárbara (JRcs)

La Cuarzo-monzonita del Batolito de Santa Bárbara, se extiende desde de Berlín, hacia el sur en el municipio de Santa Bárbara, siendo limitado por la Falla Bucaramanga en cercanías a la confluencia de los ríos Chicamocha y Guaca (Ward *et al.*, 1973).

Esta Unidad como su nombre lo dice, presenta cuarzo-monzonita de fase biotítica (Figura 36), bastante uniforme inequiangular, de grano grueso, compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, Biotita y +/- Hornblenda. Dentro de la misma se observan desarrollo de venillas rellenas de cuarzo. En el área de estudio se encuentra altamente meteorizada y aflora principalmente en los cortes cercanos a ríos.



Figura 36. Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, afloramiento encontrado en cercanías del nacimiento de la quebrada la Parra en el altiplano de Berlín.

Se encuentra suprayacida de manera inconforme por la Fm. Girón. Su edad según Ward *et al.* (1973) fue determinada debido a dataciones radiométricos de K/Ar en biotitas mostrando edades de 192 \pm 7 a 194 \pm 7 Ma. (Ward *et al.*, 1973).

- Formación Girón (Jg)

Inicialmente la Fm. Girón fue reconocida como Girón Series por Hettner (1982) para designar una mega secuencia aflorante al occidente de Bucaramanga, a los alrededores del municipio de Girón. Trumpy (1943) y Langenheim (1954) definieron la sección tipo sobre el río Lebrija y la dividieron en 3 miembros: Miembro inferior arenoso (750 m), miembro intermedio lodoso (1.250 m) y miembro superior arenoso (1.500 m).

En el área de estudio la Fm. Girón está compuesta de Areniscas conglomeráticas basales seguidas de intercalaciones de paquetes grandes de areniscas rojizas-violáceas intercaladas con

pequeños niveles de limolitas fisiles de tonalidades rojizas-verdosas. Estas presentan estrías de falla y se encuentran altamente fracturadas sobre la vía Bucaramanga-El Picacho, a 400 metros del peaje el Picacho (Figura 37). En el carreteable Tembladal-Berlín se puede observar la secuencia.



Figura 37. Afloramiento de la Fm. Girón encontrado sobre la carretera que conduce de Bucaramanga con Cúcuta, a 300m antes del peaje el picacho. El afloramiento presenta capas rojizas cortadas por un fallamiento de rumbo con componente inverso relacionado a la falla del Picacho.

Esta formación en el área de estudio es infrayacida por los esquistos de Silgará y la unidad Ortoneis y se encuentra suprayacida por la Fm. Los santos. Según Ward *et al.* (1973) debido a su correlación estratigráfica con las rocas del cretácico inferior como Los santos, esta formación es atribuida a edades del Jurásico Superior.

- Formación Los Santos (Kils)

Originalmente esta unidad fue denominada Fm. Tambor por H. D. Hedberg (1931 en Ward *et al.*, 1973). Posteriormente (Cediel F., 1968) define esta unidad como la Fm. Los Santos, término que fue redefinido en 1985 por Laverde.

En la zona de estudio la unidad está constituida por areniscas conglomeráticas basales rojizas-grisáceas, seguidas por de areniscas de grano fino a medio y areniscas finas lodosas de tonalidades amarillentas. Hacia el tope se encuentran paquetes de limolitas grises-verdosas. Esta parasecuencia se repite cíclicamente de base a tope. La unidad presenta un fracturamiento sistemático y estrías de falla. Se encuentra en contacto fallado con la Fm. Rosablanca en el sector del picacho.



Figura 38. Afloramiento de la Fm. Los Santos ubicado en la vía que conduce del Picacho a la Base militar, la imagen muestra las facies con capas gruesas arenosas gruesas suprayacidas por intercalaciones de capas delgadas de areniscas, lodolitas y limolitas, cuya secuencia es característica de la formación en la zona.

La Fm. Los Santos aflora sobre las vías El Picacho-Base Militar (Figura 38), Tona-Berlín y Berlín-El Tembladal. Esta es infrayacida por la Fm. Girón en el sector del Picacho y el Tembladal,

aunque para la zona del Gramal y al oeste de la vía Tona- Berlín está en contacto discordante con los Esquistos de Silgará y el Ortoneis de Berlín; y es suprayacida por la Fm. Rosablanca. Según Ward *et al.* (1973) la Fm. Los Santos corresponden a un intervalo de tiempo Valanginiano - Hauteriviano, determinada por fósiles.

- Formación Rosablanca (Kir)

La Fm. Rosablanca fue definida por Wheeler en 1929 en (Ward *et al.*, 1973) en el Valle Medio del Magdalena, ampliamente distribuida en el departamento Santander. Su localidad tipo se ubica sobre el Río Sogamoso a 11,5 Km del sitio conocido como el Tablazo (Morales *et al.*, 1958 en Royero y Clavijo, 2001).

Estas rocas están constituidas por calizas masivas fosilíferas de gran espesor con intercalaciones de paquetes más pequeños de *shales* con materia orgánica y presenta calizas micríticas con concreciones calcáreas. Estas litologías están dispuestas en capas potentes con geometría tabular, de colores azul-grisáceos y grises. En el área de estudio estas rocas conforman escarpes pronunciados de gran extensión lo que permite su fácil reconocimiento (Figura 39).

La Fm. Rosablanca presenta contactos concordantes con la Fm. Los Santos que la infrayace, y la Fm. Paja que la suprayace, sin embargo, en la zona de estudio la mayoría de contactos son fallados. Según Ward *et al.*, (1973) la Fm. Rosablanca corresponde al intervalo Hauteriviano-Berriasiano, pero Guzmán (1985) la ubica en el Valanginiano-Hauteriviano inferior y Guerrero (2002) restringe la edad al Hauteriviano medio a tardío.



Figura 39. Escarpes de la Fm. Rosablanca encontrados hacia el sector de la finca el llanito en cercanías de la falla el pedral. Puede observarse los escarpes sobresalientes y laderas suaves en la superficie topográfica característicos de la unidad, también pueden ser encontrados en el sector de la quebrada Pantanos y la quebrada Siquirí.

- Formación Paja (Kip)

Formación nombrada y descrita por O.C Wheeler (1929 en Ward *et al.*, 1973). Está compuesta por *shales* gris oscuros a azulosos fosilíferos, con intercalaciones de pequeños paquetes de arenisca gris de grano muy fino y esporádicas calizas grises localmente arenosas y fosilíferas.

En el área de estudio la Fm. Paja se encuentra en su mayoría erosionada generando geoformas de relieve muy suave y valles, siendo propensa a la escorrentía de aguas a través de ella. No se encuentra expuesta sobre los carretables.

Los contactos con la infrayacente Fm. Rosablanca y suprayacente Fm. Tablazo son concordantes y bien definidos (Ward *et al.*, 1973). Esta unidad se cartografió utilizando

fotogeología y siguiendo las expresiones características del terreno de las unidades debajo y encima de esta.

- Formación Tablazo (Kit)

Descrita por Wheeler (Morales *et al.*, 1985 en Ward *et al.*, 1973); la localidad tipo está en la localidad El Tablazo, en el puente del cruce del Río Sogamoso con la vía Bucaramanga-San Vicente de Chucurí.

La Fm. Tablazo está constituida por calizas grises a negras fosilíferas, intercaladas con arcillas negras, lodolitas gris-azuladas y niveles pequeños de arenisca gris de grano fino a medio dispuestas de manera tabular. Los afloramientos de esta unidad están en su mayoría meteorizados y cubiertos por vegetación, sin embargo, presentan formas de terreno escarpadas abruptas lo que permite su fácil reconocimiento.

En el área de estudio esta formación se encuentra plegada y muestra planos estriados (Figura 40). La Fm. Tablazo suprayace de forma concordante la Fm. Paja e infrayace a la Fm. Simití, aunque, esta última no aflora en la zona. Se considera que tiene edades correspondientes al Aptiano Superior – Albiano Inferior (Royero y Clavijo, 2001).



Figura 40. La Fm. Tablazo aflorando a lo largo de la quebrada los Arcos, donde se observan las intercalaciones de calizas fosilíferas con capas de *shales* muy delgadas las cuales tienden a sufrir despegues a escala de afloramiento y a cabalgar sobre esos mismos niveles incompetentes.

A continuación, se presenta un esquema ilustrativo y generalizado de la estratigrafía del área de estudio donde los espesores para las unidades, fueron medidos a partir de los cortes geológicos. Los estratos mostrados son esquemáticos y hacen referencia a la litología presente que predomina en cada una de las unidades más no a la disposición real de las capas internas. Las descripciones están basadas en las observaciones de campo y la bibliografía de la zona (Ward *et al.*, 1973; Castellanos y Cetina 2014).

EDAD	LITOLOGÍA	ESPESOR	UNIDAD	DESCRIPCIÓN
MESOZOICO	Aptiano - Albiano	250 m	Kit Formación Tablazo	La Formación Tablazo esta constituida con calizas grises a negras fosilíferas, intercaladas con arcillas negras, lodolitas gris-azuladas y niveles pequeños de arenisca gris de grano fino a medio dispuestas de manera tabular.
			Kip Formación Paja	La Formación Paja está compuesta en su mayoría por shales gris oscuros a azulosos, fosilíferos.
	Cretácico (Inferior)	400 m	Kir Formación Rosablanca	Estas rocas están constituidas por calizas masivas fosilíferas de gran espesor con intercalaciones de paquetes más pequeños de shales con materia orgánica. Aparición de calizas micríticas con concreciones calcáreas.
	Hauteriviano - Berrisiano			
	Valanginiano - Hauteriviano	250 m	Kis Formación Los Santos	Areniscas conglomeráticas basales rojizas-grisáceas seguido de areniscas de grano fino a medio y areniscas finas lodosas de tonalidades amarillentas. Hacia el tope se encuentran paquetes de limolitas grises-verdosas.
PALEOZOICO	Jurásico	150 m	Jg Formación Girón	Areniscas conglomeráticas basales seguidas de intercalaciones de paquetes grandes de areniscas rojizas-violáceas con pequeños niveles de limolitas fisiles de tonalidades rojizas-verdosas.
	Triásico		JRcs Cuarzomonzonita de Santa Bárbara	La Cuarzomonzonita es de color rosado, naranja a gris violáceo, de cristales de tamaño medio a grueso, inequigranulares, compuesta por feldespato potásico, plagiocalca cuazo, biotita y localmente horblenda.
	Pre-Devónico		TRtgd Tonalita y Granodiorita	Compuesta por Tonalitas y Granodioritas como su nombre lo indica, presenta tonalidades grises a rosáceas, en algunas partes afloran monzogranitos minoritarios.
			Pdo Ortoneis de Berlín	Metagranitos que exhiben la orientación de sus minerales máficos, neises cuarzo-feldespáticos y Milonitas cuarzo-feldespáticas cercanas a zonas de fallamiento.
		Pds Esquistos de Silgará	Constituidos principalmente por esquistos micáceos y en menor proporción metareniscas que aun conservan relictos de la estratificación del protolito sedimentario.	

Figura 41. Estratigrafía generalizada de la zona de estudio.

5. Análisis geométrico

El análisis geométrico se encarga de identificar y definir todos los elementos geométricos de las estructuras incluyendo la localización, tamaño, forma y orientación. En este capítulo incluye la cartografía geológica y los cortes geológicos definidos a partir del estudio de campo y la interpretación del Modelo Digital de Elevación (MDT). También contará con un análisis de los patrones de fracturamiento que incluye la caracterización de las fracturas medidas en campo por medio de diagramas de rosa y los resultados de la metodología de ventana de muestra aplicada en afloramientos con exposición de fracturas significativas y representativas.

5.1. Cartografía geológica

La cartografía geológica del municipio de Tona ha sido sujeta a múltiples cambios por los autores que previamente han intentado explicar la configuración de las unidades litológicas y las estructuras geológicas. Ward *et al.* (1973) generó un mapa a escala 1:100.000 para el denominado “Cuadrángulo H13 Pamplona”, siendo éste el primer acercamiento a la distribución de las unidades sedimentarias pertenecientes a la cuenca del Valle Medio del Magdalena en este sector del MS. Posteriores trabajos permitieron detallar un poco más la cartografía y la presencia de estructuras, como lo son el mapa generado por la empresa GRADEX (2003) para el plan de ordenamiento territorial del municipio de Tona, las tesis de pregrado de Ulloa y Rojas (2005) en la cuenca de Río Sucio, Osorio y Salazar (2006) en la cuenca del río Tona y Castellanos y Cetina (2013) en las inmediaciones del municipio de Charta. Específicamente, Ulloa y Gómez (2007) definen tanto la cartografía como las unidades Hidrogeológicas para la zona, en una escala 1:75.000.

A la fecha han sido presentados avances significativos en la cartografía regional, sin embargo, se presentan zonas críticas debido a la complejidad estructural que requieren un estudio a mayor detalle. Dada la incertidumbre en los resultados de los estudios previos en ciertas áreas críticas, se propone una cartografía geológica a escala 1:25000 (Figura 42) buscando esclarecer los contactos entre las unidades litológicas y explicar la cinemática de las estructuras en las zonas con mayor complejidad geológica. El mapa geológico propuesto en este estudio se realizó a partir de las estaciones y puntos de control obtenidos durante la etapa de campo, fotografías panorámicas de la zona, interpretación de un modelo digital de elevación (DEM) de alta resolución (usando además las herramientas del relieve de google Earth) y se tomó como base cartográfica los trabajos de Ward *et al.* (1973) y Ulloa y Gómez (2007).

El trabajo de campo fue enfocado al reconocimiento y caracterización de las estructuras que afectan el área, además de establecer un control litológico. Durante esta etapa se recorrieron vías principales, vías secundarias, carretables y quebradas con el fin de obtener datos para explicar la cinemática de cada una de las estructuras. Dependiendo del afloramiento, en las estaciones se realizó una descripción de la litología y la geometría de los cuerpos, la medición de datos de estratificación, foliación, planos de diaclasas, estrías de falla y la toma de fotografías de ventana de muestra, afloramiento y panorámicas. La cartografía reportada para la zona (Ward *et al.*, 1973 y Ulloa y Gómez, 2007) fue detallada a partir de datos de campo, mapa de sombras del terreno y herramientas de relieve proporcionadas por Google Earth Pro. El mapa de sombras del terreno fue generado a partir del MDT proveniente del sensor ALOS PALSAR en una resolución de 12,5 m, el cual fue proporcionado por la página web del ALASKA SATELLITE FACILITY y la herramienta de relieve de Google Earth Pro 7.1.2 que permitió enlazar la morfología del terreno con las litologías encontradas pudiéndose establecer un trazo para los contactos y las estructuras.

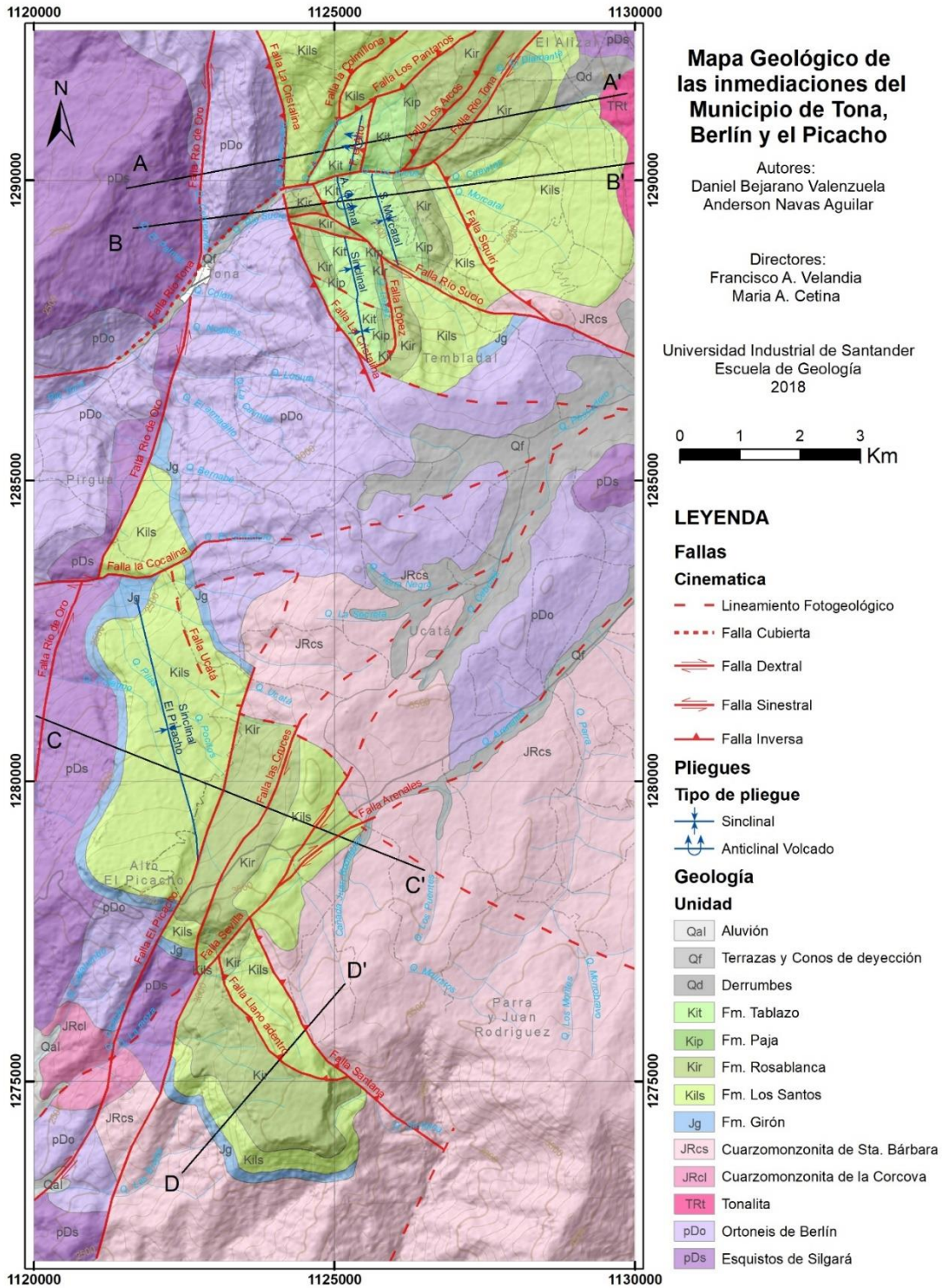


Figura 42. Mapa geológico del área de Tona correspondiente a la zona de estudio.

5.2. Geología estructural

El fallamiento y plegamiento en el área de estudio está ligado a la historia deformacional del Macizo de Santander y su exhumación, encontrándose grandes estructuras con movimientos en rumbo que cortan al basamento, antiguas fallas normales que presentan inversión tectónica, cabalgamientos entre las unidades sedimentarias y lineamientos asociados a los cauces fluviales que aparentemente dan continuidad a las fallas cubiertas por depósitos cuaternarios. Se identificaron varias tendencias en el fallamiento (Figura 43), entre ellas, fallas con dirección SW-NE asociadas a una cinemática dextral - inversa, estructuras orientadas ESE-WNW con una cinemática sinistral, y pliegues asociados a fallamiento inverso en las unidades sedimentarias con geometrías y vergencias que varían por el desplazamiento en rumbo de los bloques.

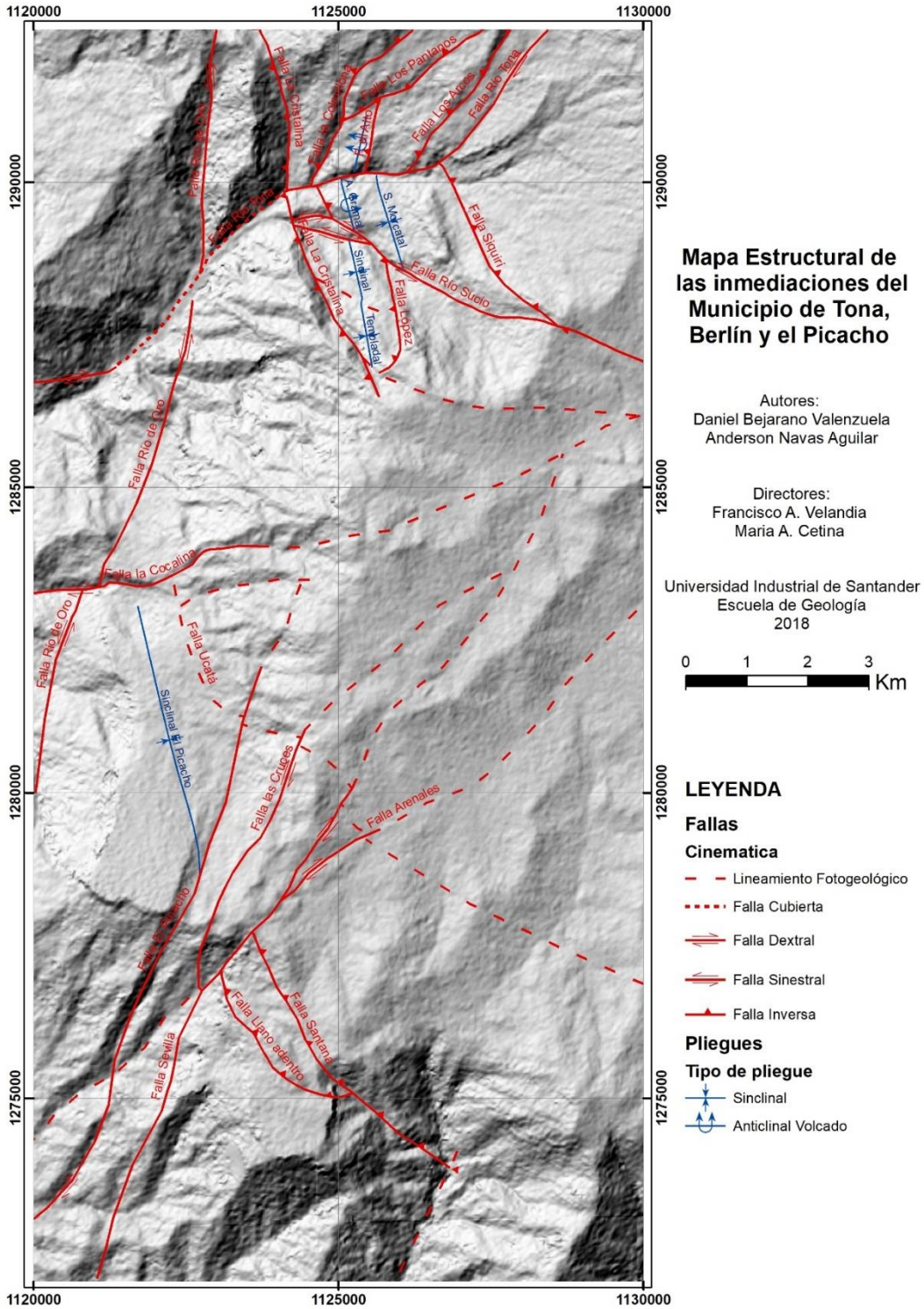


Figura 43. Mapa estructural del área de estudio, mostrando fallas, pliegues, lineamientos fotogeológicos y la ubicación de los cuatro cortes geológicos.

5.2.1. Fallas

- Falla Río de Oro

La Falla Río de Oro es una estructura regional de orientación NNE-SSW, cinemática sinistral y ligera componente inversa, con un plano de falla inclinado al W y con vergencia al este. Esta falla se extiende por cerca de 13 km en el extremo occidental de la zona y continúa fuera del área de estudio hasta encontrarse con el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta. Al norte del área de estudio la Falla Río de Oro pone en contacto a los Esquistos de Silgará con el Ortoneis de Berlín (Figura 44), siendo esta falla cortada dextralmente por la Falla Río Tona en el municipio de Tona. Hacia la sección media de área de estudio, en la vereda Pigua es cortada dextralmente por la falla La Cocalina, y pone en contacto a los Esquistos de Silgará con las formaciones Girón y Los Santos y al sur corta únicamente a los Esquistos de Silgará controlando el cauce del río de Oro.

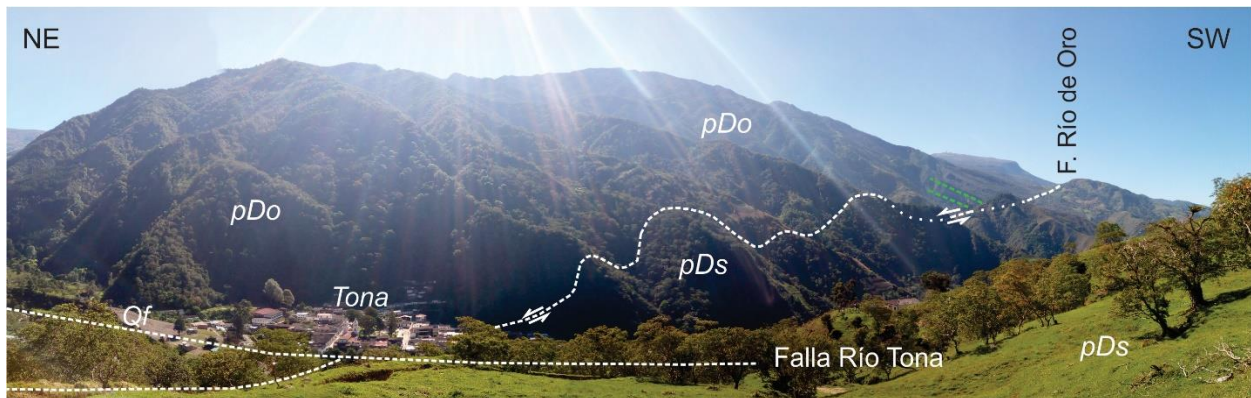


Figura 44. Trazo de la Falla Río de Oro definido por silletas de falla al SW, y su relación de corte con la Falla Río Tona.

Previamente esta falla fue definida como la Falla de Tona por Ward *et al.* (1973). Sin embargo, se propone renombrarla como la Falla del Río de Oro como se explica a continuación.

La Falla del Río de Oro se desprende del Sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta con dirección NE controlando el cauce del río de Oro sobre el MS, hasta su nacimiento en cercanías al alto el Picacho, observándose en el límite E del Cuadrángulo H12 Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973). Al observarse la continuidad de esta falla sobre el mapa subsecuente correspondiente al Cuadrángulo H13 Pamplona (Ward *et al.*, 1973), se encuentra que coincide espacialmente con la terminación y la orientación del trazo de la Falla de Tona (como puede ser confirmado en el MDE). En ese sentido, se opta por combinar el trazo de ambas fallas y designar el nombre de la “Falla de Río de Oro” pues entre ambas estructuras en conflicto, esta estructura es la que presenta mayor influencia regional. Este conflicto evidencia el sesgo por censura producido en la terminación de las fallas Río de Oro y Tona que se localizan en el límite que divide los cuadrángulos H12 Bucaramanga y H13 Pamplona, respectivamente.

El trazo de la Falla Río de Oro fue definido por cambios geomorfológicos abruptos, zonas brechadas, numerosas estrías y sillas de falla.

- Falla Río Tona

La Falla Río Tona es una estructura de rumbo dextral con componente vertical, su trazo muestra una orientación al NE, se desprende de la Falla del Río Charta al norte y se extiende cerca de 11 km en el área de estudio cortando las fallas de Río de Oro (Figura 44) y La Cristalina. Esta falla actúa como una falla transversal que transfiere la deformación en las unidades sedimentarias, explicando el cambio de vergencia al E de las estructuras de su bloque norte (conformado por: Anticlinal el Alto y las Fallas la Colmillona, el Alto, los Arcos; Figura 45), con respecto a la vergencia W de las estructuras de su bloque sur (conformado por: Anticlinal el Gramal, Sinclinal Morcatal, y fallas Río Sucio y Siquirí). Al W la falla segmenta el Ortoneis de Berlín y los Esquistos de Silgará lo cual es evidenciado por estrías de fallas e intenso fracturamiento.

Esta estructura fue definida según Ulloa y Gómez (2007) como Falla el Congolal, sin embargo, para este estudio se propone renombrarla como Falla de Río Tona, ya que la falla controla el cauce del río con el mismo nombre y el depósito cuaternario donde se encuentra ubicado el municipio de Tona, siendo este nombre de mayor importancia a nivel regional.

Esta falla controla el cauce de las quebradas el Diamante, Los Arcos, y el río Tona. La falla fue definida a partir de estrías de falla, evidencias estratigráficas que corroboran su cinemática, y cambios geomorfológicos observados en campo y en imágenes satelitales (MDE), su trazo fue complementado por la cartografía geológica preexistente.

- Falla La Cristalina

La Falla La Cristalina es una estructura regional orientada N-S de rumbo transpresiva con una historia evolutiva compleja, cuyo trazo en la zona de estudio se extiende 7 km. Presenta una vergencia hacia E y muestra una componente predominante inversa colocando la unidad Ortoneis de Berlín sobre la secuencia sedimentaria. La Falla La Cristalina se encarga de controlar las quebradas La Cristalina, El Pescado y El Chorrerón, y es afectada dextralmente por la Falla Río Tona. Esta estructura es definida por el contacto abrupto entre la unidad Ortoneis de Berlín representando el bloque colgante y las rocas sedimentarias cretácicas en el bloque yacente de la falla, también rasgos morfotectónicos tales como facetas triangulares, escarpes de falla y planos estriados (Figura 45a; Figura 45b).

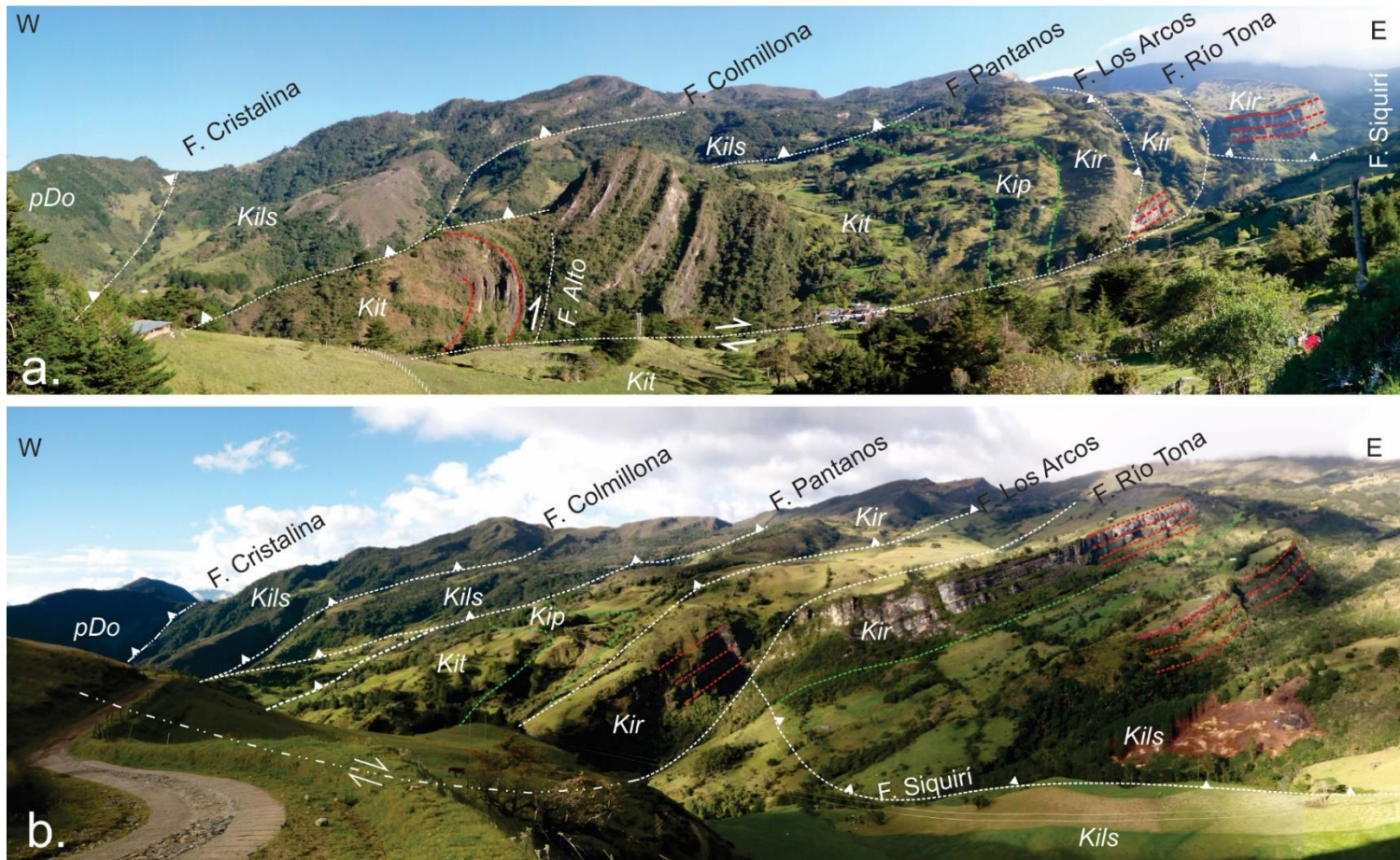


Figura 45. Panorámicas de la zona NE del área de estudio. a) Sistema imbricado de las fallas de cabalgamiento La Colmillona, Pantanos, El Alto y Los Arcos con vergencia hacia el E, cortadas dextralmente por la Falla Río Tona que funciona como una falla transversal. b) Trazo de la Falla Río Tona controlando la quebrada el Diamante, hacia la sección media de la foto se observa el cambio de curvatura de la falla comportándose como una falla transversal.

- Falla La Colmillona

La Falla La Colmillona es una falla inversa que se extiende aproximadamente 2.7 km en el área de estudio, terminando su trazo sobre la Falla Río Tona al sur. La estructura presenta una orientación NE-SW y una inclinación de bajo ángulo al NW. Esta falla al sur de su trazo coloca en contacto la Fm. Los Santos con la Fm. Tablazo; hacia el norte de su trazo duplica la secuencia de la Fm. Los Santos generando un cabalgamiento dentro de la misma formación (Figura 45; Figura 46a). La Falla la Colmillona hace parte del sistema imbricado de fallas de cabalgamiento con vergencia hacia el E (ubicado en el bloque norte de la Falla Río Tona). La estructura fue definida a partir de evidencias cartográficas, estrías de falla cambios en los rasgos geomorfológicos evidentes en el terreno.

- Falla Pantanos

La Falla Pantanos es una falla inversa que se desprende de la Falla la Colmillona llegando a tener un trazo sub paralelo a ella. Esta falla se extiende 2.2 km en el área de estudio. Presenta una orientación NE-SW y una inclinación de bajo ángulo al NW. Esta falla coloca en contacto la Fm. Los Santos sobre las formaciones cretácicas Rosablanca, Paja y Tablazo; al oeste de su trazo la falla cabalga perpendicularmente sobre el Anticlinal El Alto (Figura 45; Figura 49a). La falla fue definida geomorfológicamente y apoyada por la interpretación de imágenes satelitales (ej. MDE) en los estudios previos. La Falla Pantanos hace parte del sistema imbricado de cabalgamientos con vergencia al E ubicado en el bloque norte de la Falla Río Tona.



Figura 46. a) Panorámica de la Falla La Cristalina al norte de la Falla Río Tona, se observa la vergencia de las estructuras hacia el E y el control estructural que ejercen las fallas en las quebradas. b) Panorámica del bloque sur de la Falla de Río Sucio, se propone una vergencia de las estructuras hacia el W encontrándose con el bloque colgante de la Falla La Cristalina.

- Falla El Alto

La Falla El Alto es una falla inversa limitada al sur por la Falla Río Tona y al Norte por la Falla Pantanos. Presenta una orientación NE-SW y una baja inclinación al W desplazándose tectónicamente hacia el E. Esta falla duplica el espesor de la Fm. Tablazo y controla el Anticlinal El Alto, el cual presenta una inversión de las capas en su flanco oriental (Figura 45a, Figura 47). El trazo de esta falla fue definido a partir de la observación de la estructura invertida en el sector del Alto, y evidenciado por la presencia de planos estriados. Esta falla también hace parte del sistema imbricado con vergencia al E del bloque norte de la Falla Río Tona.

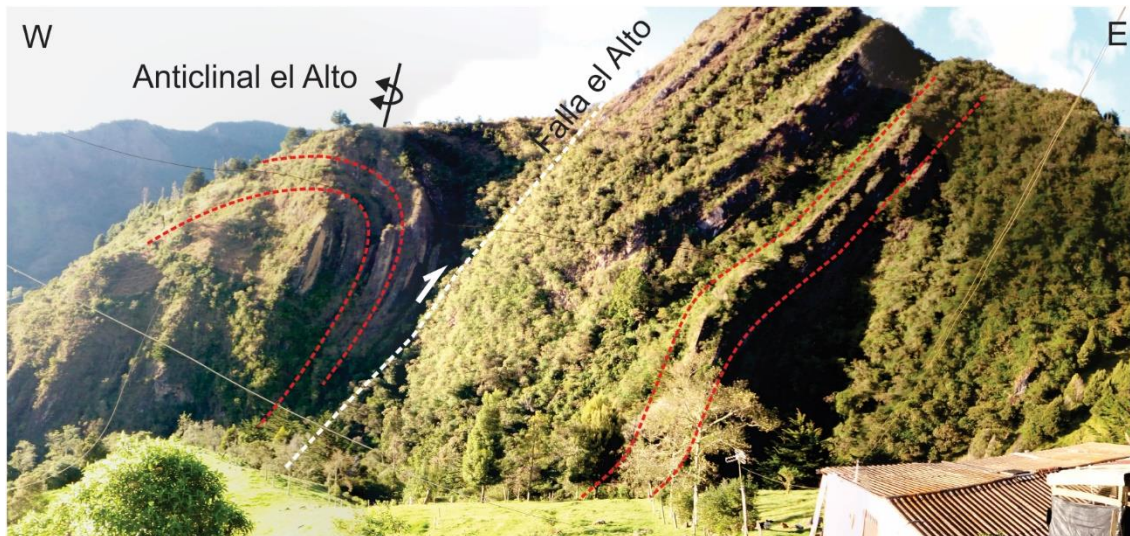


Figura 47. Estructuras encontradas en el cerro el Alto, correspondientes a un anticlinal volcado generado por la propagación de la falla el alto, la cual repliega en profundidad e invierte el flanco frontal del anticlinal.

- Falla Siquirí

La Falla Siquirí es una falla con componente inversa que presenta una orientación NW-SE y una inclinación de alrededor de 50° hacia el E mostrando una marcada dirección de transporte tectónico

al W. Esta falla corta la Fm. Los Santos, el basamento cristalino, y en parte es responsable de la generación del flanco oriental del Sinclinal Morcatal (Figura 45b; Figura 48). La falla es definida por un intenso brechamiento en las formaciones Los Santos y Rosablanca, cambios geomorfológicos, rupturas de la continuidad estratigráfica y cambios en el buzamiento de los estratos. La inflexión generada en los estratos del bloque yacente se debe a un *splay* de la Falla Siquirí que se generan para facilitar el transporte tectónico durante la deformación.



Figura 48. Panorámica de la Falla de Siquirí, asociada a ella se presentan corrugaciones del terreno que corresponden con zonas de brechas y replegamientos en las capas menos competentes de la Fm. Los Santos y la Fm. Rosablanca.

- Falla La Colmena

La Falla La Colmena presenta una orientación NNW-SSE, un movimiento inverso con inclinación hacia el E y vergencia hacia el W. Esta estructura se desprende de la Falla Río Sucio y coloca la Fm. Tablazo sobre la Fm. Rosablanca generando el Anticlinal el Gramal y permitiendo la formación del flanco occidental del Sinclinal Morcatal.

- Falla de Río Sucio.

La Falla de Río Sucio es de rumbo sinistral orientada NW-SE, que se extiende por 6 km en el área de estudio (Figura 46b, Figura 49). La falla controla la quebrada Río Sucio y separa el basamento de origen ígneo (Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y la Tonalita y Granodiorita) al norte, del basamento metamórfico (Ortoneis de Berlín) que conforma el altiplano de Berlín al sur.

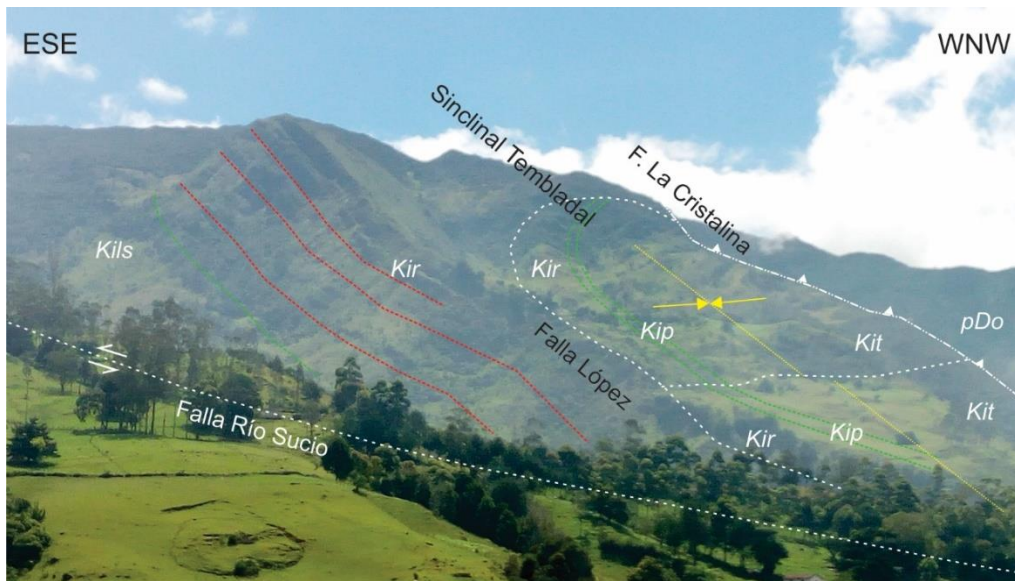


Figura 49. Panorámica del Área de Tembladal sobre el bloque sur de la Falla Río Sucio. Se puede apreciar el flanco E del Sinclinal de Tembladal conformado por rocas de la Fm. Rosablanca generando escarpes pronunciados. La Falla López se genera por la flexura de las capas al momento de generarse el plegamiento.

- Falla López

La Falla López tiene una orientación N-S, presenta una curvatura pronunciada evidenciando su baja inclinación hacia el W. Esta falla corresponde a una falla generada por la flexura del Sinclinal de Tembladal afectando las capas de la Fm. Rosablanca (Figura 49)

- Falla La Cocalina

La Falla La Cocalina es una falla de orientación E-W de movimiento en rumbo dextral, cuyo trazo se extiende 4 km en el área de estudio. Hacia el W de la zona la falla desplaza a la Falla Río de Oro y las formaciones Girón y Los Santos. De acuerdo con el MDE, esta estructura fue continuada como un lineamiento que controla el cauce de la quebrada Pescadero y los depósitos cuaternarios asociados a ella.

- Falla Ucatá.

La Falla Ucatá presenta una orientación NW-SE y separa al norte las unidades sedimentarias que conforman el Sinclinal del Picacho con la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara siguiendo el cauce de la quebrada Ucatá. El trazo de esta falla se realizó como un lineamiento regional a partir de la interpretación del MDE, con base en la cartografía geológica de Ward *et al.* (1973).

- Falla El Picacho.

La Falla El Picacho es una falla de rumbo dextral con componente inverso que presenta una orientación NE-SW, un ligero buzamiento hacia el W y se extiende por 8 km dentro del área de estudio. Al norte pone en contacto la Fm. Los Santos sobre la Fm. Rosablanca; hacia el sector del Alto El Picacho puede distinguirse el desplazamiento dextral de las unidades sedimentarias exhibiendo una geomorfología de escarpes de fallas (Figura 50); al sur pone en contacto las unidades metamórficas con los cuerpos intrusivos del Jurásico. La falla fue determinada a partir de la cartografía geológica, geomorfología de escarpes de falla, estrías de falla y de la evidencia de su trazo en el MDE.

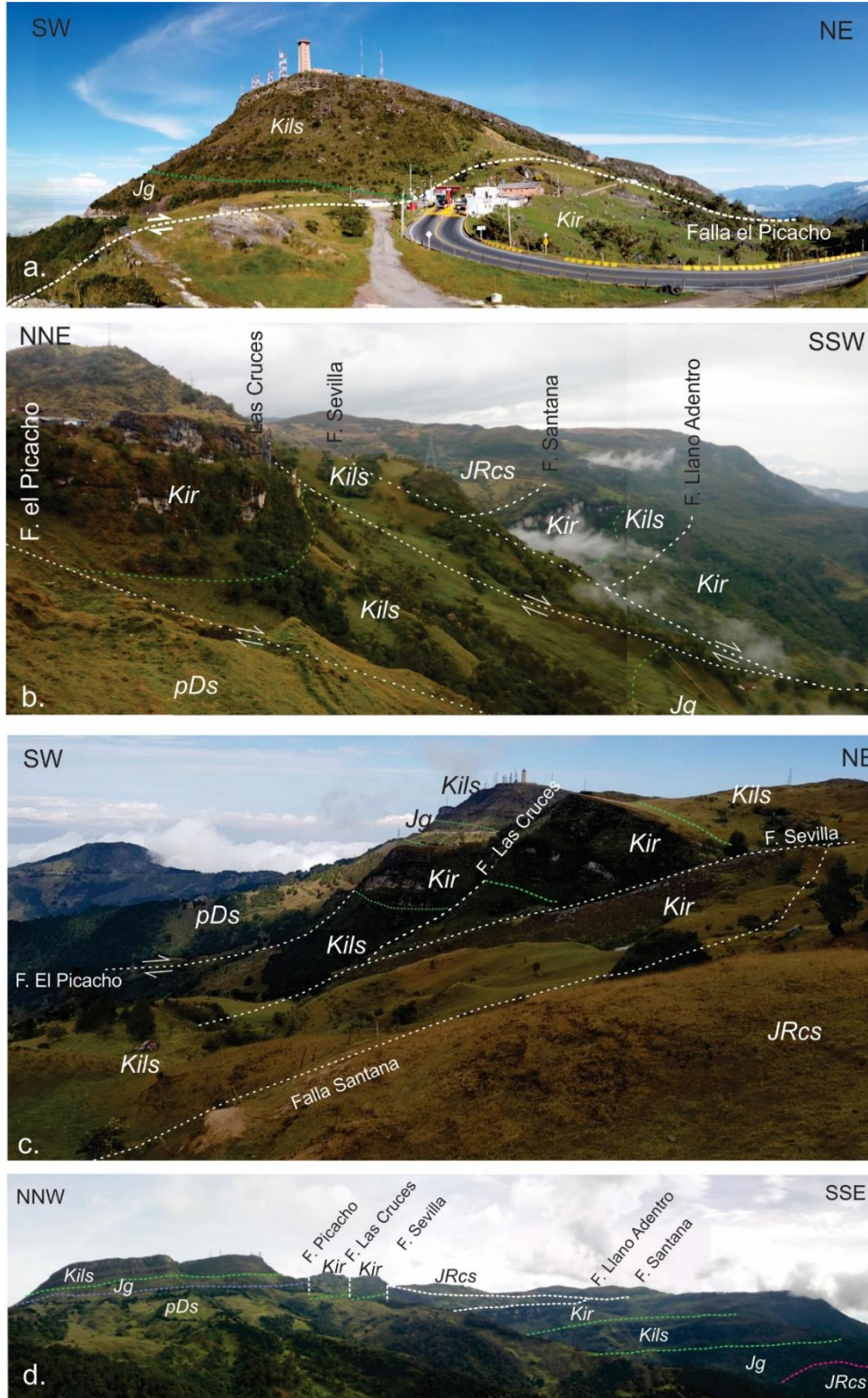


Figura 50. a) Trazo de la Falla el Picacho en el área que le da su nombre, se observa la diferencia topográfica entre la Fm. Los Santos y la Fm. Rosablanca evidenciando el comportamiento vertical

de esta estructura transpresiva. b) Escarpe en el sector del Alto El Picacho visto desde unos metros antes del Peaje sobre la carretera, se observa el control estructural de las fallas El Picacho, Sevilla, Las Cruces sobre las quebradas por donde se dibuja el trazo de estas fallas; al fondo se distinguen las fallas de Santana y Llano adentro. c) panorámica tomada desde la Falla Santana observándose la forma de los escarpes producto de las Fallas Sevilla y Las Cruces. d) Fotografía panorámica del Alto El Picacho mostrando la configuración de las unidades geológicas y la relación con las fallas.

- Falla Sevilla

La Falla de Sevilla es una falla regional, pues su trazo abarca 9 km en el área de estudio continuando hacia el sur, presenta una cinemática de tipo dextral inversa con orientación NE-SW e inclinación hacia el W. Al norte la falla desplaza la Fm. Los Santos, y al sur la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara junto con las formaciones Girón, Los Santos y Rosablanca, poniéndolas en contacto con el basamento de los Esquistos de Silgará. El trazo de la falla continúa por la quebrada Sevilla hasta encontrarse con el sistema de Fallas de Bucaramanga en el municipio de Piedecuesta. La Falla de Sevilla hace parte de una estructura en flor positiva. El trazo de la estructura se realizó siguiendo los escarpes de falla observados desde el sector de Colepato y en el MDE (Figura 50).

- Falla Las Cruces.

La Falla Las Cruces es una estructura que se desprende del trazo principal de la Falla de Sevilla formando una estructura en flor positiva y se extiende por cerca de 4.5 km en el área de estudio. El plano de falla se inclina hacia el E y muestra una cinemática dextral inversa cortando la Fm. Rosablanca al norte y desplazando dextralmente las unidades que conforman el escarpe del área del Picacho (Figura 50). Esta falla fue definida gracias a las evidencias cartográficas y escarpes de falla.

- Falla Arenales.

La Falla Arenales es una falla regional de rumbo dextral con componente inversa que aflora sobre las rocas cretácicas en el área de estudio y presenta una orientación NE. Esta estructura coloca en contacto la Cuarzomonzonita sobre la Fm. Girón y conforma uno de los bloques de la estructura en flor positiva. Esta Falla fue determinada por medio del MDE, el cual mostraba escarpes de falla continuos, drenajes y cuaternarios alineados hacia el sector de Berlín.

- Falla Santana

La Falla Santana presenta un movimiento inverso, que se extiende 2.8 km en el área de estudio, limitada al noroeste por la Falla de Sevilla (Figura 50c.). La falla se orienta al NW y se inclina al NE, pone en contacto a la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara con la Fm. Los Santos. El trazo de esta falla fue apoyado por evidencias cartográficas, sillas de falla, MDE, y fotografías panorámicas.

- Falla Llano Adentro

La Falla Llano Adentro presenta una cinemática inversa, su trazo se extiende 4.3 km en el área de estudio, limitada al norte por la Falla de Sevilla. Presenta una orientación aproximada NW-SE, inclinado hacia el NE. La falla pone en contacto la Fm. Los Santos sobre la Fm. Rosablanca y fue definida con base a la cartografía preexistente y por la presencia de geformas de silla de fallas (Figura 50c).

5.2.2. Pliegues

- Anticlinal El Alto

El anticlinal el alto es un pliegue asimétrico producto de la propagación de la falla el Alto, su plano axial se encuentra inclinado hacia el W presentando un volcamiento hacia el E donde las capas de este flanco presentan una secuencia invertida, la apertura de sus flancos le da una forma apretada (Figura 47). La estructura comprende superficialmente la Fm. Tablazo la cual presenta pliegues parásitos en las capas incompetentes y un plegamiento angular en las capas más competentes.

- Sinclinal Morcatal.

El sinclinal Morcatal es una estructura cuyos flancos se encuentran de forma abierta, la estructura está conformada por las formaciones Los Santos, Rosablanca, Paja y Tablazo. El núcleo se encuentra conformado por la Fm. Tablazo y muestra variación de los buzamientos de las capas evidenciando replegamientos internos. La estructura se encuentra limitada al norte por la Falla Río Tona de rumbo dextral, segmentada hacia el sur por la falla de rumbo sinistral de Río Sucio, y limitada al este por la Falla Siquirí.

- Anticlinal El Gramal

El Anticlinal el Gramal es un pliegue volcado y apretado formado por la Falla La Colmena. La estructura está conformada superficialmente por la Fm. Tablazo e involucra a las formaciones Rosablanca y Paja en profundidad. La vergencia que presenta la estructura es hacia el W siguiendo el desplazamiento que presenta el bloque sur de la Falla Río Tona.

- Sinclinal Tembladal

El Sinclinal del Tembladal es un pliegue suave que afecta rocas de las formaciones Los Santos, Rosablanca, Paja y Tablazo. De acuerdo con la interpretación del MDE, la estructura se encuentra segmentada. El sinclinal está cortado al norte por la Falla de Río Sucio (Figura 51).

- Sinclinal El Picacho

El Sinclinal El Picacho es un pliegue simétrico, cuyo plano axial se ubica en posición vertical. El pliegue presenta un ligero cabeceo con dirección al NW, los flancos de la estructura presentan una apertura suave alcanzando más de 4 km de extensión. Esta estructura está conformada por las formaciones Girón y Los Santos y se encuentra cortada por la Falla el Picacho, colocándola en contacto con la Fm. Rosablanca. En el sector del Alto el Picacho es posible observar evidencias del proceso de fallamiento por flexura específicamente en la superficie de las capas que afloran, correspondientes a la Fm. Rosablanca.

5.3. Cortes geológicos

La cartografía geológica es complementada con la elaboración de 4 cortes geológicos, cuyo trazo se seleccionó con el objetivo de mostrar la relación entre las estructuras y las unidades geológicas en profundidad, y generar un modelo estructural para las diferentes zonas. Estas secciones fueron realizadas teniendo en cuenta los datos estructurales medidos en campo, y los datos encontrados en el mapa de Ulloa y Gómez (2007). Debido a la complejidad estructural de algunas zonas evidenciadas por un intenso plegamiento y amplias variaciones de los datos estratigráficos a escala de afloramiento, se realizó una discriminación de los datos de rumbo y buzamiento que presentaran anomalías, por tratarse de plegamientos internos y locales de las unidades que no concuerdan con la tendencia general de las capas. El trazo de las fallas y su cinemática fueron definidos a partir de los resultados del análisis cinemático que se muestra posteriormente en el capítulo 6.

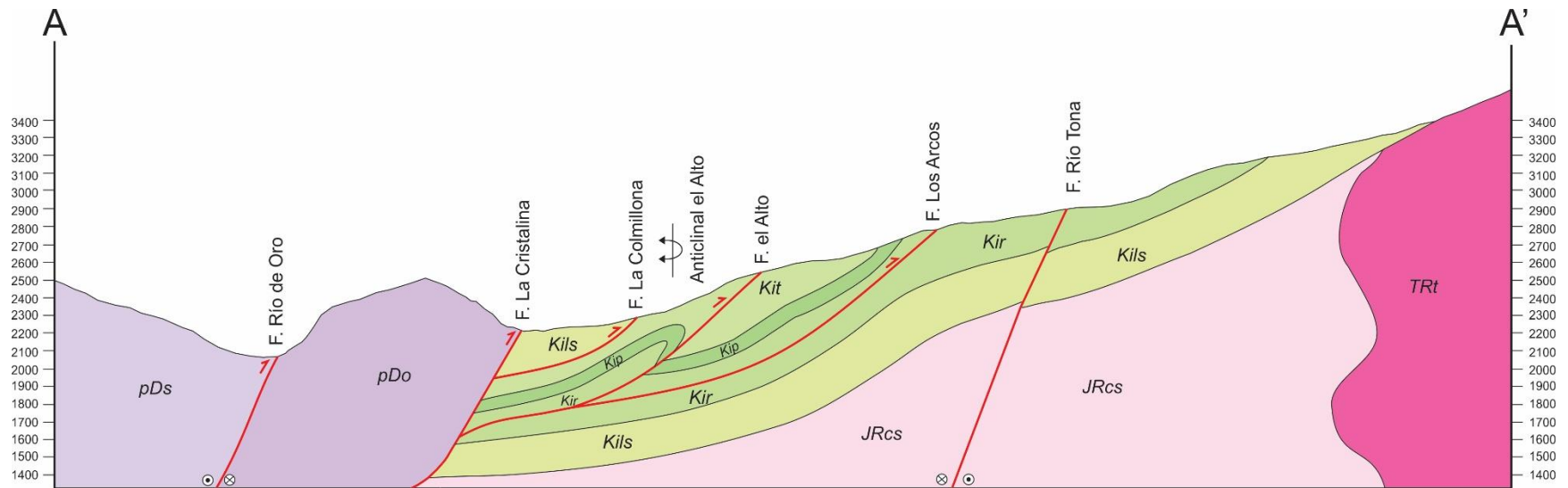


Figura 51. Corte A-A': este corte se encuentra ubicado al norte del área de estudio, representando el bloque norte de la Falla Río Tona. Se observa una clara tendencia de las estructuras con inclinación hacia el W y vergencia hacia el E. La tendencia general de las unidades sedimentarias hacia el W muestra un basculamiento de la secuencia.

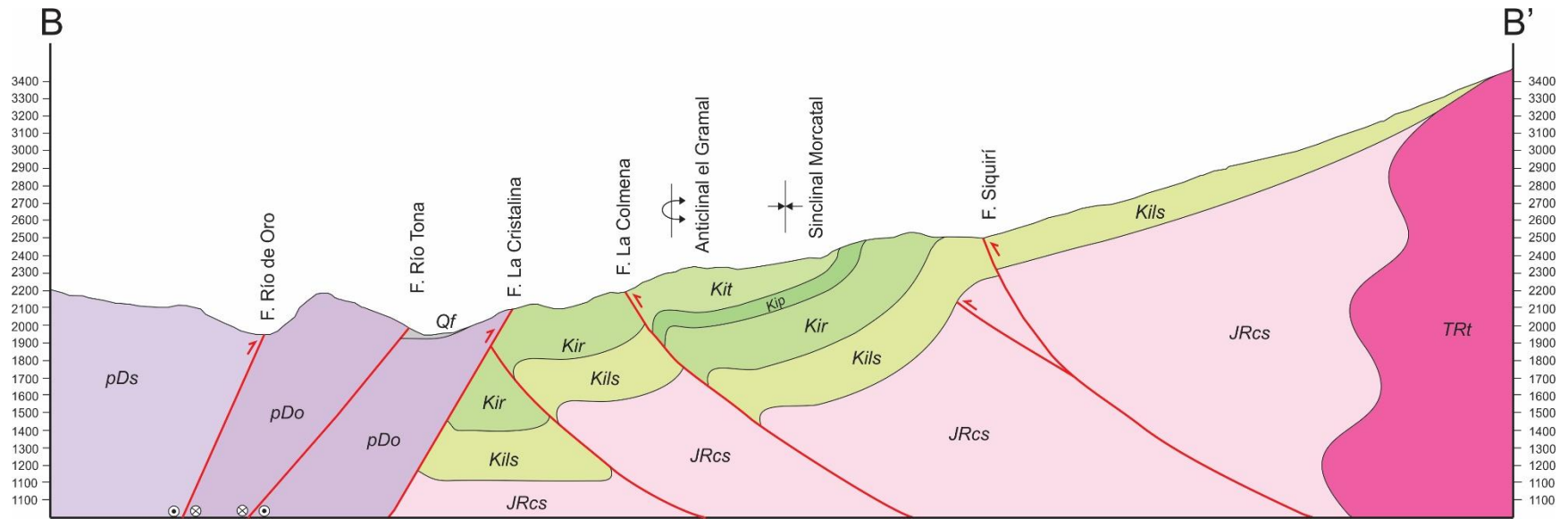


Figura 52. Corte B-B': corte ubicado sobre el bloque sur de la Falla de Río Tona, se muestra un cambio abrupto en la vergencia de las estructuras, esta variación está controlada por la componente dextral de la Falla Río Tona, la cual genera que el bloque se mueva con dirección al W. La configuración del corte muestra una secuencia sedimentaria basculada en general hacia el W donde las estructuras generadas (Sinclinal Morcatal y Anticlinal Gramal) están asociados al fallamiento que también involucra las unidades ígneas del basamento.

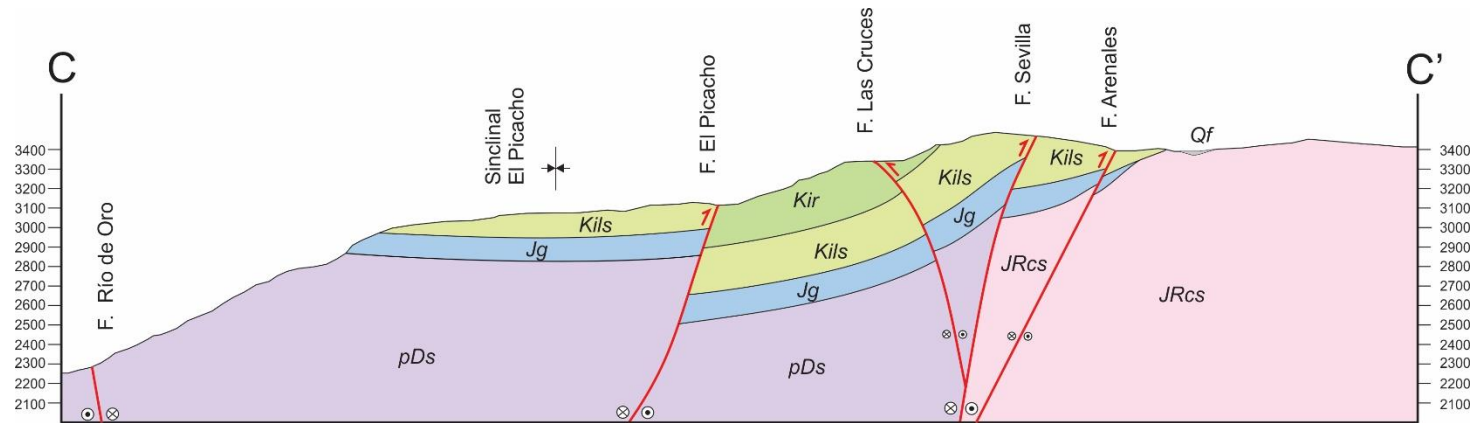


Figura 53. Corte C-C': Corte ubicado hacia la sección media del área de estudio representando las unidades en el sector del Picacho. Se observa la configuración del desplazamiento en rumbo mostrando las fallas Río de Oro y Sevilla como las estructuras regionales. La Falla de Sevilla forma una estructura similar a una flor positiva junto con la Falla Las Cruces.

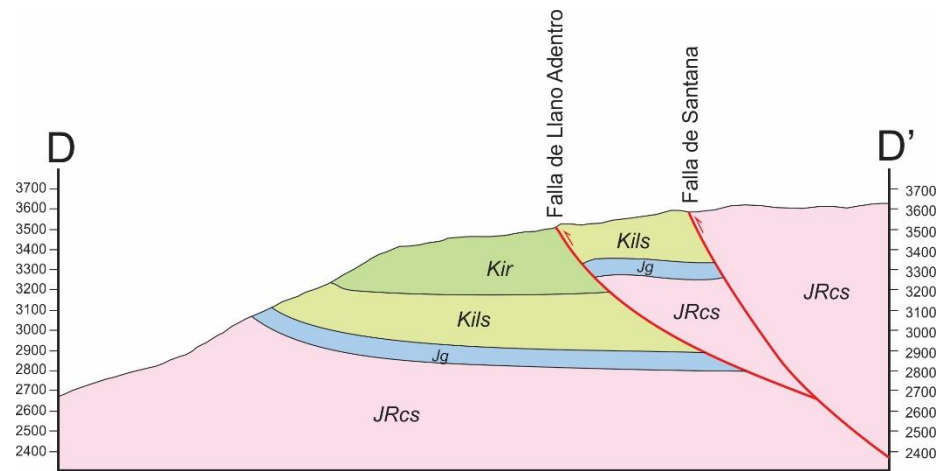


Figura 54. Corte D-D': Corte ubicado hacia el sur del área de estudio. Mostrando el límite sur de las unidades sedimentarias en el sector del Picacho.

5.4. Estilos estructurales

De acuerdo con Harding & Lowell (1979) un estilo estructural es la configuración que presentan las estructuras relacionadas genéticamente entre sí y que es característico de regiones con un proceso de deformación similar. Los estilos básicos son definidos por una serie de elementos tectónicamente relacionados y su configuración espacial, sin embargo, estos pueden ser alterados por diferencias locales en las rocas (diferencias en el carácter dúctil, fábricas preexistentes) y del evento tectónico (duración, intensidad). De manera general los estilos estructurales se pueden agrupar entre las estructuras que involucran el basamento (piel gruesa) y las estructuras que se asocian a despegues en la cubierta sedimentaria (piel delgada).

Entre los estilos estructurales incluidos en la deformación de piel gruesa se encuentran asociaciones de fallas de rumbo (transcurrencia), bloques de fallas compresivas, cabalgamientos del basamento y bloques fallados extensionales. Los estilos que conforman la deformación de piel delgada incluyen, despegues, pliegues asociados a fallas, despegues de fallamiento normal y estructuras por diapirismo salino. (Harding & Lowell, 1979).

El área de estudio se encuentra afectada principalmente por el estilo estructural de piel gruesa. Evidenciado por la gran exposición de rocas del basamento cristalino, como se puede observar en el mapa geológico (Figura 42) por lo tanto, predominan los estilos de fallamiento en rumbo (ej. Fallas Río de Oro, Picacho, Sevilla, Río Tona) y fallamiento inverso de alto ángulo (ej. Falla Siquirí, Falla Santana). Sin embargo, localmente también se presenta el estilo de piel delgada ubicado en el sector el Alto al NE de la zona de estudio, correspondiente a un sistema imbricado de despegues y fallas de cabalgamiento de bajo ángulo (ej. Fallas Colmillona, El Alto; Figura 52). A partir de la configuración de las fallas y pliegues en el mapa estructural se delimitaron 5 bloques

una geometría de despegues y rampas conformando un sistema imbricado de cabalgamiento con vergencia al E (Figura 51). La Falla El Alto se define como una falla de propagación que forma en superficie el anticlinal volcado El Alto.

El bloque 2 se encuentra delimitado por la Falla Río Tona al norte y la Falla La Cristalina al oeste y sur-oeste. Este bloque presenta una combinación de estilos de piel gruesa (observado a escala regional) y piel delgada (encontrado a escala de afloramiento). El estilo de piel gruesa se presenta con fallas inversas de alto ángulo que involucran el basamento cristalino, estas son: la Falla Siquirí que eleva tectónicamente la Fm. Los Santos al NE de este bloque y genera un *splay* que da forma al Sinclinal de Morcatal; y La Falla La Colmena de componente inversa que es responsable de la formación del Anticlinal El Gramal (Figura 54). A partir de las observaciones de campo y la cartografía geológica también se pudo determinar que el bloque sur de la Falla Río Sucio, está conformado por las estructuras de la Vereda Tembladal y se encuentra levantado topográficamente evidenciando un posible movimiento vertical de la falla. En profundidad se infiere una zona triangular formada por la vergencia contraria de dos estructuras que se encuentran (Falla la Cristalina y falla inferida en profundidad con vergencia al W, Figura 50). Por otra parte, el estilo de piel delgada fue identificado superficialmente por despegues en los niveles incompetentes encontrados en la Fm. Los Santos y replegamientos de la Fm. Tablazo en el Anticlinal del Gramal.

Los bloques 1 y 2 se encuentran cortados por la Falla Río Tona, estos bloques presentan estructuras con vergencia contraria y estilos estructurales diferentes, lo cual, permite plantear que la Falla Río Tona se comporta como una estructura transversal entre dos bloques, donde el bloque 1 (Ubicado al norte de la falla) se desplaza hacia el E, y el bloque 2 (ubicado al sur de esta falla)

se desplaza hacia el W, coincidiendo con la dirección de transporte tectónico de sus respectivas estructuras.

El bloque 3 Se encuentra delimitado por la Falla La Cristalina al este y la Falla La Cocalina al sur, presentando un estilo estructural de descamación gruesa asociado a fallas de rumbo en el basamento. Este bloque contiene a las Fallas Río de Oro y Río Tona, estructuras de tipo transcurrente con orientación NE-SW y ENE-WSW respectivamente, que conforman el segmento occidental del MS (Figura 51, Figura 52).

El bloque 4 está limitado por la Falla Cocalina al norte, y por la Falla Arenales al este, el estilo estructural presente en este bloque es de piel gruesa, mostrando un sistema de fallas de rumbo transpresivas con dirección NE, siendo la Falla de Río de Oro y la Falla de Sevilla las estructuras de carácter regional de las que se desprenden las fallas El Picacho y Las Cruces, respectivamente, formando una estructura similar a una flor positiva (Figura 53).

El bloque 5 está limitado por las fallas Arenales al noroeste y Sevilla al oeste, presentando un estilo de deformación de piel gruesa con fallamiento inverso de alto ángulo. Las fallas involucradas en este bloque son la Falla Santana y la Falla Llano Adentro que presentan una orientación al NW (Figura 54).

5.5. Orientación preferencial del fracturamiento

El fracturamiento fue caracterizado a partir de la medición de 967 planos de fracturas que fueron representados por medio del programa Wintensor 5.8.6, obteniendo los diagramas de rosetas que posteriormente fueron ubicadas en el mapa estructural, de esta manera, fue posible observar las orientaciones e inclinaciones preferenciales del fracturamiento (Figura 56). Para la descripción de

estos patrones de fracturamiento se agruparon los bloques propuestos en el capítulo de estilo estructural así: Bloque 1-2, Bloque 3, y Bloque 4-5 (Figura 55).

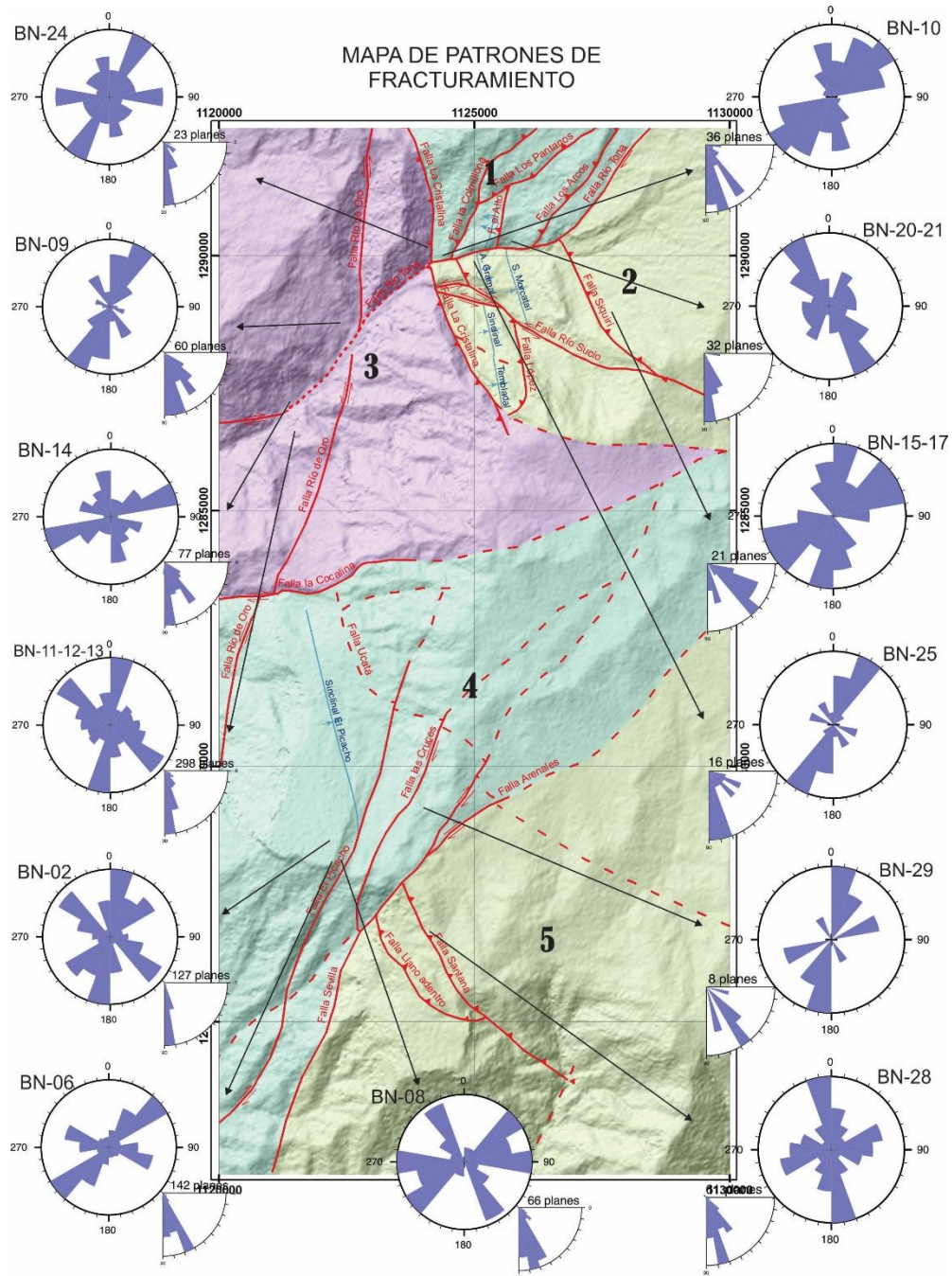


Figura 56. Mapa estructural ubicando los diagramas de rosa que reflejan las orientaciones principales del fracturamiento en los diferentes bloques estructurales.

Bloque 1-2: Este bloque fue caracterizado usando 4 diagramas roseta que suman un total de 105 planos de fracturas medidos (Figura 56). Las fracturas más representativas muestran una orientación NE –SW. Esta dirección es similar a los planos de las Fallas Río Tona, Los Arcos y La Colmillona. Adicionalmente existe otra tendencia menor de dirección NW – SE, influenciado por La Falla Siquirí. Estos planos se encuentran en las formaciones Los Santos, Rosablanca, y Tablazo.

Bloque 3: Bloque limitado principalmente por las fallas regionales del Río Tona y La Cristalina, el cual está representado por 4 diagramas de roseta que suman un total de 458 planos de fracturas medidos (Figura 56). La dirección principal de fracturamiento es NE – SW la cual concuerda principalmente con el plano de las fallas Río de Oro y La Cristalina, sin embargo, hay otra tendencia significativa en sentido ENE – WSW que coincide con la orientación de la Falla de Tona. Estas fracturas se encuentran principalmente en la unidad Ortoneis de Berlín y los Esquistos de Silgará.

Bloque 4-5: Bloque limitado por las fallas el Picacho, Arenales y Santana, el cual presenta tres direcciones principales de fracturamiento, soportado con la medición de 404 planos de fracturas medidos (Figura 56): 1) La tendencia NNE-SSW concuerda con los planos de las Fallas El Picacho, Las Cruces y Sevilla, evidenciado en las formaciones Los Santos y Rosablanca; 2) La dirección NE-SW concuerda con el plano de la Falla Arenales, explicando la aparición de este patrón de fracturamiento en las formaciones Los Santos y Rosablanca; 3). Diaclasas con rumbo NW-SE generadas sobre la Fm. Girón y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, similares al plano de la Falla Santana y Llano Adentro pudiendo atribuirse este patrón al control tectónico de estas fallas.

5.6. Densidad e intensidad del fracturamiento.

Los sistemas de fracturamiento fueron clasificados por medio del método de ventana de muestra circular para determinar la intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas en las estaciones donde se obtuvo una exposición representativa del fracturamiento (Figura 57). Dando continuidad al estudio de fracturamiento realizado por Castellanos y Cetina (2013) que limita al norte del área de estudio, en el municipio de Charta, se optó por utilizar los mismos atributos que definen la intensidad y densidad de fracturamiento. En ese sentido, los datos de intensidad serán clasificados como muy bajo (<1.75), bajo ($1.75 - 4.61$), medio ($4.61 - 7.47$), alto ($7.47 - 10.33$) y muy alto (>10.33) y los datos de densidad como muy bajo (<4.9), bajo ($4.9 - 16.15$), medio ($16.15 - 27.41$), alto ($27.41 - 38.67$) y muy alto (>38.67), los cuales están determinados por un color característico como se observa en la Figura 58 y Figura 59, respectivamente.

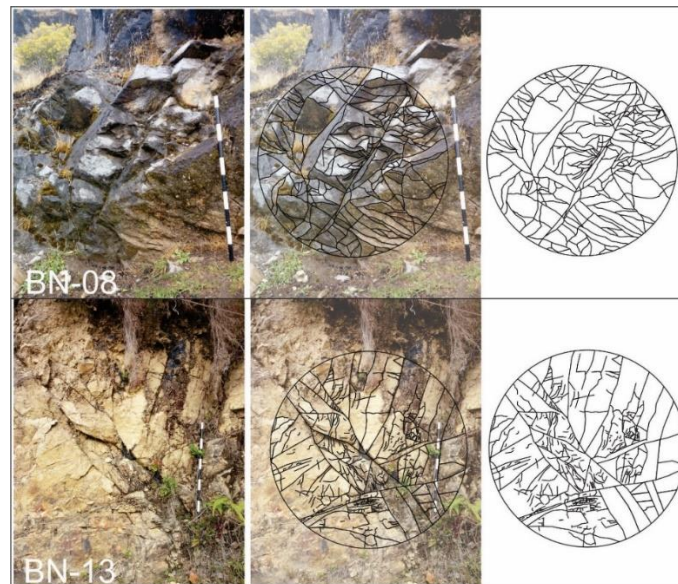



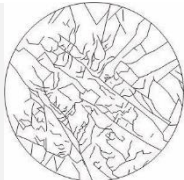


Figura 57. Proceso de digitalización del fracturamiento mediante el uso de una ventana de muestra circular, la imagen final muestra un esquema representativo de todo el fracturamiento incluido dentro del área circular escogida.

Se realizó un total de 12 ventanas de muestra circular en el área de estudio las cuales son presentadas en la Tabla 1 junto con los parámetros definidos por Mauldon *et al.* (2001), para obtener los valores de intensidad, densidad y longitud promedio. Adicionalmente, para el análisis de estas ventanas se tomará la misma nomenclatura de bloques realizados en la descripción de los diagramas de roseta.

Tabla 1.

Resultados de la aplicación del método de ventana de muestra circular en el área de estudio usando las ecuaciones planteadas en la sección 6.10.2.

Estación	Unidad afectada	Falla asociada	r	n	m	I	D	Lp	Representación
BN-02	Fm. Los Santos	Falla El Picacho	1,5	24	226	4	15,99	0,25	
BN-06	Fm. Girón	Falla El Picacho	1,5	40	566	6,67	40,04	0,17	
BN-08	Fm. Rosablanca	Falla El Picacho	1,3	56	297	10,8	27,97	0,39	
BN-11	Ortoneis de Berlín	Falla del Río Tona	1,5	34	131	5,67	9,27	0,61	
BN-12	Ortoneis de Berlín	Falla del Río Tona	1,5	46	536	7,67	37,91	0,2	

BN-13	Ortoneis de Berlín	Falla del Río de Oro	1,5	42	669	7	47,32	0,15	
BN-15	Fm. Los Santos	Falla Siquirí - Falla Río Sucio	1,5	109	681	18,2	48,17	0,38	
BN-19	Formación Tablazo	Anticlinal Morcatal -Falla Río Sucio	1,5	74	155	12,3	10,96	1,12	
BN-20	Fm. Tablazo	Falla del Río Tona	1,5	33	50	5,5	3,54	1,56	
BN-25	Fm. Tablazo	Anticlinal Morcatal -Falla Río Sucio	1,5	48	79	8	5,59	1,43	
BN-28	Cuarzomonzonita de Santa Bárbara	Falla Santana	1,5	38	114	6,33	8,06	0,79	
BN-30	Fm. Los santos	Sinclinal de Picacho	1,5	86	1005	14,3	71,09	0,2	

Nota: Abreviaturas: r) Radio de la ventana de muestreo en metros; n) número de puntos terminales sobre la circunferencia; m) número de puntos terminales de fractura dentro del área de muestreo

circular I) intensidad del fracturamiento D) densidad del fracturamiento Lp) longitud promedio de las fracturas en metros.

La longitud promedio de la mayoría de los diagramas no excede el metro, lo cual indica que el fracturamiento es local y finaliza en las fracturas que continúan través de la ventana. Por lo tanto, podría asumirse que estas fracturas locales son más recientes y su propagación está limitada por aquellas fracturas de mayor longitud.

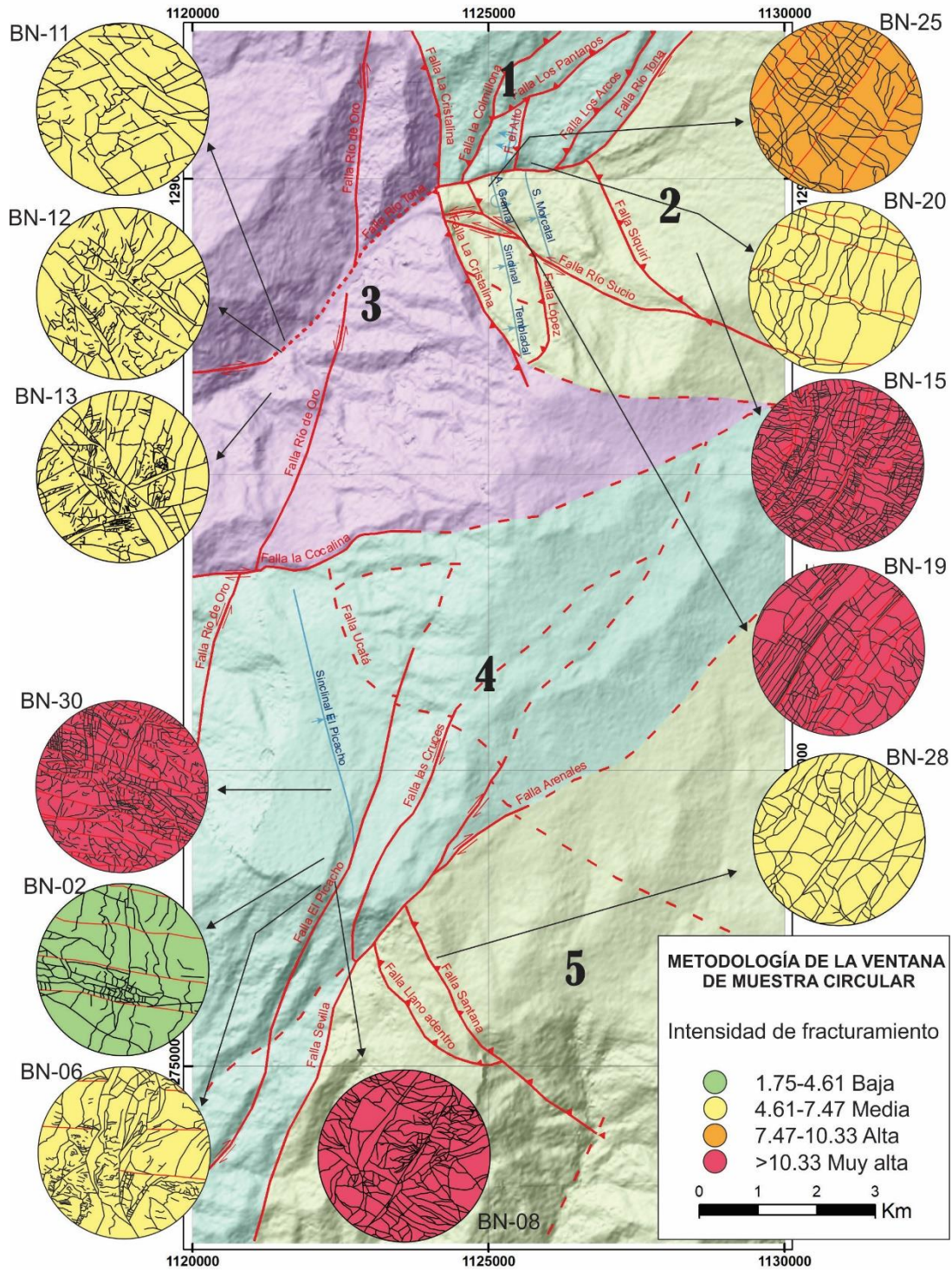


Figura 58. Distribución en el mapa estructural de las ventanas de muestra mostrando los resultados de la intensidad del fracturamiento.

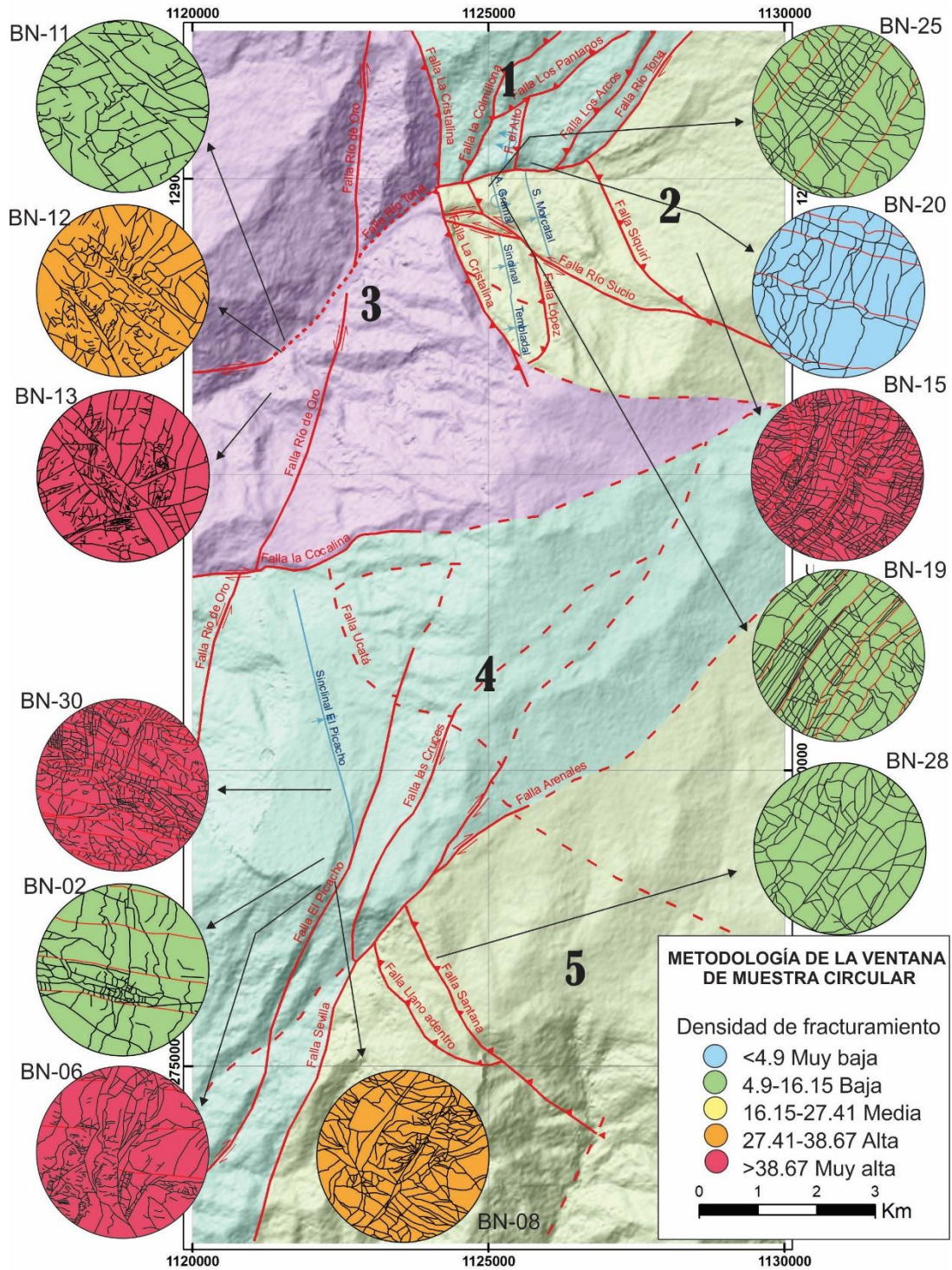


Figura 59. Distribución en el mapa estructural de las ventanas de muestra mostrando los resultados de la densidad del fracturamiento.

Bloque 1-2: En este bloque se realizó un total de 4 ventanas de muestra, en las cuales se observa un incremento en la intensidad del fracturamiento a medida que se acerca a la Falla de Río Sucio. Esto es evidenciado en la Fm. Tablazo ya que hacia la Falla Río Tona presenta una baja intensidad de fracturamiento en comparación a su alta intensidad a medida que se acerca a la Falla de Río Sucio (Figura 58). Por otro lado, la densidad de fracturamiento se comporta diferente, en general se presenta un rango de densidad bajo a muy bajo, a excepción de una ventana que se encuentra cerca de las fallas Siquirí y Río Sucio, que muestra una densidad muy alta (Figura 59).

Bloque 3: En este bloque se realizó un total de 3 ventanas de muestra, las cuales exponen un valor de intensidad medio, esto se explica debido a que la intensidad del fracturamiento es homogénea en la Unidad Ortoneis de Berlín (Figura 58). Sin embargo, los rangos de densidad de esta zona, varían respecto a las estructuras que afectan dicha unidad. La densidad de fracturamiento incrementa hacia la Falla de Río de Oro evidenciado con un rango de muy alta densidad y disminuye en zonas cercanas a la Falla de Río Tona hasta valores de densidad baja (Figura 59).

Bloque 4-5: Este bloque presenta un total de 5 ventanas de muestra. Se realizaron 4 ventanas hacia el sector de la Falla del Picacho y el Sinclinal Picacho, y una más hacia el E cercanas a la Falla Santana. El sector del Picacho presenta valores de intensidad muy altos cerca al eje del Sinclinal El Picacho, y valores medios a muy altos, sobre la Falla El Picacho, indicando que estas estructuras controlan dicha intensidad; En cercanías a la Falla Santana se presenta una intensidad media mostrando el control por parte de esta estructura (Figura 58).

La densidad de fracturamiento hacia el sector del Picacho está siendo controlada por la Falla el Picacho, puesto que las ventanas que están justo sobre la dicha falla y el Sinclinal Picacho muestran rangos de densidad altos a muy altos (Figura 59). Por otro lado, la Falla Santana muestra densidades bajas.

6. Análisis cinemático

El análisis cinemático determina el patrón de los movimientos que se dieron en un cuerpo tanto interna como externamente, desde un estado inicial no deformado hasta alcanzar la deformación final (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Davis et al., 2011). Una manera de determinar la cinemática de las estructuras geológicas, es por medio de la interpretación de los planos de fallas y la medición de sus respectivas estrías.

6.1. Análisis de estrías

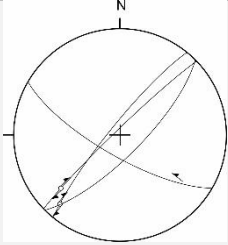
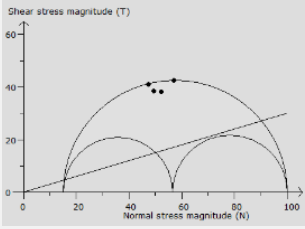
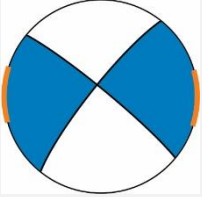
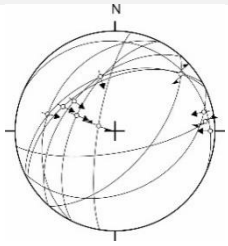
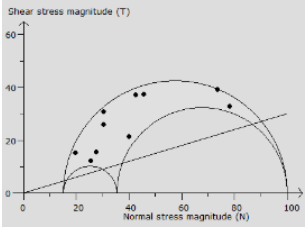
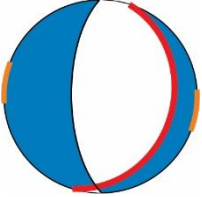
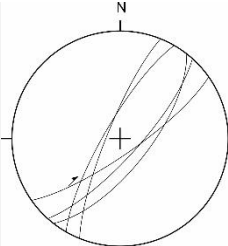
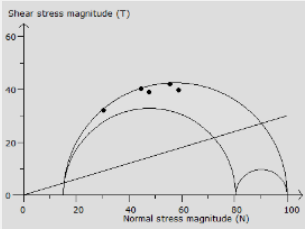
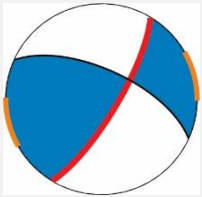
En el área de estudio se midieron 209 datos de estrías, los cuales fueron seleccionados y comprobados según su coherencia mecánica durante la fase de campo. Estas estrías fueron procesadas por estaciones, a excepción de algunos casos (BN-03-04-05, BN 15-17 y BN 20-21) en los cuales los datos estriados fueron agrupados debido a la cercanía de las estaciones.

El software utilizado para el procesamiento de dichos datos estructurales fue Win-Tensor versión 5.8.6 (Delvaux & Sperner, 2003), obteniendo los diagramas Angelier, círculo de Mohr y balones de playa (mecanismo focal), que en conjunto permiten definir la cinemática de las estructuras geológicas como se observa en la Tabla 2. El diagrama Angelier muestra las direcciones de los diferentes planos de falla en un mismo afloramiento, siendo estos planos utilizados por Win-Tensor para calcular la orientación de los ejes del elipsoide de esfuerzos principal (σ_1 , σ_2 , σ_3); El círculo de Mohr muestra la relación entre estos esfuerzos principales mediante el parámetro R, el cual junto con el posicionamiento de los esfuerzos principales en el círculo permiten determinar el régimen tectónico. Finalmente, el balón de playa muestra los planos

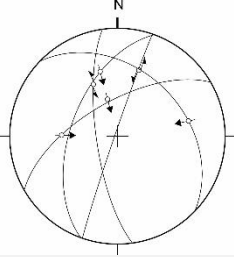
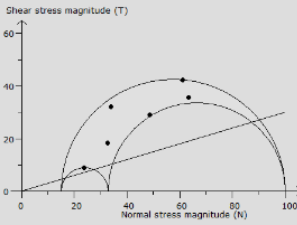
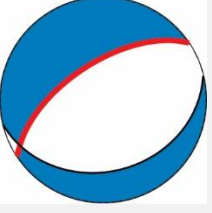
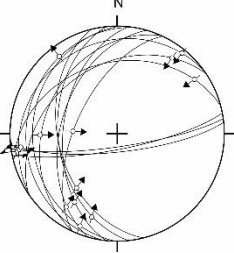
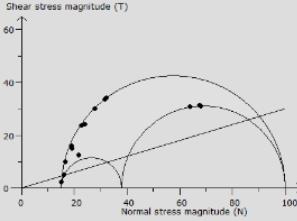
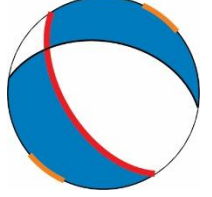
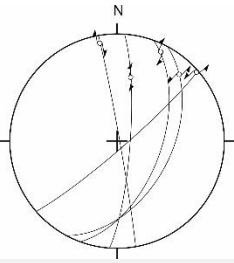
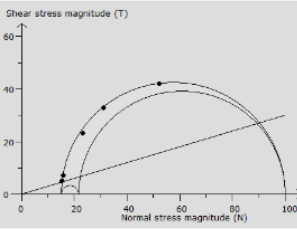
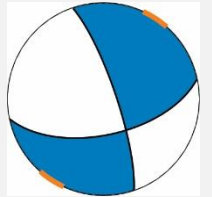
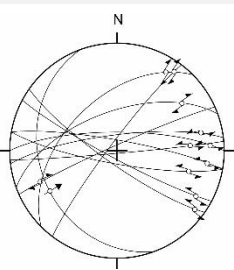
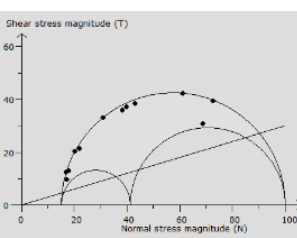
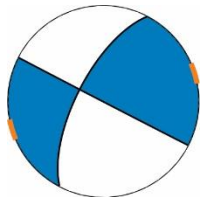
asociados a las zonas de compresión y extensión, que pueden representar los planos de las fallas cartografiadas.

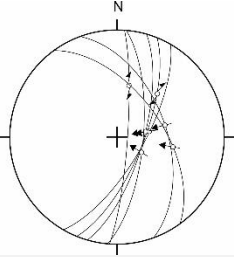
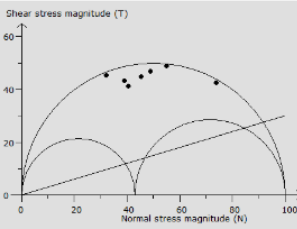
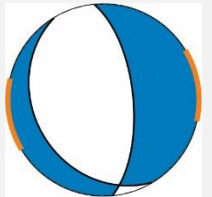
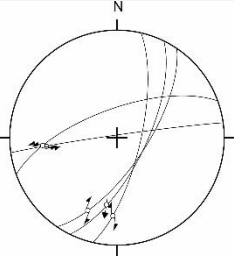
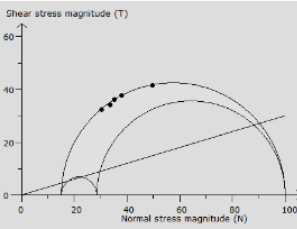
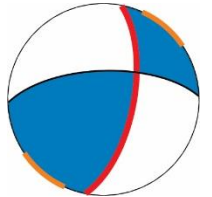
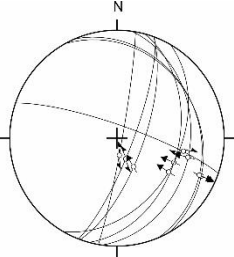
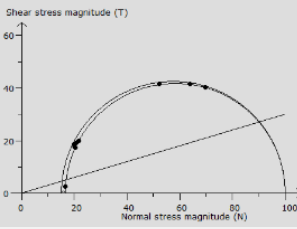
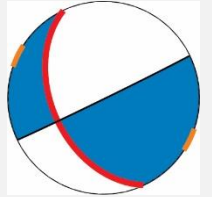
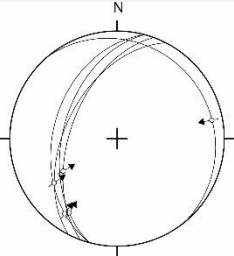
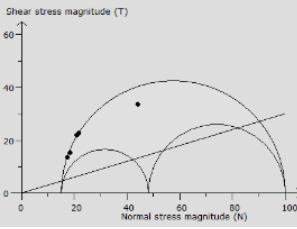
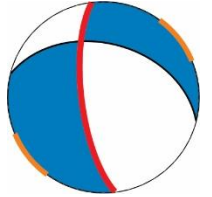
Tabla 2.

Resultados del procesamiento de los datos de estrías de falla por estaciones. El balón de playa muestra la representación de las zonas de compresión en color azul y tensión en color blanco.

Estación	Gráfico Angelier	Numero de planos representados	Círculo de Mohr	R	Tipo de cinemática	Balon de Playa	Nombre de Falla
BN-02		4		0.62	Rumbo dextral		Apoya la componente en rumbo de la Falla El Picacho
BN-03-04-05		10		0.24	Inversa		El plano en color rojo evidencia el fallamiento por flexura en el sector el Picacho
BN-06		5		0.77	Rumbo dextral		Falla El Picacho

BN-08		7		0.29	Rumbo dextral		El esfuerzo máximo principal apoya la cinemática de la Falla El Picacho
BN-10		6		0.54	Inversa		Falla La Colmillona
BN-11- 12-13		5		0.56	Rumbo dextral		Falla Río Tona
					Rumbo sinistral		Falla Río de Oro

<p>BN-14</p> 	<p>6</p> 	<p>0.21</p> <p>Inversa</p>		<p>El esfuerzo máximo apoya la cinemática de la Falla Río Tona</p>
<p>BN-15-17</p> 	<p>14</p> 	<p>0.27</p> <p>Inversa</p>		<p>Falla Siquirí</p>
<p>BN-18</p> 	<p>5</p> 	<p>0.08</p> <p>Rumbo</p>		<p>El tensor apoya la cinemática de la Falla Siquirí</p>
<p>BN-20-21</p> 	<p>12</p> 	<p>0.31</p> <p>Rumbo</p>		<p>Apoya la compresión generada en las fallas inversas del sistema imbricado de cabalgamiento</p>

<p>BN-22</p> 	<p>7</p> 	<p>0.43</p> <p>Inversa</p>		<p>Apoya la compresión del sistema imbricado de fallas de cabalgamiento</p>
<p>BN-24</p> 	<p>5</p> 	<p>0.16</p> <p>Rumbo</p>		<p>Falla La Cristalina</p>
<p>BN-25</p> 	<p>9</p> 	<p>0.02</p> <p>Inversa</p>		<p>Falla La Colmena</p>
<p>BN-29</p> 	<p>5</p> 	<p>0.39</p> <p>Rumbo dextral</p>		<p>Falla Las Cruces</p>

6.2. Estimación de tensores de esfuerzos.

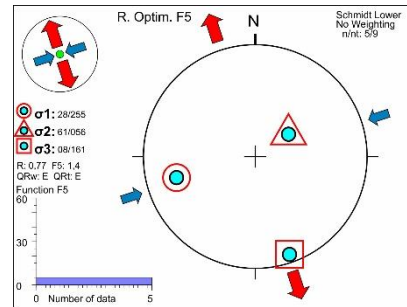
Los tensores locales son estimados a partir del método inversión y representados mediante flechas que indican la dirección de los tensores de esfuerzos principales. El método de inversión muestra los ejes σ_1 , σ_2 y σ_3 simbolizados por un círculo un triángulo y un cuadrado, respectivamente. El diagrama de flechas ilustra la misma dirección de los esfuerzos de una manera sencilla, donde las flechas que convergen en color azul definen la dirección de máxima presión, las flechas rojas en sentido contrario muestran la orientación de la máxima tensión y las flechas verdes indican la dirección del σ_2 . El círculo en el centro de la figura indica que el esfuerzo representado es vertical (Tabla 3).

Tabla 3.

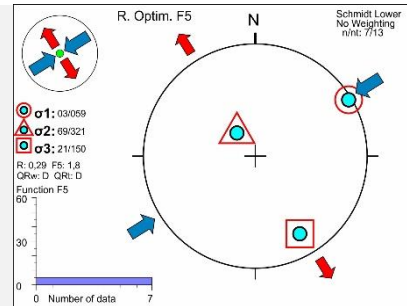
Orientación de los tensores de esfuerzos locales determinados a partir del método de inversión para cada estación.

Estación	Esfuerzos principales (Azimut de rumbo).			Diagrama de esfuerzos
	σ_1	σ_2	σ_3	
BN-02	84/2	42/80	174/10	
BN-03-04-05	275/20	183/07	75/69	

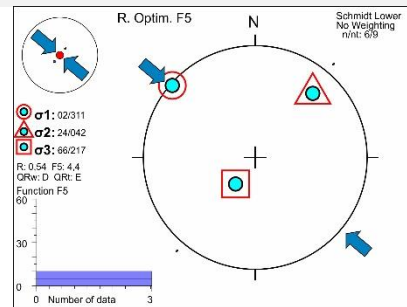
BN-06 255/28 56/61 161/08



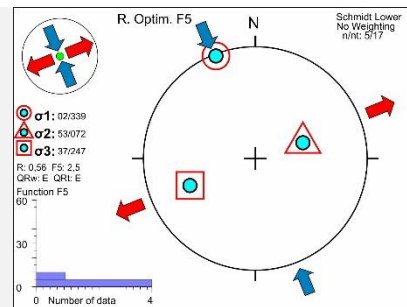
BN-08 59/03 321/69 150/21



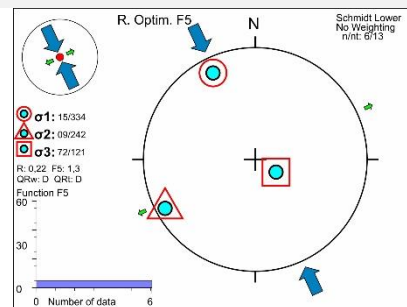
BN-10 311/02 42/24 217/66

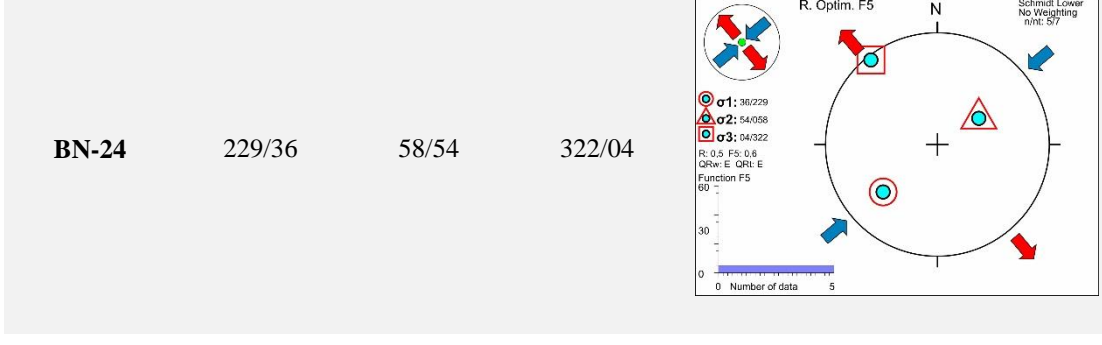
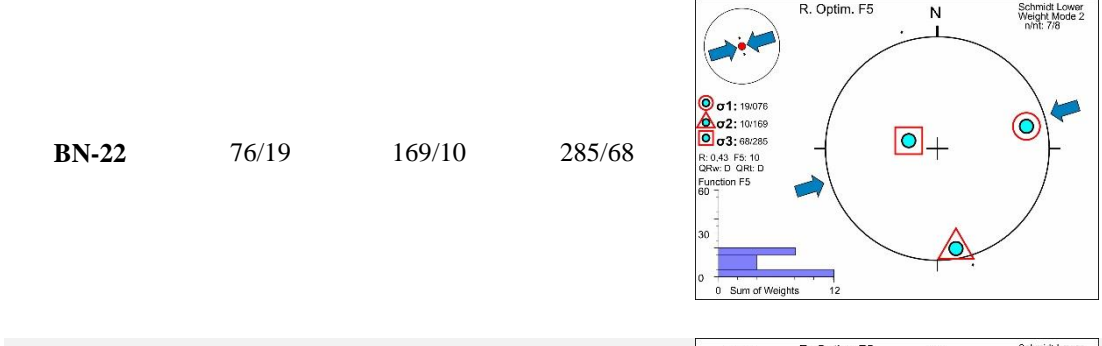
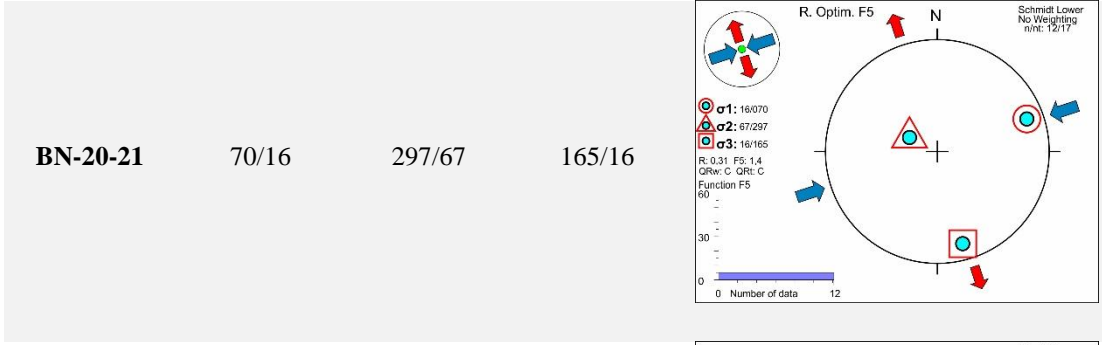
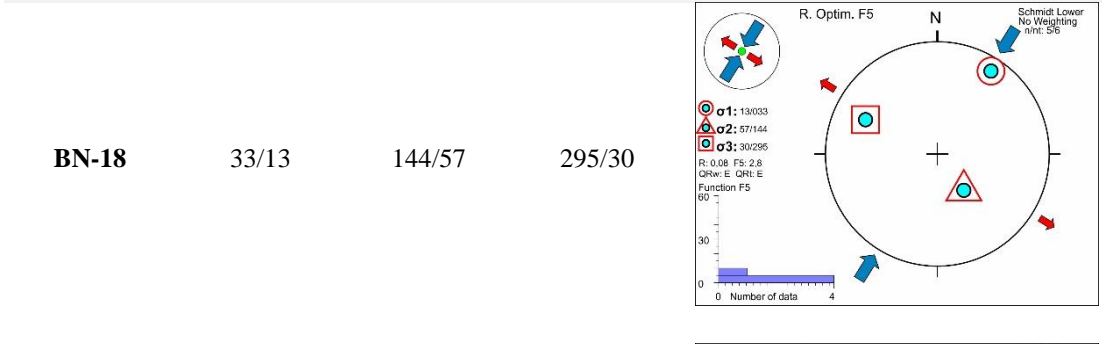
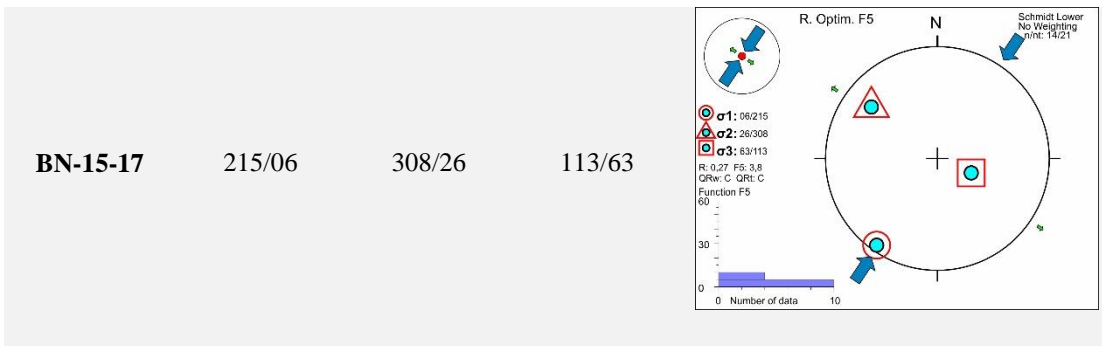


BN-11-12-13 339/02 72/53 247/37

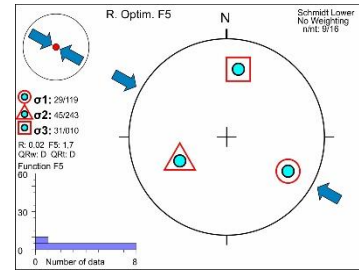


BN-14 334/15 242/09 121/72

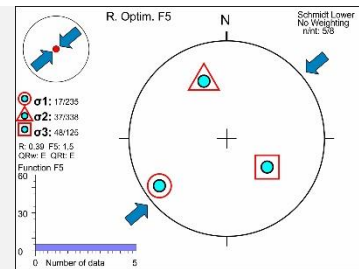




BN-25 119/29 243/45 10/31



BN-29 235/17 338/37 125/48



Nota: Las flechas de color rojo indican tensión, y las flechas de color azul representan la compresión.

Los tensores de esfuerzos calculados para el área de estudio, exhibidos en la Tabla 3, presentan dos regímenes tectónicos dominantes: uno cizallante en el cual el esfuerzo máximo compresivo y el esfuerzo máximo tensional son horizontales y están relacionados a las estructuras en rumbo, y otro neto compresivo en el cual el esfuerzo máximo compresivo es horizontal y el esfuerzo máximo tensional es vertical, que se atribuye al fallamiento inverso. Adicionalmente la dirección del esfuerzo principal compresivo σ_1 , puede ser agrupada de la siguiente manera: 1) σ_1 con orientación NE-SW; 2) σ_1 con orientación NNW-SSE; 3) σ_1 con orientación ENE-WSW; 4) σ_1 con orientación NW-SE. Siendo estas orientaciones las encargadas de explicar las estructuras geológicas localmente.

De acuerdo con la coherencia espacial que presentan los esfuerzos y el comportamiento homogéneo de las estructuras en los bloques definidos por el estilo estructural (ver capítulo de estilos estructurales), se decidió agrupar las estaciones que pertenecen a dichos bloques, de manera

que se pueda definir un tensor que explique la tendencia generalizada de los esfuerzos, los resultados de este procesamiento son presentados en la Tabla 4 y pueden ser visualizados en la figura 61.

Tabla 4.

Estimación de tensores de esfuerzo para los bloques estructurales que representan cada uno de los estilos de deformación.

Bloques Estructurales	Estaciones Agrupadas	Esfuerzos principales (Azimut de rumbo)			Diagrama de Esfuerzos
		σ_1	σ_2	σ_3	
Bloque 1	BN-10	105/12	14/4	265/78	
	BN-22				
Bloque 2	BN-15-17	68/14	309/62	164/23	
	BN-18				
	BN-19				
	BN-20-21				
	BN-25				
Bloque 3	BN-11-12-	328/16	65/23	206/61	
	13				
	BN-14				
	BN-24				

6.3. Análisis de resultados.

La zona de estudio presenta estructuras que localmente son compatibles con los tensores de esfuerzo calculados, pero a nivel regional conforman un complejo de fallas y bloques que se comportan de manera diferente, en respuesta a esfuerzos regionales que tienen influencia en esta área del MS.

Debido a las diferencias presentadas en la geometría de las fallas a lo largo de toda el área de estudio, se optó por realizar un análisis por estaciones para caracterizar la cinemática de estas por separado. No obstante, algunas de estas estructuras no pudieron ser descritas directamente, por lo cual, se infirió su cinemática a partir de la comparación con otras estructuras cercanas, que poseen geometría similar y/o comparten el estilo estructural, apelando a que estas fallas se desplazan bajo el mismo campo de esfuerzos.

Hacia la parte norte de la zona en el sector del alto. El tensor de esfuerzo obtenido de los datos de estrías de la estación BN-10 y la influencia del tensor de la estación BN-25, muestran una orientación NW-SE y el predominio de un régimen compresivo, que explica el desarrollo del sistema imbricado de fallas de cabalgamiento conformado por las fallas La Colmillona, Los Pantanos, El Alto y Los Arcos, y adicionalmente apoya la cinemática dextral de la Falla Río Tona (Véase Tabla 2).

Las estructuras que presentan una cinemática inversa en el bloque al sur de la Falla Río Tona, son definidas por dos direcciones de esfuerzos: 1) esfuerzo NE-SW que se asocia a las Fallas Siquirí y La Cristalina, en las estaciones BN-15-17 y BN-24 respectivamente; 2) esfuerzo NW-SE que evidencia el movimiento de la Falla La Colmena. Adicionalmente la influencia de los tensores de las estaciones BN-18 y BN-20-21 apoya la cinemática sinistral de la Falla Río Sucio.

La Falla Río de Oro al oeste de la zona de estudio, presenta una cinemática sinistral como lo indica el tensor de esfuerzos de la estación BN-11-12-13 el cual muestra una dirección NNW-SSE y corresponde a un esfuerzo cizallante indicando un régimen transcurrente. El tensor de la estación BN-14 presenta la misma orientación NNW-SSE, lo cual ayuda a explicar la cinemática sinistral de esta falla, sin embargo, el comportamiento está asociado a un régimen compresivo. Adicionalmente los datos de esta última estación también representan la geometría y cinemática dextral de la Falla del Río Tona en este sector.

En el área conocida como el Picacho al sur de la zona de estudio, se definieron las fallas de rumbo dextral El Picacho, Sevilla, Las Cruces y Arenales, que fueron generadas por esfuerzos cizallantes con orientación ENE-WSW (para las estaciones BN-02 y BN-06) y NE-SW (para las estaciones BN-08 y BN-29). Aunque los tensores de esfuerzos NE-SW muestran un régimen en rumbo, su esfuerzo máximo compresivo explica la cinemática del sistema de fallas inversas Santana y Llano Adentro.

De manera general se observa en la Figura 61 que los tensores de esfuerzos definidos localmente hacen parte de una tendencia mucho mayor que controla la deformación en cada uno de los bloques estructurales, así, para el bloque 1 se tiene un tensor generalizado con tendencia WNW-ESE del régimen compresivo que explica el movimiento del sistema imbricado de fallas de cabalgamiento y, además, la dextralidad de la Falla Río Tona. Por otra parte, el tensor generado para el bloque 2 muestra una orientación NE-SW en un régimen transcurrente, que explica la vergencia del fallamiento inverso relacionado con el basamento y la componente de cizalla sinistral de la falla Río Sucio, también permite explicar la formación de los plegamientos de Morcatal, El Gramal y Tembladal. el bloque 3 se encuentra controlado por un tensor de esfuerzo con orientación NW-SE responsable de la sinistralidad de la Falla Río de Oro y la dextralidad de la Falla del Río Tona,

esta tendencia también explica el movimiento dextral de la Falla la Cocalina. Finalmente, el bloque 4 está representando una tendencia en los tensores de esfuerzo de orientación NE-SW, el cual favorece el régimen transcurrente de las fallas de rumbo en este bloque y aporta una cinemática dextral compresiva a este sistema de fallas. A pesar que para el bloque 5 no se obtuvo datos de estrías suficientes como para generar un tensor de esfuerzos, se asume que los resultados obtenidos para el bloque 4 pueden explicar el comportamiento de las estructuras inversas en este sector.

7. Discusión

Según Taboada *et. al.*, (2000) al noreste de la Falla de Bucaramanga, sobre el MS, hay dos eventos deformativos asociados a dos tensores de esfuerzos diferentes (Figura 62a). 1) Un esfuerzo con un σ_1 NW-SE de régimen transcurrente generado aproximadamente para el Neógeno (Mioceno temprano - medio) denominado fase andina temprana, asociado a la acreción del Bloque Chocó (12 m.a) y la convergencia del *Plateu* Paleo-Caribe contra el margen NW de Suramérica. Este esfuerzo según el autor, explica principalmente el movimiento sinistral del Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, y las estructuras inversas aledañas a dicha estructura regional. 2) Un esfuerzo σ_1 N80°E a finales del Neógeno denominado como la fase Andina tardía, que puede estar explicado por el movimiento del bloque Maracaibo hacia el SW, generando una deformación de régimen transpresivo, explicando las estructuras en rumbo dextral con dirección NE-SW.

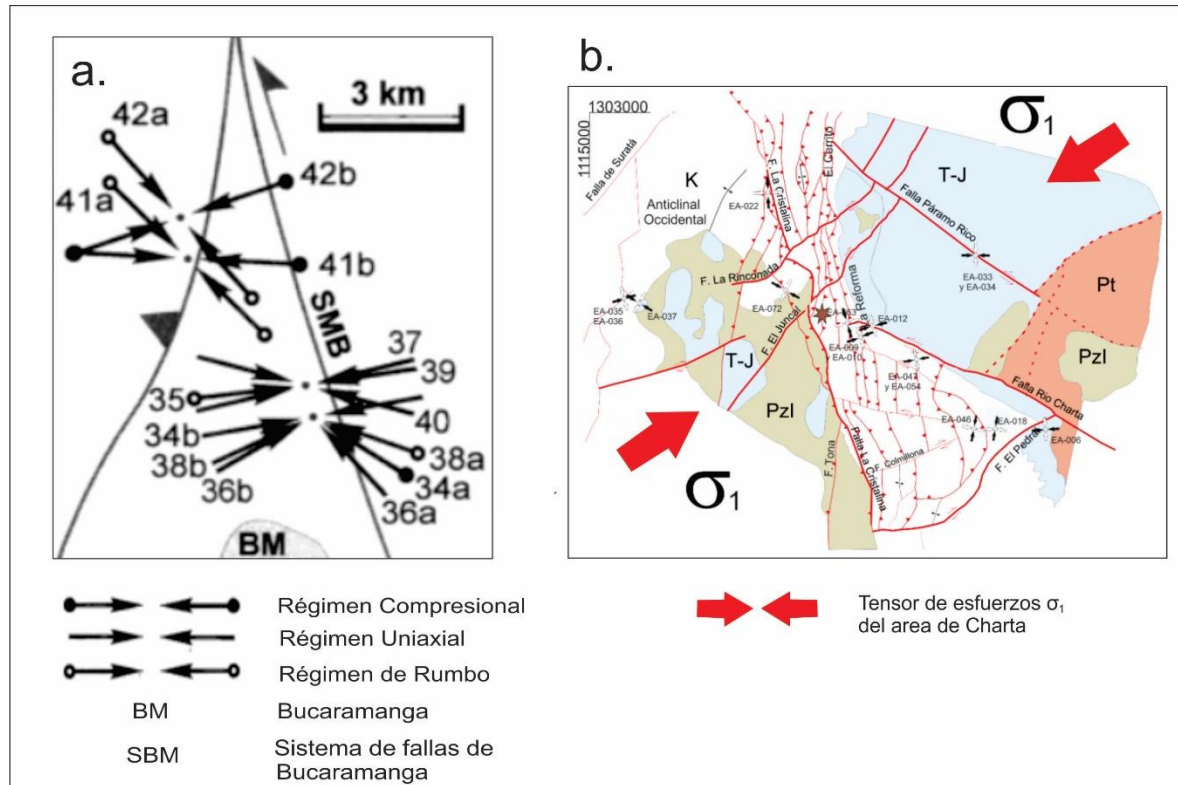


Figura 62. a) Mapa de esfuerzos propuesto por Taboada *et al.* (2000) para el área de Bucaramanga mostrando dos orientaciones NW-SE y NE-SW. b) Mapa Estructural propuesto por Castellanos y Cetina (2013) para la zona de Charta, mostrando el tensor de esfuerzos local con dirección NE-SW.

Velandia, (2017) propone 4 tensores de esfuerzos para el MS clasificando eventos de la siguiente manera: a) un tensor N-S relacionado con el evento distensivo mesozoico en la CO (Restrepo-Pace, 1995 y Sarmiento, 2001; en Velandia, 2017); b) un tensor SW-NE asociado al inicio de la inversión tectónica de las estructuras normales del MS (Sarmiento, 2001; Teson *et al.*, 2013); y además al campo de esfuerzos generados por el movimiento de la cuña de Pamplona o indentador de Pamplona en el sentido de Boinet *et al.*, (1985). c) un tensor W-E que indica una rotación del campo de esfuerzos del NE-SW al W-E contribuyendo al avance de la inversión

tectónica en el Alto de Santander; d) un tensor NW-SE que explica la cinemática sinistral de la Falla Bucaramanga.

En el municipio de Charta, localizado al límite norte del área de estudio, Castellanos y Cetina, (2013) definieron un tensor de esfuerzos con orientación N 56 E a partir de datos de estrías de fallas (Figura 62b), el cual corresponde a un régimen transcurrente. Este tensor permitió explicar la cinemática de las fallas Río Charta, La Cristalina, Páramo Rico, La Rinconada, El Juncal entre otras.

Los tensores de esfuerzo determinados en la zona de estudio pueden ser agrupados en dos direcciones principales NE-SW y NW-SE (Véase Mapa de esfuerzos por bloques). Dichos tensores coinciden con los tensores definidos regionalmente para el MS por Taboada *et al.*, (2000), Velandia (2017) y de forma local en el municipio de Charta por Castellanos y Cetina (2013), lo cual, permite asociar los tensores de esfuerzos obtenidos en este estudio con los eventos tectónicos a nivel regional.

Como se mencionó anteriormente por Taboada *et al.*, (2000) y Velandia, (2017), el tensor de esfuerzos con dirección NW-SE controla la cinemática sinistral de la Falla Bucaramanga, así como las estructuras del borde occidental del MS. Este tensor puede ser correlacionado a los obtenidos localmente para los bloques 1 y 3 ejerciendo un control sobre las fallas Río de Oro, Río Tona y La Cocalina.

El tensor de esfuerzos NE-SW corresponde a la fase andina tardía propuesta por Taboada *et al.*, (2000) que se relaciona al movimiento del bloque Maracaibo hacia el SW. Por su parte, Velandia, (2017), propone que el tensor de esfuerzos con la misma dirección NE-SW posiblemente relacionado con una componente transcurrente y compresiva. Del mismo modo, Castellanos y

Cetina, (2013) definieron localmente un tensor de esfuerzos similar NE-SW para la zona de Charta. En el presente estudio se encontró que los bloques 2, 4 y 5 muestran esta misma orientación, lo cual indica que existe la influencia de este evento tectónico sobre las estructuras de rumbo con cinemática dextral en sector el Picacho y el fallamiento inverso en el sector del Gramal y Tembladal.

De acuerdo con la influencia de los tensores regionales en el área de estudio es posible plantear que las estructuras correspondientes al bloque 3 hacen parte del flanco occidental del MS, que es influenciado por el esfuerzo asociado al sistema de Fallas de Bucaramanga, mientras que las estructuras al E de la Falla La Cristalina, específicamente en los bloques 1, 2, 4 y 5 corresponden al segmento central del MS influenciado por el desplazamiento del bloque Maracaibo. Sin embargo, estas evidencias deben ser corroboradas con estudios más detallados de paleoesfuerzos.

8. Corredores de agua subterránea

En este capítulo se realizará la integración de los principales patrones de fracturamiento, densidad e intensidad de las fracturas, y los resultados del análisis estructural, con el objetivo de identificar los principales corredores de agua subterránea, utilizando la cartografía estructural generada, de modo que pueda usarse como base para posteriores modelos hidrogeológicos conceptuales.

El flujo de agua subterránea en zonas de alta montaña, como el MS, ocurre como una combinación del flujo a través de secciones de roca meteorizada y el flujo a través de fracturas o fallas geológicas. El fracturamiento del área de estudio está controlado por los sistemas de fallas y por ende se encuentra sometido a esfuerzos compresivos y tensionales. La componente tensional

de los esfuerzos permite el desarrollo de fracturas abiertas que favorecen la captación, transporte y almacenamiento del agua. Las diferencias texturales de las rocas de acuerdo a la orientación e inclinación del plano de estratificación también son consideradas como un factor importante que define el almacenamiento y el transporte del agua subterránea, sin embargo, se considera que para realizar inferencias a partir de estos tópicos es necesario realizar un estudio que detalle la estratigrafía haciendo énfasis en los contrastes texturales entre las capas y su relación con la dirección de inclinación de las mismas, por lo cual no se tendrán en consideración en este estudio.

Adicionalmente, el fracturamiento favorece los efectos de la meteorización en las rocas carbonatadas (Calizas), generando mayor superficie de roca expuesta a la disolución, intensificando la porosidad secundaria y permitiendo la percolación de aguas. En las formaciones Rosablanca o Tablazo que se componen de estas rocas susceptibles a la disolución se observan los resultados del proceso de karstificación, que actualmente favorecen la infiltración de las aguas y su flujo subterráneo.

8.1. Estimación de los corredores principales de agua subterránea

Debido a la complejidad estructural de la zona y de acuerdo a los diferentes bloques estructurales planteados en el capítulo de geología estructural, se optó por realizar un análisis de manera local que dé una aproximación a los corredores subterráneos de agua teniendo en cuenta: 1) los diagramas de rosetas y los tensores de esfuerzos generalizados de cada bloque con el objetivo de entender cuáles fracturas se están abriendo en dirección del esfuerzo de tensión (Figura 63); 2) la relación de los drenajes superficiales y manantiales identificados por Rueda (2003), con la densidad e intensidad de fracturamiento estimado mediante el método de ventana circular

(Figura 58, Figura 59), con el fin de establecer los principales corredores de agua. Finalmente se presentará una discusión que explique los corredores seleccionados y sus características estructurales.

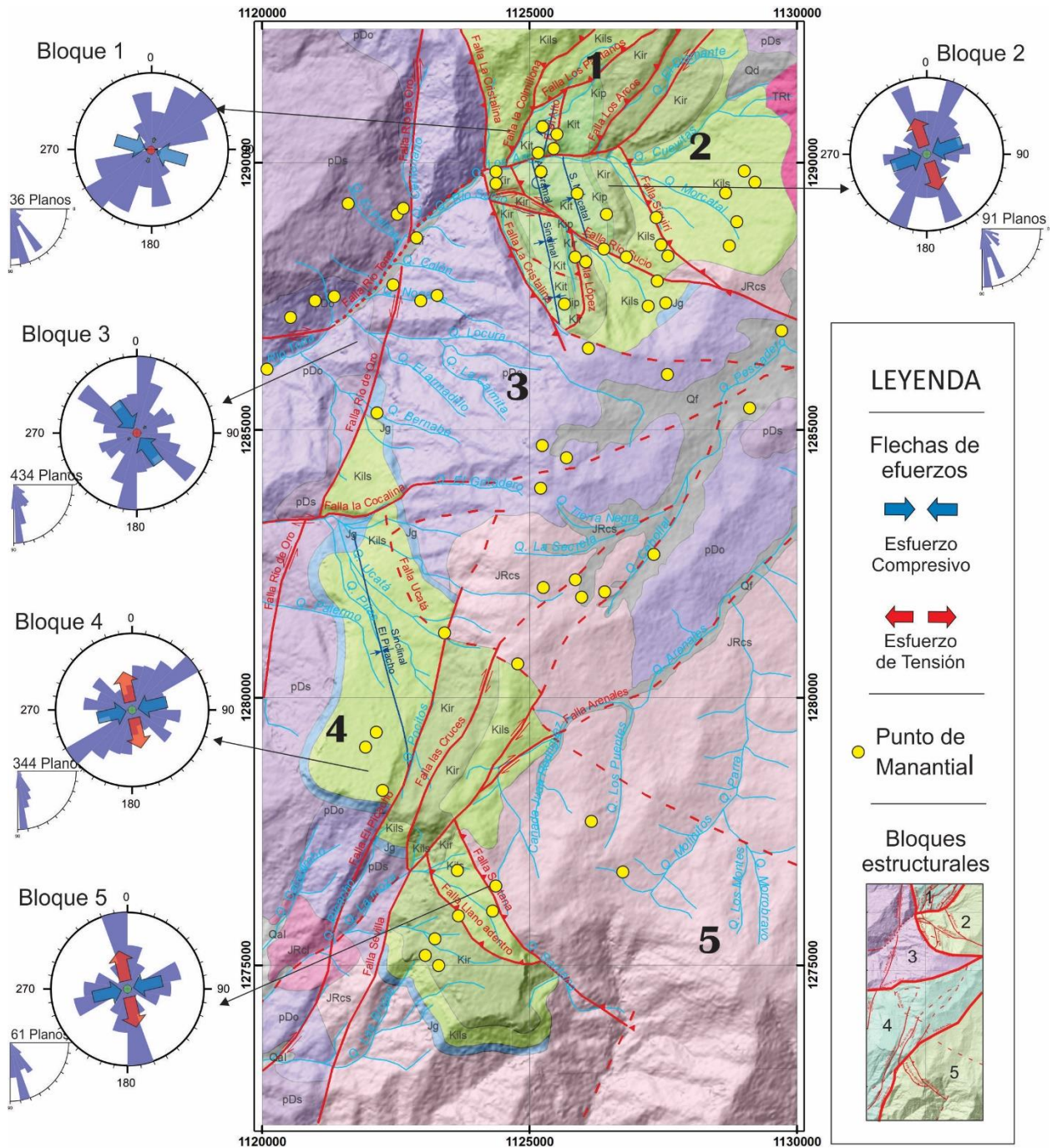


Figura 63. Mapa geológico mostrando, diagramas de rosetas, tensores, drenajes y manantiales.

Fuente: Localización de manantiales por Rueda (2003).

Bloque 1: el diagrama rosa determinado, presenta una dirección principal de fracturamiento NE-SW, correspondiente con el fallamiento inverso en este sector, el cual, es atribuido a un esfuerzo tensional vertical y un esfuerzo compresivo con tendencia WNW-ESE. El esfuerzo tensional es vertical por lo cual no se está generando fracturas abiertas, en este caso, el agua subterránea tendería a fluir a través de las zonas trasversales a los cabalgamientos como la falla Río Tona o familias de fracturas con dirección ENE-WSW, permitiendo posiblemente el movimiento de fluidos hacia el SW.

Los manantiales identificados por Rueda (2003) correspondientes a la zona el Alto, evidencian flujos de aguas subterráneas que se desplazan desde zonas más altas, a través de las familias de fracturas ENE-WSW y afloran en los escarpes hacia los valles incisos profundos. La intensidad y densidad del fracturamiento muestra valores medios y bajos respectivamente (hacia la estación BN-22 sobre la Falla del Río Tona), lo cual podría indicar que los principales corredores de aguas son superficiales, aunque no se descarta que haya pequeños corredores de agua subterránea asociados a las fracturas.

En la etapa de campo se observó que en el cauce de la quebrada Los Arcos ocurre un fenómeno de percolación del agua, donde el afluente se infiltra por las fracturas de las rocas, mermando drásticamente el caudal del río, para posteriormente volver a aflorar, generando un cauce intermitente en este drenaje. Este fracturamiento se encuentra asociado a la interacción entre las fallas Río Tona y El Alto. Dichos corredores de aguas subterráneas, pueden estar favorecidos por la karstificación de las calizas en este bloque, permitiendo que el agua se filtre y aflore como manantial en zonas de menor altitud.

Bloque 2: presenta dos tendencias principales de fracturamiento con dirección NNW-SSE, NNE-SSW, y otra tendencia secundaria con orientación NE-SW. De acuerdo con los tensores de

esfuerzo, la tendencia de fracturamiento secundaria NE-SW es paralela a la dirección del esfuerzo σ_1 , por lo tanto, se considera que estas fracturas están abiertas por acción del esfuerzo σ_3 y pueden controlar la dirección del flujo de agua subterránea.

En términos generales este bloque muestra niveles medio y bajo de intensidad y densidad del fracturamiento respectivamente, lo cual indica que el fracturamiento no es muy dominante en este sector. Por otra parte, la estación BN-15 muestra valores muy altos de intensidad y densidad lo que puede ser asociado a los manantiales identificados en esta zona por Rueda, (2003). Dichos manantiales probablemente se encuentran alimentados por aguas provenientes del sector de Berlín y representan el nacimiento de los pocos drenajes de este sector.

La distribución de los manantiales en este sector se encuentra controlada estructuralmente por las fallas La Cristalina, Río Sucio, Río Tona y Siquirí, pues dichos manantiales están alineados con respecto al fallamiento.

En campo se pudo observar que las quebradas Siquirí y Morcatal las cuales son casi perpendiculares a la dirección de σ_1 muestran un flujo superficial constante en dirección NW, contrario a esto la quebrada el Diamante que se orienta sub paralela al esfuerzo σ_1 y perpendicular al σ_3 , evidencia mucha humedad en el suelo y un cauce intermitente lo cual puede indicar que el flujo es subterráneo controlado por la apertura de las fracturas NE-SW.

Bloque 3: el diagrama rosa junto con los tensores de esfuerzos, permite analizar dos tendencias de fracturamiento, una principal con dirección NNE-SSW que es paralela con la Falla Río De Oro, y otra secundaria NW-SE, conformando un sistema de fracturas de cizalla, ya que el esfuerzo σ_1 se encuentra orientado en medio de ellas.

Hacia la falla de Río de Oro se observa un aumento en la intensidad y densidad de fracturamiento. Sin embargo, el esfuerzo tensional es vertical por lo cual no se están generando fracturas de tensión, favoreciendo la escorrentía superficial. Esto es evidenciado por la alta densidad del drenaje conformado por las quebradas Colon, Nogales, El Armadillo, Bernabé, observado al E de la Falla Río de Oro. Cabe resaltar que la dirección de estas quebradas coincide con una de las direcciones preferenciales del fracturamiento del diagrama rosa con orientación NW-SE.

Bloque 4: en el sector del Picacho, el diagrama rosa muestra una dirección de fracturamiento principal NE-SW, subparalelos a las fallas La Cocalina y Arenales. Estas fracturas pueden estar afectadas en cierta medida por la componente tensional del esfuerzo σ_3 con dirección NW-SE controlando los flujos de aguas subterráneas en todo el bloque.

La captación de aguas en el sector del Picacho, puede estar asociado a un fenómeno tectónico y de karstificación, donde el fracturamiento favorece la disolución de calizas en la Fm. Rosablanca, generando superficialmente un valle seco posiblemente asociado a dolinas, lapiares. Las aguas que convergen a este valle percolan el suelo y la roca a través de las fracturas y se transportan subterráneamente buscando los manantiales.

En términos generales los valores de intensidad y densidad en el sector El Picacho son altos. Esto sumado a la presencia de Calizas en la Fm. Rosablanca que favorecen la disolución y ensanchamiento del espacio entre las fracturas, indica que dicho fracturamiento en dirección NE-SW paralelo a la falla El Picacho, puede ejercer un dominio local en el flujo subterráneo de las aguas y restringe el flujo superficial.

Los manantiales están controlados por las fallas La Cocalina, El Picacho, Las Cruces y Sevilla. Al sur del bloque, hacia el sector el Picacho los manantiales y nacimientos de agua se encuentran sobre los escarpes evacuando las aguas captadas en las partes más altas y fracturadas. Por otro lado, al norte del bloque, representan los nacimientos de los flujos de aguas superficiales en dirección NW.

Bloque 5: muestra dos claras orientaciones de fracturamiento, una principal con dirección NNW-SSE, perpendicular al esfuerzo σ_1 , que puede ser atribuida a un control generado por las fallas Santana y Llano Adentro, y una dirección secundaria ENE-WSW posiblemente relacionada con la influencia de la Falla Arenales que corresponde a las fracturas de tensión, generadas paralelas al σ_1 .

Los manantiales ubicados en este bloque están controlados tectónicamente hacia el sector de las fallas Llano Adentro y Santana, esto es corroborado por la dirección de las quebradas que concuerda con las fracturas de tensión anteriormente definidas. Hacia la zona norte, los nacimientos de agua dan origen a pequeñas quebradas conocidas como los Puentes y Molinitos, que se integran a la quebrada Parra, y debido a los bajos índices de intensidad y densidad de fracturamiento, se puede plantear que el flujo de aguas es principalmente superficial.

Finalmente, con base a las consideraciones anteriormente realizadas, se puede establecer que los principales corredores de agua corresponden a las fallas regionales Río Tona, La Cocalina y Arenales, con dirección NE-SW, pues corresponde a un extenso sistema fracturas abiertas por acción del esfuerzo de tensión. Adicionalmente a nivel local, en sectores como el Picacho el flujo de aguas es subterráneo favorecido por procesos de meteorización química (disolución) y fracturamiento relacionado directamente con la Falla El Picacho y Las Cruces. En este último dependiendo de la topografía el agua puede tomar dos rumbos distintos: SE que corresponde a las

quebradas Catatumbo, Picacho y la Moza; NW correspondiente a las quebradas Palermo, Pilas y Ucatá (Figura 64).

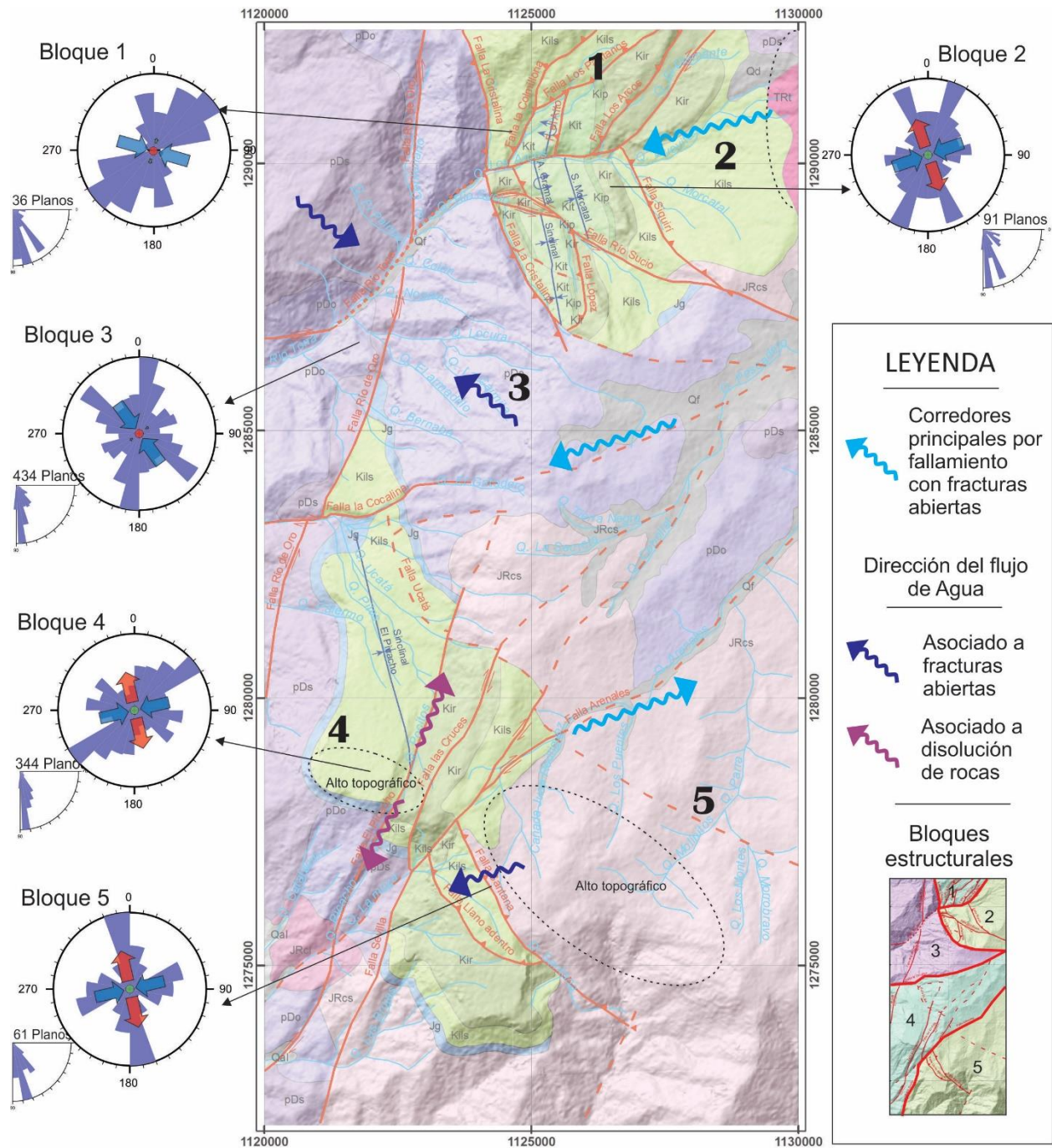


Figura 64. Mapa generalizado de los principales corredores de aguas en el área de estudio

9. Conclusiones

El área de estudio presenta heterogeneidad estructural lo cual es evidenciado por las diferencias morfoestructurales que imprime la tectónica, llegando a caracterizarse 5 bloques que representan estilos estructurales diferentes entre ellos un sistema imbricado de fallas de cabalgamiento en el bloque 1, fallamiento inverso que involucra el basamento y genera plegamientos en las unidades sedimentarias hacia el bloque 2, fallamiento transcurrente sinistral en el bloque 3, fallamiento transcurrente dextral formando estructuras de flor positiva en el bloque 4, y fallamiento inverso de piel gruesa hacia el bloque 5.

La falla del Río Tona se comporta como una falla transversal que separa los bloques 1 y 2, y permite la generación de estructuras con vergencia contraria y estilos estructurales diferentes en cada bloque, siendo el bloque 1 caracterizado por un sistema imbricado de cabalgamientos conformado por las fallas La Colmillona, Los Pantanos, El Alto y Los Arcos, y el bloque 2 representado por una combinación de estilos de piel delgada y piel gruesa conformado por las fallas Siquirí, Río Sucio y La Colmena.

A partir del factor de forma del tensor R calculado del círculo de Mohr y los balones de playa se identificaron los regímenes tectónicos que explican la génesis de las estructuras. En ese sentido el bloque 1 presenta un régimen compresivo, explicando el desarrollo de las fallas inversas La Colmillona, Los Pantanos, El Alto, Los Arcos y la componente inversa de la Falla Río Tona; los bloques 2 y 4 expresan un régimen transcurrente acorde con las principales fallas de rumbo como Río Sucio, Picacho, Sevilla, Las Cruces y Arenales; finalmente el Bloque 3 representa un régimen

transpresivo, que explica el movimiento sinistral y dextral de las fallas Río de Oro y Río Tona, respectivamente.

El área de estudio se encuentra afectada por 4 patrones principales de fracturamiento: NE-SW, NNW-SSE, NW-SE y ENE-WSE, evidenciando gran heterogeneidad en el desarrollo de las fracturas, de las cuales se pudo encontrar que algunas familias se relacionan con la orientación de los principales de fallamientos y las demás pueden estar asociadas a la acción de un tensor de esfuerzos local o a eventos tectónicos previos que tuvieron lugar en la zona.

Se definieron los tensores locales para 5 bloques los cuales presentan una dirección WNW-ESE para el bloque 1, NE-SW para los bloques 2, 4 y 5, y NW-SE para el bloque 3. Regionalmente el tensor de esfuerzos asociado a los bloques 1, 2, 4 y 5 responde al empuje generado por el movimiento del Bloque Maracaibo, mientras que el tensor del bloque 3 representa la influencia del tensor de esfuerzos que actúa sobre el Sistema de Fallas de Bucaramanga.

El flujo de las aguas subterráneas en el área de estudio se da en la orientación NE-SW que corresponde con la dirección de las fracturas abiertas generadas por el tensor σ_3 . Los corredores más importantes se relacionan con las fallas geológicas que presentan esta misma orientación NE-SW tales como las fallas Río Tona, Cocalina, y Arenales. Estos corredores estarían transportando el agua proveniente de las topografías más altas ubicadas hacia el límite NE correspondientes con la vereda el Alizal y las localidades dentro del área de estudio correspondientes al Altiplano de Berlín y el Alto el Picacho.

El control del fracturamiento ejercido por la falla el picacho en las rocas de la Fm. Rosablanca, favorece los procesos de disolución generando el espacio suficiente entre las fracturas para la

infiltración del agua a niveles subterráneos, siendo el fracturamiento con dirección NE-SW asociado a dicha falla el factor que controla la dirección de los flujos subterráneos en esta zona.

10. Recomendaciones

Realizar un estudio detallado que permita caracterizar el trazo en general y continuidad sur de la Falla La Cristalina de modo que permita entender la historia evolutiva de esta estructura que limita diferentes estilos estructurales en el MS.

Hacer un estudio estratigráfico detallado que permita caracterizar las unidades sedimentarias y el rol de las estructuras del MS en la sedimentación de estas formaciones durante el Cretácico.

Desarrollar estudios más especializados de geoquímica de isotopos e hidroquímica que permitan la generación de un modelo hidrogeológico.

Referencias

- Amaya F., S. (2012). Caracterización petrográfica y petrológica de las migmatitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Norte de Santander y Santander. Master Tesis. Bogotá, D.C.: Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias. 130 p.
- Anderson, E. M., (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Oliver & Boyd, Edinburgh, 206p.
- Barrios, J., Lobo, C., Virginia, M., Y Campos, A. (2015). Calibración de mecánica de rocas y estabilidad de hoyos en yacimientos cretácicos naturalmente fracturados, Bloque XI, Cuenca de Maracaibo. Western Venezuela Petroleum Section, Vol. 3, P. 27.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Y Aristizabal, J. (2008). An integrated analysis of an orogen – sedimentary basin pair: Latest Cretaceous – Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogeny and the Llanos foreland basin of Colombia. En: *GSA Bulletin*, 120 (9/10): 1171 – 1197.
- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., Y Toussaint, J. (1985). Age et reparation du magmatism premesozoique des Andes de Colombie. En: *Sciences Naturalles*, 300 (II): 445-450.
- Buchanan. A., Finn, C., Love, J., Worthington, E., Lawson, F., Maus, S., Okewunmi, S., Poedjono, B. (2013). Geomagneting Referencing The Real-Time Compass For Directional Drillers. *Oilfield Review Autumn*, 25(3), p 32-47.
- Burg, J-P. (2011). Structural Geology and Tectonics. Zurich: ETH Zurich and Universitat Zurich.
- Caicedo, L., Palmera, L., Plata, L., Rojas, J. (2013). Seminario de investigación análisis de la geología regional del Macizo de Santander. Proyecto de Grado. Dirigido por Francisco

- Velandia y Julian López. Universidad Industrial de Santander, Facultad Físico – Químicas. 325pp.
- Castellanos, L.E., Cetina, M.A. (2013). Determinación de patrones de fracturamiento y análisis cinemático en inmediaciones del municipio de Charta, Macizo de Santander. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 170 p.
- Castellanos, S., Cetina, T. (2013). Determinación de fracturamiento y análisis Cinemático en inmediaciones del municipio de Charta, Macizo de Santander. Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander. Pp. 170.
- Cediel, F., Shaw, R., Y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffer, T and Blickwide, J. (Eds.), the circum – Gulf of Mexico and Caribbean; Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. *AAPG Memoir*, 1(79), pp 815-848.
- Célérier, B. (2009). Remarks on the relationship between the tectonic regime the rake of the slip vector. En: *Tectonophysics*, 482: 42-49.
- Colegial, J., Gomez, S., Rojas, N. (2006). Cartografía geológica y caracterización estructural de la subcuenca de la quebrada rio sucio, municipio de Tona, Santander, orientados a definir un modelo hidrogeológico conceptual. *Boletín de Geología*, V. 28, 2: 49-61
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., y otros. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombian. En: *AAPG Bulletin*, 79(10): 1421 -1443.
- Davis, G., Reynolds, S., Kluth, C. (2011). Structural geology of rocks and regions, Third Edition. *John Wiley & Sons. P.* United States of America, 636 p.

- 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.
- De Vicente, G., Muñoz, A., Y Giner, L. (1992). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, P. 14.
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., Y Kramm, U. (1995). Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite – granodioritem Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. V8, P. 187-194.
- Fernandez. O., Herrero, N., Lario, J., Ortíz, I., Peiro, R. y Rossu, C. (1995). Introducción a la geomorfología kárstica. *Federación española de espeleología*.
- Ford, D. y Williams, P. (1989). Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman Ltd. London, 601 p.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Pres, New York.
- García, C., Ríos, C., Y Castellanos, O. (2005). Medium – Pressure Metamorphisimin the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, 27(2): 43-68.
- Gómez-Tapias, J., Nivia, A., Jiménez, D., Montes, N., Sepúlveda, J., Osorio, J., y otros. (2006). Mapa geológico de Colombia, Escala 1:2.800.000. Instituto de investigaciones e información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS.
- Gutiérrez, M. (2008). Geomorfología. Pearson educación, S. A. Madrid, 898 p.

- Huang, Q., Angelier, J. (1989). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing Paleostress axes. *Geophysical Journal*. N° 96. P 139-146.
- Huggett, R. (2011). *Fundamentals of Geomorphology Third Edition*. United States of America, New York: Taylor & Francis e-Library
- López, J., Cuellar, M., Osorio – Naranjo, J., Bernal, L., Cortés, E. (2008). Pseudotaquilas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, Departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología*, 2(30), pp. 1-14.
- Mantilla, L., Bissig, T., Valencia, V., Y Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetas – California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. V45, pp. 235-249.
- Mantilla, L., García, C., Y Valencia, V. (2016). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Ciencias de la tierra*. Vol. 40, No 155, p. 320-336.
- Mantilla, L., Mendoza, H., Bissig, T., Y Craig, H. (2011). Nuevas Evidencias sobre el Magmatismo Miocénico en el Distrito Minero de Vetas California (Macizo de Santander, Cordillera oriental, Colombia), *Boletín de Geología*, 33 (1): 43-58.
- Marrett, R., Peacock, D. (1999). Strain and Stress. *Journal of Structural Geology*, 1057-1063.
- Martinez, J. (2002). *Geología estructural y Dinámica global*. Departamento de geología de la Universidad de Salamanca.

- Mauldon, M., Dunne, W. & Rohrbaugh, M. (2001): Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of structural Geology* 23 (2), 247 – 258.
- Mccley, R. (1987). *The Mapping of Geological Structures*. Jhon Wiley & Sons.
- Moreno, G. Y García, O. (2006). Caracterización cuantitativa de patrones de fracturamiento mediante ventanas circulares y análisis fractal. *Geología Colombiana*. 31, 73-104.
- Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de Geología estructural*. Antofagasta. P 142.
- Petit, J.P., Proust, F., Tapponier, P., (1983). Crite`res du sens du mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 589–608
- 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 and Geomechanics Abstracts* 18, 183±197.
- Reches, Z. (1983). Faulting of Rocks in Three-Dimensional Strain Fields II. Theoretical Análisis. EN: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Restrepo-Pace, P.A., (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data. PhD Thesis, University of Arizona, USA., 195p.
- Royero, J., Y Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico generalizado Departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa INGEOMINAS, Bogotá, 92 p.
- Sanchez, F.J. (2014). Conceptos fundamentales de hidrogeología. Recurso electrónico universidad de Salamanca. España. <http://hidrologia.usal.es/>

- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., And Cloetingh, S., (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 383–411.
- Sarmiento, L., (2001). Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. inferences from tectonic models. PhD Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 296p.
- Spang, J. (1972). Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geological Society of Bulletin*, 83: 467-472.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkerf, W., Y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province 8290-75 Ma). *Gondwana Research*. v27(1) p. 95-139.
- Tesón, E., García, Y., Añez, M., Struth, L., Caballero, V., Babault, J., Teixell, A., (2015). Capturas fluviales recientes de los ríos Chicamocha y Suárez: el origen de la terraza de Bucaramanga y causas de la reorganización de la red de drenaje. XV Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga. Memorias, pp. 127-130.
- Turner, F.J., Weiss, L.E. (1963). *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York
- Twiss, R.J., Moores, E.M., (1992). *Structural Geology*. W.H. Freeman, New York.
- Ulloa, A., Gómez, S. (2007). Proyecto de investigación geológica e hidrogeológica en la región central del departamento de Santander. Ingeominas. Tomo I: 191 p.
- Ulloa, A., Rojas, N. (2006). Cartografía geológica y caracterización estructural de la sub-cuenca de la quebrada río sucio, municipio de Tona, Santander, orientado a definir un modelo

- Hidrogeológico conceptual. Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander. Pp.264.
- Van Der Lelij, R. (2013). Reconstructing north-estern Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis de Doctorado en ciencias, mención en Ciencias de la Tierra. Ginebra: Faculté des Sciences, Université de Genève. 248p.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Y Mora, A. (2015). Paleozoic to Early Jurassic history ofth northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Reseach*. V 31m p. 271-294.
- Van Der Plujim, B. & Marshak, S. (2004). *Earth Structure: An introduction to structural geology and tectonics*. Second edition. Norton & Company. United states of America, 656 p.
- 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. PhD Tesis. Universidad Nacional de Colombia, 222p.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., Y Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12 y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e INGEOMINAS. *Boletín Geológico*. V (1-3): 132p.
- Werner, J. (1996). *Introducción a la Hidrogeología*. Universidad autónoma de Nuevo León. Mexico. 174 p.

Apéndice A

MAPA GEOLOGICO DE LAS INMEDIACIONES DEL MUNICIPIO DE TONA, ESCALA
1:25000