

DETERMINACIÓN DE PATRONES DE FRACTURAMIENTO Y ANÁLISIS
CINEMÁTICO EN INMEDIACIONES DEL MUNICIPIO DE CHARTA, MACIZO DE
SANTANDER

LAURA ESTEFANÍA CASTELLANOS SÁNCHEZ
MARIA ALEJANDRA CETINA TARAZONA

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2013

DETERMINACIÓN DE PATRONES DE FRACTURAMIENTO Y ANÁLISIS
CINEMÁTICO EN INMEDIACIONES DEL MUNICIPIO DE CHARTA, MACIZO DE
SANTANDER

LAURA ESTEFANÍA CASTELLANOS SÁNCHEZ
MARIA ALEJANDRA CETINA TARAZONA

Trabajo de Grado para optar al título de
Geóloga

Director
Francisco Alberto Velandia Patiño
Geólogo M.Sc

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2013

Dedicado principalmente a mi mamá, Gladys Sánchez Castro y a mi papá José Agustín Castellanos Fontecha, a quienes les debo todo lo que soy y todo lo que tengo.

A Nana, mi hermana, con quien sé que puedo contar a pesar de todo.

A mis tías Martha y Nancy, quienes me dieron su apoyo en todo momento.

A mis amigas, Angela, Lina, Karina, Anny y en especial a María, con quien compartí un año de trabajo y momentos divertidos.

A Jesús Leonardo, por su paciencia y comprensión en los momentos de estrés y en general a todas las personas que con su ayuda hicieron esto posible.

L. Estefanía

Dedicado a toda mi familia, pero en especial a mis padres, **William Cetina y Elba Cecilia Tarazona**, pues gracias a su amor, su apoyo incondicional, su confianza y esmero en mi educación hoy soy lo que soy.

A mis hermanos y principalmente a mi hermana gemela Lina Maria, que ha compartido conmigo los momentos más importantes de mi vida.

A mis amigos y compañeros, en especial a las señoritas Karina, Angela, Anny y Estefanía, con las cuales he pasado momentos inolvidables durante mi vida universitaria.

María Alejandra Cetina T.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al Grupo en Predicción y Modelamiento Hidroclimático (GPH) y su líder, la profesora Sully Gómez, pues gracias a su apoyo se pudo llevar a cabo la realización del presente trabajo de grado.

A nuestro director, el profesor Francisco Alberto Velandia, que por su gran dedicación, orientación y la tinta de su esfero rojo, se logró el desarrollo y buen término de la investigación.

A los habitantes del Municipio de Charta, por su cálida acogida, al señor Froilan y al señor José Agustín, por su acompañamiento durante la realización de la fase de campo y por los sancochos y el tinto a la orilla de los fríos caminos.

A los calificadores, el profesor Luis Eduardo Moreno y el profesor Julián López, por sus buenas críticas, comentarios y recomendaciones para el futuro, y finalmente a nuestro compañero Carlos de Real por su colaboración en la realización del mapa geológico.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	22
1.1.Objetivos.....	23
1.2.Justificación.....	24
1.3.Localización geográfica del área de estudio	25
1.3.1.Vías de acceso	26
1.3.2.Población.....	27
1.4.Metodología.....	29
1.4.1.Revisión Bibliográfica.....	30
1.4.2.Fase de campo	30
1.4.3.Selección por coherencia mecánica de estrías de falla.....	35
1.4.4.Procesamiento en el software TectonicsFP 1.7.7	37
1.4.5.Detalle de la cartografía, realización de cortes geológicos y análisis estructural.....	40
1.4.6.Discusión y análisis de resultados	40
2.MARCO TEÓRICO	41
2.1.Patrones de Fracturamiento.....	48
2.1.1.Metodología Ventana de Muestra	48
2.1.2.Análisis de las fracturas	51
2.2.Análisis Cinemático.....	53
2.2.1.Modelo de deslizamiento	55
2.2.2.Método P-T.....	57
2.2.3.Análisis dinámicos numéricos	58
2.2.4.Análisis mecánico de las fallas.....	59
2.3.Sistemas de cabalgamiento.....	62
3.MARCO GEOLÓGICO.....	66
4.CLIMA E HIDROLOGÍA.....	71
4.1.Aspectos atmosféricos y climáticos.....	71
4.1.1.Definiciones básicas	71
4.1.2.Datos climáticos y atmosféricos del Municipio de Charta.....	72
4.1.3.Precipitaciones	75
4.2.Hidrografía.....	75
5.ESTRATIGRAFÍA	80
5.1.Gneis de Bucaramanga, MP3NP1-b (pEb)	80

5.2. Formación Silgará, OS-s (pDs)	81
5.3. Ortoneis, O-o (pDo)	83
5.4. Tonalita y Granodiorita T3J1-tgd (TRtgd)	84
5.5. Cuarzomonzonita de la corcova J1-cl (JRcl)	85
5.6. Cuarzomonzonita y Granito J1-cg (JRcg)	87
5.7. Secuencia Cretácica	89
5.7.1. Formación Los Santos K1-ls (Formación Tambor, Kita)	89
5.7.2. Formación Rosa Blanca K1-r (Kir)	91
5.7.3. Formación Paja K1-p (Kip)	93
5.7.4. Formación El Tablazo K1-t (Kit)	94
5.7.5. Formación Simití K1-s (Kis)	95
5.7.6. Formación La Luna K2-l (Ksl)	96
5.7.7. Formación Umir K2-u (Ksu)	97
5.8. Depósitos Cuaternarios	98
5.9. Diagrama de la Estratigrafía del Área de Estudio	98
6. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	100
6.1. Cartografía Geológica y Estilos Estructurales	100
6.2. Análisis de Diaclasas	113
6.3. Análisis de Estrías	129
6.3.1. Procesamiento y análisis por estaciones	130
6.4. Patrones de Fracturamiento	138
6.5. Estimación de Tensores Locales y Regionales	141
6.5.1. Tensores locales	142
6.5.2. Tensor Regional	147
6.5.3. Discusión sobre el Tensor de Esfuerzos Actual	152
7. APORTES A LA HIDROGEOLOGÍA	154
7.1. Direcciones preferentes para el flujo de agua en función de las fracturas abiertas y la porosidad de la roca.	155
8. CONCLUSIONES	163
9. BIBLIOGRAFÍA	165

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Promedios Climatológicos de las Estaciones más próximas al Municipio de Charta	74
Tabla 2. Datos de intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas, determinadas por medio de la metodología de la ventana de muestra.....	119
Tabla 3. Valores obtenidos para los ejes de deformación P, B y T.....	142
Tabla 4. Tensores de esfuerzo determinados a partir del análisis de planos de falla y planos de diaclasa.	151

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Zonas de Páramo, la línea azul en el acercamiento delimita el Municipio de Charta y se muestra su ubicación con respecto a las zonas de paramo. Tomado y modificado de Atlas de Páramos de Colombia, Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander Von Humboldt, 2007	25
Figura 2. Localización geográfica del Municipio de Charta, Santander. Tomado y modificado de Google Maps.	26
Figura 3. Vías de acceso del área de estudio y delimitación de la microcuenca del Rio Charta.....	28
Figura 4. Esquema general de la metodología aplicada en el presente estudio	29
Figura 5. Datos estructurales medidos en los planos de diaclasas.....	32
Figura 6. Ejemplo de fotografía empleada en el análisis de la ventana de muestra	32
Figura 7. Datos tomados en campo en los planos estriados	33
Figura 8. Relación entre la estría y la línea de rumbo para determinar la dirección de pitch, en el ejemplo un dato de rumbo N arrojaría una dirección SE del pitch. .	34
Figura 9. (A) Ejemplo de fracturas tipo Riedel (escalones incongruentes) desarrollados sobre un plano de Falla Principal en un afloramiento, tomado de Petit (1987) en Páez (2010), la flecha roja muestra la dirección del movimiento. (B) Representación esquemática de la relación de fracturas tipo Riedel y anti-Riedel (R).....	35
Figura 10. Plantilla estereográfica de Wulf.	36
Figura 11. (A) Ejemplo de datos dibujados a mano, donde se grafican los planos de falla con su línea de estría y su movimiento (cada línea de color representa un dato de estría), para determinar su coherencia mecánica de acuerdo a la ley de fracturamiento de Anderson (1951) y a la elipse de deformación (B, Tomado de Rosello, 2001).....	37
Figura 12. Ejemplo de entrada de datos al software TectonicsFP.....	38
Figura 13. Corrección de datos en TectonicsFP 1.7.7. (Reiter y Acs, 2013). (A) Menú corrección de datos de falla (correctfault data) y (B) Resultados de la corrección.	38
Figura 14. Representación de la deformación lineal medida por medio de la elongación o extensión, (A) estado inicial y (B) estado final.	42
Figura 15. Representación de la medida de la deformación angular utilizando el esquema de un braquiópodo fósil, (A) la línea de charnela con la línea del medio son perpendiculares en un inicio, (B) luego de la deformación la línea del medio ha girado un ángulo (ψ) con respecto a la normal de la charnela (línea de trazos y puntos), entonces se ha cizallado un ángulo.	43
Figura 16. Elipse de deformación	44
Figura 17. (A) Cizalla pura y (B) Cizalla simple.....	45
Figura 18. Relación de los ejes principales del campo de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) con la generación de los principales tipos de falla (Ley de Anderson, 1951).....	46
Figura 19. Relación angular entre la falla principal, con las fallas Riedel, anti-Riedel, de tensión y tipo P.	47

Figura 20. Elipse de deformación en que se muestra el desarrollo y la relación angular de las principales estructuras con los ejes σ_1 y σ_347

Figura 21. Metodologías frecuentemente utilizadas para la medición de los diferentes atributos de los patrones de fracturamiento, transversal de muestreo y ventana de muestra (área circular de muestreo).49

Figura 22. (A) Intensidad de fracturamiento, intersecciones de la circunferencia con las trazas de fractura (óvalos). (B) Densidad de fracturamiento, número de puntos terminales que caen dentro de la ventana de muestra (rombos).50

Figura 23. A- Bloque Diagrama que muestra la relación de esfuerzos con las fracturas, el plano azul paralelo a σ_1 corresponde a una diaclasa de tensión donde las flechas azules indican la extensión que producirá al final una diaclasa abierta, los planos rojos muestran fallas con sus respectivos movimientos. B. Diagrama rosa de diaclasas que muestra la relación en planta del eje de esfuerzo principal σ_1 con la familia de diaclasa principal.52

Figura 24. Diagrama rosa de diaclasas que muestra dos familias conjugadas, en las cuales el eje de esfuerzo principal σ_1 se asume que va en la bisectriz del ángulo que forman las dos familias.....52

Figura 25. (A) Bloque diagrama que muestra los ángulos de Pitch, Plunge, y dirección de plunge de una estría de falla contenida en un plano de falla. (B) Red estereográfica que muestra un plano de falla graficado junto con su línea de estría indicándose los ángulos de pitch y plunge y la dirección de plunge.54

Figura 26. Diagrama de Angelier, en el cual se muestran las direcciones de los diferentes planos de falla medidos en un mismo afloramiento, con sus respectivas líneas de estrías y el sentido de movimiento, en este ejemplo los datos 1,2 y 4 presentan cinemática inversa.55

Figura 27. Bloques diagramas y proyecciones estereográficas de las relaciones entre los esfuerzos y los planos de fallas netamente (A) Inversa, (B) Normal y (C) Rumbo. En las áreas donde se ubica el σ_1 se da la compresión que produce el movimiento indicado en las flechas56

Figura 28. Bloque Diagrama y proyección estereográfica de una falla con movimiento oblicuo. La parte sombreada refleja el campo de compresión y la blanca el campo de tensión. F: plano de falla, A: plano auxiliar perpendicular a F y a la estría (flecha que indica el movimiento), sb: sentido del buzamiento de la falla, b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla.56

Figura 29. (A) Esquema que representa el movimiento de dos bloques, en donde se marcan las estrías de falla dejadas por el deslizamiento en el bloque yacente y el plano de movimiento que contiene las estrías. (B) Proyección estereográfica de un plano de falla con su respectiva línea de estría (punto verde), su cinemática (flechas negras, que para el ejemplo es sinistral) y su plano de movimiento, en el cual se hallan los ejes de deformación principales P, B y T (círculo rojo, cuadrado negro y triángulo azul, respectivamente).58

Figura 30. Círculo de Mohr, mostrando la envolvente que cumple con la ecuación del criterio de ruptura Navier-Coulomb $\tau=c+\mu\sigma_n$ en la cual se presenta el fallamiento.....59

Figura 31. Campos del círculo de Mohr. Fallas Neoformadas ubicadas en la envolvente del círculo donde se presentan los puntos de ruptura que cumplen con un esfuerzo crítico de cizalla $\tau=c+\mu\sigma_n$ (Dominio Inestable). Fallas reactivadas ubicadas entre la envolvente y una línea paralela que pasa por el origen (cohesión cero) en donde el esfuerzo de cizalla cumple con la ecuación $\tau=\mu\sigma_n$. Fallas inactivas (sin deslizamiento) ubicadas en el Dominio Estable.	61
Figura 32. Régimen de esfuerzos definidos por el cálculo de las relaciones de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 mediante el círculo de Mohr.	62
Figura 33. Sistema de cabalgamiento con un retrocabalgamiento asociado.	63
Figura 34. Estilos estructurales. (A) Escamación de piel delgada y (B) escamación de piel gruesa.	64
Figura 35. Abanicos imbricados. (A) Abanico imbricado arrastrado y (B) abanico imbricado dirigido. 1-cabalgamiento más joven, 2-cabalgamiento medio y 3-cabalgamiento más antiguo.	65
Figura 36. Bloque Maracaibo limitado por las fallas Bucaramanga-Santa Marta, Oca y Boconó, en el cual se encuentra el Macizo de Santander (resaltado en el mapa de Colombia) y más localmente el Municipio de Charta, Santander (estrella roja).....	69
Figura 37. Pisos térmicos y temperatura media anual (°C) del Municipio de Charta, Santander.	73
Figura 38. Clasificación climática del Municipio de Charta, Santander.	74
Figura 39. Precipitaciones promedio anuales del Municipio de Charta.....	75
Figura 40. Cauce y material clástico del Río Charta.	76
Figura 41. Zona del nacimiento del Río Charta, en el sector conocido como El Volcán.....	77
Figura 42. Delimitación de la microcuenca de Río Charta en donde se muestran los principales drenajes de la zona, destacándose el Río Charta, Quebrada La Cristalina, Quebrada La Rinconada y Quebrada el Juncal, relevantes en este estudio.	79
Figura 43. Afloramiento del Gneis de Bucaramanga sobre la carretera Berlín-Vetas.....	81
Figura 44. Afloramiento de la Formación Silgará mostrando estructuras del protolito.....	82
Figura 45. Afloramiento de la Formación Silgará mostrando (A) apófisis cortando la foliación y (B) apófisis siguiendo la foliación.....	83
Figura 46. Afloramiento de la unidad Ortoneis sobre la carretera La Playa-Charta.	84
Figura 47. Afloramiento de la Tonalita y Granodiorita que muestra un alto grado de meteorización y desarrollo de suelo.....	85
Figura 48. Afloramiento de la Cuarzomonzonita de la Corcova sobre la Quebrada El Juncal.	87
Figura 49. Afloramiento de la Cuarzomonzonita y Granito en donde se observan los pulsos tardíos cortando la unidad.....	88
Figura 50. Afloramiento de la Formación Los Santos.....	90
Figura 51. Escarpes formados por la Formación Rosa Blanca.....	92

Figura 52. Cristales de calcita en las caras libres de la Formación Rosa Blanca. .	92
Figura 53. Afloramiento de la Formación Tablazo.	95
Figura 54. Afloramiento de la Formación La Luna	97
Figura 55. Diagrama generalizado de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Las rocas cristalinas (ígneas y metamórficas) no representan ningún espesor, y se muestran para establecer la relación temporal entre las diferentes unidades.	99
Figura 56. Mapa geológico del área de estudio en donde se muestran las principales estructuras y las unidades litoestratigráficas. Las líneas negras representan las líneas de corte.....	101
Figura 57. Parte de los mapas geológicos de los cuadrángulos H-12 y H-13 y corte geológico que abarcan el área de estudio (línea roja). El valor mostrado de las coordenadas se debe multiplicar por el factor 1000 para obtener la coordenada exacta.	102
Figura 58. Mapa Estructural del área de estudio, las unidades litoestratigráficas se encuentran agrupadas por edad como se observa en la leyenda. En este mapa se muestra la cinemática de las fallas de rumbo y las vergencias de los cabalgamientos.....	104
Figura 59. División del área de estudio con base a las fallas de rumbo NE-SW. Las líneas negras representan las líneas de corte.	109
Figura 60. Corte correspondiente al Bloque Norte (línea de corte a-a') en donde se muestra la relación de las diferentes estructuras con los cuerpos de roca.....	110
Figura 61. Corte correspondiente al Bloque Centro (línea de corte b-b') en donde se muestra la relación de las diferentes estructuras con los cuerpos de roca.	111
Figura 62. Cortes correspondientes al Bloque Sur (líneas de corte c-c' y d-d') en donde se observa el dúplex que caracteriza esta zona.	112
Figura 63. Diagramas Rosas de los datos de diaclasas, agrupados por bloques que fueron limitados por las principales fallas que afectan el área de estudio. Los contornos se realizaron por el sistema del 1% del área para estaciones con menos de 100 datos y por el sistema Kamb para estaciones con más de 100 de datos, según las recomendaciones de Hatcher (1995).....	116
Figura 64. Ventanas de muestra sobre las cuales se marcan los principales patrones de fracturamiento (líneas rojas) así como las fracturas más pequeñas asociadas a estas.	118
Figura 65. Intensidad del fracturamiento general de la zona medido a partir de la metodología de la Ventana de Muestra. El diámetro de las ventanas circulares guarda proporción con el empleado en la medición sobre las fotografías. Se unen en polígonos los puntos de las estaciones por su cercanía y por las estructuras a los que mejor se asocian, donde cada color representa el promedio cualitativo del valor de la intensidad. Pt: Unidades del Proterozoico, Pzl: Unidades del Paleozoico Inferior, T-J: Unidades Triásico-Jurásico y K: Unidades del Cretácico.	126
Figura 66. Intensidad del fracturamiento general de la zona medido a partir de la metodología de la Ventana de Muestra. El diámetro de las ventanas circulares guarda proporción con el empleado en la medición sobre las fotografías. Se unen en polígonos los puntos de las estaciones por su cercanía y por las estructuras a	

los que mejor se asocien, donde cada color representa el promedio cualitativo del valor de la intensidad. Pt: Unidades del Proterozoico, Pzl: Unidades del Paleozoico Inferior, T-J: Unidades Triásico-Jurásico y K: Unidades del Cretácico. 127

Figura 67. Diagramas NDA y diagramas de Angelier de las estaciones (A) EA-009 y EA-010, (B) EA-012 y (C) EA-047 y 054 (C). La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla Río Charta, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Circulo de Mohr correspondiente a cada estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transpresivo (A y C) y uno transcurrente (B). 131

Figura 68. Diagramas NDA y diagramas de Angelier de la estación EA-022. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transpresivo. 132

Figura 69. Diagramas NDA y diagrama Angelier de la estación EA-072. La línea roja representa los planos que corresponden con el trazo de las fallas La Rinconada y El Juncal, mostradas en el esquema estructural de la zona, ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo. 132

Figura 70. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de las estaciones EA-033 Y EA-034. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla Páramo Rico, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo. 133

Figura 71. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de la estación EA-063. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla La Reforma, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo. 134

Figura 72. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de la estación EA-063. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo del cabalgamiento en arco, mostrado en el esquema estructural de la zona, ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transcurrente. 135

Figura 73. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de la estación EA-006. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla el Pedral, mostradas en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo. 135

Figura 74. Diagramas NDA y diagramas de Angelier de las estaciones: (A) EA-035 Y EA-036 y (B) EA-037. Las líneas rojas representan planos que corresponden

trazos de la Falla de Suratá, mostradas en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transcurrente.	136
Figura 75. Ubicación de las estaciones que presentan datos de estrías de falla en el mapa estructural, mostrando en cada una de estas los diagramas de Angelier y NDA utilizados en la determinación de la cinemática de las fallas, que en general presentan un componente predominante de rumbo	137
Figura 76. Mapa estructural con Diagramas Rosas de fracturas generados en los diferentes bloques determinados para el área, utilizados para mostrar los patrones de fracturamiento determinados en el área, NE-SW; NWW-SEE y NNW-SSE ...	139
Figura 77. Diagramas Rosas de (A) planos de diaclasa, (B) planos con estrías de falla y (C) planos de fracturas (diaclasas y estrías). La línea verde muestra el patrón principal de fracturamiento.....	140
Figura 78. Ejemplo de diferentes ejes principales de esfuerzo (σ_1), en un mismo cuadrante que pueden dar origen a un mismo plano de deformación.	142
Figura 79. Tensores locales del área de estudio. Las flechas negras indican el eje de compresión (σ_1) y las blancas indican la tensión (σ_3). Cuando en un mismo punto se muestra tanto la compresión como la tensión, representa un esfuerzo de cizalla, mientras que si se mostrará solo la compresión o la tensión corresponderían movimientos netos verticales fallas (inversas o fallas normales).	145
Figura 80. Círculo de Mohr realizado con todos los datos de los planos estriados, en el cual se discriminan los datos neoformados, reactivados (Dominio No Estable) e inactivos (Dominio Estable).	147
Figura 81. Diagrama P-T y Círculo de Mohr realizados solo con los datos neoformados, escogidos a partir del Círculo de Mohr realizado con todos los datos, que muestran las direcciones de los ejes principales de deformación (P-B-T)...	148
Figura 82. Tensor regional determinado para el área de estudio con una orientación de N56°E. Se muestra la relación de las estructuras del área con el σ_1 y σ_3 de acuerdo a la elipse de deformación. Pt: Unidades del Proterozoico, Pzl: Unidades del Paleozoico Inferior, T-J: Unidades Triásico-Jurásico y K: Unidades Cretácicas.....	149
Figura 83. Círculo de Mohr obtenido a partir de todos los datos de diaclasas en donde se observa el régimen transtensivo de la zona de estudio. La línea roja representa la envolvente de Coulomb.	150
Figura 84. Tensor obtenido a partir de los datos de diaclasas en el software Win_Tensor 4.0.4, después del filtrado de los datos con base al Círculo de Mohr.	151
Figura 85. Mapa de esfuerzos actuales del Norte de Colombia, generado del proyecto “ <i>The World Stress Map</i> ”. Se muestra regímenes NF: Fallamiento Normal (Normal Fault), SS: Fallamiento en Rumbo (Strike Slip), TF: Fallamiento Inverso (Thrust Fault) y U: No determinado.....	153

Figura 86. Mapa de Santander y parte del mapa geológico de Santander, donde se marcan los trazos de las fallas Bucaramanga, Surata y Cucutilla, ubicándose el esfuerzo de compresión principal (σ_1) relacionado al movimiento de estas fallas. La estrella fucsia del mapa de Santander y la estrella amarilla del mapa geológico muestran la ubicación del Municipio de Charta, Santander. El factor de multiplicación para obtener las coordenadas mostradas en el mapa es 1000.....154

Figura 87. Relación entre las principales estructuras y el tensor regional determinado. La zona de mayor probabilidad para el flujo de aguas subterráneas es la que se encuentra entre las fallas La Rinconada y El Juncal (franja azul). Se muestra el Círculo de Mohr obtenido a partir de datos en la zona, en donde la relación de sus círculos internos muestra el comportamiento transtensivo de estas fallas.156

Figura 88. Diagramas Rosas de (A) planos de diaclasa, (B) planos con estrías de falla y (C) planos de fracturas (diaclasas y estrías), ubicando el eje de compresión (σ_1) del tensor general determinado para en área de estudio mostrando la proximidad de su dirección con la del patrón predominante en cada uno de los diagramas, considerándose por tanto la dirección de las fracturas de tensión....156

Figura 89. Principales estructuras del área de estudio, relacionadas con las zonas extensión y compresión en las cuñas configuradas, el tensor regional determinado y los datos de intensidad (A) y densidad (B) obtenidos, en donde se muestra que las zonas con mayor porosidad secundaria coinciden principalmente con el corredor delimitado por las fallas La Rinconada y El Juncal, mientras que las de menor se encuentran asociados a la Falla Río Charta.158

Figura 90. Modelo en 3D del área de estudio, que muestra las principales fallas, el tensor general determinado y los posibles flujos de aguas subterráneas, los cuales muestran la conexión entre las zonas altas(zonas de páramo) y las zonas bajas (microcuenca del río Charta). Los puntos amarillos indican los afloramientos de agua subterránea.....159

Figura 91. Mapa Geológico de la zona de estudio. El recuadro muestra un acercamiento a la zona en donde fueron encontrados los afloramientos de agua subterránea (Puntos Manantiales) los cuales están representados por estrellas azules.161

Figura 92. Disposición de las unidades en la zona en donde se encuentran los puntos de afloramiento de agua subterránea. Las flechas azules indican la parte principal donde se podría presentar la infiltración de agua, la cual pasaría a alimentar el caudal de la Quebrada La Cristalina. Las estrellas azules muestran la ubicación de los puntos de afloramiento de agua subterránea en la cercanía de las líneas de corte c-c' y d-d.....162

RESUMEN

TÍTULO: Determinación de patrones de fracturamiento y análisis cinemático en inmediaciones del municipio de Charta, Macizo de Santander*

AUTORAS: CASTELLANOS, Estefanía; CETINA, María Alejandra**

PALABRAS CLAVES: Deformación frágil, Falla Río Charta, Páramo

El Municipio de Charta se encuentra en inmediaciones del Páramo Jurisdicción Santurbán donde nacen las fuentes superficiales y subterráneas que abastecen de agua a los municipios vecinos. El objetivo de este estudio es determinar la relación entre los patrones de fracturamiento y potenciales direcciones de flujo de agua, teniendo en cuenta la cinemática de las estructuras y el tensor general asociado.

Geológicamente el área se encuentra ubicada en el margen occidental y en la región central del Macizo de Santander, en ella se presentan rocas sedimentarias del Cretácico en contacto discordante o fallado con intrusivos ígneos Triásico-Jurásicos y rocas metamórficas Precámbricas y Paleozoicas.

Para el análisis cinemático se consideraron estrías nítidas, sometidas a una selección por medio de la coherencia mecánica de los datos, para luego ser procesadas, en donde se generaron diagramas rosa para las fracturas y diagramas de Angelier, NDA y de ejes P-T para los planos de falla.

El área de estudio se encuentra afectada por fallas de rumbo (fallas Río Charta, La Rinconada y El Juncal) que le imprimen un estilo estructural transcurrente predominante. Así mismo se cuenta con la presencia de fallas de cabalgamiento que poseen rumbos norte-sur, los cuales desarrollan sistemas de abanicos imbricados arrastrados en la secuencia sedimentaria con vergencia al este y evidencian estilos estructurales de escamación de piel delgada y piel gruesa. Del análisis de fracturas se determinan tres patrones de fracturamiento (NE-SW, NWW-SEE, NNW-SSE) de los cuales el de rumbo NE-SW es paralelo al tensor de compresión, por lo cual se consideran estas fracturas abiertas y son consideradas con mayor potencial como conductos de flujo de agua entre la zona del páramo y el piedemonte del Macizo de Santander en este sector.

* Proyecto de Grado

** Facultad: Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director Francisco Velandia

ABSTRACT

TITLE: Determination of fracturing patterns and kinematic analysis nearby Charta Town, Santander Massif*

AUTHORS: CASTELLANOS, Estefanía; CETINA, María Alejandra**

KEYWORDS: Brittle deformation, Río Charta Fault, Páramo

The Charta Town is localized near to Páramo Jurisdicción Santurbán where surface and groundwater sources arise that supply water to the neighboring towns. The goal of this study is to determine the relationship between fracture patterns and potential water flow directions, taking into account the kinematics of the structures and associated general tensor.

Geologically the area is located in the western and central Santander Massif, where Cretaceous sedimentary rocks are in contact discordant or faulted with intrusive Triassic-Jurassic igneous and metamorphic Precambrian and Paleozoic rocks.

For the kinematic analysis were considered clear striations, subjected to selection through the mechanical coherence of the data before being processed. Rose diagrams were generated for fractures and Angelier diagrams, NDA and PT axes for fault planes.

The study area is affected by strike-slip faults (faults Rio Charta, La Rinconada and El Juncal) that give a transcurrent predominant structural style. Also it has the presence of thrust faults that have north-south directions, which develop imbricated fan systems in the sedimentary sequence east-verging and show structural styles of thin skin and thick skin scaly. Fracture analysis identifies three fracture patterns (NE-SW, NWW-SEE, NNW-SSE) of which the NE-SW tensor is parallel to the compression stress, which are considered these fractures open and are considered with the greatest potential as conduits for water flow between the area of the moor and the foothills of the Santander Massif in this sector.

* Grade Work

** Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director Francisco Velandia

INTRODUCCIÓN

Las aguas subterráneas se encuentran entre las fuentes hídricas que proveen el recurso para el consumo humano y otras actividades las cuales son una fracción importante de la masa de agua de los continentes, almacenada (o en circulación) bajo el subsuelo terrestre. Estas se infiltran en las zonas de recarga valiéndose de la porosidad primaria de las rocas sedimentarias clásticas, formando acuíferos convencionales, o de las fracturas (porosidad secundaria) presentes en las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias bien consolidadas, formando acuíferos fracturados. En la zona de estudio del presente trabajo se tiene un predominio de rocas cristalinas y rocas sedimentarias de baja porosidad primaria (calizas y cuarzoareniscas compactas) pero con un alto grado de fracturamiento, razón por la cual se hace un enfoque al análisis y caracterización del mismo con el fin de establecer su relación con la circulación de aguas subterráneas en la zona.

El área de estudio se encuentra en el Municipio de Charta, departamento de Santander, en cercanías del Complejo de Páramos Jurisdicción Santurbán, presentando por tanto un gran interés desde el punto de vista hidrogeológico. Igualmente, al encontrarse en el Macizo de Santander, donde se presentan tres tendencias estructurales principales, hacen de ésta una zona interesante desde el punto de vista de la geología estructural. Es por esto que el presente trabajo busca dar la base de geología estructural para un estudio hidrogeológico posterior que defina zonas de recarga y flujos de aguas subterráneas por las cuales se conecten las zonas altas del páramo con las zonas bajas de las microcuencas del Rio Charta y Rio Tona a través de las fracturas que configuran una porosidad secundaria.

El trabajo se enfocó hacia la deformación frágil, la cual permitió determinar la cinemática de las principales fallas que afectan las rocas del área y los patrones de fracturamiento, utilizados para definir la dirección de las posibles fracturas

abiertas en el macizo rocoso que permiten una conexión factible entre las zonas altas y bajas.

1.1. Objetivos

- **Objetivo General**

Determinar los principales patrones de fracturamiento y realizar un análisis cinemático en concordancia con la geología y tendencias estructurales dominantes del área de estudio.

- **Objetivos Específicos**

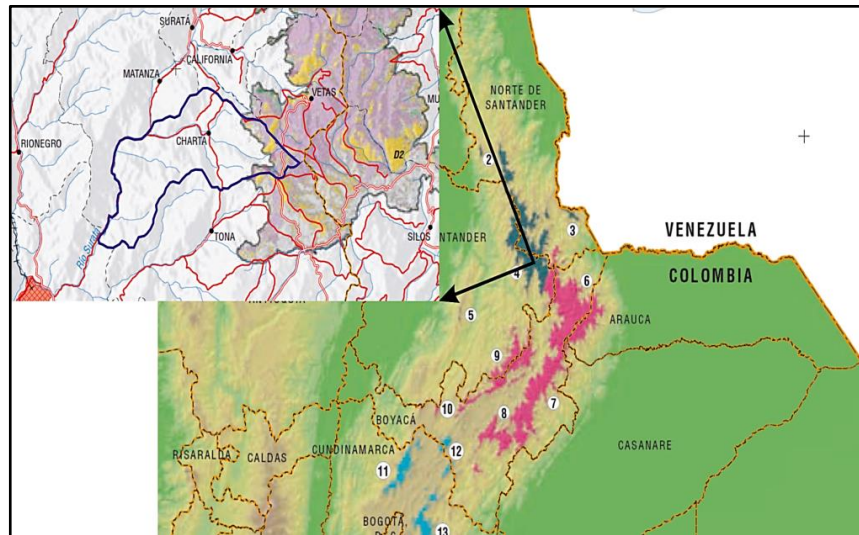
- Identificar los principales sistemas de diaclasamiento presentes en las rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas aflorantes.
- Describir las meso-estructuras e interpretar los datos estructurales y los indicadores de vergencia para el respectivo análisis cinemático.
- Realizar un análisis de tensores locales y del campo de esfuerzos relacionado con el marco geológico regional.
- Realizar una revisión y un detalle a escala 1:25000 de la cartografía geológica de los cuadrángulos H-12 y H-13 en la zona correspondiente al Municipio de Charta y sus alrededores.
- Identificar los puntos de manantiales en el área de estudio y definir sus relaciones con la geología.

1.2. Justificación

Con el presente trabajo de grado se busca dar el primer paso en un proceso de estudio hidrogeológico del área de estudio, debido a que el Municipio de Charta, a causa de su posición geográfica en cercanías de una zona de páramo (ver Figura 1), es de gran importancia desde el punto de vista ambiental y de recursos hídricos, por lo que es necesario identificar la existencia de una posible conexión de los flujos de aguas subterráneas, a través de las fracturas que se presenten en las rocas cristalinas y sedimentarias. Para ello, se realizó el análisis cinemático de la zona, con el objetivo de explicar las características de las fracturas y movimiento de las fallas bajo el campo o campos de esfuerzos locales existentes, ya que estas estructuras permiten la infiltración y circulación del agua y con ello la recarga de los acuíferos (Díaz *et al.*, 2009).

Se tendrá especial énfasis en la descripción del tipo de deformación frágil que presentan las rocas y en el procesamiento de los datos estructurales para obtener los tensores de esfuerzos con los cuales se puedan identificar y caracterizar las fracturas que definan zonas o corredores de mayor o menor porosidad secundaria.

Figura 1. Zonas de Páramo, la línea azul en el acercamiento delimita el Municipio de Charta y se muestra su ubicación con respecto a las zonas de páramo.



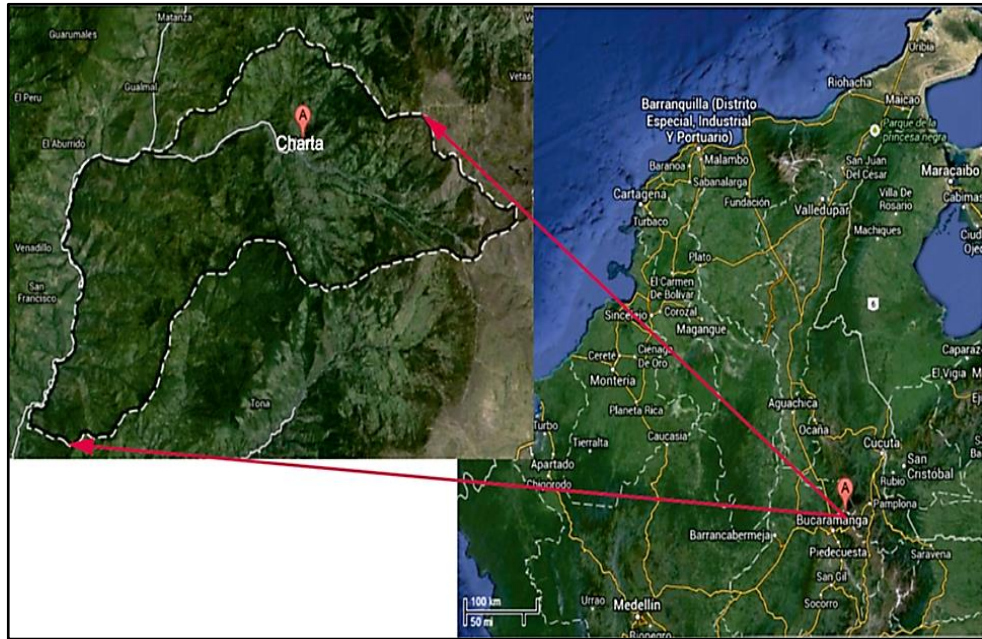
Fuente: Tomado y modificado de Atlas de Páramos de Colombia, Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander Von Humboldt (2007).

1.3. Localización geográfica del área de estudio

El Municipio de Charta se encuentra ubicado al NNE del departamento de Santander en la provincia de Soto, a 38 kilómetros de Bucaramanga (ver figura 2), con una altura sobre el nivel de mar que va desde los 1.100 metros hasta los 3.700 metros, con una extensión de 12.854,52 Has. Limita al norte con los municipios de Matanza, Suratá, Vetas y California; al sur con los municipios de Bucaramanga y Tona; al este con los municipios de Vetas y Berlín; y al oeste con el Municipio de Matanza (Alcaldía de Charta, Santander)

El Municipio de Charta cuenta con 16 veredas, entre las que se puede mencionar Abejas, La playa, El roble-cristalina, Laguada, Pantanos, Rinconada, entre otras, y el corregimiento Pirita; además con sitios ecológicos como La Nevera, El Volcán, Peña Blanca, Bosque Encantado y la Cueva de los Indios (Alcaldía de Charta, Santander).

Figura 2. Localización geográfica del Municipio de Charta, Santander



Fuente: Tomado y modificado de Google Maps.

El área de estudio se encuentra comprendida entre las coordenadas 1°116.000 y 1°133.000 este, y 1°303.000 y 1°290.000 norte, con origen Bogotá, en las cuales se encuentra la microcuenca del Rio Charta (ver Figura 3).

1.3.1. Vías de acceso

El Municipio de Charta cuenta con una vía principal de acceso desde Bucaramanga, la capital del departamento. Dicha vía es compartida con los municipios de Surata, Matanza, California y Vetás; en el kilómetro 29 se encuentra un bifurcación en el sitio conocido como La Playa o La Y, para continuar un tramo de carretera destapada de nueve kilómetros y así llegar al casco urbano del Municipio de Charta.

En la realización de la fase de campo del estudio se recorrieron las siguientes vías de acceso (ver Figura 3):

- Al norte: Vía Charta-Matanza
- Al nor-este: Vía Charta-Vetas
- Al sur-este: Vía Charta- El Volcán
- Al oeste: Vía Charta – La Playa

Estas vías de acceso son carreteables que se encuentran en mal estado y no cuentan con ningún tipo de recebo, ni zanjas para el control del agua de escorrentía, por lo cual son de difícil tránsito. También se utilizaron otras rutas secundarias, como caminos reales (camino real a Tona hacia el sur del área de estudio), caminos trazados por animales, ríos y quebradas, entre otros.

1.3.2. Población

Según los datos presentados en la página oficial del Municipio de Charta, para el 2009 se contaba con 3182 habitantes, de los cuales 1647 corresponden al género masculino y 1535 al femenino. La población se dedica principalmente a actividades ganaderas y agropecuarias, de las cuales se puede destacar la producción de Mora (líderes en la región), curuba, feijoa, naranja, legumbres, yuca y plátano, así como Leche y diferentes productos lácteos (Alcaldía de Charta, Santander).

Las diversas actividades agropecuarias mencionadas son posibles por las condiciones climáticas con las que cuenta el municipio y se realizan aprovechando los recursos naturales presentes, entre los cuales el más destacable es el recurso hídrico, pues a la microcuenca del Río Charta llegan más de 20 afluentes entre quebradas y corrientes de agua menores, siendo el agua por tanto un factor de vital importancia para el desarrollo de la región, lo cual diferencia la población de Charta con la de los municipios vecinos como Vetas y Matanza, que presentan una predominante vocación minera que no siempre se ha desarrollado considerando medidas ambientales rigurosas.

Figura 3. Vías de acceso del área de estudio y delimitación de la microcuenca del Río Charta



Fuente: Autoras

1.4. Metodología

La metodología es una parte de vital importancia en todo tipo de investigación, la cual se realiza con el objetivo de definir los pasos y procedimientos a seguir en el estudio para llevarlo a buen término, ya que permite observar de forma global, sistemática y organizada el problema a resolver.

En este capítulo se explica paso a paso la metodología empleada en el presente estudio (ver Figura 4), desde la obtención de los datos estructurales en campo, su procesamiento e interpretación, hasta los resultados obtenidos del trabajo, de forma tal, que claramente pueda ser utilizada por otros autores en estudios de similar naturaleza.

Figura 4. Esquema general de la metodología aplicada en el presente estudio



Fuente: Autoras

1.4.1. Revisión Bibliográfica

En esta fase se hace la revisión de la información disponible sobre la zona de estudio, que principalmente corresponde a trabajos de grados realizados en cercanías y a los mapas geológicos con sus memorias explicativas que cubren la zona, así como información relacionada a diferentes metodologías que fueron planteadas y aplicadas por otros autores en estudios anteriores (definidas en el marco teórico).

1.4.2. Fase de campo

La fase de Campo tuvo como objetivo la recolección de datos estructurales y litológicos, que estuvo dividida en 3 fases:

- **Primera fase:** Se realizó una salida de campo en compañía del director del proyecto con el objetivo de reconocer de forma general la litología aflorante de la zona, así como las vías de acceso disponibles para la realización de la segunda fase de campo y la delimitación del área de estudio. Esta primera salida tuvo una duración de 3 días.
- **Segunda fase:** Posterior a la delimitación e identificación de la zona a estudiar, y realizada la pertinente revisión bibliográfica, se realizó una salida de campo con el objetivo de recolectar los datos estructurales (datos de estrías, diaclasas, estratificación, foliación, etc.) y litológicos (muestras de roca) que permitirían, después del correspondiente procesamiento, caracterizar las estructuras y afinar la cartografía existente.
- **Tercera fase:** Después de haber procesado los datos y de organizar la información adquirida, se realizó una tercera y última salida, nuevamente en compañía del director del proyecto, para revisar los resultados obtenidos directamente en campo.

1.4.2.1. Toma de datos estructurales

Para llevar a cabo el presente trabajo se tomaron datos estructurales de estratificación/foliación (rumbo e inclinación), diaclasas (rumbo e inclinación de los planos y fotografías para aplicar la metodología de la Ventana de Muestra

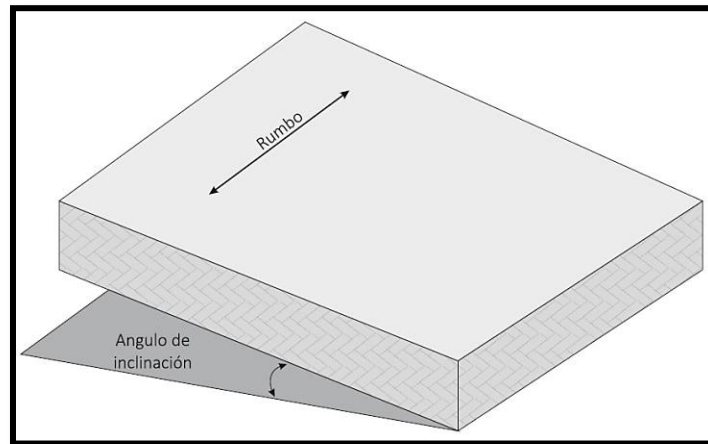
explicada en el marco teórico) y estrías (rumbo e inclinación de los planos y pitch y dirección de pitch de las estrías).

A continuación se explica cómo fueron medidos los datos estructurales en campo.

- Diaclasas

Para la caracterización del diaclasamiento en la zona se midieron los atributos de orientación, intensidad, densidad y longitud promedio de estos planos de discontinuidad en las rocas. Para la orientación se toman los datos de rumbo e inclinación de todos los planos medibles del afloramiento (Figura 5). Por otro lado las mediciones de intensidad, densidad y longitud promedio se realizan por medio de la aplicación de la metodología de ventana de muestra propuesta por Mauldon *et al.* (2001) cuyo fundamento es explicado en el capítulo del marco teórico, para esto primero se elige una sección del afloramiento donde se muestren las familias de diaclasas más representativas del mismo, tratando de disminuir el sesgo por censuramiento, debido a que por fenómenos de anisotropía espacial o agrupamiento de fracturas asociados a zonas de alta deformación, se puede presentar un sub-muestreo de sectores con alta intensidad del fracturamiento; luego se toman fotografías de forma perpendicular a la cara libre de la sección elegida, con una escala visible y medible (ver Figura 6) para posteriormente poder dibujar la ventana de muestreo circular sobre la imagen.

Figura 5. Datos estructurales medidos en los planos de diaclasas



Fuente: Autoras

Figura 6. Ejemplo de fotografía empleada en el análisis de la ventana de muestra



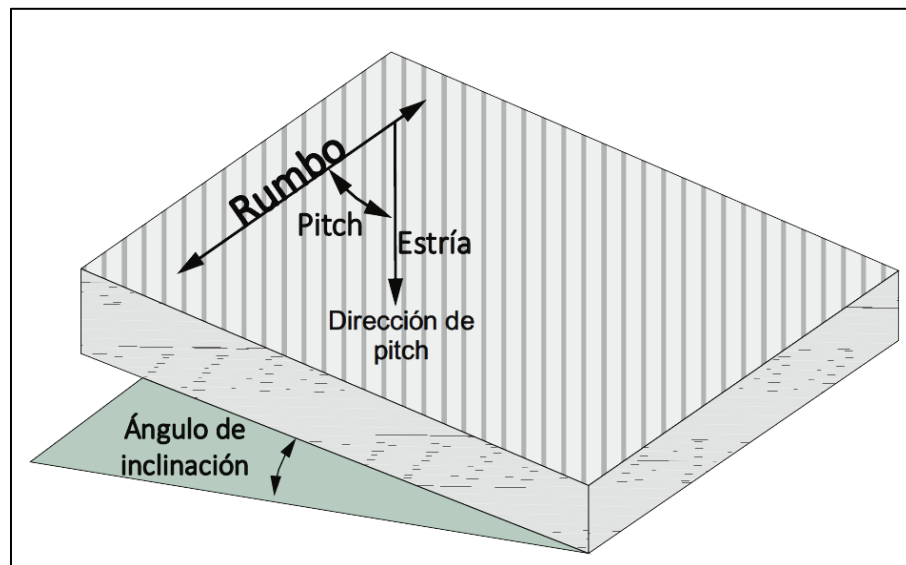
Fuente: Autoras

- Estrías

Se estableció una metodología para la toma sistemática de los datos de estrías en campo:

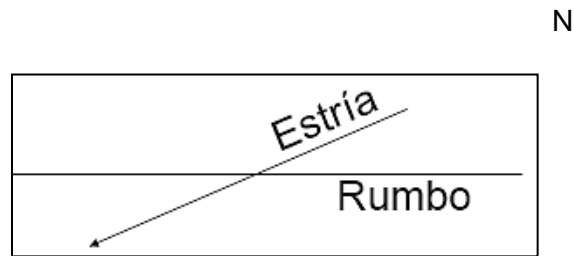
- Primero se buscan en todos los planos de discontinuidad del afloramiento estrías de falla (las cuales indican desplazamiento relativo de los bloques involucrados)
- Hallados los planos estriados, se registra la litología sobre la cual se encuentran, a continuación se toman los datos de rumbo e inclinación (ver Figura 7) utilizando una brújula marca Brunton.
- Luego se mide el cabeceo o pitch de las estrías (ver marco teórico), para ello se marca con lápiz el rumbo del plano (línea horizontal) y la estría de falla y se mide con un transportador el ángulo entre ellas.
- Tomado el pitch, se determina la dirección de este, que corresponde al sentido en el que la estría esta inclinada con respecto al rumbo del plano en el que se encuentra (ver Figura 7 y 8).

Figura 7. Datos tomados en campo en los planos estriados



Fuente: Autoras

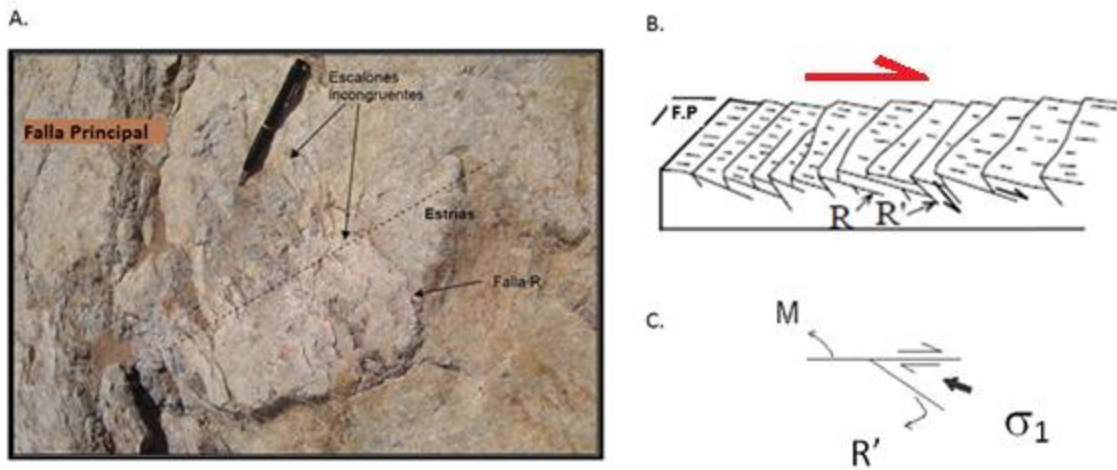
Figura 8. Relación entre la estría y la línea de rumbo para determinar la dirección de pitch, en el ejemplo un dato de rumbo N arrojaría una dirección SE del pitch.



Fuente: Autoras

- e. Una vez tomado los datos, se establece el movimiento relativo de los bloques, indicando la cinemática en función de la componente tanto horizontal como vertical del movimiento. De los indicadores en campo que permiten determinar la cinemática los más utilizados son las fracturas tipo Riedel, fracturas tipo anti-Riedel y los escalones neomineralizados. Las fracturas tipo Riedel y anti-Riedel son un buen indicador, pues al reconocerlas en los planos de falla permite establecer la dirección del esfuerzo para producir el movimiento del plano de falla (Figura 9, ver marco teórico), el cual se ubica de acuerdo a la elipse de deformación (ver marco teórico).

Figura 9. (A) Ejemplo de fracturas tipo Riedel (escalones incongruentes) desarrollados sobre un plano de Falla Principal en un afloramiento, tomado de Petit (1987) en Páez (2010), la flecha roja muestra la dirección del movimiento. (B) Representación esquemática de la relación de fracturas tipo Riedel y anti-Riedel (R)



Fuente: Petit (1987) en Páez (2010)

- f. Finalmente se le asigna un valor de calidad a cada uno de los datos que hace referencia a que tan confiable es el dato medido, lo cual depende de que tan bien marcada este la estría en la roca, que tan acertada fue la medición, y que tan claro está el sentido del movimiento de los bloques involucrados, etc. Es un valor asignado por la persona que esté realizando la medición en un rango de 0% a 100%. Esto se hace para que al momento de procesar los datos, se les pueda dar más o menos peso estadístico (según corresponda).

1.4.3. Selección por coherencia mecánica de estrías de falla

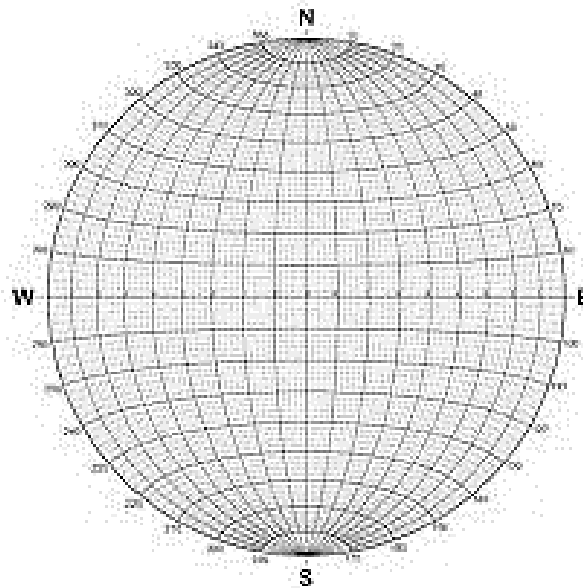
Antes de filtrar los datos se hace la corrección de la declinación magnética, que corresponde a la desviación entre el norte magnético y el norte geográfico que para la zona afecta a los datos de rumbo obtenidos en menos siete grados (-7°) en sentido contrario de las manecillas del reloj.

Se llevó a cabo un proceso de selección de los datos estructurales de estrías de falla, para eliminar datos anómalos. Esta selección se realiza a partir de la revisión de la coherencia mecánica de los datos, la cual consiste en graficar a mano todos los datos de una estación (o grupo de estaciones) y la cinemática de cada uno de

los planos empleando una plantilla estereográfica, que para el presente trabajo se empleó la plantilla estereográfica de Wulf (ver figura 10 y 11-A), la cual es isógona (conserva los ángulos). Esto se hace ya que el conjunto de fallas generadas bajo un mismo campo de esfuerzos que se generan en un mismo afloramiento o área determinada, deben reunir las relaciones angulares entre la falla principal de rumbo (dextral o sinistral) con las fallas sintéticas, antitéticas y las fallas normales (paralelas al σ_1 determinado) e inversas (perpendiculares al σ_1 determinado) que se muestra en el elipse de deformación y en la ley de fracturamiento de Anderson (1951, ver Figura 11-B y marco teórico). En ese caso si se cumplen se dice que las fallas tienen compatibilidad cinemática. Si se encuentran planos de falla con orientación incompatible, éstos serán interpretados como fallas generadas bajo un campo de esfuerzos distinto y no se tendrán en cuenta al momento de procesar los datos.

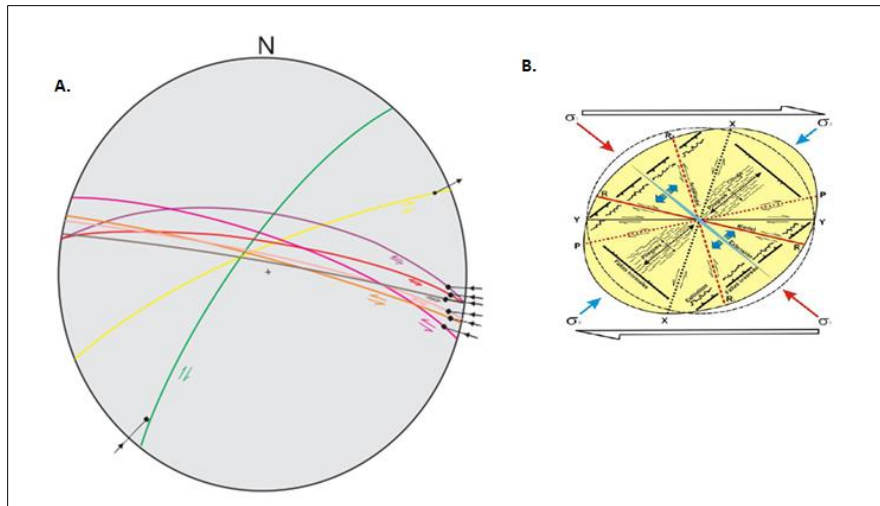
En esta fase también se determina el plunge y su azimut a partir de los datos de pitch determinados de campo, ya que será necesario en la fase de procesamiento.

Figura 10. Plantilla estereográfica de Wulf.



Fuente: Autoras

Figura 11. (A) Ejemplo de datos dibujados a mano, donde se grafican los planos de falla con su línea de estría y su movimiento (cada línea de color representa un dato de estría), para determinar su coherencia mecánica de acuerdo a la ley de fracturamiento de Anderson (1951) y a la elipse de deformación (B, Tomado de Rosello, 2001).



Fuente: (A) Autoras, (B) Tomado de Rosello, 2001.

1.4.4. Procesamiento en el software TectonicsFP 1.7.7

Una vez corregidos los datos, se procede a procesarlos, empleando el software TectonicsFP versión 1.7.7. (Reiter y Acs, 2013), para ello se tabulan los datos en una hoja de Excel en donde se ingresan los datos tomados en campo: Azimut de rumbo, Inclinación del plano, pitch, dirección del pitch, cinemática y porcentaje de calidad; y los requeridos por el software: buzamiento (el cual se determina sumándole 90° al rumbo), inclinación, plunge, azimut del plunge, sentido del movimiento principal (asignándole un número según corresponda: 1 si es inversa, 2 si es normal, 3 si es dextral y 4 si es sinistral), y calidad (1 si la calidad es excelente, 2 si es buena y 3 si es pobre (Ver Figura 12).

Figura 12. Ejemplo de entrada de datos al software TectonicsFP

Dataset	DipDir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense	Quality	Comment
1	132	84	222	49	1	1	
2	315	85	244	70	1	1	
3	155	73	233	48	1	2	
4	138	85	220	69	4	2	
5	134	89	228	50	4	2	
6	308	68	255	52	2	1	
7	141	52	198	38	1	2	
8	137	40	206	14	1	3	

0: ?
 1: up
 2: dn
 3: dx
 4: sn

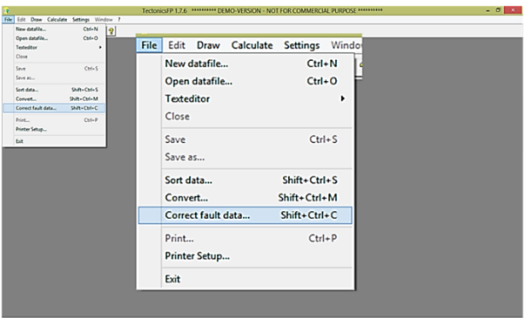
0: not recorded
 1: excellent
 2: good
 3: poor

Fuente: Autoras

Una vez se han ingresado los datos en el software, se deben corregir empleando una opción del mismo software llamada “*Correct fault data*” en la pestaña *file* (Figura 13-A) la cual, a partir de los datos de fallas abre una ventana (Figura 13-B).

Figura 13. Corrección de datos en TectonicsFP 1.7.7. (Reiter y Acs, 2013). (A) Menú corrección de datos de falla (*correctfault data*) y (B) Resultados de la corrección.

A



B

```

Results: Correction
Input file: C:\Program Files (x86)\TectonicsFP\Samples\EA-018.fpl
Output file: C:\Program Files (x86)\TectonicsFP\Samples\EA-018.cor
No. Fault plane Corr. lin. (Meas. lin.) Se Qu (Se) Err[*]
001 132.00/84.00 215.18/48.49 (222.00/49.00) up 1 (up) 04.5
002 315.00/85.00 239.30/70.50 (244.00/70.00) up 1 (up) 01.7
003 155.00/73.00 226.45/46.14 (233.00/48.00) up 2 (up) 04.8
004 138.00/85.00 215.08/68.64 (220.00/69.00) up 2 (sn) 01.8
005 134.00/89.00 222.81/50.03 (228.00/50.00) up 2 (sn) 03.3 *
006 308.00/68.00 251.52/53.81 (255.00/52.00) dn 1 (dn) 02.8
007 141.00/52.00 196.08/36.23 (198.00/38.00) up 2 (up) 02.3
008 137.00/40.00 207.37/15.75 (206.00/14.00) up 3 (up) 02.2
Remarks:
*.....Sense was changed during correction for 2 datasets.
  
```

Fuente: Autoras

En esta ventana pueden salir dos tipos de correcciones o recomendaciones. La primera de ellas es un asterisco (*) que se encuentra junto a alguno o algunos de los datos, como se observa en la figura 9B; esto significa que al dato en cuestión el programa (TectonicsFP 1.7.7., Reiter y Acs (2013)) le ha cambiado el sentido al movimiento. En este caso se debe revisar que la nueva cinemática que el programa haya asignado corresponda con alguno de los sentidos de movimiento (sea vertical u horizontal) medidos en campo. Por ejemplo, un dato cuyo sentido de movimiento determinado en campo es normal con componente dextral, en el programa se introducirá como normal, por ser la componente que a juicio del autor es la predominante, por tanto a la hora de ejecutar la corrección solo se puede permitir un cambio de sentido dextral, que es la otra componente observada en campo; pero si el programa cambia el sentido del movimiento a inverso o a sinistral, se debe revisar el plunge y su azimut, pues pueden estar mal escritos o mal determinados.

La segunda corrección aparece como un texto, *Check!*, el cual indica que el dato en cuestión no es coherente con los demás datos de la estación o zona procesados. En este caso también se debe revisar el plunge y su azimut. Sin embargo, este error no debería presentarse, puesto que para evitar esto se realiza la revisión de la coherencia mecánica de los datos.

Una vez revisados todos los datos y generado el archivo .cor (el archivo con los datos ya corregidos) se procede a realizar los diferentes diagramas que permitirán caracterizar las diferentes fallas de la zona (Diagramas de Angelier, NDA, círculo de Mohr y P-T, definidos en el marco teórico).

Ya para finalizar el procesamiento en TectonicsFP 1.7.7.(Reiter y Acs, 2013) se introducen los datos de diaclasas, buzamiento e inclinación de todos los planos medidos en campo para generar principalmente diagramas rosa por estación o por bloques estructurales, (establecidos en el mapa estructural después de realizar el análisis cinemático de las fallas) para mostrar con ellos los patrones de diaclasamiento y los patrones de fracturamiento (incluyendo los datos de buzamiento y rumbo de los planos de falla) del área de estudio.

Adicionalmente en este estudio se emplearon otros dos programas (Stereonet 8.8.5 (Allmendinger *et al*, 2012) y Win_Tensor 4.0.4 (Delvaux y Sperner, 2003)) con el objetivo de complementar el procesamiento de planos de diaclasas realizado en TectonicsFP.

1.4.5. Detalle de la cartografía, realización de cortes geológicos y análisis estructural.

Con base en el trabajo de campo, las muestras recolectadas, la interpretación de fotografías aéreas y mapas existentes a escala 1:100000 (H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Ward *et al.*, 1977), se procede a realizar el mapa geológico a escala 1:25.000. Por otro lado, una vez procesados los datos de estrías y generados los diagramas se realiza el análisis cinemático de las diferentes fallas de la zona, en el que se establece la naturaleza de su movimiento predominante (normal, inverso o de rumbo) y la vergencia de los cabalgamientos. Posterior a ello se realizan cuatro cortes geológicos que permiten definir los estilos estructurales del área y la relación entre las estructuras. A su vez se aplica la metodología de ventana de muestra graficando los círculos de muestreo sobre las fotografías de los afloramientos tomados en campo y calculando los atributos de intensidad, densidad y longitud promedio de las diaclasas, esta información se plasma de manera gráfica sobre un mapa y se tabula para realizar las interpretaciones pertinentes.

1.4.6. Discusión y análisis de resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos después del procesamiento y la interpretación de los datos, tanto de los patrones de fracturamiento como del análisis cinemático del área de estudio. Se incluyen las conclusiones a las que se llegaron, en relación a los objetivos propuestos en un principio y se plantean recomendaciones para estudios posteriores.

2. MARCO TEÓRICO

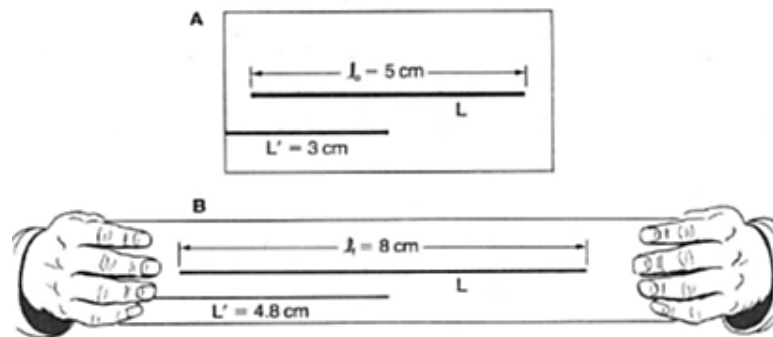
El presente trabajo de grado aborda conceptos simples y complejos de geología estructural, enfocados al análisis de la deformación frágil de las rocas que afloran en el área de estudio, por lo que se hace necesario definir los términos relacionados al análisis de las fracturas y al análisis cinemático de las fallas geológicas.

Las rocas, al igual que cualquier otro material, se deforman ante la acción de esfuerzos y la forma como estos varía en el tiempo, por ello se debe tener claridad en las definiciones de deformación y esfuerzo. Cuando nos referimos a deformación, en un concepto básico, es el cambio en la longitud o la tasa de cambio de longitud de una línea dividida por su longitud original (Marrett y Peacock, 1999) y en un concepto más general es cualquier cambio de la magnitud de alguna o de todas las dimensiones de un cuerpo como resultado de un campo de esfuerzos, en donde se puede presentar traslación, rotación, dilatación y distorsión (Martínez, 2002). La terminología adecuada para mencionar estos procesos deformativos son extensión y contracción, los cuales son fundamentalmente descriptivos y se utilizan en los análisis cinemáticos que representan los movimientos asociados con el desarrollo de las estructuras (Marrett y Peacock, 1999).

A su vez el esfuerzo en un punto es definido como la fuerza ejercida por unidad de área que se aplica sobre un cuerpo que tiende a deformarse (Martínez, 2002). Para referirse a esfuerzos la terminología correcta es tensión y compresión, las cuales hace referencia a los análisis dinámicos que son fundamentalmente genéticos (Marrett y Peacock, 1999). En geología los esfuerzos actúan como un campo de esfuerzos, el cual se representa con tres ejes principales que muestran su intensidad, dirección y sentido en el espacio (Martínez, 2002), denotados como σ_1 (esfuerzo principal mayor), σ_2 (esfuerzo principal intermedio), y σ_3 (esfuerzo principal menor).

Por otro lado la deformación en un cuerpo se puede medir medio de parámetros que expresen sus cambios. En los cambios de longitud de las líneas (deformación longitudinal) se utilizan la elongación o extensión ($e = (l_f - l_0) / l_0$, ver Figura 14), el estiramiento ($S = l_f / l_0$), la elongación cuadrática ($\lambda = S^2 = (l_f / l_0)^2$) o deformación natural o logarítmica ($\epsilon = \ln (1 + e)$). En todos estos parámetros se comparan estados finales (l_f) con estados iniciales (l_0) del cuerpo.

Figura 14. Representación de la deformación lineal medida por medio de la elongación o extensión, (A) estado inicial y (B) estado final.

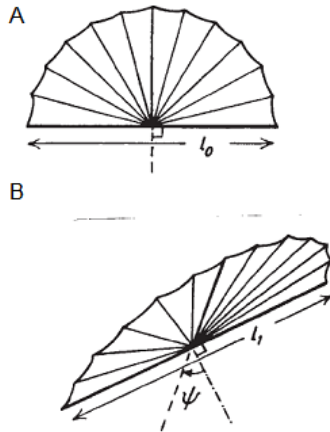


$$e = \frac{8 \text{ cm} - 5 \text{ cm}}{5 \text{ cm}} = 0.6$$

Fuente: Martínez (2002).

Por su parte los cambios en los ángulos (deformación angular), se expresan por el ángulo de cizalla (ψ) y el valor de su tangente, llamado valor de cizalla ($\gamma = \text{tg } \psi$, ver Figura 15). Por último los cambios en volumen son medidos por el parámetro de la dilatación ($D = (V_f - V_0) / V_0$), que es la relación entre el cambio de volumen y el volumen inicial (Martínez, 2002).

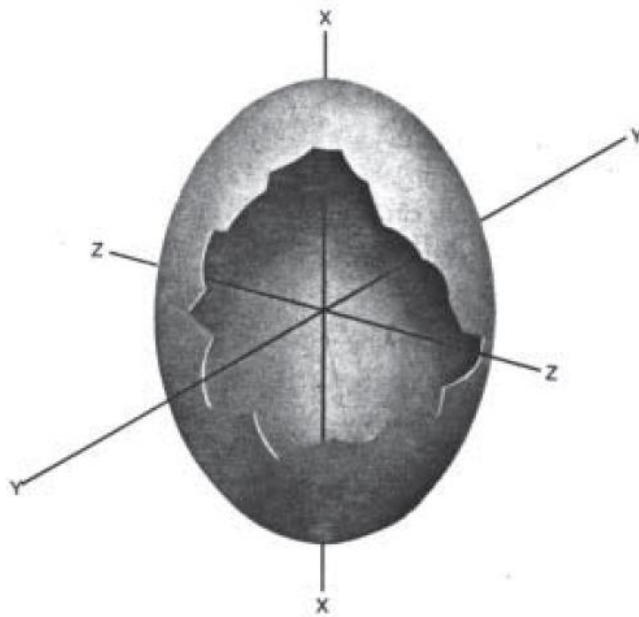
Figura 15. Representación de la medida de la deformación angular utilizando el esquema de un braquiópodo fósil, (A) la línea de charnela con la línea del medio son perpendiculares en un inicio, (B) luego de la deformación la línea del medio ha girado un ángulo (ψ) con respecto a la normal de la charnela (línea de trazos y puntos), entonces se ha cizallado un ángulo.



Fuente: Martínez (2002).

Las deformaciones a las que se ha sometido un cuerpo se pueden representar por medio del elipsoide de deformación, el cual se define como la forma que adquiere una esfera al ser sometida a una deformación interna (Martínez, 2002). Cada elipsoide de deformación tiene tres ejes principales que son perpendiculares entre sí y se denotan con las letras X, Y, Z, los cuales representan la mayor, media y menor deformación en la mayoría de los casos, respectivamente ($X > Y > Z$), ver Figura 16), otras veces estos mismo ejes se denotan como S_1, S_2, S_3 ; $(\lambda_1)^{1/2}, (\lambda_2)^{1/2}, (\lambda_3)^{1/2}$ ó como $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ (Martínez, 2002).

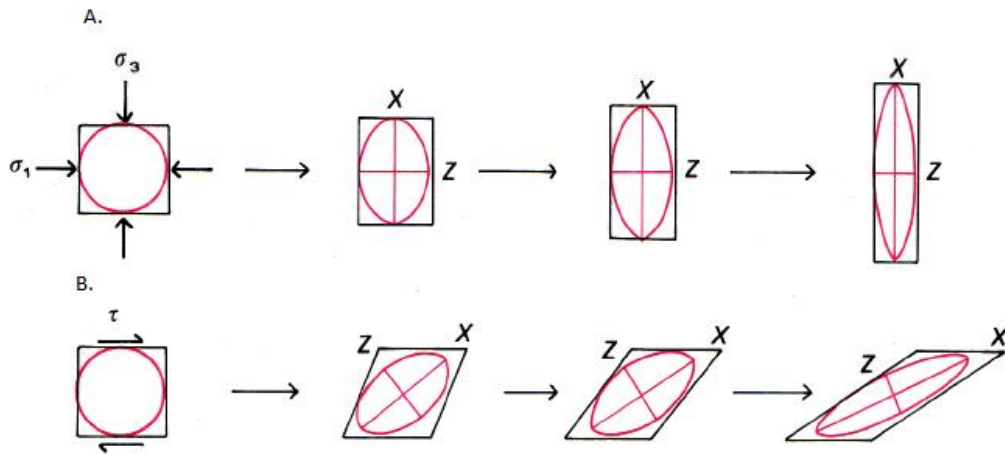
Figura 16. Elipse de deformación



Fuente: Martínez (2002).

Los ejes de deformación pueden haber rotado o no durante el desarrollo de la misma, presentándose deformación rotacional (no coaxial) o deformación no rotacional (coaxial), las cuales reflejan una cizalla pura o cizalla simple, respectivamente (Martínez, 2002). Según lo anterior, cuando se habla de cizalla pura los ejes principales cambian de longitud sin cambiar de orientación (ver Figura 17-A), debido a que el esfuerzo mayor es compresivo y el menor tensional con igual intensidad en valor absoluto, generando que solo los planos a 45° del esfuerzo mayor sufran esfuerzos de cizalla. En la cizalla simple se da un cambio tanto de longitud de los ejes como de sus direcciones (ver Figura 17-B), donde todos los vectores de desplazamiento mantienen una relación de paralelismo. La dirección de dichos vectores se denomina dirección de cizallamiento y conforman el plano de cizalla (τ) (Martínez, 2002).

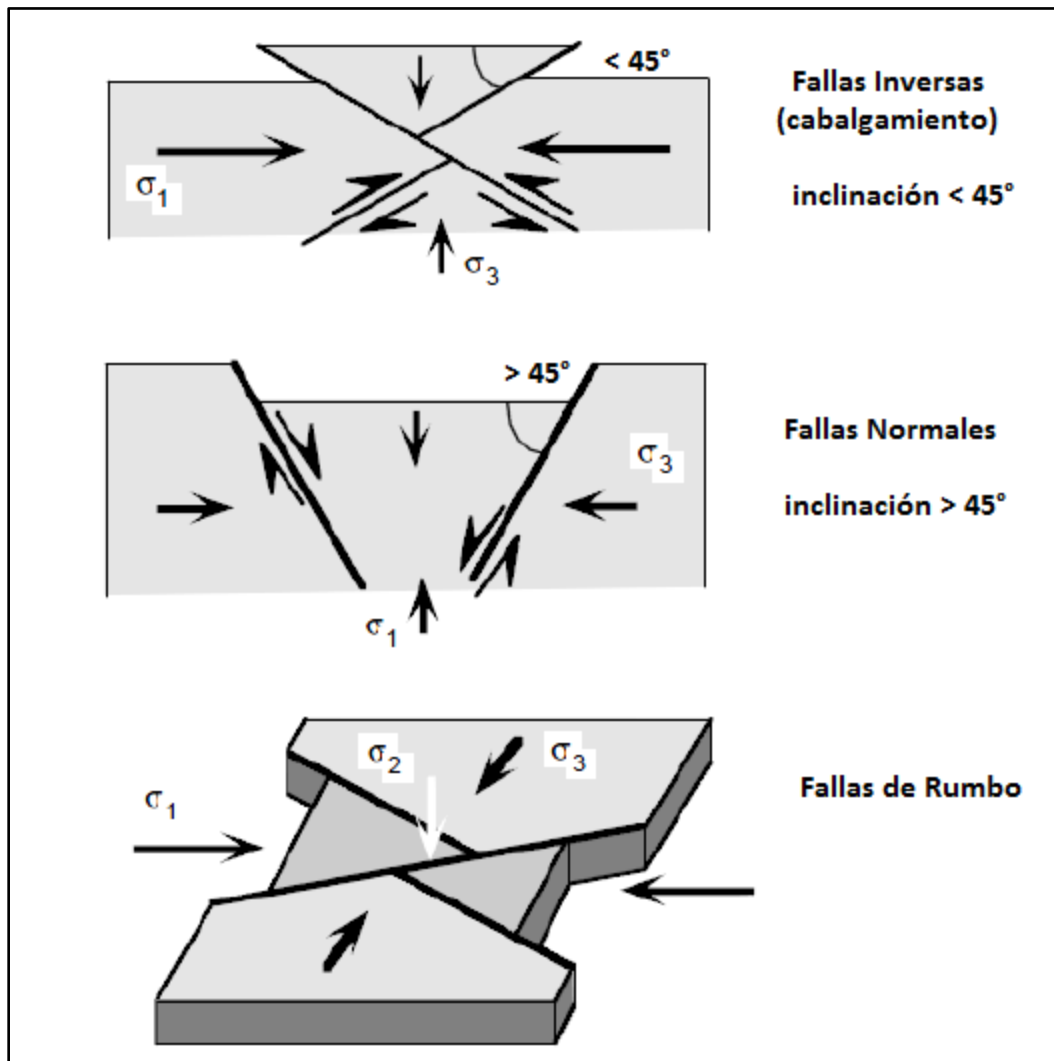
Figura 17. (A) Cizalla pura y (B) Cizalla simple.



Fuente: Martínez (2002).

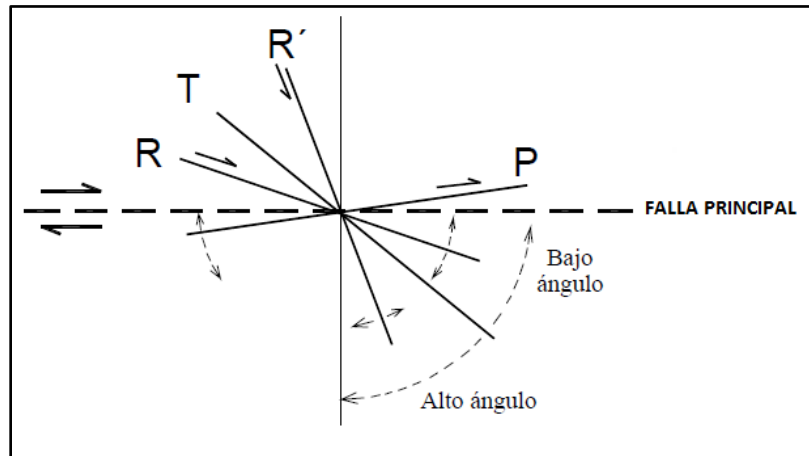
En los materiales rocosos la forma como actúen los ejes principales de un campo de esfuerzos (σ_1, σ_2 y σ_3) generan básicamente tres diferentes tipos de fallas, las cuales cumplen la ley de fracturamiento de Anderson (1951 en Hatcher, 1995) (ver Figura 18), donde las fallas de bajo ángulo de inclinación ($< 45^\circ$) corresponden a fallas inversas (o cabalgamientos a menos de 30° de inclinación), las de alto ángulo a fallas normales ($> 45^\circ$) y las verticales fallas de rumbo. Por otro lado un campo de esfuerzo también puede desarrollar zonas de cizalla dúctil o frágil, en esta última se generan fracturas que guardan una relación angular. La falla principal (falla de rumbo, inversa o normal) es el plano de referencia para las relaciones angulares de las otras, a 45° de la falla principal se generan las fracturas de tensión (T) que son paralelas a σ_1 , entre 20° y 40° se presentan las fallas tipo Riedel (R, cizallamiento sintético) con la misma cinemática de la falla principal, entre 60° y 80° las fallas anti-Riedel (R', cizallamiento antitético) con cinemática opuesta a la falla principal, por último se forman las fallas post Riedel (P) que guardan un menor ángulo e igual cinemática con la falla principal (Petit, 1987 en Páez, 2010; ver Figura 19). Por otro lado, en la elipse de deformación se observan estas mismas relaciones angulares junto con todas las otras estructuras (fallas normales, fallas inversas, fallas de rumbo, pliegues, clivaje, estilolitos) que se desarrollan bajo campo de esfuerzo cizallante (ver Figura 20).

Figura 18. Relación de los ejes principales del campo de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) con la generación de los principales tipos de falla (Ley de Anderson, 1951)



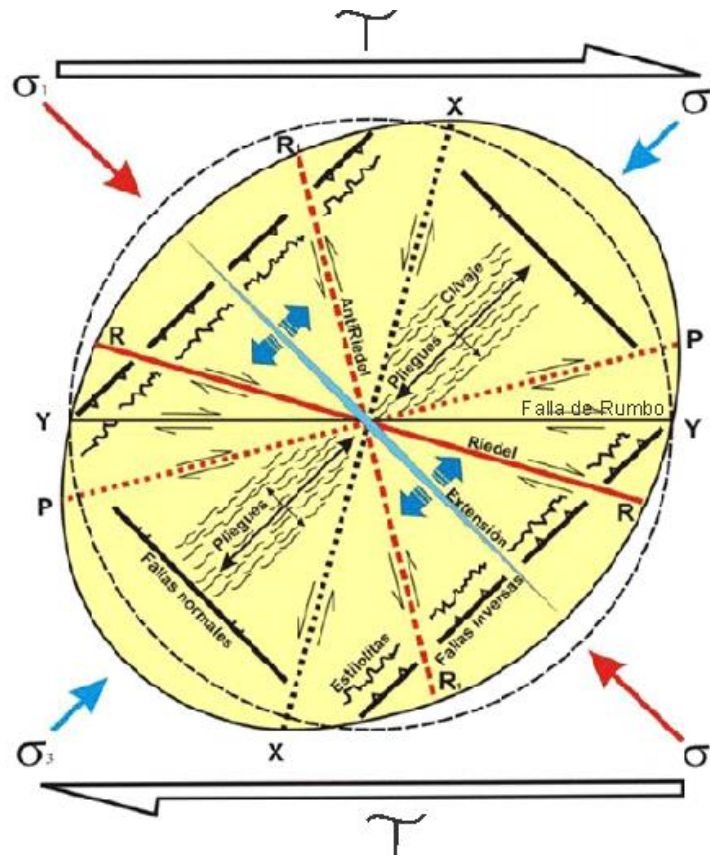
Fuente: Rosello E. (2001)

Figura 19. Relación angular entre la falla principal, con las fallas Riedel, anti-Riedel, de tensión y tipo P.



Fuente: Tomado y modificado de Páez (2010).

Figura 20. Elipse de deformación en que se muestra el desarrollo y la relación angular de las principales estructuras con los ejes σ_1 y σ_3



Fuente: Tomado y modificado de Rosello (2001).

Por último existen diferentes clasificaciones de la deformación, entre estas se puede hablar de deformación frágil y deformación dúctil, cuando se presenta deformación frágil se llega a un punto de ruptura del material (deformación discontinua) mientras que la dúctil se produce sin que el cuerpo se fracture (deformación continua) (Martínez, 2002). La respuesta de ruptura del material en la deformación frágil generan como resultado fracturas en el mismo; en geología estructural, el termino fractura en general incluye los rompimientos de las rocas con desplazamiento relativo de sus bloques, lo que se conoce como fallas, las cuales se producen por esfuerzos de cizalla y también aquellas que no presentan desplazamientos apreciables, las diaclasas, que representan planos de discontinuidad igual que las fallas, cuyo origen tuvo que estar relacionado a un proceso de rompimiento, bien sea tensional, de cizalla (Arlegui y Simón, 1993) o híbridas de tensión y cizalla (Hancock, 1985 en Arlegui y Simón, 1993).

2.1. Patrones de Fracturamiento

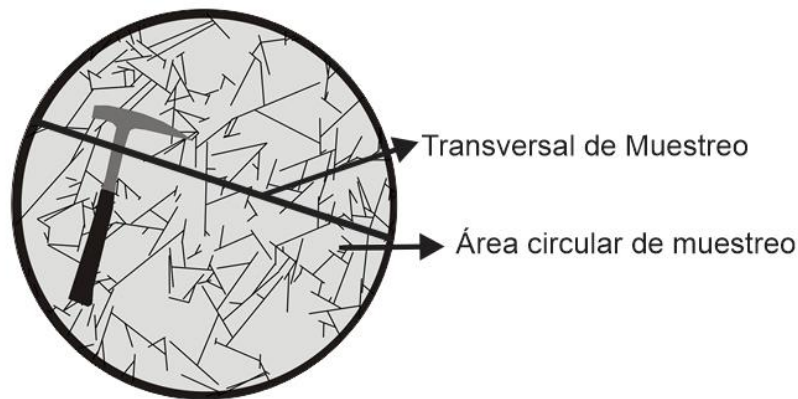
Las fracturas presentes en las rocas pueden ser aleatorias o sistemáticas y en este último caso, si además se encuentran a escala regional, tienden a interpretarse como producto de campo de esfuerzos tectónicos (Arlegui y Simón, 1993). Su importancia reside en que contribuyen de forma significativa a la formación de conductos por los cuales pueden transportarse agua, hidrocarburos, fluidos mineralizados o fundidos magmáticos permitiendo que en muchos lugares del mundo estos recursos se encuentren asociados exclusivamente a fracturas.

2.1.1. Metodología Ventana de Muestra

Según Moreno y García (2006) los patrones de fracturamiento presentan atributos que son susceptibles de medición y por lo tanto son útiles para el proceso de caracterización de los mismos. Atributos como: intensidad, densidad, espaciamiento, orientación, longitud y apertura (Needham y Yielding 1996, Nieto-Samaniego *et al.*, 2003, Rohbaugh *et al.*, 2004, Peacock 2006 citados en Moreno y Garcia, 2006) pueden ser medidos utilizando diferentes metodologías, de las

cuales se destacan las transversales de muestreo y las ventanas de muestra (áreas circulares de muestreo, Mauldon, *et al.*, 2001) (ver Figura 21).

Figura 21. Metodologías frecuentemente utilizadas para la medición de los diferentes atributos de los patrones de fracturamiento, transversal de muestreo y ventana de muestra (área circular de muestreo).



Fuente: Tomado y modificado de Moreno y García (2006).

De los atributos medibles en la caracterización de los patrones de fracturamiento, Mauldon *et al.* (2001) proponen la metodología de ventana de muestra para medir la intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas, ya que el uso de estas líneas circulares reducen el sesgo direccional en la medición de las orientaciones de fractura (Baecher y Lanney, 1978; Titley *et al.*, 1986; Davis y Reynolds, 1996 en Mauldon *et al.*, 2001) y permite manejar de forma conveniente el sesgo por censuramiento (en donde por fenómenos de anisotropía espacial o zonas de alta deformación, se puede presentar submuestreo de sectores con alta intensidad y arrojar un valor errado del fracturamiento en general de toda un área). Una explicación sencilla de estos atributos medibles es la siguiente:

- La intensidad de fracturamiento es un parámetro que se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas (distancia entre las fracturas) a través de una línea de muestreo definida en alguna dirección determinada (Moreno y García, 2006). Para medir esta intensidad de fracturamiento por medio de las ventanas de muestra se hace necesario determinar el número de intersecciones entre las fracturas y la circunferencia externa (ver Figura 22-A) y se determina por medio de la siguiente expresión:

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

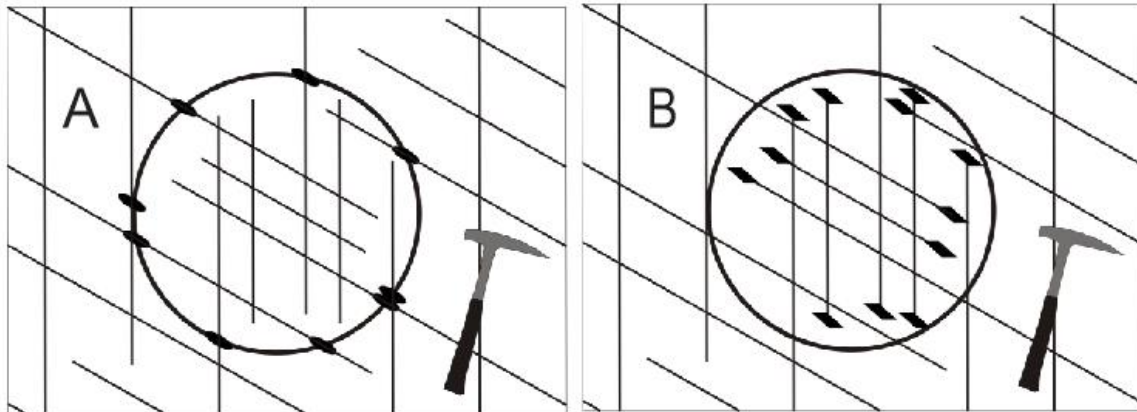
Donde n es el número de intersecciones entre la circunferencia de la ventana de muestra y las trazas de fractura y r es el radio de la circunferencia usada (Mauldon *et al.*, 2001).

- La densidad del fracturamiento se refiere al número de fracturas por unidad de área, en este caso la metodología propuesta la determina por medio de la siguiente expresión:

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

Donde m es el número de inicios y terminaciones de las fracturas dentro de la ventana de muestra (ver Figura 22-B) y r el radio de la circunferencia usada (Mauldon *et al.*, 2001).

Figura 22. (A) Intensidad de fracturamiento, intersecciones de la circunferencia con las trazas de fractura (óvalos). (B) Densidad de fracturamiento, número de puntos terminales que caen dentro de la ventana de muestra (rombos).



Fuente: Tomado y modificado de Moreno y García (2006).

- La longitud promedio de las fracturas tiene el inconveniente de ser siempre sesgada debido a los inconvenientes de las mediciones en campo y a que en la mayoría de los casos no se cuenta con una vista de las tres dimensiones de las rocas, sin embargo se puede tener una aproximación de la medida aplicando la metodología propuesta por Mauldon *et al.* (2001) con la ventana de muestra, en la cual se consideran tanto las

intersecciones de las fracturas con la circunferencia externa (n) como el número de puntos terminales que caen dentro de la misma(m) junto con el radio de la circunferencia (r).

$$\mu = \frac{\pi r}{2} \left(\frac{n}{m} \right)$$

La ecuación anterior es dimensionalmente correcta y las unidades obtenidas corresponden a unidades de longitud. Algo interesante del método para hallar esta medida es que permite calcularla sin realizar ningún tipo de medida de longitud.

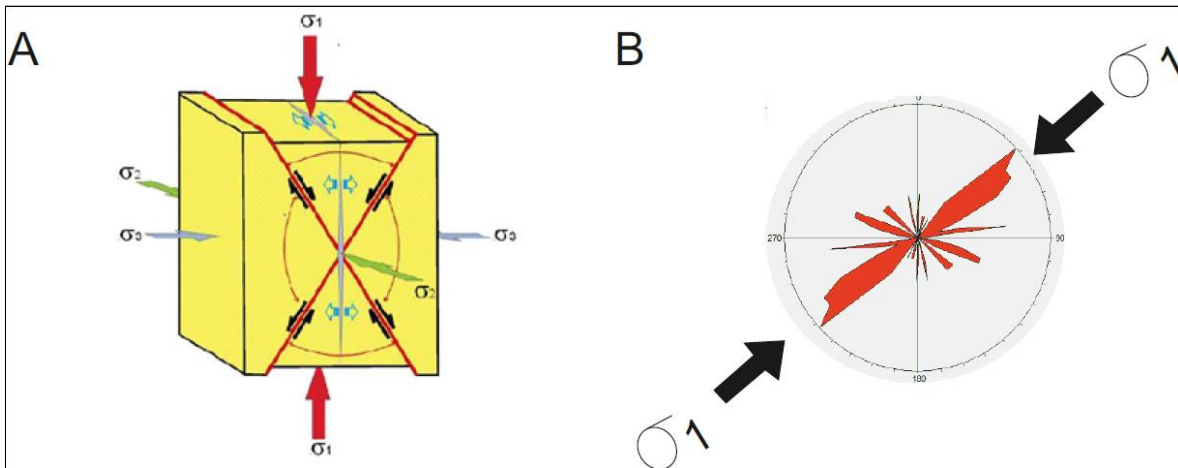
Las estimaciones de la intensidad, la densidad y la longitud promedio de las fracturas medidas utilizando la metodología propuesta por Mauldon *et al.* (2001) fueron probadas por medio de pruebas de laboratorio (Rohrbaugh *et al.*, 2001 en Mauldon *et al.*, 2001) y han sido utilizadas por diferentes autores (ej. Moreno y García, 2006).

2.1.2. Análisis de las fracturas

En el análisis de las fracturas, como ya se mencionó anteriormente, los planos de diaclasas son producto de un rompimiento tensional, de cizalla o híbrido, por tanto guardan una relación directa con los ejes principales del campo de esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3); de esta forma cuando se identifican diaclasas tensionales estas son perpendiculares a σ_3 y paralelas al σ_1 , (ver Figura 23). Se denominan diaclasas tensionales debido a que perpendiculares a ellas se da un esfuerzo de tensión que separa los planos que contiene la discontinuidad, formándose las llamadas fracturas abiertas (ver Figura 23). Por su parte si se tienen diaclasas de cizalla formando un ángulo a 60° denominadas familias de diaclasas conjugadas se asume que el ángulo agudo entre ellas es bisecado por el eje de σ_1 (Arlegui y Simón, 1993; ver Figura 24). Teniendo en cuenta estas consideraciones, el estudio de los patrones de fracturamiento ha sido utilizado también como un método que permite hallar paleocampos o campos de esfuerzos existentes principalmente en zonas donde los datos no presentan otras estructuras de las cuales se pueda

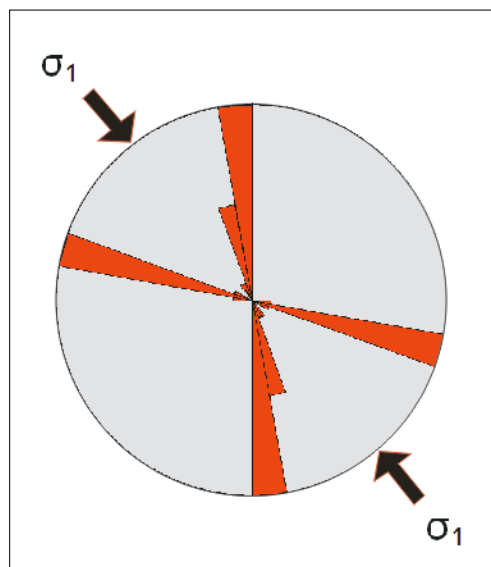
inferir. Arlegui y Simón (1993) cita trabajos de diferentes autores que han aplicado estos métodos (Engelder y Geiser, 1980; Holts y Foote, 1981; Engelder, 1982, 1985; Hancock, 1985).

Figura 23. A- Bloque Diagrama que muestra la relación de esfuerzos con las fracturas, el plano azul paralelo a σ_1 corresponde a una diaclasa de tensión donde las flechas azules indican la extensión que producirá al final una diaclasa abierta, los planos rojos muestran fallas con sus respectivos movimientos. B. Diagrama rosa de diaclasas que muestra la relación en planta del eje de esfuerzo principal σ_1 con la familia de diaclasa principal.



Fuente: (A) Rosello, (2001), (B) Autoras

Figura 24. Diagrama rosa de diaclasas que muestra dos familias conjugadas, en las cuales el eje de esfuerzo principal σ_1 se asume que va en la bisectriz del ángulo que forman las dos familias.



Fuente: Autoras

2.2. Análisis Cinemático

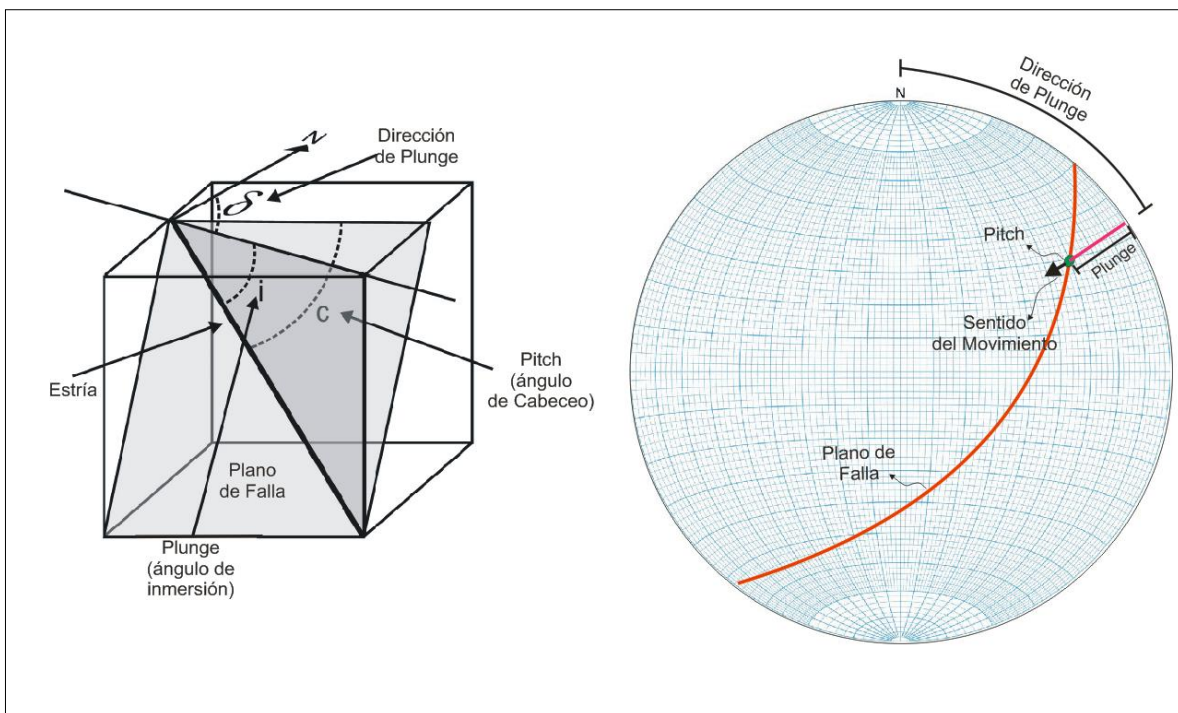
En geología estructural las observaciones y descripciones geométricas de las estructuras son la base de los posteriores análisis (Marrett y Peacock, 1998), entre estos, el análisis cinemático, por estar relacionado únicamente con los movimientos o cambios causados en un cuerpo durante su deformación, puede estar especificado completamente en términos geométricos sin tener en cuenta el esfuerzo y a la dinámica que los genera (Marrett y Peacock, 1998). Este análisis solo requiere las mediciones (a escala de afloramiento) de indicadores cinemáticos (estrías de falla, planos de riedels, escalones neomineralizados, entre otros) que brindan los datos necesarios para determinar los movimientos de los planos de falla.

Para la determinación de la cinemática de las fallas se debe contar con datos de diferentes planos de fallas que pertenezcan a una misma familia. Huang y Angelier (1988) definen que una familia de fallas son aquellas que no han sido reactivadas ni reorientadas (fallas neoformadas) y son producto de un solo evento tectónico, sin embargo cuando existen planos de fallas reactivas, se puede asumir que estas se están moviendo ahora bajo el mismo campo de esfuerzo que las fallas neoformadas; esta consideración se hace con base a la explicación de Burg (2011) sobre el círculo de Mohr, la cual es tratada en este capítulo. Cuando se conoce la orientación y sentido del movimiento de cada falla de una familia es posible asignar un eje de presión y tensión (Huang y Angelier, 1988) causantes de la deformación (posibles direcciones de acortamiento y extensión), los cuales a su vez se pueden asociar de manera indirecta con el campo de esfuerzos que causa o controla el fracturamiento.

Las estrías de falla, como ya se mencionó anteriormente, son uno de los principales indicadores de la presencia de planos de falla y para tratarlas se tiene en cuenta la relación de los ángulos que forma la línea tanto con el rumbo del plano de falla (pitch o cabeceo) como con el plano horizontal (plunge o inmersión), estos ángulos son medibles en campo y se pueden graficar en una red

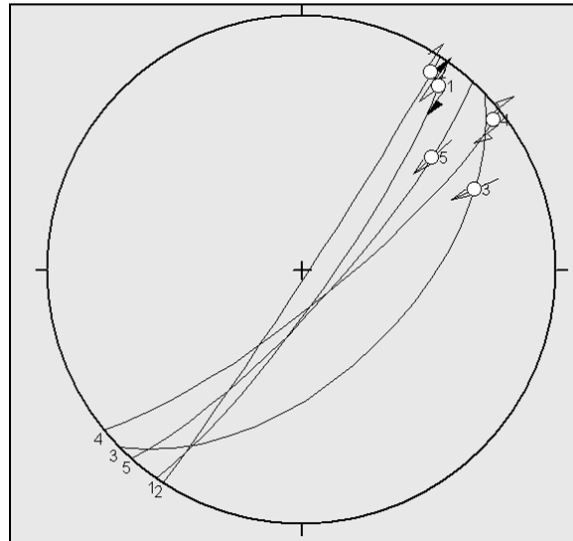
estereográfica, teniendo en cuenta además los datos del plano de falla (ver Figura 25). En el procesamiento de los datos, como un primer paso que sigue la mayoría de los autores, se grafica el rumbo de cada uno de los planos de falla medidos en un mismo afloramiento y se ubican en ellos su línea de pitch con su respectiva cinemática (determinada en las observaciones de campo), generando el llamado diagrama de Angelier (ver Figura 26), el cual permite una primera visión en planta de los trazos de fallas que están afectando una zona. La cinemática de las fallas en el Diagrama de Angelier es representada por flechas que salen desde el punto que indica la estría de falla, de este manera cuando la flecha apunta hacia el exterior de la red estereográfica indica un movimiento de falla normal, si apunta hacia el interior de la red estereográfica indica un movimiento de falla inversa, y si se muestran dos flechas en sentidos contrarios representaría un movimiento en rumbo que según la disposición del plano de falla sería dextral o sinistral (ver Figura 26).

Figura 25. (A) Bloque diagrama que muestra los ángulos de Pitch, Plunge, y dirección de plunge de una estría de falla contenida en un plano de falla. (B) Red estereográfica que muestra un plano de falla graficado junto con su línea de estría indicándose los ángulos de pitch y plunge y la dirección de plunge.



Fuente: De Vicente *et al.*, 1992.

Figura 26. Diagrama de Angelier, en el cual se muestran las direcciones de los diferentes planos de falla medidos en un mismo afloramiento, con sus respectivas líneas de estrías y el sentido de movimiento, en este ejemplo los datos 1,2 y 4 presentan cinemática inversa.



Fuente: Autoras

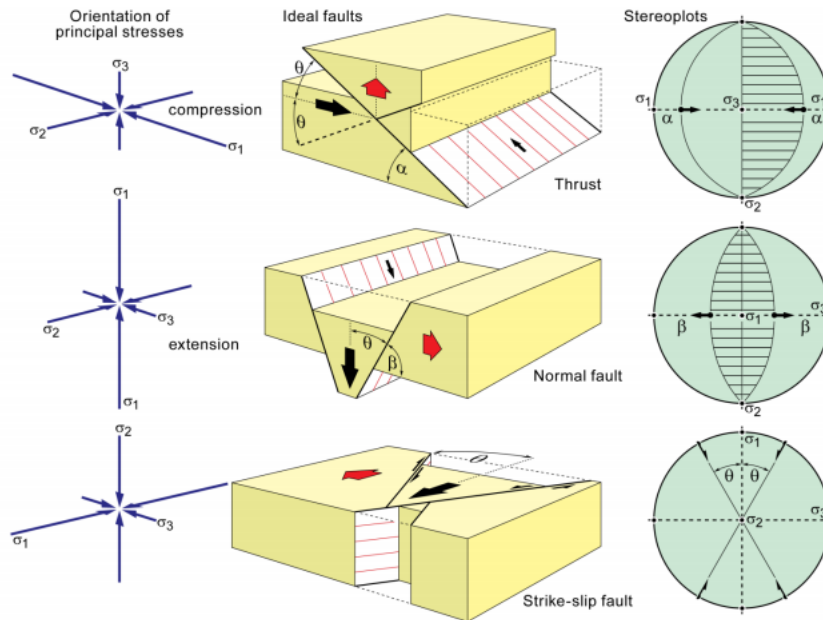
Por otro lado diferentes autores han propuesto métodos para el análisis poblacional de fallas, cuyo objetivo principal es determinar la dirección en la que se dio la comprensión para la formación de las fallas. Entre los diferentes métodos que se han planteado se encuentran los desarrollados a partir del modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988), el método P-T (Turner, 1953 en Reiter y Acs, 2013) los análisis dinámicos numéricos (Spang, 1972; Spang y Van Der Lee, 1975), entre otros. En el presente marco teórico se realiza una breve explicación de los métodos que fueron usados directa o indirectamente en el trabajo de investigación.

2.2.1. Modelo de deslizamiento

El modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) predice la existencia de una simetría ortorrómbica en poblaciones de fallas cuyos movimientos dan lugar a elipsoides de deformación triaxiales, contemplando las simetrías del modelo de fracturamiento de Anderson (1951); en este método se

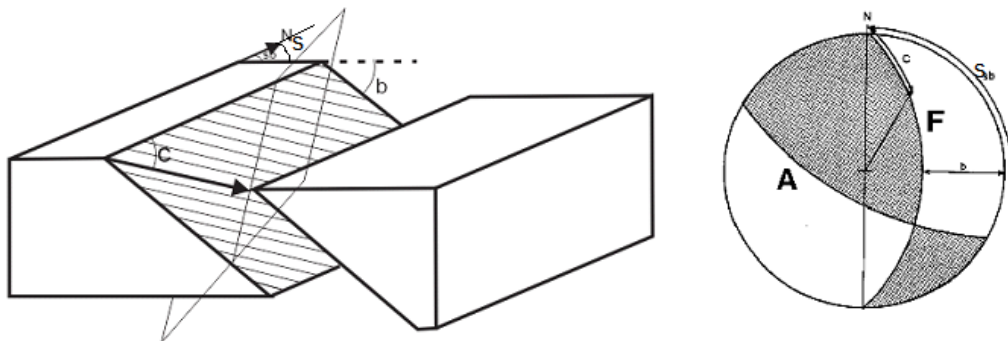
analizan los diagramas de diedros rectos producidos por cada una de las fallas para luego sumar las áreas o campos de presión y tensión que se superpongan (ver Figura 27 y 28), teniendo en cuenta las posibles dispersiones en las orientaciones de las fallas (De Vicente, 1992).

Figura 27. Bloques diagramas y proyecciones estereográficas de las relaciones entre los esfuerzos y los planos de fallas netamente (A) Inversa, (B) Normal y (C) Rumbo. En las áreas donde se ubica el σ_1 se da la compresión que produce el movimiento indicado en las flechas



Fuente: Adaptado de Burg (2011).

Figura 28. Bloque Diagrama y proyección estereográfica de una falla con movimiento oblicuo. La parte sombreada refleja el campo de compresión y la blanca el campo de tensión. F: plano de falla, A: plano auxiliar perpendicular a F y a la estría (flecha que indica el movimiento), sb: sentido del buzamiento de la falla, b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla.



Fuente: De Vicente (1992).

2.2.2. Método P-T

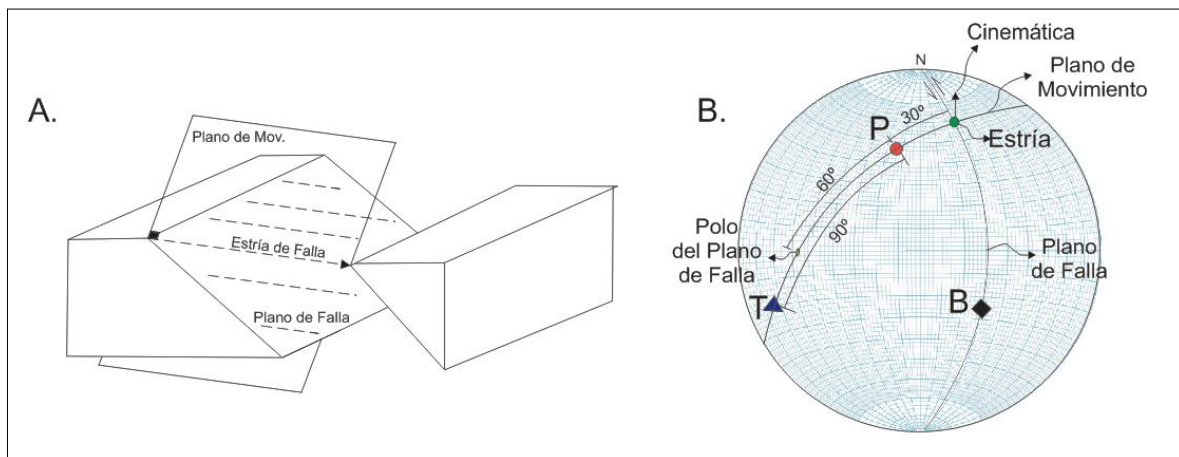
Los diagramas P-T son un método gráfico que muestra los ejes de presión (P) y tensión (T) por los cuales se dieron la mayor y menor deformación que da como producto la formación de un plano de falla o de una familia de fallas. Este método fue descrito por Turner (1953 en Reiter y Acs, 2013) y es frecuentemente utilizado para inferir a partir de ellos regímenes tectónicos (Célérier, 2009). Cabe aclarar que los términos presión y tensión están mal utilizados pues al referirnos a deformación los correctos serían acortamiento y extensión.

Para explicar este método se parte de la premisa de que el plano que contiene la estría de falla dejada por el movimiento es perpendicular al plano de falla, por tanto este también incluye la dirección de deslizamiento (Burg, 2011), este plano es denominado plano de movimiento (ver Figura 29) y se asume que contiene las direcciones de los ejes principales de mayor y menor deformación (P y T, relacionados al σ_1 y σ_3 del campo de esfuerzos respectivamente, Célérier, 2009), en cuanto a la dirección del eje de deformación intermedia (B relacionado al σ_2 del campo de esfuerzo, Célérier, 2009) se toma el polo del plano de movimiento, dando un eje paralelo al plano de falla y perpendicular a las estrías de falla (Burg 2011, ver Figura 29).

En cuanto a los ángulos entre el plano de movimiento y los ejes principales de deformación P, T y B, se tiene que el ángulo del eje de presión (P) se ubica a 60° del polo del plano de falla y a 30° del punto que muestra la estría de falla, tomando un sentido coherente con el movimiento de la falla, luego a 90° de este punto se ubica el eje de tensión (T) (ver Figura 29). Burg (2011) menciona que el eje de presión (P) se ubica a 60° en dirección del polo del plano de falla o a 30° en dirección al desplazamiento marcado por la línea de pitch, con un sentido coherente. Una vez hallados los ejes de deformación de cada una de las fallas medidas en campo, los software como Tectonics FP (Reiter y Acs, 2013), realizan procedimientos estadísticos para arrojar un solo eje P, T y B por cada familia o población de fallas procesada, siendo estos los más utilizados para definir

orientaciones principales del campo de esfuerzo actuante en la formación de las fallas (Célérier, 2009).

Figura 29. (A) Esquema que representa el movimiento de dos bloques, en donde se marcan las estrías de falla dejadas por el deslizamiento en el bloque yacente y el plano de movimiento que contiene las estrías. (B) Proyección estereográfica de un plano de falla con su respectiva línea de estría (punto verde), su cinemática (flechas negras, que para el ejemplo es sinistral) y su plano de movimiento, en el cual se hallan los ejes de deformación principales P, B y T (círculo rojo, cuadrado negro y triángulo azul, respectivamente).



Fuente: (A) tomado y modificado de Burg (2011), (B) Autoras

2.2.3. Análisis dinámicos numéricos

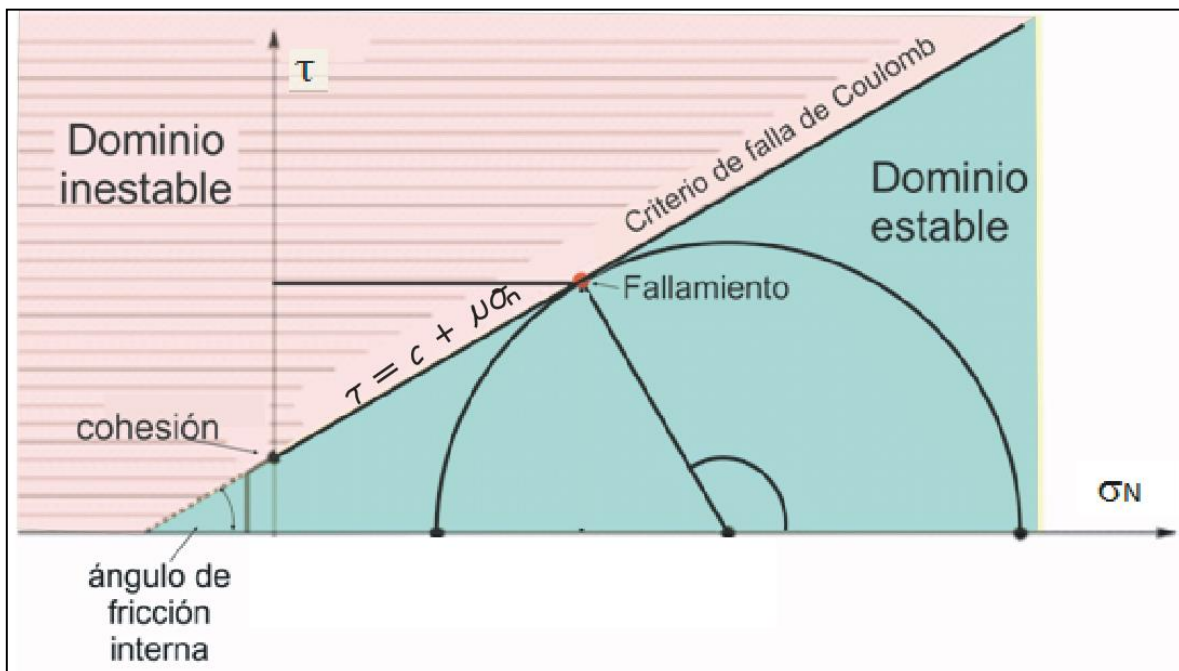
En los análisis numéricos dinámicos (NDA) Spang (1972) propone un método por medio del análisis de la deformación de las fibras de la calcita, en donde los esfuerzos principales y sus orientaciones pueden ser calculadas mediante la toma de los eigen-valores y eigen-vectores (valores y vectores propios en algebra lineal) de la mayor tensión del esfuerzo, de esta manera las magnitudes relativas y las principales orientaciones calculadas del esfuerzo reflejan con exactitud la distribución de la compresión y ejes de extensión. El programa TectoniscFP (Reiter y Acs, 2013) utiliza este método aplicando la solución propuesta por Sperner (1996, en Reiter y Acs, 2013) para ajustar este método al análisis a los datos de estrías de los planos de falla. Los resultados del método de NDA son parámetros de deformación (representados por ejes lambda λ) en lugar de los

parámetros de esfuerzo, pero se hace la presunción de que la deformación sigue la tensión aplicada por lo que se puede tratar estos valores como parámetros indirectos de esfuerzo (Sperner, 1996; Neubauer, 2005 en Van Gent *et al.*, 2009). Cabe mencionar que este método solo calcula la orientación y la magnitud relativa de la deformación en lugar de calcular valores absolutos (Van Gent *et al.*, 2009).

2.2.4. Análisis mecánico de las fallas

Se hace referencia al análisis mecánico de las fallas, pues a partir de este se realizan algunas consideraciones importantes en el tratamiento de los datos de estrías, en este se considera un estado de esfuerzo triaxial, en donde los materiales se fracturan si se alcanza el esfuerzo de ruptura, que es un determinado valor del esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) y que se rompería por los planos que están sometidos al máximo esfuerzo de cizalla, el cual estaría regido por $\tau_{\text{máx}} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$. Esta distribución de esfuerzos se representa en el llamado círculo de Mohr (ver Figura 30).

Figura 30. Círculo de Mohr, mostrando la envolvente que cumple con la ecuación del criterio de ruptura Navier-Coulomb $\tau = c + \mu\sigma_n$ en la cual se presenta el fallamiento.



Fuente: Adaptado de Burg (2011).

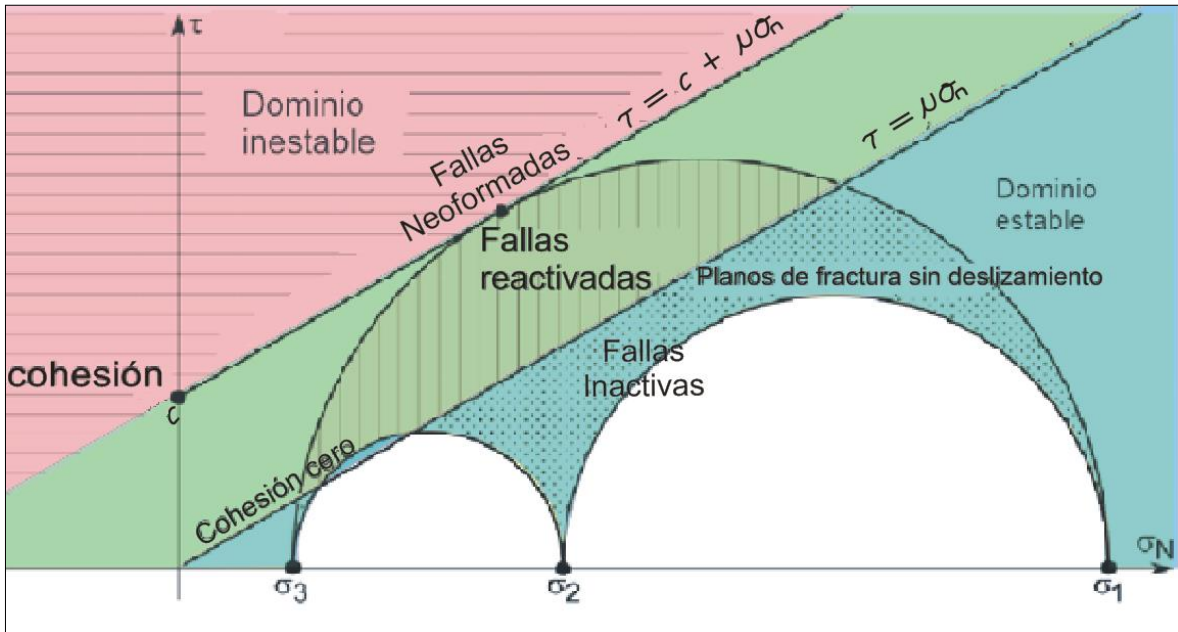
Para hallar el plano de cizalla por el cual un material fallaría se utiliza el criterio de ruptura Navier – Coulomb, el cual tiene en cuenta la cohesión y el ángulo de rozamiento interno del material, asumiendo por tanto que para las condiciones frágiles de la corteza superior se cumple lo siguiente:

$$\tau = c + \mu\sigma_n$$

Donde τ es el esfuerzo crítico de cizalla sobre el plano de falla, c es la cohesión, μ es el coeficiente de rozamiento interno ($\mu = \tan\varphi$ siendo φ = el ángulo de rozamiento interno del material) y σ_n la componente normal del esfuerzo sobre dicho plano. Estos puntos de ruptura configuran la llamada envolvente de Coulomb.

El análisis tanto del círculo de Mohr y de la envolvente de Coulomb permite también diferenciar entre las fallas neoformadas y las reactivadas (Angelier, 1989;1994; Yin y Renalli, 1995 en Gumiel 2006) pues si el campo de esfuerzo es uniforme, todas las fallas neoformados se ubican en la envolvente de Coulomb marcando una tendencia de fracturación, mientras que las fallas reactivadas se ubican en el interior del círculo (Gumiel *et al.*, 2006) entre la línea envolvente y una paralela que sale desde el origen, pues se tiene un ángulo de cohesión cero que indica que estos puntos se movieron por planos pre-existentes. Los puntos que caen fuera de estos planos no pertenecen al tensor de los otros puntos, debido a que en este campo no hay movimiento (Burg, 2011; ver Figura 31).

Figura 31. Campos del círculo de Mohr. Fallas Neoformadas ubicadas en la envolvente del círculo donde se presentan los puntos de ruptura que cumplen con un esfuerzo crítico de cizalla $\tau=c+\mu\sigma_n$ (Dominio Inestable). Fallas reactivadas ubicadas entre la envolvente y una línea paralela que pasa por el origen (cohesión cero) en donde el esfuerzo de cizalla cumple con la ecuación $\tau=\mu\sigma_n$. Fallas inactivas (sin deslizamiento) ubicadas en el Dominio Estable.



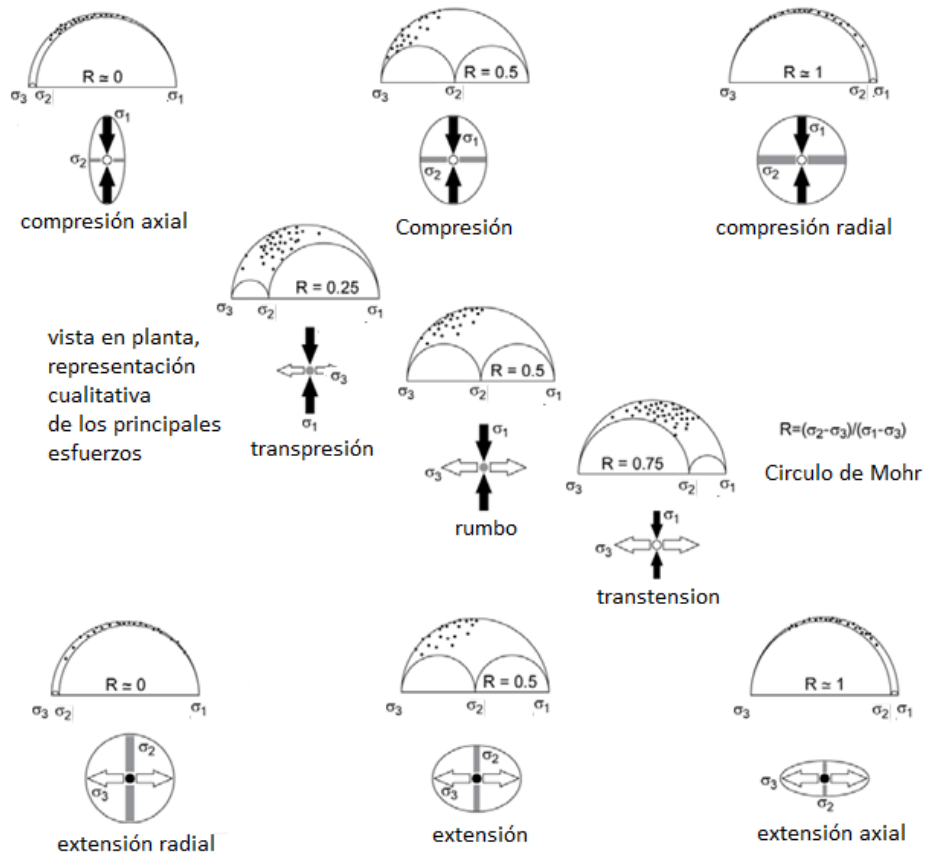
Fuente: Adaptado de Burg (2011).

Las relaciones de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , representadas en el círculo de Mohr muestran el régimen de esfuerzos que actuaron en la formación de las fallas, según esto si se tienen fallas de cabalgamiento, los círculos de Mohr pueden mostrar compresión axial, neta compresión o compresión radial, ya en fallas normales se pueden identificar regímenes de extensión axial, neta extensión o extensión radial y en fallas de rumbo se mostrará transpresión, neto rumbo o transtensión (Burg , 2011; ver Figura 32).Dicha relación se puede observar cuantitativamente por medio del indicador R:

$$R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} ,$$

Esta relación es calculada fácilmente en programas como TectonicsFP a partir de los círculos de Mohr generados para una población de fallas.

Figura 32. Régimen de esfuerzos definidos por el cálculo de las relaciones de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 mediante el círculo de Mohr.



Fuente: Modificado del Adaptado de Burg (2011).

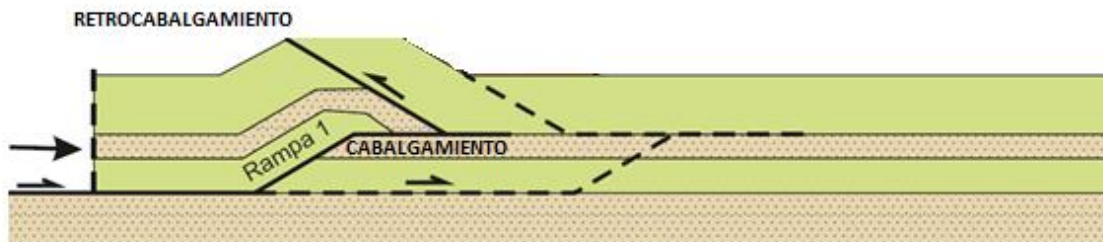
2.3. Sistemas de cabalgamiento

Por último en este capítulo se tratan los conceptos que involucran los sistemas de cabalgamiento (abanicos imbricados y estructuras en dúplex), escamación de piel delgada y escamación de piel gruesa, necesarios para comprender la configuración y los estilos estructurales del área de estudio.

Cuando se habla de un sistema de cabalgamiento se hace referencia a dos o más fallas inversas que se han unido y se ramifican desde una falla principal, a sí mismo se puede formar a partir de estas, fallas denominadas retrocabalgamientos, los cuales poseen una vergencia contraria al cabalgamiento principal, estos se

producen por una resistencia que encuentra el empuje en el material provocando un cambio de su dirección (ver Figura 33).

Figura 33. Sistema de cabalgamiento con un retrocabalgamiento asociado.



Fuente: Autoras

Para analizar estos sistemas se deben tener en cuenta los conceptos de escamación de piel delgada y gruesa que definen estilos estructurales:

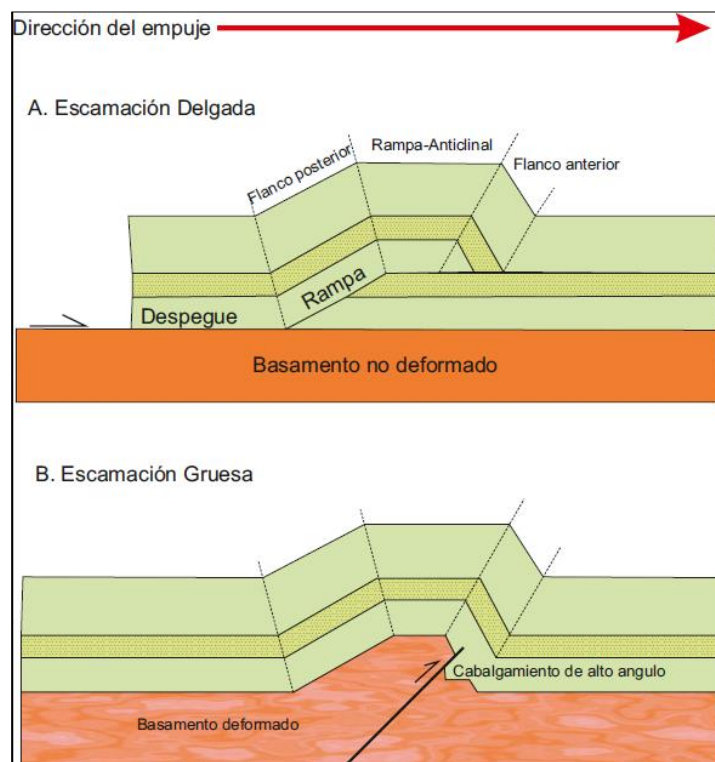
- **Escamación de piel delgada:** El concepto de escamación delgada hace referencia a diferentes cabalgamientos y pliegues asociados que afectan a una secuencia sedimentaria sin llegar a afectar el basamento cristalino subyacente (ver Figura 34-A). Los cabalgamientos en este estilo estructural normalmente repiten la misma unidad a lo largo del cinturón al que se encuentran asociados (Hatcher, 1995), y normalmente suelen tener su despegue en rocas incompetentes, aunque en algunos casos se puede presentar en una unidad competente, siempre y cuando esta sea susceptible al “ablandamiento” por deformación (Hatcher, 1995). Asociadas al despegue se encuentran fallas inversas lístricas.
- **Escamación de piel gruesa:** Haca referencia a los cabalgamientos que afectan tanto a la secuencia sedimentaria como al basamento subyacente (ver Figura 34-B). Este tipo de deformación suele estar asociado a los núcleos cristalinos de los cinturones orogénicos y frecuentemente se encuentra controlada por cabalgamientos de alto ángulo que interactúan con el basamento deformado y pueden estar relacionados a estructuras más regionales (Hatcher, 1995)

A partir de estos sistemas de cabalgamiento, se pueden presentar diferentes patrones configurados, entre los que podemos encontrar abanicos imbricados y estructuras tipo dúplex principalmente.

- **Abanicos Imbricados**

Este término se emplea para describir conjuntos de cabalgamientos que pueden llegar a componer un *foreland thrust belt*. Los cabalgamientos que conforman este tipo de estructuras probablemente se bifurcan a partir de un despegue principal más profundo a medida que las escamas de cabalgamiento afectadas se van moviendo a causa del mismo (Hatcher, 1995)

Figura 34. Estilos estructurales. (A) Escamación de piel delgada y (B) escamación de piel gruesa.

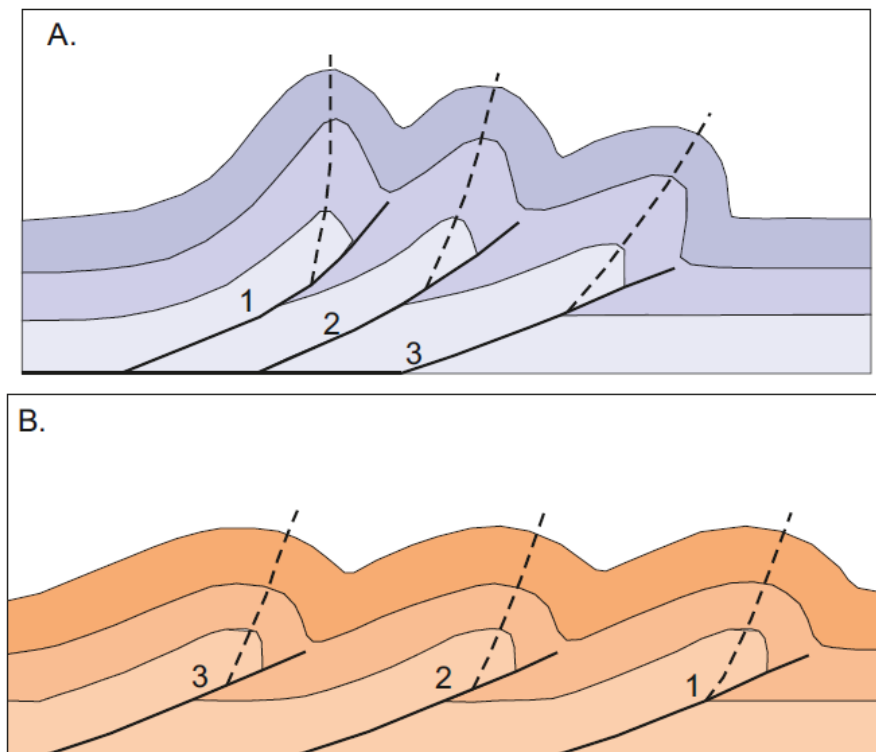


Fuente: Tomado y modificado de Burg (2011).

Por otro lado se encuentran dos tipos de abanicos imbricados:

- ✓ *Abanicos imbricados dirigidos*: En estas estructuras, el imbricado más joven se encuentra en el frente, y "hala" a los imbricados más antiguos, los cuales a su vez se encuentran rotados hasta posiciones más pronunciadas; esta configuración implica que el máximo desplazamiento es absorbido por el cabalgamiento frontal. Es el tipo de abanico imbricado más común (Burg, 2011)(ver Figura 35-A).
- ✓ *Abanicos imbricados arrastrados*: En estos el imbricado más joven se encuentra en la parte posterior del abanico, cabalgando sobre imbricados más antiguos, haciendo que el máximo desplazamiento sea absorbido por uno de los cabalgamientos (imbricados) más antiguos (Burg, 2011) (ver Figura 35-B).

Figura 35. Abanicos imbricados. (A) Abanico imbricado arrastrado y (B) abanico imbricado dirigido. 1- cabalgamiento más joven, 2- cabalgamiento medio y 3- cabalgamiento más antiguo.



Fuente: Burg (2011)

3. MARCO GEOLÓGICO

El basamento del terreno colombiano, presenta un contraste entre las rocas separadas por la Falla Cauca-Almaguer en el flanco oeste de la Cordillera Central, La Falla de Guachaca en la Sierra Nevada de Santa Marta y la Falla de Simaura en la Guajira, debido a que al oriente de estas fallas se encuentran rocas metamórficas, de edad Precámbrica (Gómez Tapias *et al.*, 2006, mientras al occidente se encuentran rocas ígneas y volcánicas, de composición predominantemente máfica del Cretácico Superior. La separación entre estos dos tipos diferentes de basamento se interpreta como resultado de la acreción de fragmentos de litosfera oceánica al margen continental activo de Suramérica durante el Eoceno (Gómez Tapias *et al.*, 2006). Por otro lado en el basamento precámbrico oriental se han reconocido tres provincias geológicas que se consideran relacionadas a la historia paleozoica de colisión entre los continentes de Gondwana y Laurentia. Estas provincias de oriente a occidente son: Provincia Rio Negro Juruena (PRNJ), Provincia Grenvilliana (PG), Provincia Arquía (PA) (Gómez Tapias *et al.*, 2007), siendo competencia del presente trabajo la Provincia Grenvilliana (PG), la cual está conformada por anfibolitas y granulitas que afloran como bloques fallados aislados en las serranías de la Macarena y San Lucas, en los macizos de Garzón y Santander, en la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Alta Guajira, comprendidos en la Cordillera Oriental.

El origen de la Cordillera Oriental se asume que está asociado a una amplia cuenca extensional (Sarmiento Rojas *et al.*, 2006 en Bayona *et al.*, (2008)) como las paleocuenca del Cocuy hacia el Este y del Valle del Magdalena hacia el Oeste, separadas por el paleoalto de los macizos de Floresta y de Santander (Etayo-Serna, 1968; Fabre, 1983; Sarmiento-Rojas, 2001; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006 en Caballero *et al.*, 2010). Estas paleocuenca posteriormente fueron tectónicamente invertidas durante el cenozoico (Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995 en Bayona *et al.* (2008)).

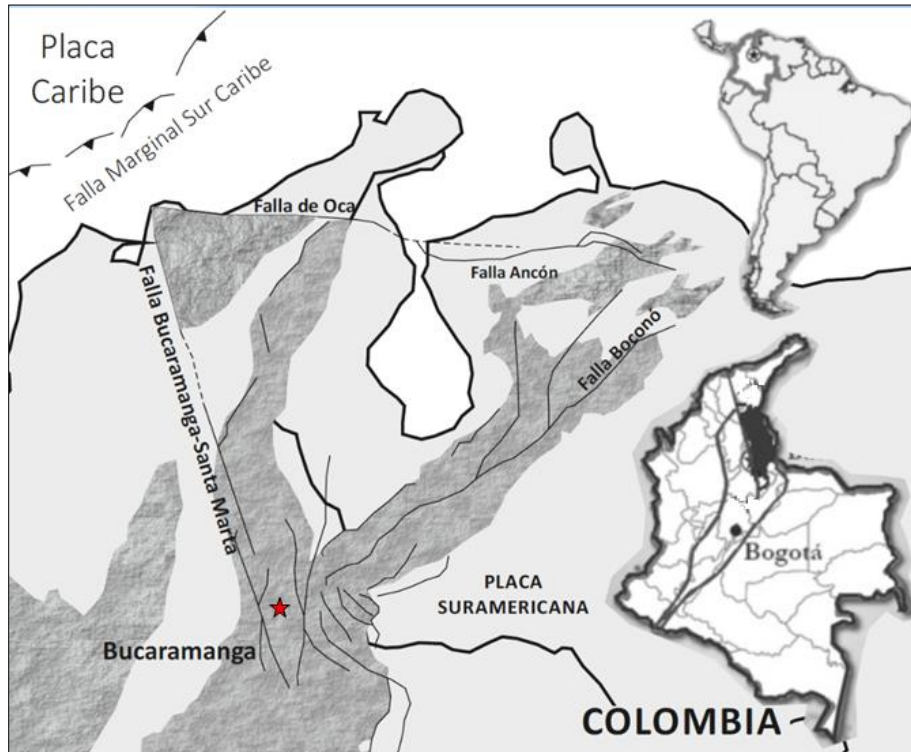
Los eventos tectónicos que afectaron los ambientes de depositación de las unidades sedimentarias que hoy hacen parte de la Cordillera Oriental empieza

con la acreción de la Cordillera Occidental durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (McCourt *et al.*,(1984) en Cooper *et al.*,(1995)), marcando un primer cambio significativo, de un ambiente marino a uno continental (Van dar Hammen, (1961) en Cooper *et al.*, 1995). Ya para el Mioceno Medio, la colisión del terreno Choco con la margen noroccidental de la placa Sur-Americana (Duque Caro, (1990) en Cooper *et al.*,(1995)) pudo haber contribuido al inicio de la deformación de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995). En el Mioceno Tardío tiene lugar el evento principal de deformación de la Cordillera Oriental, a causa de la colisión de la microplaca de Panamá con la placa Suramericana (Cooper *et al.*, 1995). Durante esta fase de deformación, la Cordillera Oriental fue exhumada y erosionada; las antiguas fallas de las paleo-cuencas extensionales se invirtieron dando origen a estructuras de compresión (Cooper *et al.*, 1995), además de las fallas de rumbo, asociadas a la interacción actual de las placas tectónicas, que produce un régimen transcurrente.

Por otro lado una subdivisión de la Cordillera Oriental corresponde al Bloque (o Subplaca) Maracaibo limitado por el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, la Falla de Oca y la Falla Boconó (Tschanz *et al.*, 1974; Van der Hilst y Mann, 1994), en Mantilla *et al.*, (2011)), este comprende diferentes provincias litotectónicas y características morfoestructurales, tales como la Sierra Nevada de Santa Marta, la Sierra de Mérida (Los Andes Venezolanos), la Serranía de Perijá y el Macizo de Santander, y las cuencas Cesar-Ranchería y Catatumbo - Maracaibo. En el cretácico tardío el Bloque Maracaibo empezó a migrar hacia el noroeste a lo largo de los sistemas de falla Santa Marta-Bucaramanga y Oca-El pilar, formando en el proceso la Sierra de Mérida, el cinturón Santander-Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta (Cediél *et al.*, 2003). Aunque el Bloque de Maracaibo es parte del Escudo de la Guayana, se distingue por un único y restringido estilo de deformación provocada por la interacción entre las placas de Nazca, Caribe, y la de Sur América, desde el Mesozoico-Cenozoico hasta la actualidad (Cediél *et al.*, 2003).

De las provincias litotectónicas mencionados, en un sector relativamente esquinero del Bloque Maracaibo se localiza el Macizo de Santander (Mantilla *et al.*, 2011), en la parte Nor-Este de Colombia (Figura 36). Su basamento comprende rocas metamórficas de edad pre devónica, las cuales están cortadas por cuerpos intrusivos del triásico al cretácico (Goldsmith, *et al.*,(1971); Boinet *et al.*,(1985), en García *et al.*,(2005)), aunque la edad de muchos de estos cuerpos intrusivos aún están en debate, debido a la escasez de datos isotópicos (García *et al.*, 2005). Las rocas metamórficas de este macizo comprenden las unidades Neis de Bucaramanga, la Formación Silgará y el Ortoneis. Este basamento puede estar suprayacido de forma discordante por la Formación Floresta, así como por otras rocas sedimentarias del Carbonífero al Pérmico; sin embargo, debido a eventos erosionales durante el Cretácico, la ocurrencia de estas secuencias está restringida (García *et al.*, 2005). Las rocas triásicas de la Formación Tiburón pueden cubrir la secuencia paleozoica, como lo pueden hacer las rocas de las formaciones Bocas y Jordán, dependiendo del sector geográfico; estas rocas a su vez están suprayacidas de forma discordante por la Formación Girón del Jurásico (García *et al.*, 2005). Las rocas del cretácico en el macizo de Santander están preservadas como relictos erosionales (García *et al.*, 2005).

Figura 36. Bloque Maracaibo limitado por las fallas Bucaramanga-Santa Marta, Oca y Boconó, en el cual se encuentra el Macizo de Santander (resaltado en el mapa de Colombia) y más localmente el Municipio de Charta, Santander (estrella roja).



Fuente: Tomado y modificado de Mantilla *et al.* (2011).

Estructuralmente el Macizo de Santander es un bloque levantado, limitado hacia el este por el sistema de Falla de Bucaramanga-Santa Marta y al este por el sistema de Fallas Pamplona-Cubogón-Mercedes (García *et al.*, 2005) y en general se presentan 3 tendencias estructurales principales: NWW-SSE, NNE-SSW, NW-SE. Ward *et al.* (1973), propone que la orientación de la foliación y de los ejes de los pliegues son similares en las rocas del Gneis de Bucaramanga, Formación Silgará y Ortoneis. Estas orientaciones suelen ser N-S, paralelas al eje del cinturón orogénico que corresponde a la Cordillera Oriental y al sistema de Falla Bucaramanga, observándose variaciones locales a causa de la presencia de cuerpos intrusivos pertenecientes al Complejo Plutónico de Santander y por la cobertera sedimentaria (García *et al.*, 2005).

Finalmente el área de estudio que corresponde al el Municipio de Charta y sus inmediaciones, se encuentra ubicada en el margen occidental y en la región

central del Macizo de Santander, en una área de alta complejidad geológica, puesto que se presenta una zona de cruce de fallas, como se puede observar en los mapas geológicos de los cuadrángulos H12-Bucaramanga y H13-Pamplona del departamento de Santander, donde se destacan las fallas Sutará y Cucutilla (Royero G. y Clavijo, 2001), las cuales se consideran satélites de la Falla Bucaramanga y de gran importancia en el desarrollo de las rocas que afloran en el área, incluidas las involucradas con los distritos mineros (Mantilla *et al.*, 2011), que se encuentran aledaños al área de estudio. Dichas rocas corresponden a las unidades: Gneis de Bucaramanga, Formación Silgará, Ortoneis, Tonalita y Granodiorita, Formación Los Santos, Formación Rosa Blanca, Formación Tablazo, Formación Simití, Formación La Luna, y Formación Umir así como depósitos del cuaternario, que abarcan localmente los tres tipos de rocas y edades que van desde el Proterozoico (de Bucaramanga) hasta el Holoceno (Depósitos cuaternarios) (Ward *et al.*, 1973).

Ya en un enfoque mas local, el área de estudio se encuentra afectada por dos fallas principales, la Falla del Río Charta y la Falla La Cristalina. La primera es una falla con una dirección promedio de N65W, siguiendo el Río Charta, que según Ward *et al.* (1973) se presenta en forma de arco, con poco desplazamiento vertical aparente y con un apreciable desplazamiento lateral izquierdo. La Falla La Cristalina presenta una orientación aproximada N-S con un movimiento vertical inverso, la cual es cortada en varios lugares por fallas transversales (Ward *et al.*, 1973).

4. CLIMA E HIDROLOGÍA

4.1. Aspectos atmosféricos y climáticos

El presente trabajo de investigación, como se ha mencionado anteriormente, será la base para un posterior estudio hidrogeológico de la zona, por tanto se hace necesario tratar temas relacionados con los aspectos atmosféricos y climáticos del Municipio de Charta, presentándose para ello definiciones básicas y datos específicos del área de estudio.

4.1.1. Definiciones básicas

El clima es el conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, caracterizado por las evoluciones del estado del tiempo, en un lugar o región dada, durante un periodo determinado, el cual esta controlado por factores forzantes, factores determinantes y por la interacción entre los diferentes componentes del denominado sistema climático -atmósfera, hidrosfera, litosfera, criósfera, biosfera y antropósfera - (Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales, IDEAM, 2005)

Aunque básicamente las variables climáticas se relacionan con la atmósfera, los procesos atmosféricos predominantes en un lugar o región están sujetos a su vez por factores forzantes, que son los relacionados con la superficie terrestre, incluidas las cortezas continental y oceánica y parte del manto superior (litosfera), los océanos, mares interiores, ríos y aguas subterráneas (hidrosfera) y las zonas terrestres cubiertas por hielo (criósfera). Así mismo, existe una estrecha relación de dichos procesos con la vegetación y otros sistemas vivos tanto del continente como del océano (biosfera y antropósfera). Por otro lado los factores determinantes del clima se refieren a ciertas condiciones, en general físico-geográficas, que relativamente son constantes y no sufren cambios horarios, diurnos o anuales y tienen gran influencia en el clima por el papel que juegan en la transferencia de energía y calor. Entre los factores determinantes se destacan la latitud, la altitud y la distancia al mar (Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales, IDEAM, 2005).

4.1.2. Datos climáticos y atmosféricos del Municipio de Charta

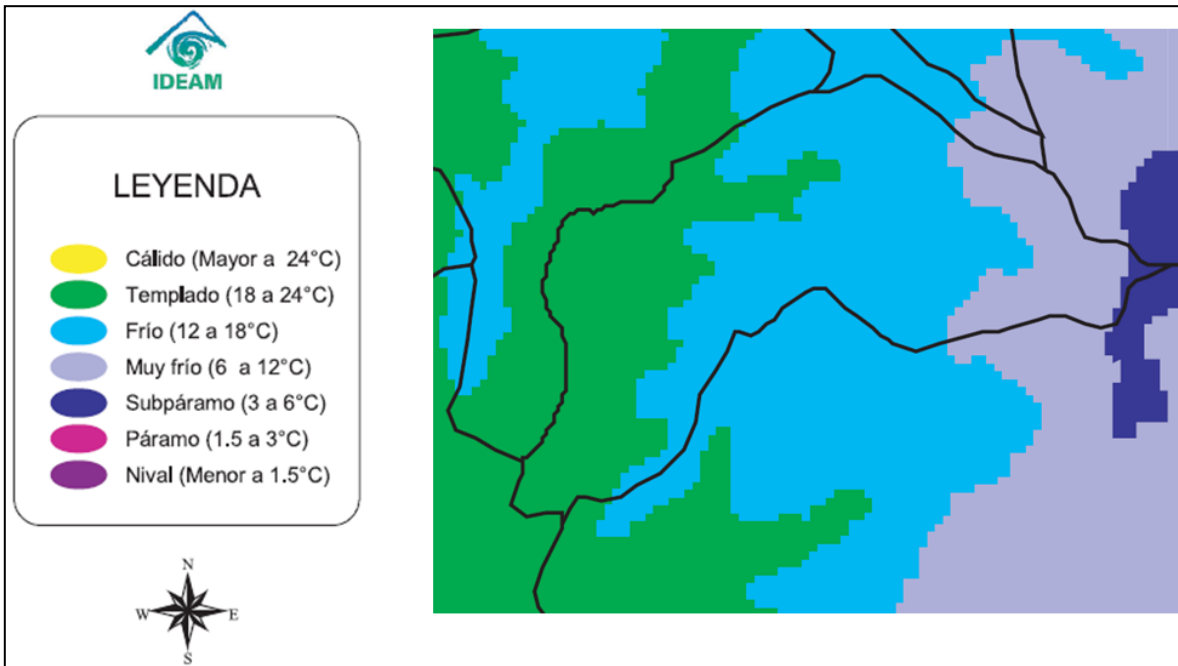
El Municipio de Charta se encuentra ubicado entre los 1100 y 3700 metros sobre el nivel del mar (msnm), abarcando con ello tres pisos térmicos (ver Figura 37):

- Páramo: alturas de 3000 a 4000 msnm aproximadamente.
- Frío: alturas de 2000 a 3000 msnm aproximadamente.
- Templado: alturas de 1000 a 2000 msnm aproximadamente.

En estos pisos térmicos se desarrollan tres diferentes clases de climas (ver figura 38): Templado muy seco, Frio muy seco y Muy frio seco.

Del área total del municipio el 26 % tiene pendientes con porcentajes comprendidos entre 6 y 30% ; un 38% corresponden a terrenos quebrados entre el 31 y 70 %; y el resto del área es muy escarpada con pendientes que superan 71%, ubicándose en el área zonas de vida de Bosques Húmedos Premontanos y Bosques Húmedos Montanos Bajos (basado en el Sistema de Clasificación Ecológica de las Zonas de Vida del Mundo de Holdridge, 1947; citado en el informe presentado por La Alcaldía de Charta, Santander). Por otro lado a una altura de 3000 msnm se cuenta con una zona denominada Subpáramo, la cual constituye una reserva forestal e hídrica; y a alturas más bajas los rastrojos del municipio constituyen reservas de fauna y flora nativas (Alcaldía de Charta, Santander)

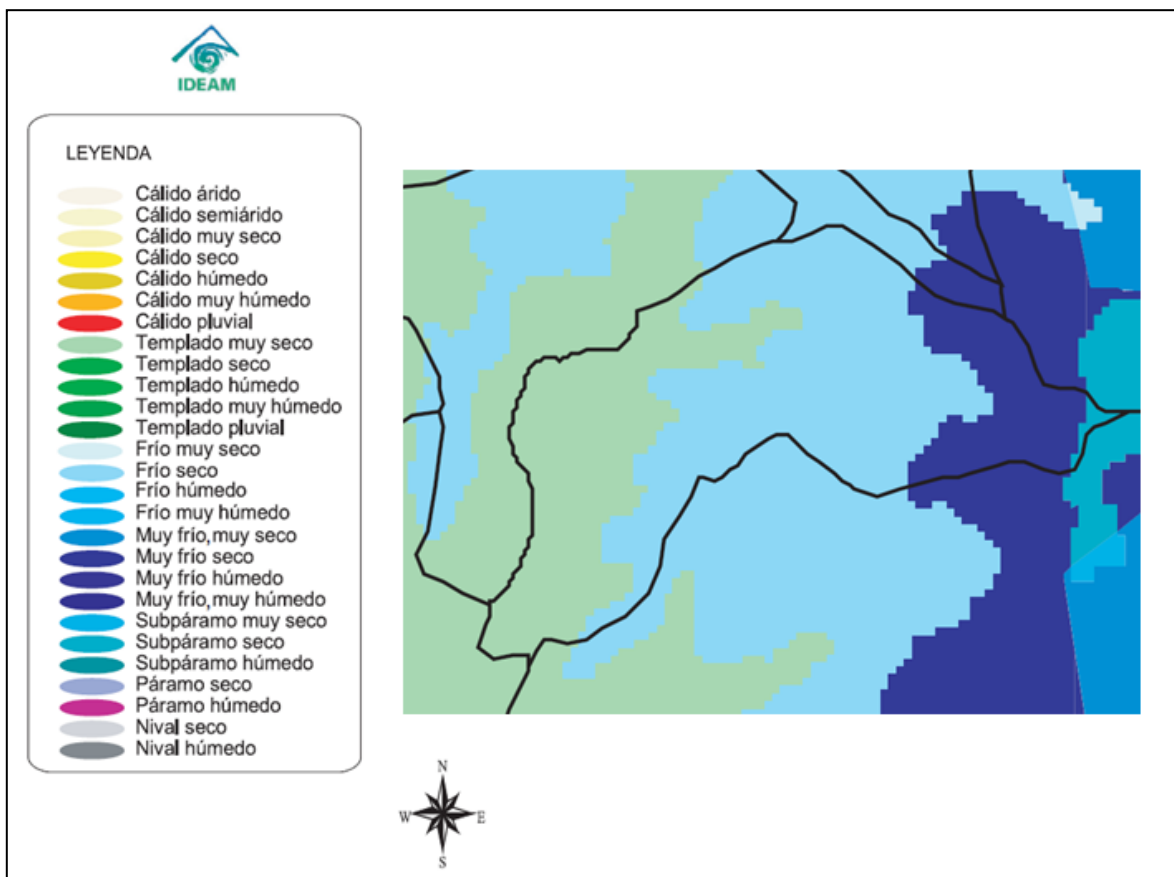
Figura 37. Pisos térmicos y temperatura media anual (°C) del Municipio de Charta, Santander.



Fuente: Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales, IDEAM (2005)

La Figura 37 también muestra las temperaturas medias anuales del Municipio de Charta, reportándose según los pisos térmicos temperaturas entre los 6 a 24°C. Por otro lado las estaciones meteorológicas del IDEAM más cercanas al municipio (Tabla 1) reportan temperaturas promedios de 8,6 a 18,5° C.

Figura 38. Clasificación climática del Municipio de Charta, Santander.



Fuente: Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales IDEAM (2005)

Tabla 1. Promedios Climatológicos de las Estaciones más próximas al Municipio de Charta

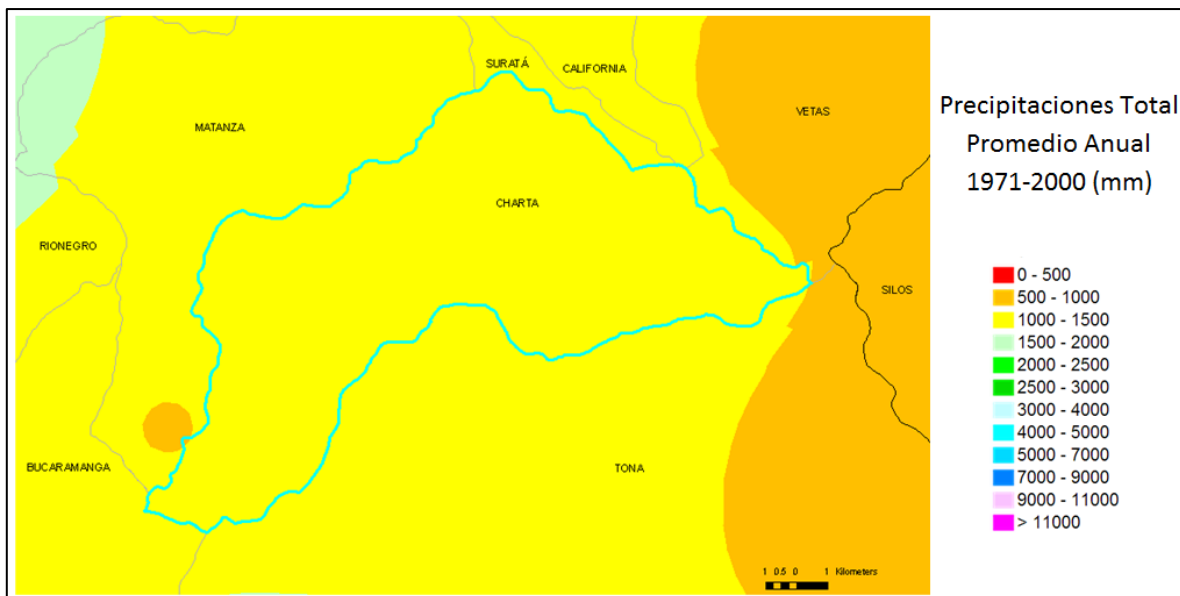
Estación	Municipio	Corriente	Elevación msnm	Precipitación	T. Media	T. Media Max	T. Media Min
Vivero Suratá	Suratá	Suratá	1,725	1.080	18,5	24,1	13,9
Berlín	Tona	Jordán	3.214	707	8,6	13,3	4,4

Fuente: Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales IDEAM (2005)

4.1.3. Precipitaciones

Para el Municipio de Charta se reportan un promedio anual total de precipitaciones de 1000 mm y 1500 mm (ver Figura 39), un poco más elevadas de las registradas por la estación meteorológica de Vivero Suratá; con épocas de veranos cortos a principios y mediados del año, con un total de número de días con lluvia de 100 a 150 aproximadamente (Instituto de Hidrología, Meteorología y Aspectos Ambientales, IDEAM, 2005)

Figura 39. Precipitaciones promedio anuales del Municipio de Charta.



Fuente: Sistema de Información Geográfica para la Planeación y el Ordenamiento Territorial (SIG-OT).

4.2. Hidrografía

Una cuenca hidrográfica hace referencia a las aguas superficiales que vierten a una red natural con uno o varios cauces naturales, de caudal continuo o intermitente, que confluyen en un curso mayor, que a su vez, desemboca en un río principal, en un pantano, en un lago o directamente en el mar.

La Subcuenca Río Suratá, con una extensión de 68.461 Has, hace parte de la Cuenca Superior del Río Lebrija y se encuentra geográficamente conformada por las microcuencas Río Vetas, Suratá Alto, Suratá Bajo, Río Charta y Río Tona,

involucrando a seis municipios: Vetás, California, Suratá, Matanza, Charta, Tona y Bucaramanga, los cuales hacen parte parcial o total de la cuenca.

Figura 40. Cauce y material clástico del Río Charta.



Fuente: Autoras

En la zona de estudio se encuentra en la Microcuenca Río Charta, cuya red hídrica principal la conforma el Río Charta, el cual tiene su origen en inmediaciones del Páramo de Santurbán (ver Figura 40 y Figura 41). A este Río confluyen principalmente las quebradas El Volcán, Ramírez, Páramo Rico, Tequendama y Altillo desde el nororiente; desde el oriente llegan las quebradas Seca, La Honda, La Loma, La Lejía, Cristalina y Pantanos; las quebradas Abejas, Pico y Palma, El Fincal y Lagunillas confluyen desde el suroccidente.

Figura 41. Zona del nacimiento del Río Charta, en el sector conocido como El Volcán



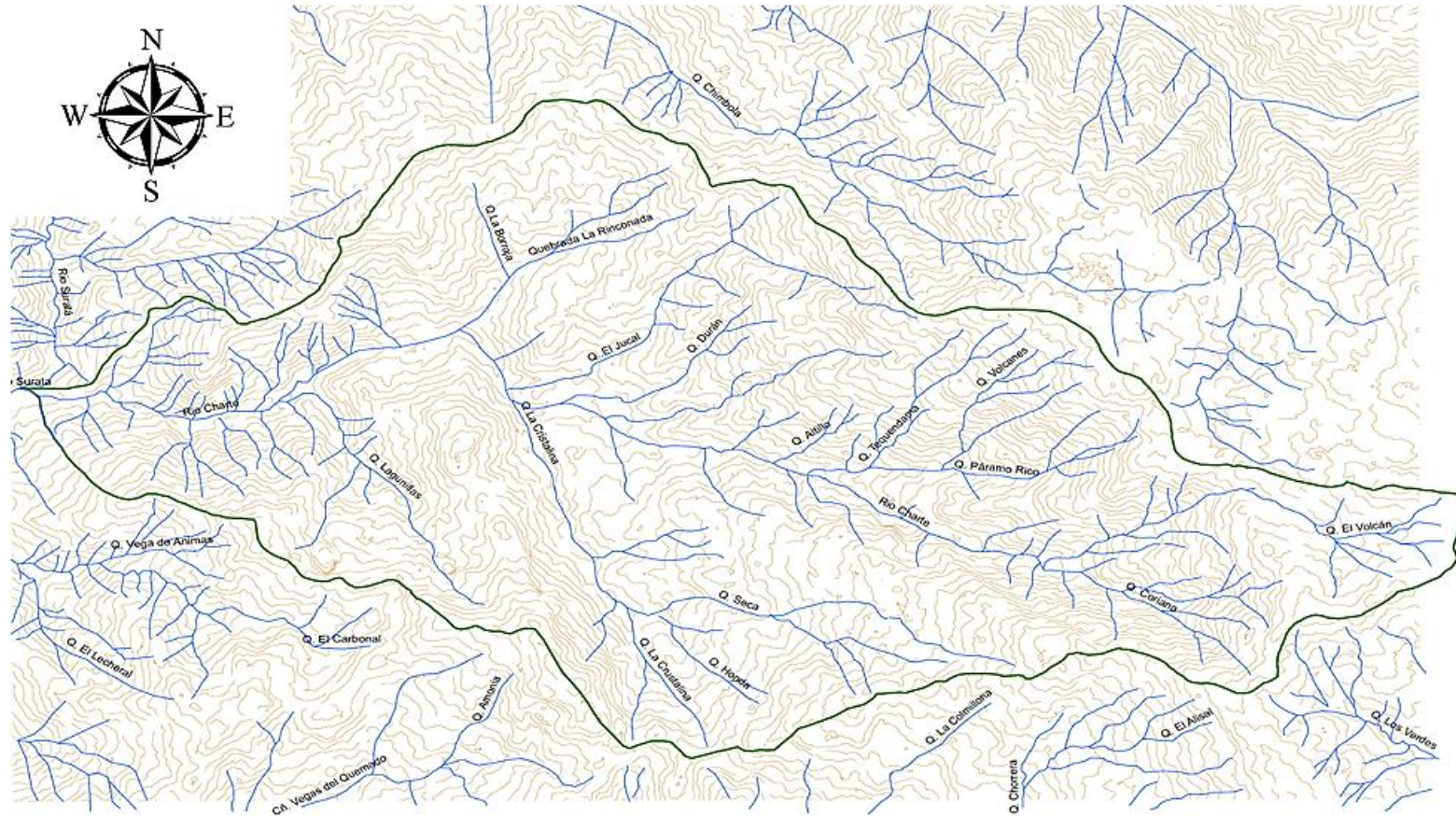
Fuente: Autoras.

Considerando los drenajes pertenecientes a la microcuenca del Río Charta (ver Figura 42) se clasifican las zonas de drenaje afectadas por algunos de los afluentes del Río Charta:

- Quebrada la Coriana: En la parte alta predominan las rocas metamórficas y algunos depósitos glaciales siendo de tipo B con moderadamente bajo potencial de escorrentía porque son suelos residuales granulares moderadamente profundos a profundos; y en la parte baja es una zona con escaso desarrollo de suelo y altas pendientes por cuanto es de tipo C que corresponde a un potencial de escorrentía moderadamente alto. Hace parte de esta área la quebrada el Volcán.
- Quebrada Páramo Rico: Rocas ígneas con un desarrollo moderado de suelos residuales granulares se clasifica como de tipo C.
- Quebrada Monte Chiquito: Suelos residuales ígneos moderadamente profundos siendo de tipo C.

- Quebrada Durán: Suelos residuales ígneos profundos y rocas sedimentarias predominantemente areniscas siendo de tipo B.
- Quebrada Cristalina: Aunque en esta zona las pendientes no son tan fuertes hay un predominio de suelos con textura moderadamente fina proveniente de rocas sedimentarias donde predominan las lutitas y las arcillolitas clasificándose como de tipo C.

Figura 42. Delimitación de la microcuenca de Río Charta en donde se muestran los principales drenajes de la zona, destacándose el Río Charta, Quebrada La Cristalina, Quebrada La Rinconada y Quebrada el Juncal, relevantes en este estudio.



Fuente: Autoras

5. ESTRATIGRAFÍA

En el Municipio de Charta afloran rocas que abarcan edades desde el Proterozoico hasta el Cretácico Superior comprendiendo los tres tipos de rocas. Presenta un basamento ígneo-metamórfico levantado, que incluye las unidades Gneis de Bucaramanga, Formación Silgará, Ortoneis, Tonalita y Granodiorita, Cuarzomonzonita de La Corcova y Cuarzomonzonita y Granito; y una faja sedimentaria Cretácica que comprende desde la Formación Los Santos hasta La Formación Umir, las cuales hicieron parte de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, que debido a la exhumación de la cordillera oriental ahora hacen parte del macizo de Santander.

5.1. Gneis de Bucaramanga, MP3NP1-b (pEb)

El nombre Gneis de Bucaramanga fue propuesto por Ward *et al.* (1973). Esta unidad tiene como localidad tipo el frente montañoso de los Cerros La Judía y Morro Negro, ubicado al oriente del Municipio de Bucaramanga (Royero y Clavijo, 2001). La unidad constituye una secuencia de rocas metamórficas entre las que se encuentran paraneises cuarzofeldespáticos, horbléndicos, micáceos y granatíferos, así como cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente granulitas (Royero y Clavijo, 2001).

El Gneis de Bucaramanga aflora en la parte Este del área de estudio sobre la carretera que comunica el corregimiento de Berlín con el Municipio de Vetas, está constituido por rocas metamórficas de textura néisica con alto contenido de minerales máficos y cuarzo. Los afloramientos no presentan un alto grado de meteorización ni un marcado fracturamiento, sin embargo se observa un desarrollo de suelo residual hacia la parte superior de las rocas (ver figura 43).

El Gneis de Bucaramanga infrayace unidades del Paleozoico, Jurásico y algunas del Cretácico, de las cuales la Formación Silgará está en contacto en varios sitios (Royero y Clavijo, 2001), por otro lado también es intruído por diferentes plutones félsicos del Paleozoico y Jurásico (Ward *et al.*, 1973), en el área de estudio se

encuentra en contacto intrusivo con La Tonalita y Granodiorita y es cortado por cuerpos que corresponden al Ortoneis.

Las dataciones de la unidad reportadas en Ward *et al.* (1973) arrojan una edad Rb/Sr de 680 ± 140 M.a. calculada sobre una muestra de gneis biotítico; y otra K/Ar de 945 ± 40 M.a. calculada sobre un gneis horbléndítico, que lo ubican en el Neoproterozoico.

Figura 43. Afloramiento del Gneis de Bucaramanga sobre la carretera Berlín-Vetas



Fuente: Autores

5.2. Formación Silgará, OS-s (pDs)

El nombre de la Formación Silgará fue propuesto por Ward *et al.*,(1973), haciendo referencia a una secuencia de rocas clásticas metamorfizadas, 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).

En el área de estudio La Formación Silgará está constituida principalmente por esquistos micáceos, así como por metareniscas y esquistos micáceos anfibólicos minoritarios. Los principales afloramientos se encuentran sobre la carretera que comunica el corregimiento La Playa y el Municipio de Charta y en los márgenes del Río Charta en este mismo sector, en ellos se conservan como estructuras relícticas los planos de estratificación del protolito sedimentario (ver Figura 44).

Figura 44. Afloramiento de la Formación Silgará mostrando estructuras del protolito.



Fuente: Autoras

Se ha establecido que esta unidad suprayace al Gneis de Bucaramanga e infrayace unidades de rocas sedimentarias, las cuales varían con la localización; en el Municipio de Charta, la Formación Silgará infrayace a la Formación Los Santos (Tambor) de forma discordante; igualmente es cortada por las Unidades Ortoneis y por los apófisis de la Cuarzomonzonita y Granito siguiendo o cortando la foliación (ver Figura 45).

Figura 45. Afloramiento de la Formación Silgará mostrando (A) apófisis cortando la foliación y (B) apófisis siguiendo la foliación.



Fuente: Autoras

A la Formación Silgará se le asigna una edad pre-Devónico medio (Ward *et al.*, 1973), con base a su relación estratigráfica con la Formación Floresta, la cual contiene fósiles del Devónico medio y suprayace de forma discordante a la Formación Silgará.

5.3. Ortoneis, O-o (pDo)

Ward *et al.* (1973) definen el Ortoneis como un cuerpo metamórfico tipo gneis cuarzo-feldespático de alto y medio grado de metamorfismo, que va de composición félsica a intermedia con aspecto masivo. 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 (Ward *et al.*, 1973). 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.

En la zona de estudio se tiene control de esta unidad principalmente sobre la carretera que comunica el Municipio de Charta con el corregimiento La Playa (ver Figura 46), donde está constituida por metagranitos que exhiben claramente lineación de sus minerales predominantemente los máficos.

El Ortoneis intruye al Gneis Bucaramanga y a la Formación Silgará y está cubierto discordantemente por sedimentitas del Devónico medio que corresponden a la Formación Floresta (Ward *et al.*, 1973) en algunas áreas, a partir de estas relaciones estratigráficas se deduce que la unidad puede abarcar edades del Proterozoico superior al Paleozoico inferior (Ward *et al.*, 1973), sin embargo, dataciones radiométricas han arrojado edades de Rb/Sr roca total de 450 ± 80 M.a y de K/Ar roca total de 413 ± 30 M.a (Ward *et al.*, 1973).

Figura 46. Afloramiento de la unidad Ortoneis sobre la carretera La Playa-Charta.



Fuente: autoras

5.4. Tonalita y Granodiorita T3J1-tgd (TRtgd)

Las rocas de la 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 que compete al presente estudio. El plutón de Páramo Rico está compuesto casi en su

totalidad por tonalitas y granodioritas (como el nombre de la unidad lo indica), de colores grises.

En el área delimitada para este trabajo se encuentran tonalitas de colores oscuros y cristales de tamaño grueso, así como granodioritas de colores ligeramente rosados y monzogranitos minoritarios. Los afloramientos se hallan sobre el carreteable que comunica al Municipio de Charta con el Municipio de Vetas, ellos presentan alto grado de meteorización y desarrollo de suelo y en una menor proporción regolito (ver Figura 47).

Figura 47. Afloramiento de la Tonalita y Granodiorita que muestra un alto grado de meteorización y desarrollo de suelo.



Fuente: Autoras

La edad de las rocas de esta unidad es previa al jurásico, pero posterior al principal metamorfismo regional (Ward, *et al.*, 1973), así que dicha edad podría encontrarse desde el silúrico hasta el triásico; sin embargo no ha sido establecida con precisión.

5.5. Cuarzomonzonita de la corcova J1-cl (JRcl)

Según Ward *et al.* (1973), el plutón de La Corcova es notablemente lineal, y se encuentra limitado por fallas que siguen la dirección de su longitud, que es de 15 km, con 3 km de ancho. Se pueden encontrar diques de este cuerpo en California,

cerca de Vetas, en el Stock de Páramo Rico y en la granodiorita del Batolito de Rionegro (Ward *et al.*, 1973).

Los cristales de la Cuarzomonzonita de La Corcova son de tamaño fino a medio, equigranular y de textura sacaroide, y en algunas zonas puede presentar estructura fluidal (Ward *et al.*, 1973). La composición de típica de este cuerpo es característica, puesto que la cantidad de plagioclasa y de cuarzo es menor que en otros cuerpos cuarzomonzoníticos, mientras que la de feldespato potásico es ligeramente mayor (Ward *et al.*, 1973).

El cuerpo porfirítico que se encuentra en el cuadrángulo H-13, en Tona, contiene fenocristales rosados de feldespato potásico en una matriz de grano fino a medio. En sección delgada se observan microclinas grandes y poikilíticas.

La edad de la Corcova en relación con otras rocas del Grupo Plutónico de Santander es incierta (Ward *et al.*, 1973). La medición K/Ar en muscovita arroja una edad de 111 ± 4 mientras que en biotita una de 195 ± 7 .

En el área de estudio la unidad aflora sobre la Quebrada El Juncal (ver Figura 48), la cual presenta rocas de color gris rosáceo con altos contenidos en cuarzo. Estos afloramientos no desarrollan suelo ni regolito por el lavado del agua y se encuentran altamente fracturados.

Figura 48. Afloramiento de la Cuarzomonzonita de la Corcova sobre la Quebrada El Juncal.



Fuente: Autoras

5.6. Cuarzomonzonita y Granito J1-cg (JRcg)

Intrusiones Pequeñas de Cuarzomonzonita, granito, pórfido cuarzoso y escasas de granodiorita, de colores gris rosado a gris claro, están distribuidos en la Formación Silgará y el Gneis de Bucaramanga en la parte norte de los cuadrángulos H-12 y H-13 (Ward *et al.*, 1973, 1977). Varias de estas intrusiones se hallan al este del Batolito de Rionegro y al noreste del cuerpo principal de la Cuarzomonzonita de La Corcova, a su vez pequeños stocks porfiríticos están localizados en el área de la gran curvatura del río Suratá, al sursuroeste de Matanza (Ward *et al.*, 1973).

La Cuarzomonzonita es rosada, gris clara, biotítica, de grano mediano, equigranular a subporfirítica, compuesta de cuarzo gris, plagioclasa blanca y feldespato potásico en cantidades más o menos iguales, el feldespato potásico esmicroperitita en vez de microclina y localmente presenta variaciones a

granodiorita (Royero y Clavijo, 2001). En el área de estudio, la Cuarzomonzonita y Granito está compuesta principalmente por Monzogranitos, Granito de Feldespato alcalino y en cercanías los contactos con la Formación Silgara Metagranitos, en donde predominan la presencia de minerales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y máficos. Los afloramientos presentan grados de meteorización de medio a alto y se observan pulsos tardíos del mismo cuerpo que intuyen la unidad (ver Figura 49) y la Formación Silgará.

Figura 49. Afloramiento de la Cuarzomonzonita y Granito en donde se observan los pulsos tardíos cortando la unidad.



Fuente: Autoras

Dataciones radiométricas realizadas por Goldsmith *et al.* (1971) efectuadas en varios de estos cuerpos plutónicos dieron edades comprendidas entre 172 ± 7 M.a. y 195 ± 7 M.a. que indican una edad del Jurásico inferior a medio (Royero y Clavijo, 2001).

5.7. Secuencia Cretácica

Las unidades sedimentarias encontradas en el área de estudio están asociadas a la transgresión y sedimentación marina que tuvo lugar en el cretácico inferior (Ward *et al.*, 1973), depositándose la secuencia en la paleocuenca del Valle del Magdalena que hoy hace parte de la cordillera oriental a causa de la deformación y levantamiento asociado a la orogenia andina que inició hacia finales del Cretácico (Bayona *et al.*, 2008).

El léxico estratigráfico empleado para nombrar las unidades de la secuencia cretácica es el correspondiente al de la cuenca Valle Medio del Magdalena. La nomenclatura utilizada corresponde a la recomendada por la Comisión Estratigráfica Internacional, que se ha empleado en el país desde el año 2000, sin embargo en paréntesis se muestra la nomenclatura utilizada antes de ese año, para evitar confusiones.

5.7.1. Formación Los Santos K1-ls (Formación Tambor, Kita)

Originalmente, esta unidad se denominó Formación Tambor, término introducido H. D. Hedberg (1931 en Ward *et al.*, 1973) en un informe inédito. Posteriormente, (Cediel F. , 1968) define esta unidad como la Formación Los Santos, término que fue redefinido en 1985 por Laverde.

Esta unidad está constituida por areniscas conglomeráticas, lodolitas rojo-grisáceas y cuarzoareniscas gris amarillentas, con estratificación cruzada, en capas tabulares de espesores variables. Según Etayo (1989) esta unidad se puede dividir en dos miembros areníticos separados por uno lodolítico; igualmente se observa una diferencia en su miembro inferior entre la secuencia al occidente de la falla Bucaramanga con la del oriente, siendo arenítico al occidente y conglomerático al oriente. Laverde (1985), Clavijo, (1985) y Laverde y Clavijo, (1985) en Royero y Clavijo, (2001) interpretaron las facies de esta unidad como depósitos fluviales acumulados por corrientes trenzadas.

En la localidad tipo, presenta un espesor de 218 m, mientras que en el área del proyecto, presenta un espesor aproximado de 249 m, y está conformada por

areniscas de grano fino, medio y grueso, compuestas principalmente por cuarzo, así como areniscas limosas y areniscas ligeramente conglomeráticas compuestas por fragmentos líticos; dispuestas en capas de geometría tabular y acuñadas (ver Figura 50). En general, las rocas de esta unidad presentan colores rojizos y rojizos violáceos, y suelen presentar matriz ferruginosa.

Figura 50. Afloramiento de la Formación Los Santos



Fuente: Autoras

La Formación Los Santos, en el área definida en el presente trabajo suprayace a la Formación Silgará, al Ortoneis y a la Cuarzomonzonita y Granito al Oeste, y a las unidades Cuarzomonzonita y Granito, y Tonalita y Granodiorita al Este siendo el contacto con esta última unidad fallado (por acción de la Falla del Río Charta). Por otro lado infrayace a la Formación Cumbre, la cual es constituida por areniscas lodosas y lodolitas de color grisáceo a negro que presenta un espesor que no alcanza a cartografiarse a una escala 1:25.000, por lo cual en el mapa geológico se muestra como unidad infrayacente la Formación Rosa Blanca. La presencia de la Formación Cumbre en la cuenca muestra la transición de un ambiente continental a un ambiente marino.

Según Ward *et al.* (1973) la Formación Los Santos corresponde al intervalo de tiempo Valanginiano – Hauteriviano, determinada por fósiles.

5.7.2. Formación Rosa Blanca K1-r (Kir)

La Formación Rosa Blanca fue definida por Wheeler en 1929 (Ward *et al.*, 1973) en el Valle Medio del Magdalena, ampliamente distribuida en el departamento de 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).

En la Formación Rosa Blanca se ha medido un espesor de 425 m de caliza masiva, dura, gris azulosa, fosilífera, con varias capas margosas y capas de arcillosas al tope. En el área de estudio se determinó un espesor de 170 m (justificado tanto por la acción de las fallas, que al levantar la unidad favorece la erosión, como por estar en los límites de la cuenca) de rocas calcáreas de diferentes composiciones: micritas, esparuditas, intramicruditas, intraesparuditas y biomicritas ralas; y texturas: mudstone, wakestone y packestone, que presentan diferentes tonalidades de grises.

Estas rocas están dispuestas en capas (potentes en la mayoría de los casos) de geometría tabular que presentan contactos irregulares y netos, también en algunos afloramientos se observa bioturbación que indica polaridades normales de los estratos. La Formación Rosa Blanca en este sector conforma escarpes muy pronunciados que permiten su fácil identificación geomorfológica (ver Figura 51). En cuanto al contenido fósil de la unidad se observan principalmente bivalvos, por otro lado se presentan venas de calcita y cristales en las caras libres de la roca producto de la disolución de la misma (ver Figura 52).

Figura 51. Escarpes formados por la Formación Rosa Blanca



Fuente: Autoras

Figura 52. Cristales de calcita en las caras libres de la Formación Rosa Blanca.



Fuente: Autoras

La Formación Rosa Blanca presenta contactos concordantes tanto con la infrayacente Formación Los Santos como con la Suprayacente Formación Paja, para el área de estudio la mayoría de los contactos que presenta son fallados.

Según Morales (1958) en (Ward *et al.*, 1973), la Formación Rosa Blanca corresponde al intervalo Hauteriviano-Berrasiano, pero Guzmán (1985) la ubica en el Valanginiano-Hauteriviano Inferior y Guerrero (2002) restringe la edad al Hauteriviano medio y tardío.

5.7.3. Formación Paja K1-p (Kip)

Esta formación fue nombrada y descrita por O. C. Wheeler (1929 en Ward *et al.*, 1973) en un informe inédito. Está compuesta por shales gris oscuros a azulosos, fosilíferos, con intercalaciones de areniscas gris amarillentas, de grano fino, shales grises, localmente arenosos, calcáreos, fosilíferos, localmente limosos a arenosos, con intercalaciones de areniscas gris amarillentas, de grano fino, también pequeñas intercalaciones de calizas grises, localmente arenosas, fosilíferas (Royero y Clavijo, 2001); contiene concreciones de caliza, nódulos septáreos y venas de calcita, aunque solo en la mitad inferior de la Formación (Ward *et al.*, 1973). Se estima que el ambiente de depósito de esta Formación fue de tipo epicontinental (Royero y Clavijo, 2001).

El espesor varía entre 125 y 625 m, estimándose en este estudio un espesor de 50 metros.

Los contactos con la infrayacente Formación Rosa Blanca y la suprayacente Formación Tablazo son concordantes y bien definidos (Ward *et al.*, 1973).

Esta unidad fue cartografiada utilizando fotogeología y siguiendo las expresiones geomorfológicas del terreno y las relaciones estratigráficas entre las unidades infrayacente y suprayacente.

5.7.4. Formación El TablazoK1-t (Kit)

Descrita por Wheeler (Morales *et al.*, 1958 en Ward *et al.*, 1973); la localidad tipo está en el sitio El Tablazo, en el puente del cruce del Río Sogamoso con la vía Bucaramanga-San Vicente del Cuchurí.

La secuencia de esta unidad está conformada por calizas grises a negras, fosilíferas, localmente glauconíticas y arcillosas de color negro, con niveles intercalados de arcillolitas grises, calcáreas, fosilíferas, en capas medianas a gruesas, con intercalaciones de areniscas grises, de grano fino a medio, arcillosas, levemente calcáreas, en capas delgadas (Royero y Clavijo, 2001). El espesor de esta unidad varía entre 150 y 325 m; en la zona de estudio presenta un espesor de 280 m de areniscas limosas y areniscas de grano fino, que exhiben coloraciones grises, moradas y negras, intercaladas con lodolitas grises, dispuestas en capas tabulares (ver Figura 53).

Los afloramientos de esta unidad se encuentran con alto grado de meteorización (oxidación en la mayoría de los casos) y desarrollo de suelo con abundante vegetación.

Figura 53. Afloramiento de la Formación Tablazo.



Fuente: Autoras

La Formación Tablazo suprayace de forma concordante a la Formación Paja e infrayace de la misma forma a la Formación Simití.

Se considera que la Formación Tablazo tiene una edad correspondiente al Aptiano superior-Albiano inferior (Royero y Clavijo, 2001).

5.7.5. Formación Simití K1-s (Kis)

Descrita por geólogos de la empresa International Petroleum Company (Colombia) (1953), por los afloramientos de su localidad tipo en la margen sur de la Ciénaga de Simití, lado occidental del Río Magdalena, Departamento de Bolívar (Morales *et al.*, 1958 en Ward *et al.*, 1973). La unidad consta de shales grises a negros, carbonosos, levemente calcáreos, con concreciones calcáreas hasta de 3 m y con intercalaciones de areniscas y calizas grises, localmente arcillosas y fosilíferas, en capas delgadas (Royero y Clavijo. 2001).

Se asumen condiciones paleoambientales neríticas de aguas intermedias a profundas y se miden espesores que varían de 250 a 650 m (Royero y Clavijo, 2001), en el área de estudio se cuenta con un espesor de aproximado de 200 m,

de lodolitas intercaladas con areniscas de grano muy fino de colores grises, dispuestas en capas tabulares de contactos difusos.

La Formación Simití presenta contactos concordantes tanto con la infrayacente Formación Tablazo como con la suprayacente Formación La Luna y su edad se ha establecido como Albiano Superior – Cenomaniano (Royero y Clavijo, 2001).

Esta unidad fue cartografiada utilizando fotogeología y siguiendo las expresiones geomorfológicas del terreno y las relaciones estratigráficas entre las unidades infrayacente y suprayacente.

5.7.6. Formación La Luna K2-I (Ksl)

Fue descrita por Garner (en Ward *et al.*, 1973). Su nombre procede de la Quebrada La Luna al NW del Perijá, Zulia (Venezuela) (Royero y Clavijo, 2001). En Colombia el término fue introducido por geólogos de la Caribbean Petroleum Company.

Esta unidad está constituida por calizas oscuras con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, lutitas grises a negras, calcáreas, en capas delgadas, lutitas grises oscuras con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, concreciones de calizas con fósiles, que alcanzan más de dos metros de diámetro y capas delgadas de chert negro y también capas fosfáticas hacia la parte superior.

La Formación La Luna se puede dividir en tres miembros: Salada, Pujamana y Galembo, encontrándose en la zona de estudio el Miembro Pujamana, el cual está conformado por cherts, chert tipo Flint y Liditas, que exhiben una laminación plano paralela que intercala colores grises claros, grises oscuros, caféscuros y negros (ver Figura 54). Los afloramientos se encuentran con alto grado de meteorización y fuertemente plegados.

Figura 54. Afloramiento de la Formación La Luna



Fuente: Autoras

El ambiente de depositación de esta unidad corresponde a un ambiente marino de aguas poco profundas (Royero y Clavijo, 2001). Su espesor varía entre 275 y 575 m, encontrándose en el área de estudio un espesor promedio de 200 m.

El contacto de la Formación La Luna con la infrayacente Formación Simití es concordante. Entre las formaciones La Luna y Umir existe una ligera discontinuidad estratigráfica. Morales *et al.*, (1958 en Ward *et al.*, 1973) en el Valle Medio del Magdalena le asignan una edad del Turoniano al Santoniano (Royero y Clavijo, 2001).

5.7.7. Formación Umir K2-u (Ksu)

Probablemente mencionada por primera vez por Huntley (1917 en Ward *et al.*, 1973) para referirse a capas de shales expuestos en el lado occidental del Cerro del Umir sobre la quebrada con el mismo nombre, departamento de Santander,

que posteriormente pasaron a ser los shales de la localidad tipo (Royero y Clavijo, 2001).

La unidad consta de shales grises azulosos a negros, con laminaciones carbonáceas y micáceas, con concreciones ferruginosas, lutitas grises a gris oscuras, carbonosas, con nódulos ferruginosos, intercalaciones de areniscas y limolitas, grises, carbonosas y micáceas (Royero y Clavijo, 2001). El espesor se ha calculado entre 1.000 y 1.400 mts (Royero y Clavijo, 2001), en el área de estudio la unidad se encuentra fuertemente erosionada y afectada por fallas geológicas, lo cual no permite determinar su espesor. La unidad forma valles y zonas de pendientes suaves, lo cual permitió su cartografía.

La Formación Umir descansa en discontinuidadestratigráfica sobre el miembro Galemba de la Formación La Luna. El contacto superior con lasuprayacente Formación Lisama es concordante. Los foraminíferos estudiados por varios autores determinan una edad del Campaniano – Maastrichtiano (Royero y Clavijo, 2001).

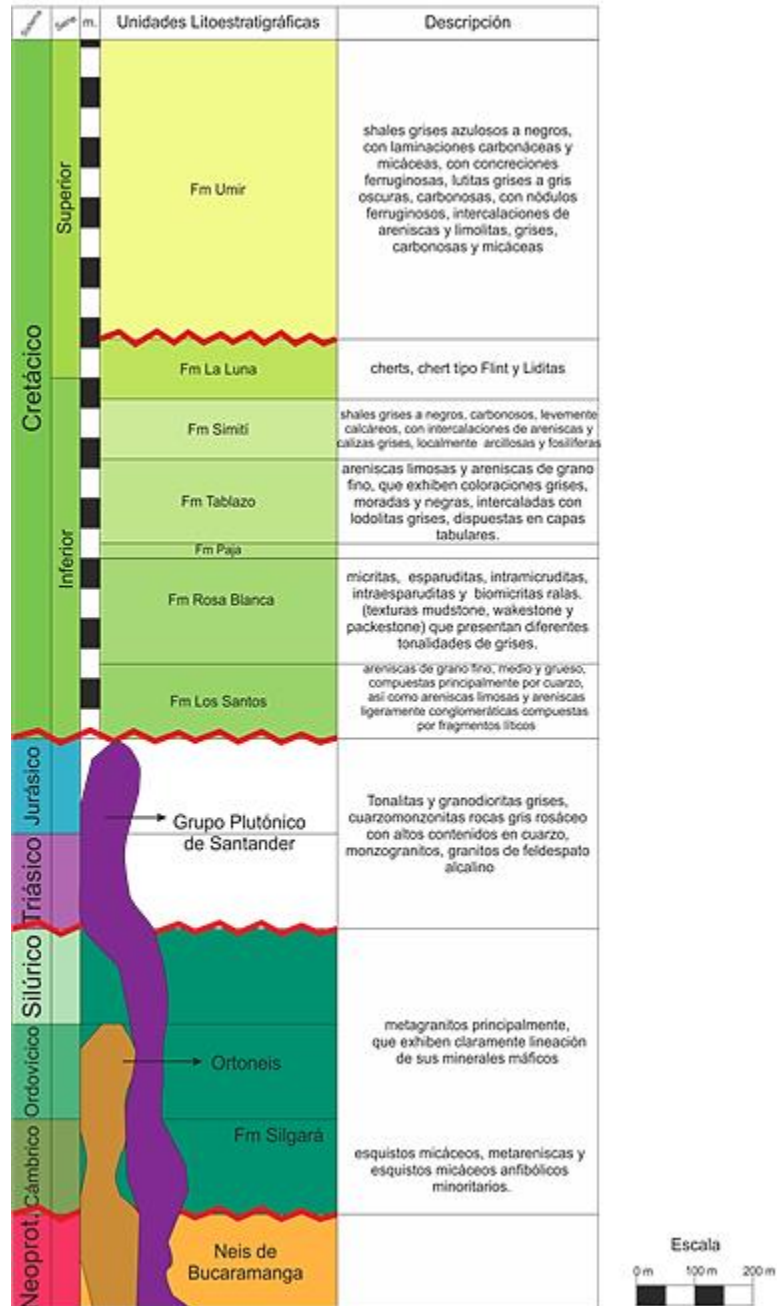
5.8. Depósitos Cuaternarios

En cuanto a los depósitos Cuaternarios, en el cuadrángulo H-13 se encuentran cartografiados dos tipos de depósitos sedimentarios recientes, Qg y Qtf. Qg hace referencia a depósitos glaciares, y Qtf a terrazas y conos de deyección, en donde el Municipio de Charta se encuentra ubicado sobre un depósito Qtf.

5.9. Diagrama de la Estratigrafía del Área de Estudio

Se realizó un diagrama generalizado de las unidades litoestratigráficas cartografiadas en el mapa geológico del área de estudio para observar la relación temporal entre dichas unidades. Los espesores de las unidades sedimentarias fueron determinados a partir de los cortes geológicos realizados; los que no se pudieron obtener de esta forma se obtuvieron a partir de consulta bibliográfica (Ward *et al.*, 1973). Los intervalos de unidades ígneas y metamórficas mostradas en la columna no representan espesores y se grafican para establecer la relación temporal entre las diferentes unidades.

Figura 55. Diagrama generalizado de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Las rocas cristalinas (ígneas y metamórficas) no representan ningún espesor, y se muestran para establecer la relación temporal entre las diferentes unidades.



Fuente: Autoras

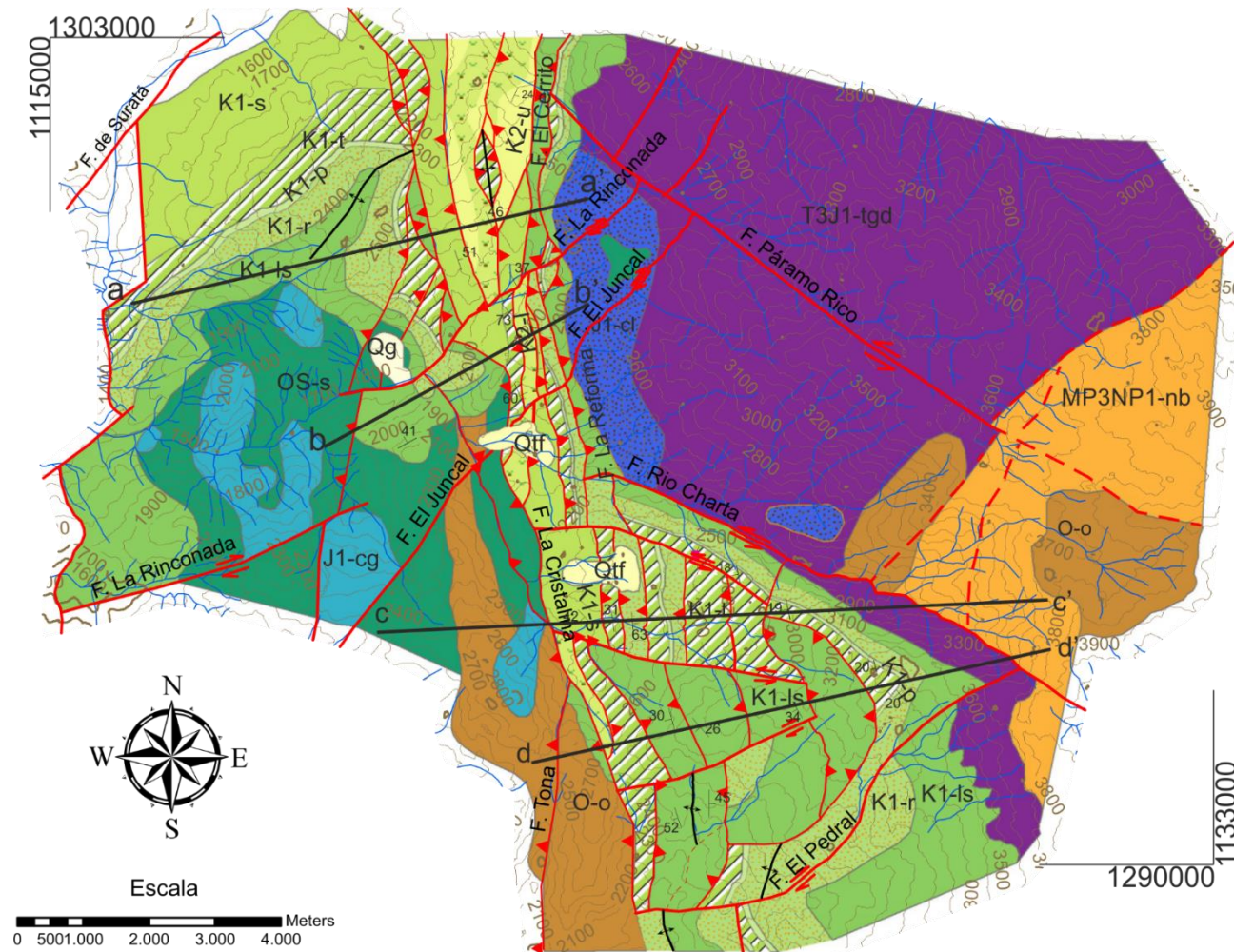
6. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El Municipio de Charta se encuentra afectado por tres de las principales tendencias estructurales del Macizo de Santander (NNW-SSE; NNE-SSW; NW-SE), reflejadas en el mapa geológico (ver Figura 56 y Anexo 1), los cortes geológicos (ver Figuras 60, 61 y 62) y el mapa estructural (ver Figura 58) que se obtuvieron de la cartografía a detalle a escala 1:25.000. En el presente capítulo se escribe el análisis de los datos de los planos de diaclasas y planos con estrías de falla obtenidos en campo, así mismo se determinan los patrones de fracturamiento y se estiman los tensores locales y el tensor regional responsables de la deformación de las rocas del área de estudio.

6.1. Cartografía Geológica y Estilos Estructurales

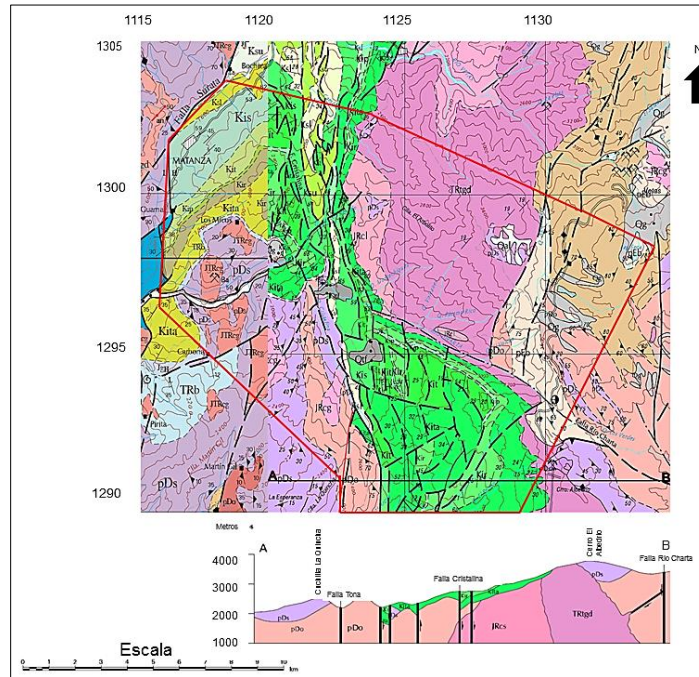
Como uno de los objetivos específicos del presente trabajo de investigación, se realizó el control y revisión del mapa geológico del área de estudio a una escala 1:25.000 (ver Figura 56 Anexo 1), en el cual se cartografiaron tanto las unidades litoestratigráficas que afloran como las estructuras que las afectan. Para este trabajo se tuvo como base los mapas geológicos de los cuadrángulos H-12 y H-13 (Ward *et al.*, 1977, ver Figura 57), en los cuales los contactos de las formaciones y los trazos de las fallas están de manera inferida, no se cuenta con la cinemática de las estructuras y el corte geológico se realiza utilizando los conceptos de bloques hundidos y levantados.

Figura 56. Mapa geológico del área de estudio en donde se muestran las principales estructuras y las unidades litoestratigráficas. Las líneas negras representan las líneas de corte



Fuente: Autoras

Figura 57. Parte de los mapas geológicos de los cuadrángulos H-12 y H-13 y corte geológico que abarcan el área de estudio (línea roja). El valor mostrado de las coordenadas se debe multiplicar por el factor 1000 para obtener la coordenada exacta.



Fuente: Tomado y Modificado de Ward et al., (1977)

En la fase de campo se realizó la revisión cartográfica de las unidades, para lo cual se recolectaron 64 muestras de roca (ver anexo 2) de los diferentes afloramientos que fueron descritas y clasificadas para reconocer a que formación pertenecen, por otro lado se realizaron panorámicas, fotogeología y visualización de imágenes de satélite (imagen satelital aportada por el software ArcMap 10) para detallar los contactos de las unidades relacionándolas con la información de las muestras de roca. Toda la información reunida se integró en un Sistema de Información Geográfica, empleando el software ArcGIS 10, que permitió la realización de los diferentes mapas. Las unidades cartografiadas fueron: las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga, Ortoneis y Fm Silgará; las unidades ígneas Tonalita y Granodiorita, Cuarzomonzonita de La Corcova y Cuarzomonzonita y Granito; y la secuencia sedimentaria Cretácica de la cuenca del Valle Medio del Magdalena que inicia con la Fm. Los Santos y finaliza con la Fm. Umir, estas unidades se encuentra debidamente descritas en el capítulo de Estratigrafía del presente documento.

Además se elaboró el mapa estructural y cuatro cortes geológicos de la zona en donde se muestran las fallas, con su respectiva cinemática, las cuales corresponden a los lineamientos y trazos inferidos en los mapas geológicos de los cuadrángulos H-12 y H-13 (Ward *et al.*, 1977, Falla Río Charta, Falla La Cristalina, Falla Tona y Falla Suratá) y a las identificadas durante el presente estudio (Falla La Rinconada, Falla El Juncal, Falla Páramo Rico, Falla El Pedral, entre otras). También se muestran los ejes de las estructuras anticlinales que se desarrollan al norte (Anticlinal Oriental y Anticlinal Occidental) y al sur del área. La cinemática y los planos de fallas de rumbo se determinaron a partir de las observaciones en campo, las evidencias a nivel de afloramiento (planos de falla) y el análisis de los lineamientos de las fotografías aéreas disponibles en la zona; a sí mismo se marcaron las vergencias de los cabalgamientos, que poseen una dirección norte-sur aproximadamente, en base a la relación estratigráfica de las unidades que están poniendo en contacto (teniendo en cuenta que la unidad antigua se monta sobre la más joven) (ver Figura 58).

Las principales estructuras que afectan la zona corresponden a fallas en rumbo que pueden presentar componentes de movimiento verticales (normales o inversas), las cuales reflejan un estilo estructural transcurrente dominante. Las fallas cartografiadas que representan este estilo son: Falla Río Charta, Falla Páramo Rico, Falla La Rinconada, Falla El Juncal y Falla El Pedral.

La **Falla Río Charta** con rumbo NW-SE que sigue al río que le da el nombre, afecta tanto a rocas cristalinas (unidades Gneis de Bucaramanga, Cuarzomonzonita de La Corcova, Ortoneis y Tonalita y Granodiorita) como a la cobertera sedimentaria (Frm. Los Santos y Frm. Rosablanca) mostrando un movimiento sinistral con componente vertical inversa con vergencia hacia el SW; su trazo inicia al este en la falla de cabalgamiento La Reforma y termina fuera de la zona de estudio configurando un trazo en arco, el cual puede tener una mayor continuidad de la cartografiada en el Cuadrángulo H 13-Pamplona (Ward *et al.*, 1973).

La **Falla Páramo Rico** con rumbo NW-SE sigue un trazo paralelo y de igual cinemática al de la Falla Río Charta, afecta principalmente a la Tonalita y Granodiorita. Al este inicia en la falla de cabalgamiento El Cerrito y finaliza al oeste como un trazo inferido. Esta falla desplaza en sentido sinistral a las fallas La Rinconada y El Juncal.

La **Falla La Rinconada** con rumbo NE-SW presenta una cinemática dextral-normal, con una vergencia al nor-oeste determinada por la presencia del registro completo de la secuencia sedimentaria en su bloque colgante. La parte más norte de la falla controla el drenaje de la Quebrada La Rinconada y en general corta la mayoría de las unidades (excepto a la Frm. Umir y al Gneis de Bucaramanga) y a los cabalgamientos (incluida la Falla La Cristalina). Hacia el suroeste la falla La Rinconada presenta un salto que genera una zona de compresión evidenciada por la falla de cabalgamiento asociada.

La **Falla El Juncal** con rumbo NE-SW posee un trazo paralelo a la Falla La Rinconada presentando la misma cinemática dextral. A esta falla no se le atribuye una competencia normal, debido a que la relación de las unidades sedimentarias a lado y lado de su trazo no muestran un movimiento relativo vertical, pues se conserva la misma secuencia, por otro lado el corrimiento de las unidades muestra claramente su movimiento horizontal dextral. Esta falla controla fuertemente el cauce de la Quebrada El Juncal, observándose cambios bruscos de dirección en algunas partes de este (ver Figura 42).

Por último, **La Falla El Pedral** sigue un rumbo NE-SW y presenta una cinemática dextral, cuyo trazo inicia en la Falla La Cristalina y termina en la Falla Río Charta, Además de estas fallas en el mapa se muestran trazos de la Falla Suratá y unos trazos inferidos que corresponderían a las terminaciones de la Falla Cucutilla. La Falla Suratá posee una cinemática actual inversa con componente de rumbo lateral derecho (Royero *et al.*, 2001) y los trazos de la falla Cucutilla finalizan en la Falla Río Charta (Ward *et al.*, 1973), los cuales podrían verse afectados por la Falla Paramo Rico.

De las fallas anteriormente mencionadas las que presentan un rumbo NE-SW permiten dividir la zona en tres bloques principales (ver Figura 59), los cuales poseen rasgos distintivos y reflejan para el área de estudio estilos estructurales de escamación de piel gruesa, escamación de piel delgada y desarrollo de abanicos imbricados arrastrados. Estos bloques son descritos a continuación:

- Bloque Norte: Se encuentra hacia la parte noroeste del área de estudio y su límite sur está marcado por la falla La Rinconada, siendo este el bloque colgante de la misma. Se realiza un corte paralelo a la mencionada falla (línea a-a', ver Figura 60) el cual corta perpendicularmente a los cabalgamientos y permite observar su relación con las unidades. En él los cabalgamientos que involucran basamento evidencian una escamación de piel gruesa y los que solo involucran unidades sedimentarias evidencian la escamación de piel delgada (ver Marco Teórico).

En los sistemas de cabalgamiento observados en este corte se propone un despegue principal en la Falla La cristalina hacia el oeste, que afecta las rocas cristalinas de la Formación Silgará y corta el flanco este del Anticlinal Occidental, amarrado a un despegue más profundo proveniente de la falla de Suratá. Estas fallas podrían ser vistas como fallas que sufrieron la inversión tectónica del Mioceno, debido a que involucran y exhuman gran parte del basamento, pero para la Falla La Cristalina no se encontraron evidencias suficientes que comprueben esto ya que la inclinación de esta falla con respecto a la cuenca se ajusta mejor a un modelo de falla neoformada, sin embargo queda abierta la discusión. Por otro lado, hacia el este del corte, la escamación de piel gruesa se encuentra representada por la Falla El Cerrito que involucra la unidad Cuarzomonzonita de la Corcova.

En cuanto a la piel delgada se tiene que hacia el oeste el despegue principal de los cabalgamientos que configuran este estilo estructural sale desde la Falla La Cristalina por la parte superior de la Formación Simití y termina cortando la Formación La Luna, del cual se desprenden

cabalgamientos asociados. Estas estructuras generan a su vez pliegues por arrastre de falla (que se encuentran afectados por retrocabalgamientos) que cabalgan sobre el flanco este del Anticlinal Oriental, ocultando su geomorfología típica. En el otro flanco del mencionado anticlinal se presenta también la escamación delgada representada por una falla inversa que afecta la Formación La Luna y la Formación Umir montando sobre estas las formaciones Tablazo y Simití. Esta falla se desprende de la Falla el Cerrito, la cual no hace parte de la escamación delgada.

- Bloque Centro: Se encuentra limitado hacia el norte por la Falla La Rinconada y al sur por la Falla El Juncal, correspondiendo al bloque yacente de la Falla La Rinconada. El corte de la línea b-b' (ver Figura 61) muestra la relación de las estructuras y las unidades en este bloque.

Al igual que en el Bloque Norte, hacia al oeste del corte la Falla Cristalina representa el despegue principal de la escamación de piel gruesa, involucrando también la Formación Silgará, mientras que al este el despegue se asume por la Falla La Reforma, que afecta a la Cuarzomonzonita de la Corcova.

Por su parte la escamación de piel delgada al oeste está representada por un cabalgamiento y un retrocabalgamiento asociados a la Falla La Cristalina. El cabalgamiento monta las formaciones Tablazo y Simití sobre la Formación La Luna, mientras que el retrocabalgamiento sube una parte de las formaciones Los Santos y Rosa Blanca. Ya al este, esta escamación se refleja por dos fallas inversas asociadas a la Falla La Reforma, que involucran la secuencia desde La Formación Los Santos hasta la Formación Simití que hacen parte del flanco este del Anticlinal Oriental, impidiendo la completa formación de esta estructura.

- Bloque Sur: Se encuentra limitado al norte por la Falla El Juncal y al sur por La Falla El Pedral. Este bloque se puede subdividir en dos sub-bloques separados por La Falla Río Charta, que diferencia las unidades sedimentarias hacia el sur del basamento expuesto hacia el norte.

El sub-bloque basamento se encuentra afectado por la Falla Páramo Rico, en el cual afloran las unidades Gneis de Bucaramanga, Ortoneis, La Cuarzomonzonita de La Corcova y La Tonalita y Granodiorita. En este sub-bloque no se observan mayores rasgos estructurales distintivos.

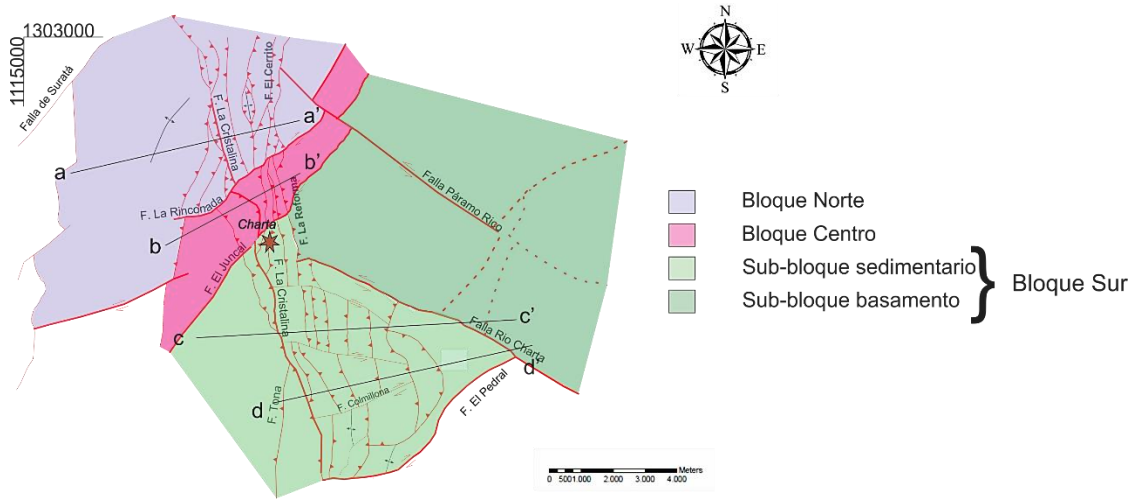
Por su parte en el sub-bloque sedimentario, se configura una gran cuña sedimentaria por interacción de las fallas Río Charta y El Pedral, limitada al oeste por la Falla La Cristalina (ver Mapa Geológico). La Falla La Cristalina en este bloque sigue mostrando la escamación de piel gruesa, afectando la Cuarzomonzonita y Granito (línea de corte c-c', ver Figura 62) y el Ortoneis (línea de corte d-d', ver Figura 62). Al interior de dicha cuña se presenta el desarrollo de cabalgamientos y retrocabalgamientos, con un frente de cabalgamiento dirigiéndose hacia el este mostrado en las líneas de corte c-c' y d-d'. A su vez se forman fallas de rumbo que representan las rampas laterales de los cabalgamientos.

Los cabalgamientos y retrocabalgamientos se encuentran configurando un abanico imbricado arrastrado, cuyo despegue o imbricado principal se desarrolla hacia la parte media de la Formación los Santos por niveles incompetentes (miembro medio).

En el corte c-c' se observa que el imbricado principal no alcanza a aflorar en superficie asumiéndose que por un cambio brusco en la competencia de la roca se desarrolla un retrocabalgamiento que corta las formaciones Rosa Blanca, Paja y Tablazo. Así mismo, este corte refleja la influencia de los cabalgamientos en el aumento de la distribución áreal de la Formación

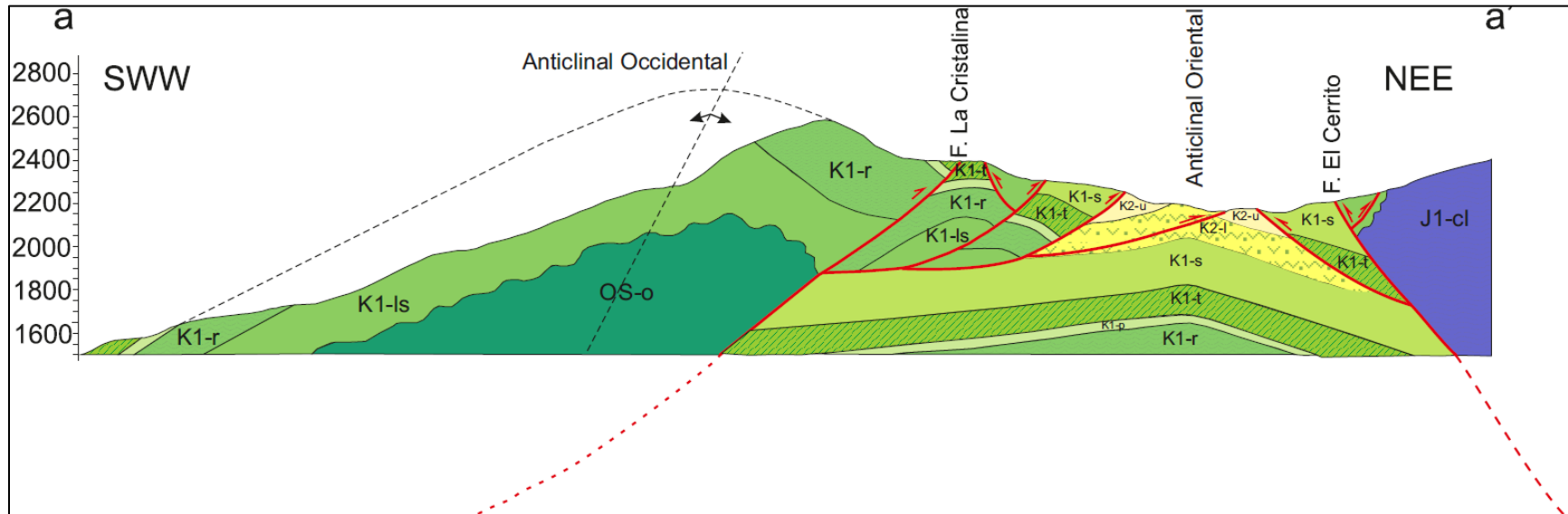
Tablazo. Por su parte en la línea de corte d-d' el frente de cabalgamiento y sus cabalgamientos y retrocabalgamientos asociados se desarrollan principalmente en la Formación Los Santos, aumentando su espesor y su distribución áreal.

Figura 59. División del área de estudio con base a las fallas de rumbo NE-SW. Las líneas negras representan las líneas de corte.



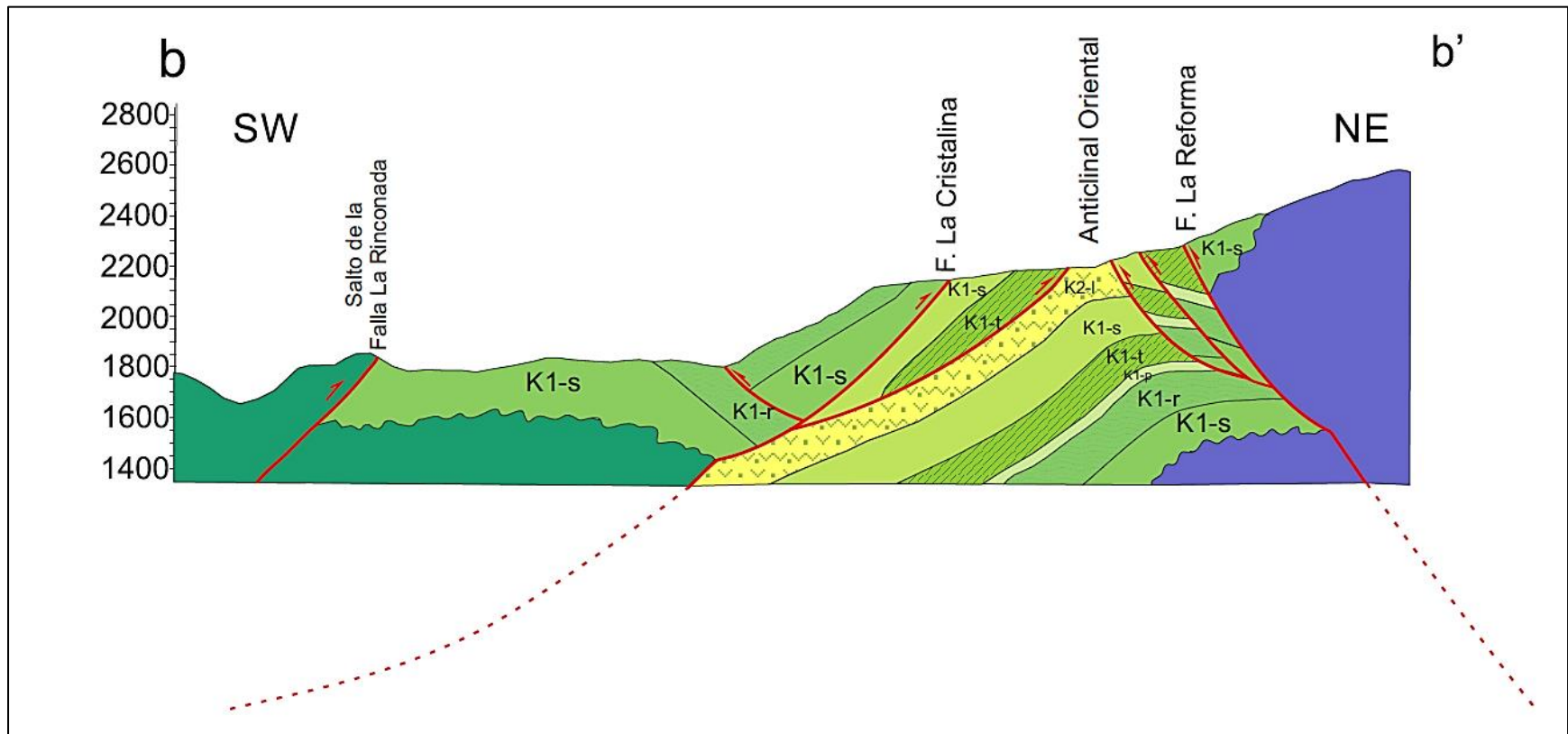
Fuente: Autoras

Figura 60. Corte correspondiente al Bloque Norte (línea de corte a-a') en donde se muestra la relación de las diferentes estructuras con los cuerpos de roca.



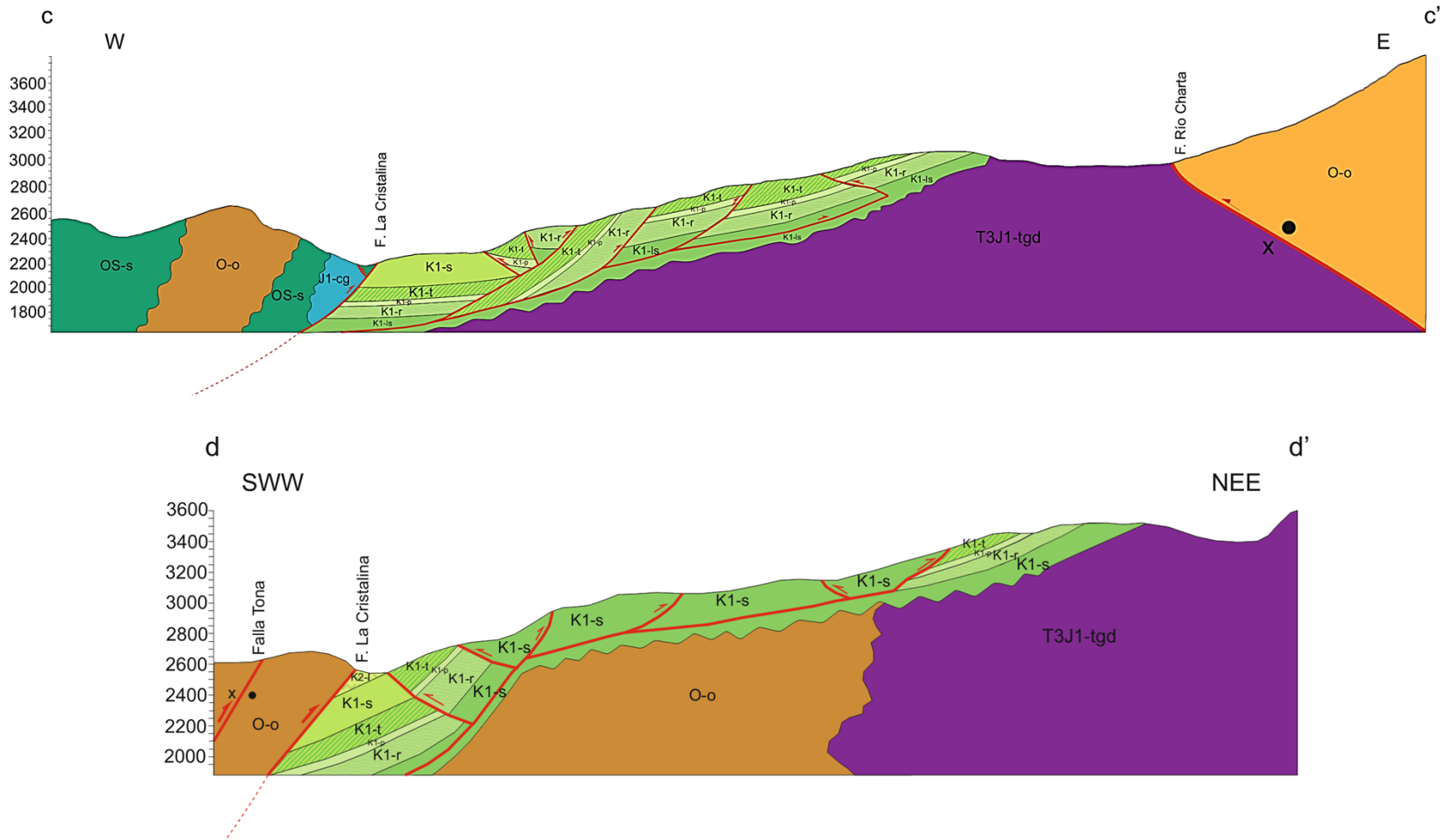
Fuente: Autoras

Figura 61. Corte correspondiente al Bloque Centro (línea de corte b-b') en donde se muestra la relación de las diferentes estructuras con los cuerpos de roca.



Fuente: Autoras

Figura 62. Cortes correspondientes al Bloque Sur (líneas de corte c-c' y d-d') en donde se observa el dúplex que caracteriza esta zona.



Fuente: Autoras

6.2. Análisis de Diaclasas

Se midieron en campo un total de 723 datos de planos de diaclasas, que son procesados en los programas TectonicsFP 1.7.7 y Stereonet 8.8.5, agrupados en siete bloques, cada uno delimitado principalmente por fallas o zonas de falla, de los cuales se generaron Diagramas Rosas y Diagramas de polos, con el fin de observar la distribución de las direcciones preferenciales de las diaclasas y la densidad de los datos, respectivamente (ver Figura 63). A continuación se describen cada uno de los bloques determinados:

El Bloque uno (1), limitado por las fallas El pedral y Río Charta, contiene 89 datos de planos de diaclasas, que involucran a las unidades Tonalita y Granodiorita (Unidades del Triásico-Jurásico), Neis de Bucaramanga (Unidades del Proterozoico) y la Formación Rosa Blanca (Unidades del Cretácico), a partir de los cuales se generó un Diagrama Rosa que muestra una orientación principal NW-SE, coincidente con el trazo de la Falla Río Charta, y una menor NE-SW paralela a la Falla El Pedral.

El Bloque dos (2), limitado por las fallas La Cristalina, Río Charta y El Pedral, incluye 224 datos de planos de diaclasas tomados en las formaciones Los Santos, Rosa Blanca y Tablazo (Unidades del Cretácico); de los cuales se generó un Diagrama Rosa que indica una dirección principal NE-SW coincidiendo aproximadamente con el rumbo de la Falla El Pedral y una tendencia conjugada N-S que refleja la Falla La Cristalina.

El Bloque tres (3) se encuentra limitado al sur por la Falla Río Charta y al oeste por parte de la Falla El Juncal y la Falla La Reforma y se encuentra afectado en su parte central por la Falla Páramo Rico. Toma 143 datos de planos de diaclasas medidos principalmente sobre la Tonalita y Granodiorita y unos pocos sobre Cuarzomonzonita La Corcova (Unidades del Triásico-Jurásico), los cuales generan un Diagrama Rosa que muestra una tendencia principal N-S (que representa la Falla La Reforma) y dos tendencias conjugadas de dirección NW-SE (que representan las Fallas Río Charta y Páramo Rico) y NE-SW (reflejando la falla El Juncal).

El Bloque cuatro (4), limitado por las fallas El Juncal y La Reforma hacia su parte nor-este, y por el retrocabalgamiento asociado a la falla La Cristalina en esta zona hacia la parte sur-oeste, incluye las formaciones Los Santos y Tablazo (Unidades del Cretácico), la Formación Silgará y el Ortoneis (Unidades del Paleozoico Inferior), en las cuales se cuenta con un total de 66 datos de planos de diaclasas, cuyo Diagrama Rosa muestra una tendencia NE-SW que refleja aproximadamente el trazo de la Falla El Juncal y una dirección NW-SE paralela a la Falla Río Charta.

El Bloque cinco (5), limitado al norte y al sur por las fallas La Rinconada y El Juncal respectivamente, al este por la Falla Páramo Rico y al oeste por la zona del salto de la Falla La Rinconada, contiene 100 datos de planos de diaclasas de las unidades Formación Silgará y Ortoneis (Unidades del Paleozoico Inferior), y de la Formación Los Santos (Unidades del Cretácico) a partir de los cuales se generó un Diagrama Rosa que muestra dos tendencias conjugadas principales en NE-SW que refleja los trazos de las fallas La Rinconada y El Juncal y NWW-SEE, además de una menor NW-SE que muestra aproximadamente la dirección de los cabalgamientos.

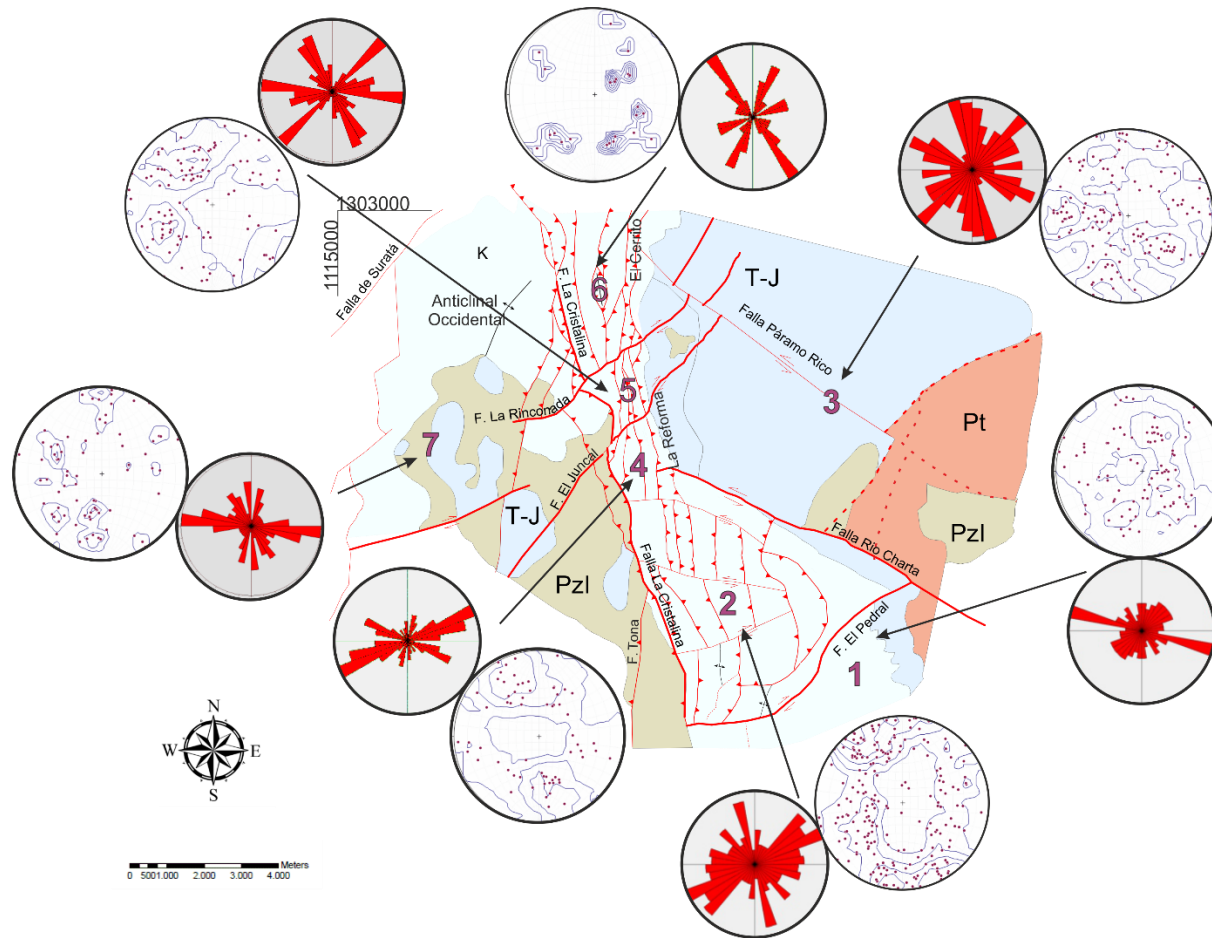
El Bloque seis (6) se encuentra delimitado por la Falla La Rinconada y por los cabalgamientos y retrocabalgamientos asociados a la Falla La Cristalina en esta zona. Incluye las formaciones Los Santos y Tablazo (Unidades del Cretácico), en las cuales se midieron 24 datos de planos de diaclasas de los cuales se generó un Diagrama Rosa que muestra una tendencia principal NNW-SSE que coincide con el trazo de la Falla la Cristalina y una secundaria NNE-SSW que representa aproximadamente el trazo de la Falla La Rinconada.

El Bloque siete (7) se encuentra al extremo occidental del área de estudio y comprende la Formación Los Santos (Unidades del Cretácico), Formación Silgará (Unidades del Paleozoico Inferior) y la Cuarzomonzonita y Granito (Unidades del Triásico-Jurásico), de las que se tomaron un total de 77 datos de planos de diaclasas, a partir de los cuales se generó un Diagrama Rosa que refleja una tendencia principal E-W (no relacionable a ninguna estructura en esta zona) y

una tendencia menor N-S (relacionada a la Falla La Cristalina y los trazos relacionados a la Falla de Suratá).

Por otro lado fueron caracterizados los sistemas de diaclasamiento y en general los de fracturamiento, utilizando la metodología de ventana de muestra, para determinar la intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas (Mauldon *et al.*, 2001; Moreno y García, 2006) en las estaciones en donde se obtuvo una buena exposición de afloramiento de roca para aplicarla. Para esto, sobre las fotografías tomadas en campo se dibuja la ventana de muestra circular teniendo en cuenta la escala y se procede a trazar las diferentes fracturas (se habla en general de las fracturas debido a que los planos mostrados en las fotografías pueden corresponder también a planos de falla), para poder determinar los mencionados atributos con base al procedimiento explicado en el Marco Teórico.

Figura 63. Diagramas Rosas de los datos de diaclasas, agrupados por bloques que fueron limitados por las principales fallas que afectan el área de estudio. Los contornos se realizaron por el sistema del 1% del área para estaciones con menos de 100 datos y por el sistema Kamb para estaciones con más de 100 de datos, según las recomendaciones de Hatcher (1995).

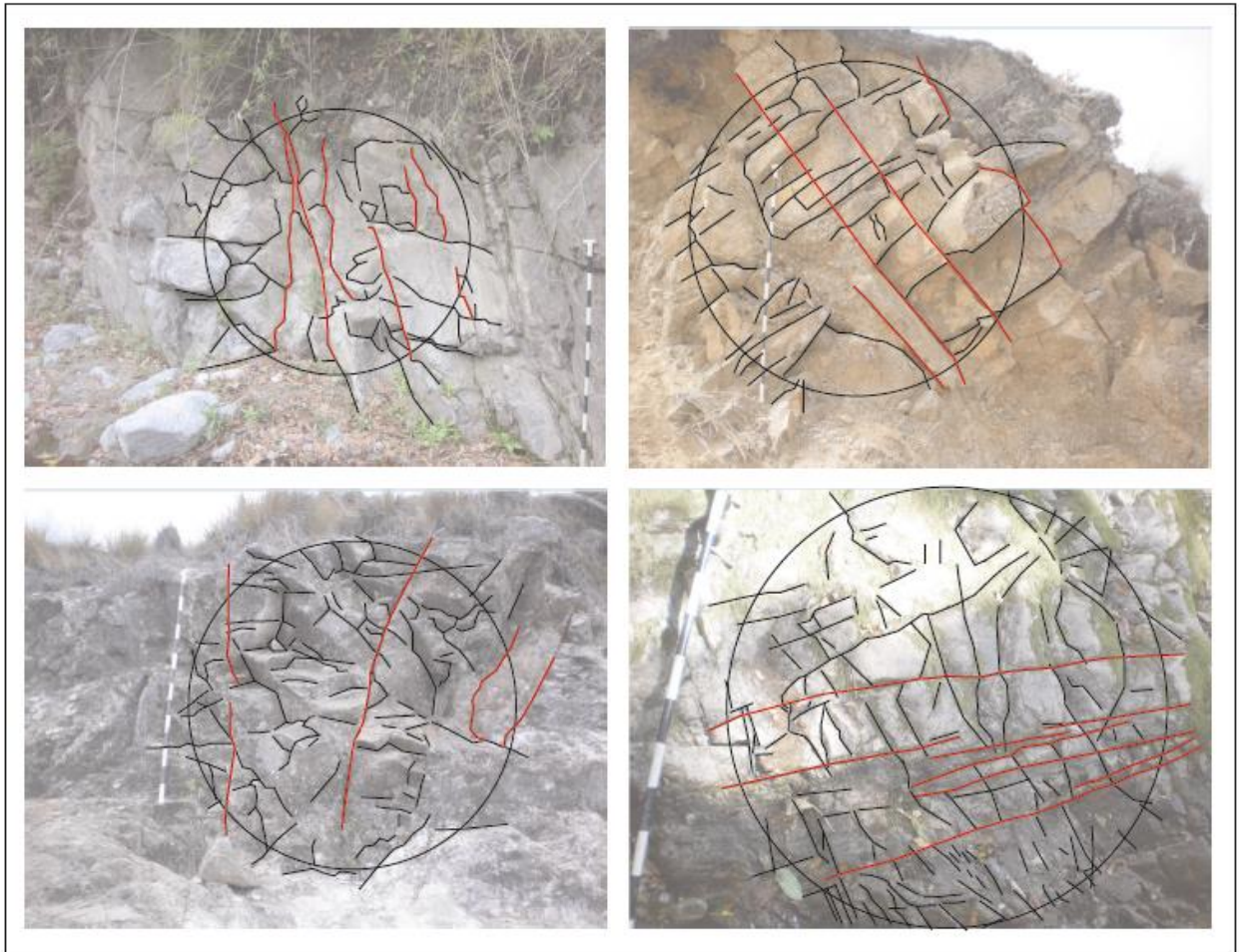


Fuente: Autoras

Los resultados de dichos atributos son presentados en la Tabla 2. De estos se observa que en general la longitud promedio de las fracturas medidas es menor a un metro de longitud, resultado que se atribuyó a las fracturas que se desarrollan perpendiculares a los diferentes patrones principales de fracturamiento que se encuentran en el área de estudio, pues como se observa en las fotografías (sobre las cuales se aplicó la metodología, ver Figura 64) estos patrones en general traspasan las ventanas y continúan, mientras que las desarrolladas localmente no. Por tanto la longitud promedio de las fracturas correspondientes a los patrones principales de fracturamiento es considerablemente mayor. Como se propone un origen tectónico de régimen transcurrente (cizalla simple) para estos planos de fracturas, es válido asumir que estas tendencias de fracturamiento se repiten en todo el macizo rocoso a una profundidad cercana a la del límite frágil-dúctil, donde el comportamiento de las rocas es diferente.


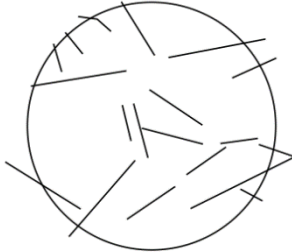

Por otro lado, de los datos de intensidad y densidad se determinan rangos para establecer muy baja, baja, media, alta y muy alta intensidad y densidad relativa. Para ello se tuvo en cuenta la dispersión de los datos, por lo que se utilizó un método estadístico básico, en el cual se eliminaron los datos que quedaban fuera de la media \pm desviación estándar, para reducir los sesgos en el establecimiento de los rangos. Los resultados son mostrados en las Figuras 65 y 66.




Figura 64. Ventanas de muestra sobre las cuales se marcan los principales patrones de fracturamiento (líneas rojas) así como las fracturas más pequeñas asociadas a estas.







Fuente: Autoras





Tabla 2. Datos de intensidad, densidad y longitud promedio de las fracturas, determinadas por medio de la metodología de la ventana de muestra.



	Unidad afectada	Falla asociada	r [m]	n	m	l [1/m]	D [1/m ²]	Lp [m]	Representación
EA-003	Cuarzomonzonita de La Corcova	El Juncal	0,5	41	94	20,5	59,84	0,34	
EA-006	Tonalita y Granodiorita	El Pedral	1	12	25	3	3,98	0,735	
EA-011	Formación Los Santos	Río Charta	0,5	11	51	5,5	32,46	0,33	


EA-012	Tonalita y Granodiorita	Río Charta	1	24	64	6	10,18	0,58	
EA-013	Neis de Bucaramanga	El Pedral	1	8	31	2	4,93	0,4	
EA-017	Formación Rosa Blanca	El Pedral	1	17	31	4,25	4,9	0,86	

EA-018	Formación Rosa Blanca	Cabalgamiento en arco al oriente del área de estudio	1	39	125	9,75	19,89	0,49	
EA-022	Formación Los Santos	Cabalgamientos, Falla La Cristalina	0,5	15	128	7,5	81,48	0,18	
EA-028	Tonalita y Granodiorita	Cabalgamiento en arco al oriente del área de estudio	1	25	92	6,25	14,64	0,42	
EA-030	Tonalita y Granodiorita	Falla Páramo Rico	1	21	70	5,25	11,14	0,47	

EA-031	Tonalita y Granodiorita	Falla Páramo Rico	1	29	159	7,25	25,3	0,28	
EA-032	Tonalita y Granodiorita	Falla Páramo Rico	0,75	18	46	6	13,01	0,61	
EA-033	Tonalita y Granodiorita	Falla Páramo Rico	1	29	142	7,25	22,6	0,3	
EA-035	Formación Los Santos	Trazos de la Falla Suratá	1	7	70	1,75	11,14	0,15	

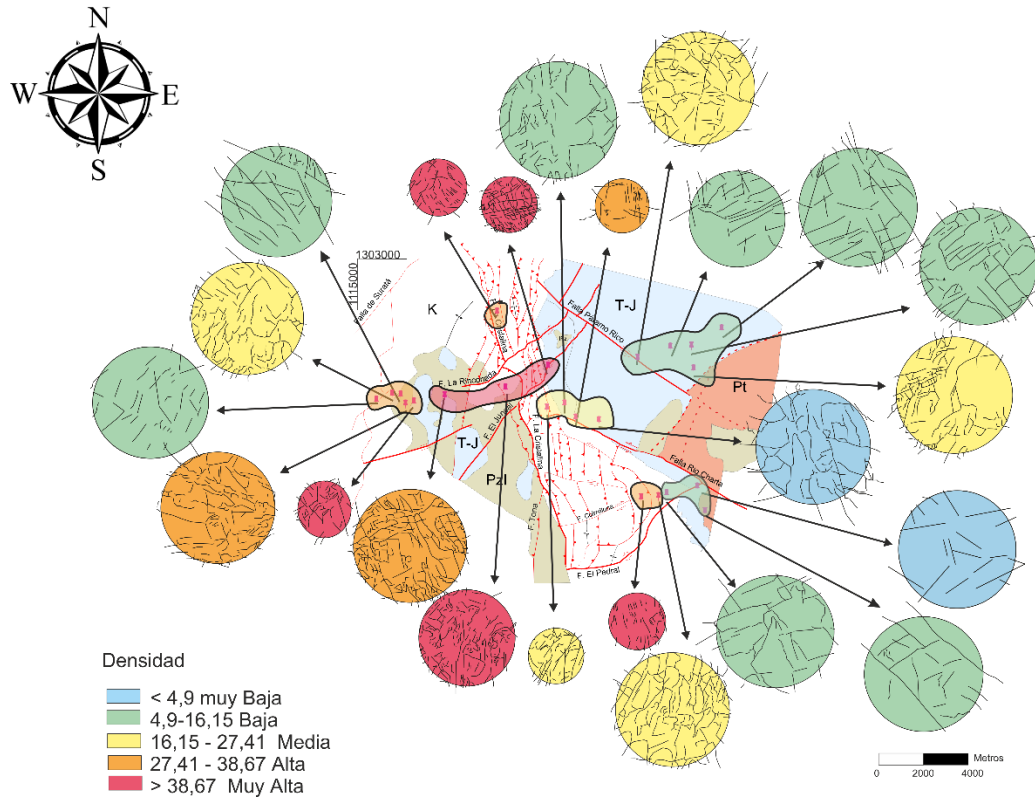
EA-037	Cuarzomonzonita y Granito	Trazos de la Falla Suratá	1	26	139	6,5	22,12	0,29	
EA-038	Formación Silgará	Trazos de la Falla Suratá	1	15	85	3,75	13,528	0,27	
EA-039	Formación Silgará	Trazos de la Falla Suratá	1	204	25	6,25	32,46	0,19	
EA-040	Formación Silgará	Trazos de la Falla Suratá	0,5	20	98	10	62,38	0,32	

EA-041	Cuarzomonzonita y Granito	La Rinconada	1	40	243	10	38,67	0,26	
EA-046	Formación Los Santos	Cabalgamiento en arco al oriente del área de estudio	0,5	14	89	7	56,65	0,24	
EA-055	Tonalita y Granodiorita	Falla Río Charta	0,8	19	76	5,9	18,89	0,31	
EA-062	Formación Los Santos	Falla Río Charta	0,5	16	104	4	16,55	0,24	

EA-072	Formación Los Santos	La Rinconada y El Juncal	0,75	257	31	10,33	72,71	0,14	
<p>Nota= r [m] : radio de la ventana de muestra en metros; n: número de intersecciones de las diaclasas con la ventana de muestra; m= número de terminaciones de las diaclasas dentro de la ventana de muestra I [1/m]: intensidad del diaclasamiento expresada en metros a la menos uno; D [1/m²]: densidad del diaclasamiento expresada en metros a la menos dos y L_p [m]: longitud promedio de las diaclasas en metros.</p>									

Fuente: Autoras

Figura 66. Intensidad del fracturamiento general de la zona medido a partir de la metodología de la Ventana de Muestra. El diámetro de las ventanas circulares guarda proporción con el empleado en la medición sobre las fotografías. Se unen en polígonos los puntos de las estaciones por su cercanía y por las estructuras a los que mejor se asocien, donde cada color representa el promedio cualitativo del valor de la intensidad. Pt: Unidades del Proterozoico, Pzl: Unidades del Paleozoico Inferior, T-J: Unidades Triásico-Jurásico y K: Unidades del Cretácico.



Fuente: Autoras

De las anteriores figuras se muestra que las mayores densidades e intensidades se encuentran en los puntos asociados a la zona de falla que conformada por las fallas La Rinconada y El Juncal. De estos, las ventanas de muestra se realizaron sobre unidades del Triásico-Jurásico (rocas ígneas) y Paleozoico Inferior (rocas metamórficas), las cuales no muestran una gran diferencia en los resultados de la densidad e intensidad presentándose en promedio una intensidad alta y una densidad muy alta, haciendo de esta la zona de mayor fracturamiento en el área de estudio. Así mismo, los puntos cercanos a los trazos de la Falla Suratá también muestran valores elevados de intensidad y densidad de fracturamiento. Se determina densidad e intensidad por medio de la ventana de muestra en rocas sedimentarias del cretácico, rocas ígneas del Triásico-Jurásico y metamórficas del Paleozoico Inferior que arrojan un promedio general de intensidad media y densidad alta.

En cuanto a los puntos asociados a la Falla Rio Charta, se tiene que la intensidad del fracturamiento en los afloramientos presenta un promedio general medio sin que se presente una gran diferencia entre las litologías involucradas, mientras que la acción en la densidad si varía, siendo baja en las rocas ígneas (Unidades Triásico-Jurásico) con respecto a las medidas sobre las rocas sedimentarias (Unidades Cretácico). Por otro lado las intensidades y densidades del fracturamiento en la zona afectada por la Falla Páramo Rico arrojan en general una medida media en las rocas del Triásico-Jurásico.

Por su parte, los puntos asociados a la Falla el Pedral presentan los valores más bajos de intensidad y densidad medidos en la zona, afectando a unidades del Proterozoico, Triásico-Jurásico y Cretácico, con una medida general baja, tanto en intensidad como en densidad. Finalmente, se muestran valores altos de intensidad y densidad asociados a cabalgamientos, por un lado asociados a la Falla La cristalina al norte del área de estudio y por otro asociados al cabalgamiento que se encuentra al extremo oriental de la zona de estudio, de estos últimos se tienen dos valores con una diferencia en su densidad que pasa

de media a muy alta, debido posiblemente a que el punto de mayor valor se encuentra en el bloque colgante del cabalgamiento.

Con base a las consideraciones presentadas se concluye que los valores altos tanto de densidad como de intensidad se encuentran asociados principalmente a la zona de falla de El Juncal y La Rinconada, probablemente debido al régimen transtensivo que afecta a esta zona, lo que hace que este corredor sea de gran importancia para los aportes a la hidrogeología, tema tratado en el capítulo de discusión del presente trabajo. Sin embargo, a partir de los demás datos no se puede encontrar una estricta relación de los datos obtenidos con la estructura a la cual se encuentran asociados, lo que probablemente se deba a la heterogeneidad de las rocas afectadas, ya que no todas reaccionan de igual manera a los esfuerzos y a los diferentes procesos que causan fracturamiento.

6.3. Análisis de Estrías

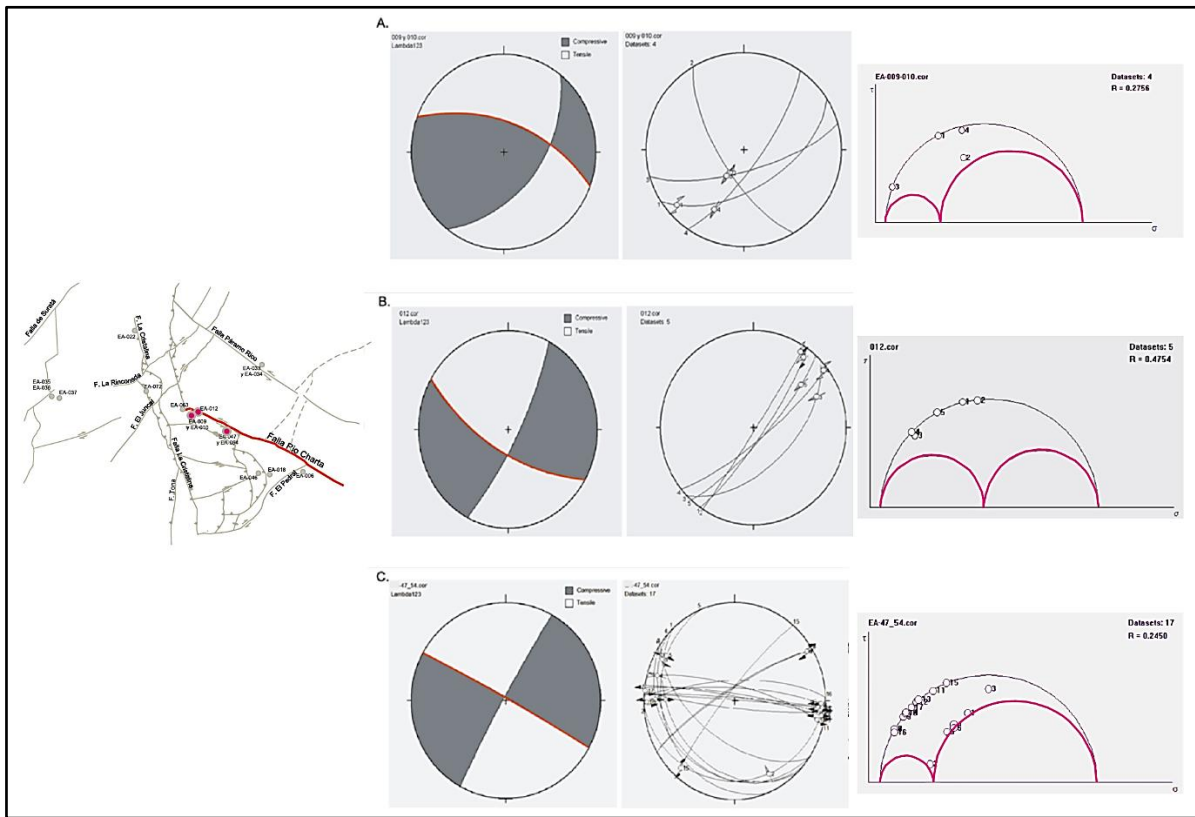
Se midieron en campo un total de 116 planos de falla estriados, los cuales antes de ser procesados fueron seleccionados por el procedimiento planteado en la metodología del trabajo, de acuerdo a la coherencia mecánica de los mismos por estaciones, resultando un total de 101 datos de estrías. En primera instancia se procesaron los datos por estaciones (en algunos casos se unieron estaciones por su cercanía y por representar una misma estructura), luego fue procesada la totalidad de los datos y por último se agruparon según su litología.

De los diagramas obtenidos por el procesamiento de los datos en el programa TectonicsFP (Reiter y Acs, 2013), se analizaron principalmente los que representan la deformación, diagramas NDA (Análisis Dinámico Numérico) que representan los ejes lambda (λ) de deformación, diagrama P-T Axes, que muestran los ejes de Presión y Tensión responsables de la deformación, Circulo de Mohr (generados a partir del diagrama NDA) y Diagramas de Angelier (ver Marco Teórico).

6.3.1. Procesamiento y análisis por estaciones

Con los datos de estrías analizadas se determinó la cinemática de las principales fallas identificadas en la zona (ver Figura 58), de esta manera se estableció que la Falla Río Charta posee una cinemática sinistral, con un trazo que controla el Río Charta. Los datos de estrías que muestran el trazo y la cinemática de la falla se encuentran sobre la Cuarzomonzonita de La Corcova (estaciones EA-012); Formación Los Santos (estaciones EA-009 Y EA-010), Formación Tablazo (estación EA-047) y Formación Rosa Blanca (estación EA-054) (ver Figura 67 y 74). En la Figura 67 se marcan sobre los diagramas NDA los planos que reflejan la dirección NW-SE de la Falla Río Charta. Por otro lado los diagramas de Angelier son de utilidad para observar las direcciones y cinemática de todo el conjunto de planos de falla que se tomaron en las estaciones. Como se mencionó en el marco teórico, la relación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) representada en el círculo de Mohr y cuantificada con el identificador R, se utiliza para inferir el régimen de esfuerzos que generan los planos de falla, por tanto se muestran los graficados a partir de los datos de estas estaciones (ver Figura 67), donde se observa un régimen transpresivo de los grupos de estaciones EA-009 y EA-010; EA-047 y EA-054, con un R calculado de 0,2756 y 0,2450 (σ_2 más cerca a σ_3 que a σ_1) respectivamente, y uno transcurrente (de neto rumbo) para la estación EA-012, con un R=0,4654 (σ_2 muy cercano al punto medio de σ_1 y σ_3) lo cual comprueba el componente horizontal sinistral de la Falla Río Charta y además permite establecer un componente vertical inverso.

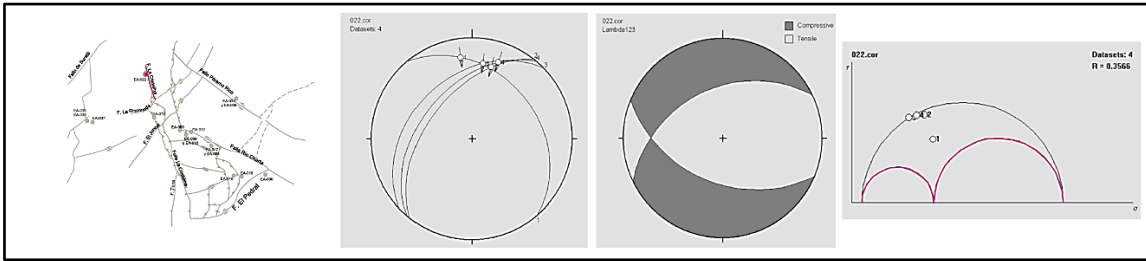
Figura 67. Diagramas NDA y diagramas de Angelier de las estaciones (A) EA-009 y EA-010, (B) EA-012 y (C) EA-047 y 054 (C). La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla Río Charta, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Circulo de Mohr correspondiente a cada estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transpresivo (A y C) y uno transcurrente (B).



Fuente: Autoras

Hacia el norte del área de estudio se encuentra parte del trazo de la Falla La Cristalina, la cual en la zona de estudio presenta un movimiento vertical inverso predominante. Los datos de la estación EA-022 (ubicados en la Frm. Los Santos) reflejan una tendencia que se podría aplicar en general tanto a la Falla La Cristalina como a los retrocabalgamientos (ver Figura 58), por otro lado, el Circulo de Mohr obtenido a partir de estos datos refleja un régimen transpresivo (ver Figura 68) con un valor de $R=0,3566$.

Figura 68. Diagramas NDA y diagramas de Angelier de la estación EA-022. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transpresivo.

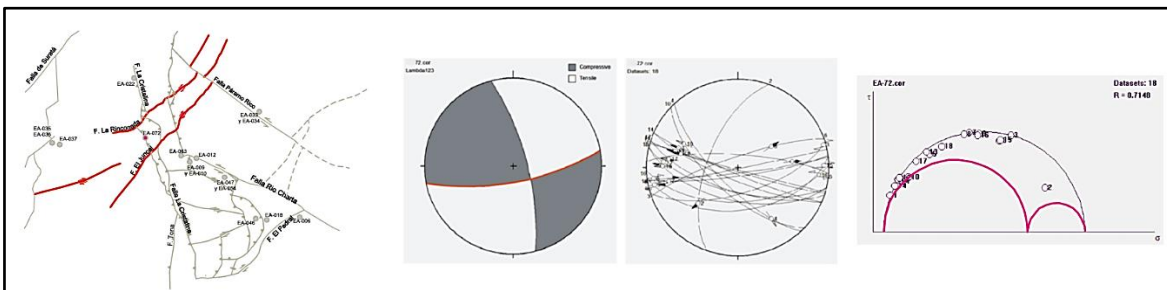


Fuente: Autoras

Hacia el oeste del área de estudio se encuentra una zona de falla afectada por dos fallas paralelas de dirección NE-SW, las fallas La Rinconada y El Juncal, que poseen una cinemática dextral normal determinada por el análisis del mapa geológico y corroborada por los datos de la estación EA-072 (Frm. Los Santos).

El componente normal de la Falla La Rinconada es evidenciada por el carácter transtensivo mostrado en el Círculo de Mohr que presenta un $R=0,7148$ (σ_2 más cercano a σ_1 que a σ_3) (ver Figura 69)

Figura 69. Diagramas NDA y diagrama Angelier de la estación EA-072. La línea roja representa los planos que corresponden con el trazo de las fallas La Rinconada y El Juncal, mostradas en el esquema estructural de la zona, ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo

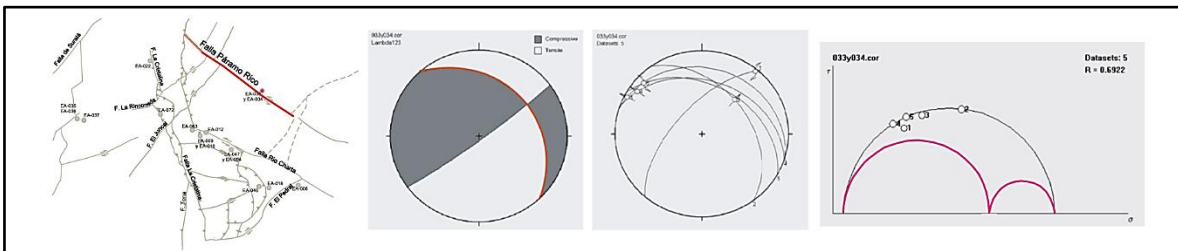


Fuente: Autoras

La Falla de Páramo Rico fue cartografiada por un fuerte lineamiento en la parte norte del área que corta las quebradas La Rinconada y El Juncal y que continúa afectando la unidad Tonalita y Granodiorita. Se tienen datos de estrías de las estaciones EA-033 y EA-034 (Tonalita y Granodiorita) que muestran una falla con cinemática sinistral y una considerable componente vertical a la que se le

determinó una vergencia al SW (ver figura 70 y 74), por otro lado, el Círculo de Mohr obtenido para estos datos muestran un carácter transtensivo con un $R=0,6922$ (σ_2 más cercano a σ_1 que a σ_3) (ver Figura 70). Este resultado se considera anómalo ya que se esperaría un componente vertical inverso por el paralelismo que guarda esta estructura con la Falla Río Charta. La anomalía de estos datos se puede atribuir principalmente al hecho de encontrarse dentro de zonas donde se da rotación de bloques, influenciados por la acción de los movimientos relativos de las estructuras principales.

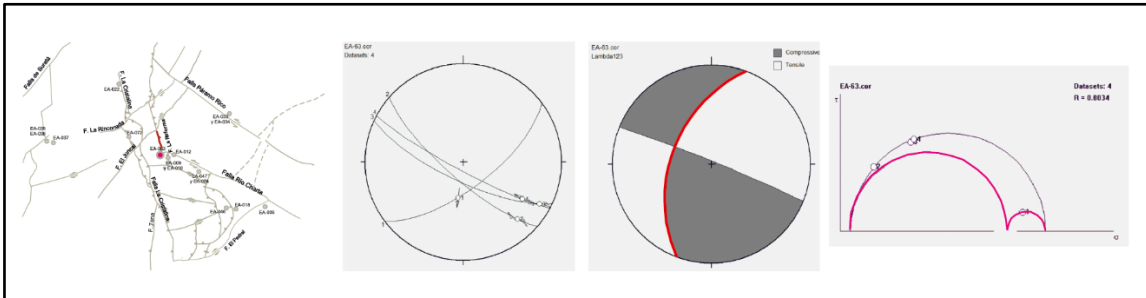
Figura 70. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de las estaciones EA-033 Y EA-034. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla Páramo Rico, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo.



Fuente: Autoras

La falla La Reforma corresponde con una falla inversa localizada hacia la parte central del área de estudio, en donde los datos de la estación EA-063 reflejan el comportamiento de esta falla y en general de los cabalgamientos encontrados en esta zona. El Círculo de Mohr obtenido a partir de los mencionados datos indica un régimen transtensivo, con $R=0,8034$ (ver Figura 71), dato que se considera anómalo, por el carácter compresivo de las fallas. La causa de la anomalía en esta estación podría estar relacionada a la rotación producida por las fallas Paramo Rico y Río Charta.

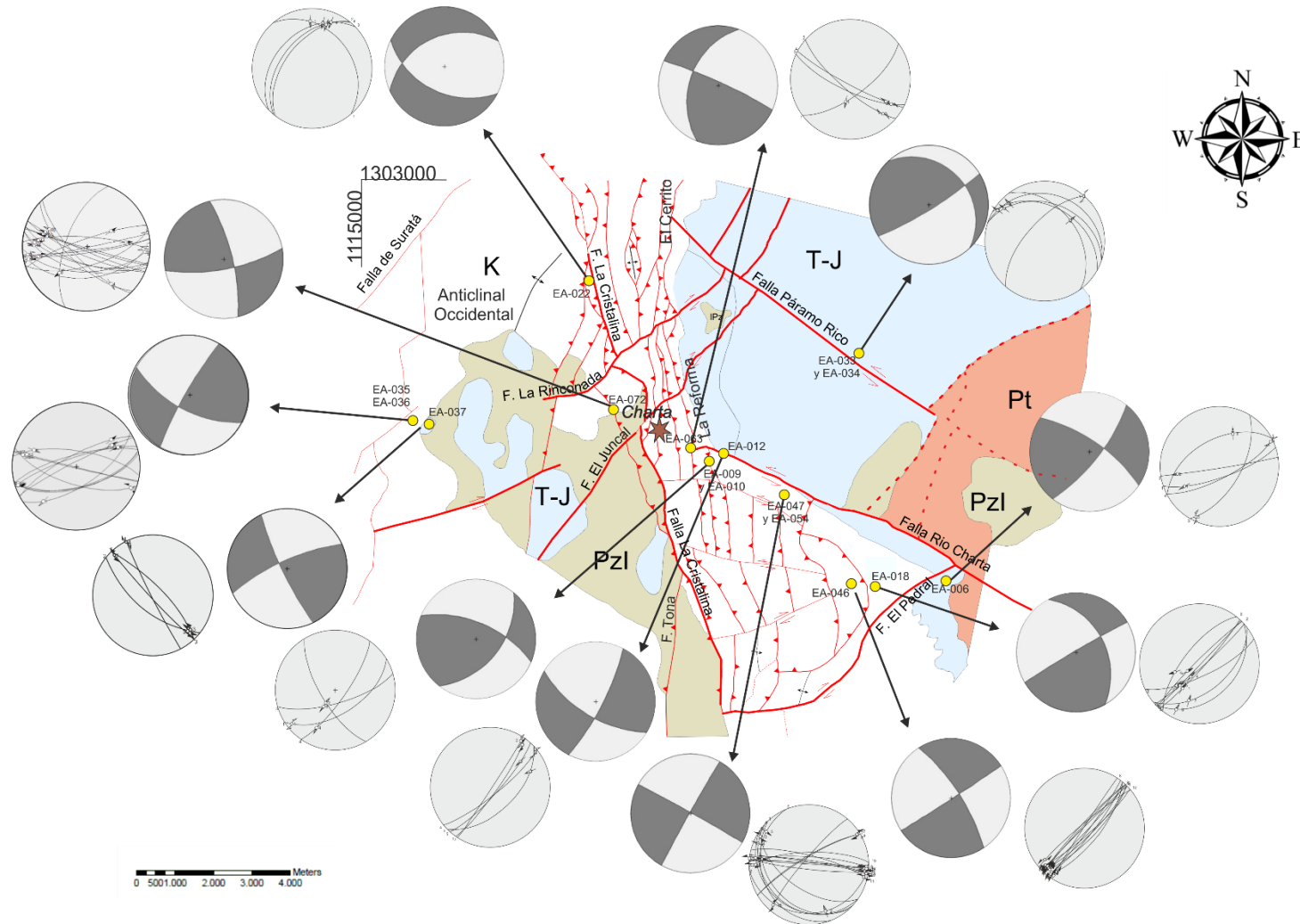
Figura 71. Diagrama NDA y diagrama de Angelier de la estación EA-063. La línea roja representa el plano que corresponde con el trazo de la Falla La Reforma, mostrada en el esquema estructural de la zona ubicado al lado izquierdo de la figura. Al lado derecho se muestra el Círculo de Mohr correspondiente a la estación en donde la relación de los círculos internos refleja un régimen transtensivo.



Fuente: Autoras

Los datos de planos de estrías de las estaciones EA-018 y EA-046 reflejan el comportamiento del cabalgamiento en arco que se encuentra al extremo oriental de la cuña desarrollada al sur de la zona de estudio (ver Figura 58). La cinemática que se obtiene a partir de los datos de estas estaciones es sinistral, en un régimen transtensivo mostrado en el Círculo de Mohr generado a partir de los datos mencionados (con R de 0,4898 y 0,5147 respectivamente, ver Figura 72), el cual puede estar relacionado a la influencia del movimiento relativo de la Falla Río Charta. Por otro lado, estos datos pudieron haberse asociado a las rampas de cabalgamiento laterales que se desarrollan al interior de la cuña, sin embargo, la cinemática de la falla NE-SW que es la que mejor se ajusta a los planos observados tanto en el Diagrama de Angelier como en el Diagrama NDA no coincide en la realidad con la que dichos diagramas muestran, razón por la cual se asume que los datos de estas estaciones representan al cabalgamiento en arco.

Figura 75. Ubicación de las estaciones que presentan datos de estrías de falla en el mapa estructural, mostrando en cada una de estas los diagramas de Angelier y NDA utilizados en la determinación de la cinemática de las fallas, que en general presentan un componente predominante de rumbo



Fuente: Autoras

6.4. Patrones de Fracturamiento

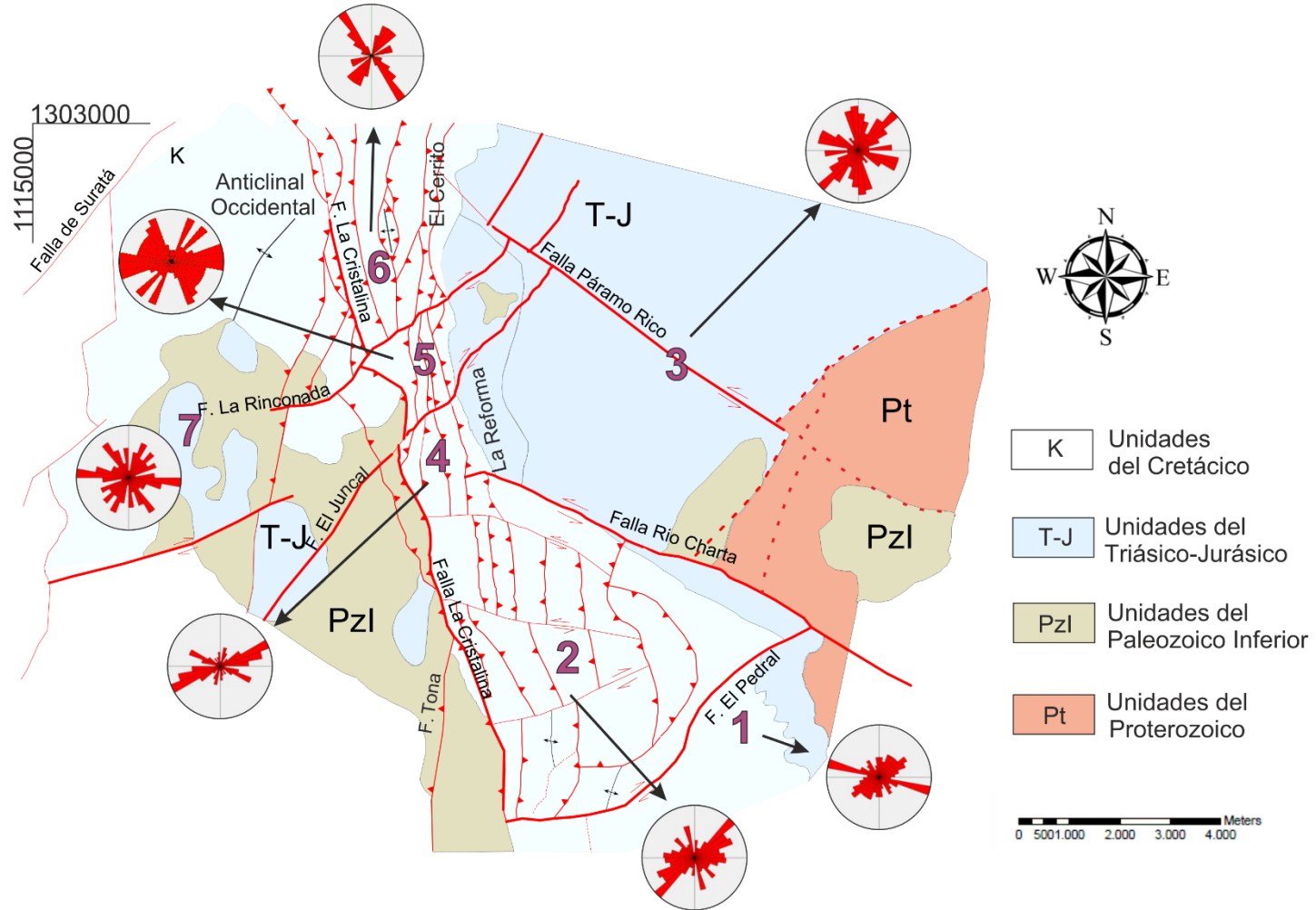
Las fracturas en general constituyen el rasgo estructural más abundante de la corteza terrestre (Pollard y Aydin, 1988) razón por la cual, como objetivo general del presente estudio, se determinaron los patrones de fracturamiento de las unidades litoestratigráficas que afloran en el Municipio de Charta, Santander los cuales ayudan a definir la historia de deformación que ha tenido lugar en la zona, siendo de gran importancia al momento de realizar un análisis tectónico regional (Ramsay y Hubert, 1987).

A los datos de diaclasas se suman los planos estriados, para poder realizar un análisis más general de fracturas y así establecer las principales direcciones de los patrones de fracturamiento, a partir de los Diagramas Rosa generados (ver Figura 76).

A partir de los Diagramas Rosa mostrados en la figura 76 se definen tres patrones de fracturamiento principales que se reflejan en cada uno de los bloques y que en general afectan toda el área de estudio, mostrando cada uno una tendencia asociada a las fallas principales cartografiadas.

- NE-SW: Este patrón coincide en la zona a las fallas El Juncal, La Rinconada y El Pedral, y a su vez refleja los trazos más regionales de las fallas Suratá y Cucutilla.
- NWW-SEE: Este patrón de fracturamiento está estrechamente relacionado los trazos de las fallas sinestrales Rio Charta y Páramo Rico.
- NNW-SSE: Este patrón va siguiendo el trazo de la Falla La Cristalina junto con los cabalgamientos que afectan el área de estudio, así mismo refleja la tendencia de la Falla de Bucaramanga a un nivel más regional.

Figura 76. Mapa estructural con Diagramas Rosas de fracturas generados en los diferentes bloques determinados para el área, utilizados para mostrar los patrones de fracturamiento determinados en el área, NE-SW; NWW-SEE y NNW-SSE

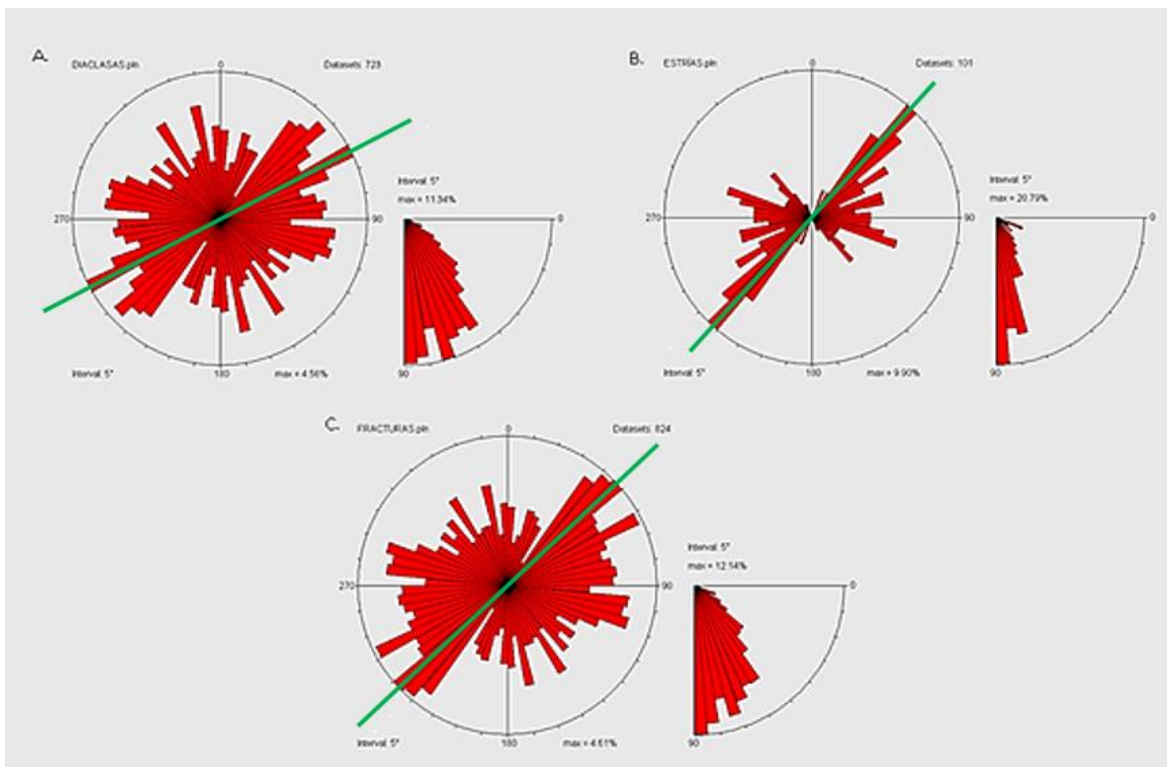


Fuente: Autoras

Los patrones de fracturamiento obtenidos no presentan gran variación con respecto a los patrones de diaclasamiento de cada bloque mencionados en el análisis de diaclasas. Haciendo una comparación entre estos patrones y los diagramas rosa de los planos de diaclasas se encuentra que el patrón NE-SW se ve fuertemente reflejado en todos los bloques, con excepción del bloque siete (7). Mientras el patrón NWW-SEE se presenta en los todos los bloques salvo el bloque dos (2) y el patrón NNW-SSE solo se encuentra en los bloques dos, tres y siete.

Igualmente, de los tres patrones de fracturamiento determinados con anterioridad se observa, a partir del Diagrama Rosa de todos los datos de diaclasas, planos estriados y planos de fractura en general, que predomina el patrón de dirección NE-SW (ver Figura 77).

Figura 77. Diagramas Rosas de (A) planos de diaclasa, (B) planos con estrías de falla y (C) planos de fracturas (diaclasas y estrías). La línea verde muestra el patrón principal de fracturamiento.



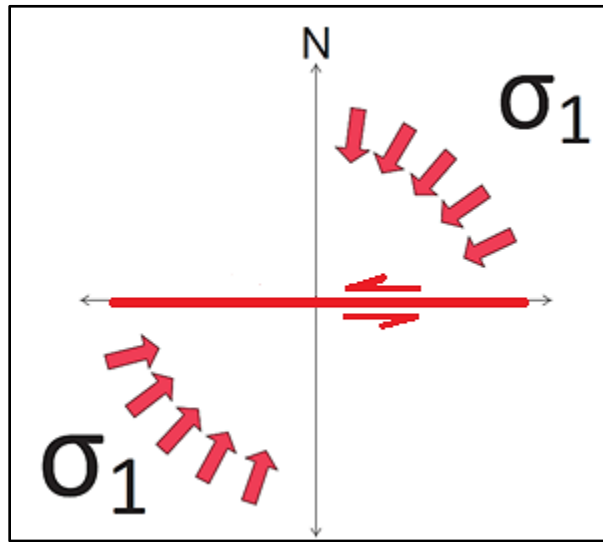
Fuente: Autoras

Finalmente, bajo un mismo campo de esfuerzo se desarrollan mínimo tres familias o patrones de fracturamiento en respuesta al mismo, sin embargo dependiendo de la variación de dicho campo en el tiempo y del grado de deformación producida, se puede llegar a presentar un número mayor de familias (Ramsay y Huber, 1983). Teniendo en cuenta esta consideración y observando que en el área de estudio se presentan tres patrones de fracturamiento principales y que en general se mantienen constantes, se asume que esta deformación corresponde a un solo campo de esfuerzo principal, el cual es determinado en el siguiente capítulo a partir del análisis cinemático de las fallas.

6.5. Estimación de Tensores Locales y Regionales

Una vez determinada la cinemática de cada una de las estructuras que afectan el área de estudio, por medio de la cartografía geológica y el análisis de las estrías de falla, se estimaron los tensores locales y el tensor regional responsable de la deformación frágil de las rocas. Para ello se tuvo especial preferencia en los diagramas, generados a partir de los datos de estrías, que muestran ejes de deformación (Diagramas P-T) en comparación a los que muestran ejes de esfuerzo (Diagrama de Diedros Rectos), ya que un plano de falla puede ser producido por diferentes direcciones de los ejes de esfuerzo, siempre y cuando estos se encuentren en un mismo cuadrante (ver Figura 78), mientras que el eje de deformación funciona para un solo plano de falla guardando una relación más confiable con el esfuerzo que causó dicha deformación.

Figura 78. Ejemplo de diferentes ejes principales de esfuerzo (σ_1), en un mismo cuadrante que pueden dar origen a un mismo plano de deformación.

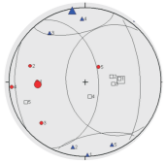


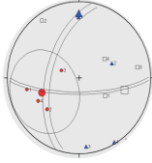
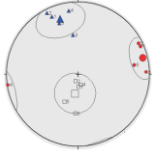
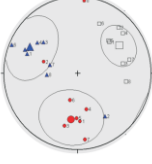
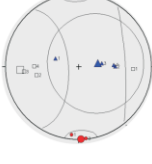
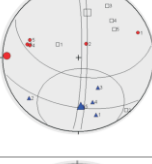
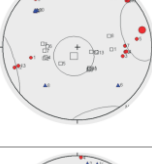
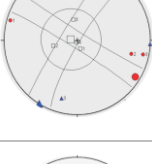
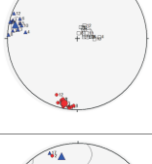
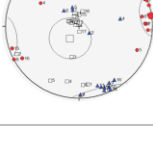
Fuente: Autoras

6.5.1. Tensores locales

Para cada grupo de datos de estrías de falla se generó un Diagrama P-T, de los cuales se obtuvieron los ejes de deformación P, B y T (ver Tabla 3) utilizados en la determinación de los esfuerzos locales (ver Figura 79). Los datos obtenidos se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 3. Valores obtenidos para los ejes de deformación P, B y T.

Estación	P (Dirección/Inclinación)	B (Dirección/Inclinación)	T (Dirección/Inclinación)	Diagrama P-T
EA-006	267/38	86/51	350/02	

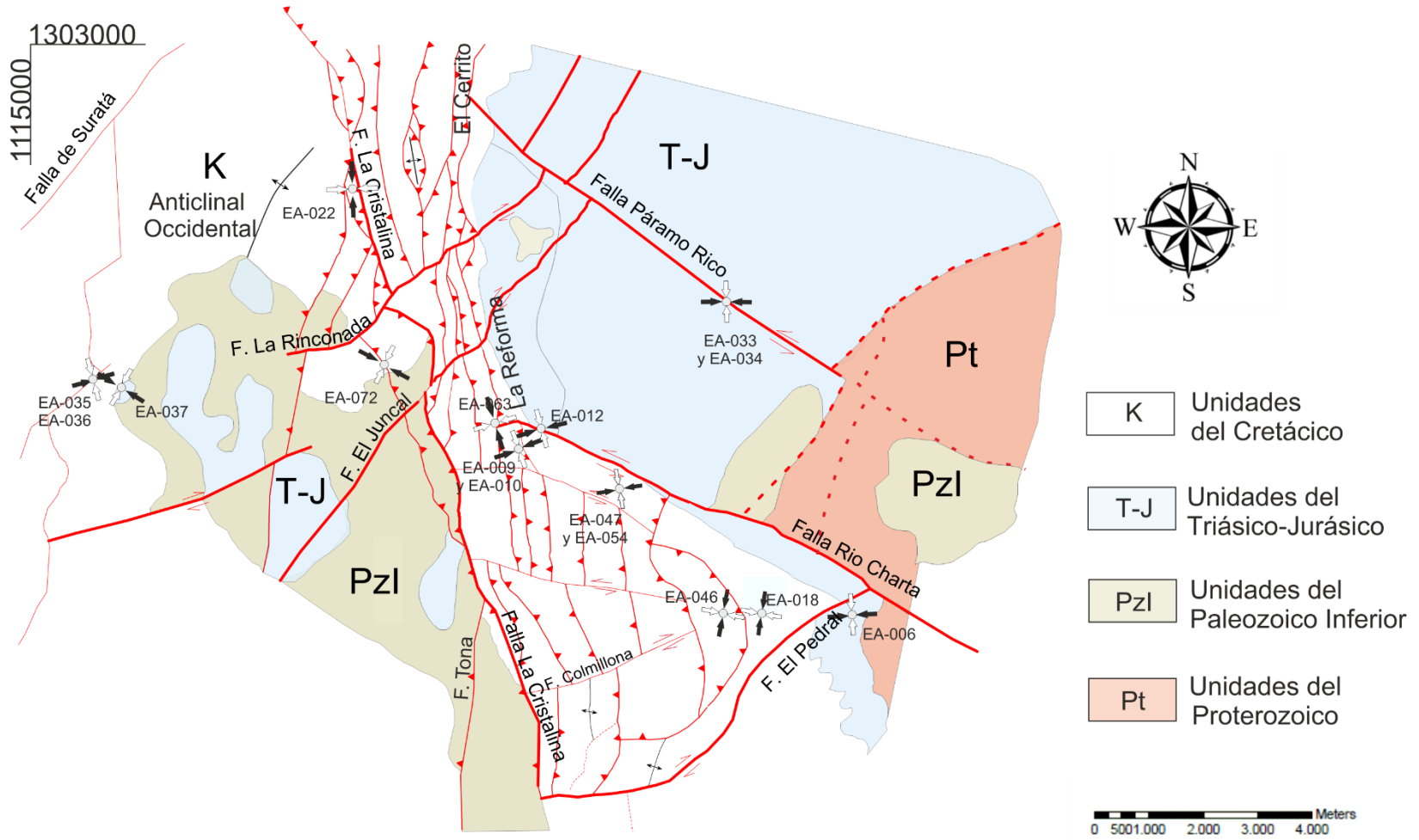
EA-009 Y EA-010	249/44	105/35	360/16	
EA-012	76/18	189/68	342/20	
EA-018	188/39	57/33	298/28	
EA-022	178/01	267/21	79/68	
EA-033 Y EA-034	271/07	11/39	177/35	
EA-035 Y EA-036	75/11	201/79	345/08	
EA-037	122/08	279/83	211/0	
EA-046	191/08	63/77	282/10	
EA-047 Y EA-054	081/01	216/73	235/16	

EA-063	163/29	259/48	081/23	
EA-072	298/15	159/74	033/06	

Se muestran los ejes de mayor deformación (P, círculos rojos), de deformación intermedia (B, cuadrados grises) y el de menor deformación (T, triángulos azules). El eje P representa indirectamente el eje de esfuerzo principal (σ_1).

Fuente: Autoras

Figura 79. Tensores locales del área de estudio. Las flechas negras indican el eje de compresión (σ_1) y las blancas indican la tensión (σ_3). Cuando en un mismo punto se muestra tanto la compresión como la tensión, representa un esfuerzo de cizalla, mientras que si se mostrará solo la compresión o la tensión corresponderían movimientos netos verticales fallas (inversas o fallas normales).



Fuente: Autoras

Los tensores obtenidos a partir de los datos de estrías de falla de las estaciones EA-009 y EA-010; EA-012; EA-047 y EA-054 muestran claramente un esfuerzo cizallante (σ_1 y σ_3 , equivalentes a los ejes P y T de deformación se encuentran horizontales) responsable del movimiento sinistral de la Falla Río Charta. De la misma forma, los datos de la estación EA-033 muestran un esfuerzo similar que produce el movimiento sinistral de la Falla Páramo Rico (ver Figura 79).

Así mismo, los datos de las estaciones EA-006 y EA-072, asociadas a las fallas de rumbo dextral El Pedral y La Rinconada y El Juncal, respectivamente, muestran claramente el esfuerzo cizallante que causó el movimiento de dichas fallas. Así como los datos de las estaciones EA-035 y 036 y EA-037 muestran el movimiento de los trazos de la Falla Suratá (ver Figura 79).

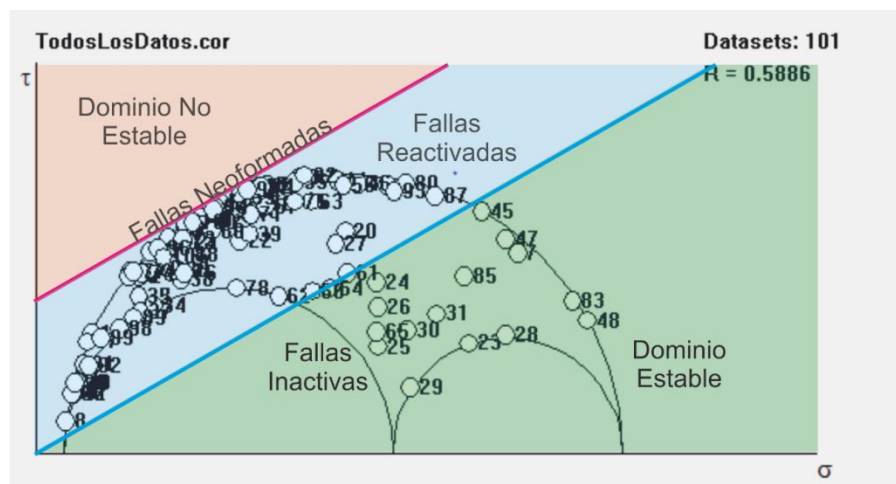
Por otro lado, los datos de las estaciones EA-018 Y EA-046 no parecen coincidir con la falla de cabalgamiento a la cual fueron asociados anteriormente, pues se esperaría encontrar una neta compresión en vez de los esfuerzos de cizalla que se muestran, por tanto se atribuyó este resultado a la influencia de los movimientos relativos de las fallas Río Charta y El Pedral que generan un esfuerzo muy local en estos puntos (ver Figura 79).

Finalmente los datos de las estaciones EA-022 Y EA-063 muestran un esfuerzo anómalo en estas zonas, ya que el eje de compresión principal se encuentra paralelo a las fallas de cabalgamiento que se asociaron a estos datos (Falla La Cristalina y Falla La Reforma), y se esperaría encontrarlo perpendicular a ellas para que sea el causante de la deformación. Posiblemente, lo anterior se deba a rotaciones en los bloques causadas por la acción del múltiple fallamiento inverso que observa en estas zonas y a esfuerzos y estructuras más regionales (ver Figura 79).

6.5.2. Tensor Regional

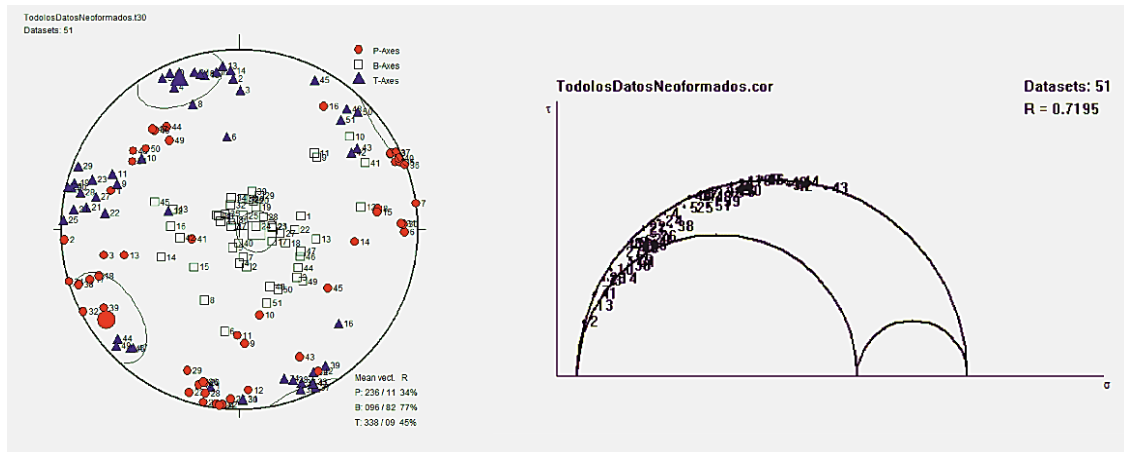
De acuerdo a la configuración de las principales fallas se estableció un tensor general para la zona, el cual juega con la cinemática tanto de las fallas de rumbo como con los cabalgamientos cartografiados, con base en las relaciones entre las estructuras, mostradas en la elipse de deformación (ver marco teórico). Para determinar la dirección del tensor, primero se graficó el círculo de Mohr con la totalidad de los datos (ver Figura 80), esto con el fin de realizar una discriminación para eliminar aquellos datos inactivos (que no se mueven con el tensor) y reactivados (se mueven con el tensor determinado, pero fueron originados por otro) y así tener un dato más aproximado del tensor real que dio origen a la deformación mostrada por las fallas (neoformadas). Con base en lo anterior, finalmente, se determina una dirección del eje principal de compresión (σ_1) N56°E/11, del eje principal intermedio (σ_2) S84°E/82 y del eje principal de tensión (σ_3) N22°W/09 (ver Figura 81), los cuales muestran un régimen de cizalla general para la zona (σ_1 y σ_2 horizontales, de acuerdo a la ley de fracturamiento de Anderson, 1951) (ver Figura 82).

Figura 80. Círculo de Mohr realizado con todos los datos de los planos estriados, en el cual se discriminan los datos neoformados, reactivados (Dominio No Estable) e inactivos (Dominio Estable).



Fuente: Autoras

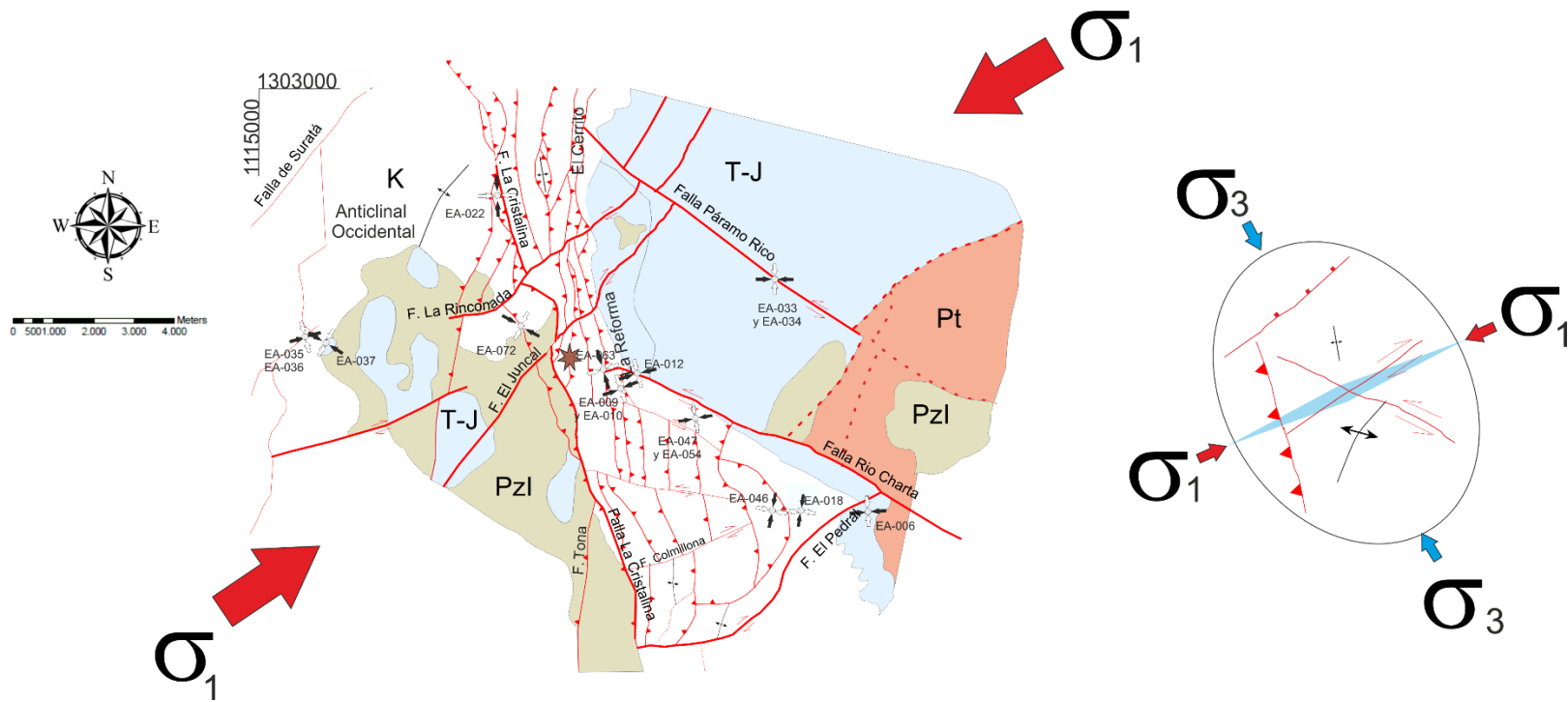
Figura 81. Diagrama P-T y Círculo de Mohr realizados solo con los datos neoformados, escogidos a partir del Círculo de Mohr realizado con todos los datos, que muestran las direcciones de los ejes principales de deformación (P-B-T).



Fuente: Autoras

La Figura 82 refleja en la zona un régimen de cizalla simple, responsable de la deformación de las rocas, en donde la configuración y relaciones angulares de las estructuras reflejan una buena correspondencia con la elipse de deformación. En cuanto a la relación del tensor general determinado con las estructuras cartografiadas, se observa que la posición del eje de compresión (σ_1) mueve las fallas con rumbo NW-SE en sentido sinistral (Falla Río Charta y Falla Páramo Rico), mientras que las de rumbo NE-SW en sentido dextral (fallas La Rinconada, El Juncal y El pedral). Por otro lado el tensor presenta una relación muy paralela tanto al trazo de la Falla La Rinconada, concordando con su componente vertical normal como a las diaclasas de tensión y una relación aproximada de perpendicularidad respecto a los sistemas de cabalgamiento que afectan la zona (Falla La Cristalina, Falla El Cerrito, Falla La Reforma y demás cabalgamientos asociados a estas), así como de las estructuras anticlinales que se encuentran al norte (Anticlinal Occidental y Anticlinal Oriental) y al sur del área de estudio.

Figura 82. Tensor regional determinado para el área de estudio con una orientación de N56°E. Se muestra la relación de las estructuras del área con el σ_1 y σ_3 de acuerdo a la elipse de deformación. Pt: Unidades del Proterozoico, Pzl: Unidades del Paleozoico Inferior, T-J: Unidades Triásico-Jurásico y K: Unidades Cretácicas.

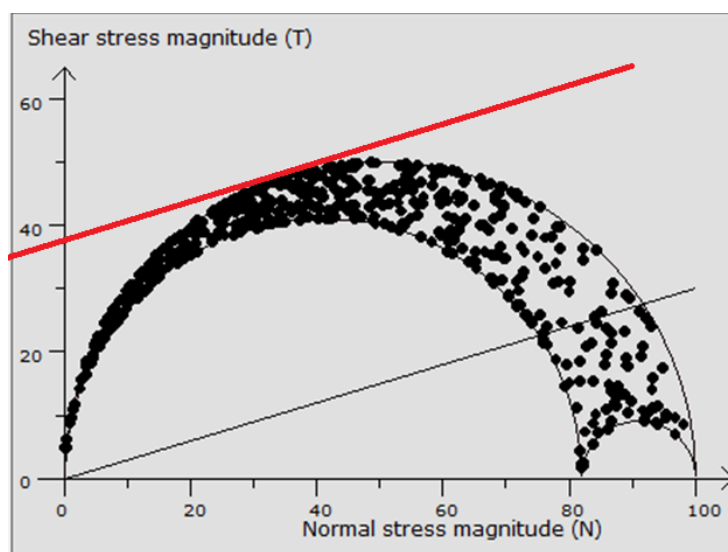


Fuente: Autoras

Adicionalmente, se determinó un campo de esfuerzos a partir del procesamiento de los datos de planos de diaclasas, el cual arrojó un resultado muy similar al determinado con los planos de fallas, en el cual se conserva aproximadamente la misma dirección y ángulo del eje principal de compresión (σ_1).

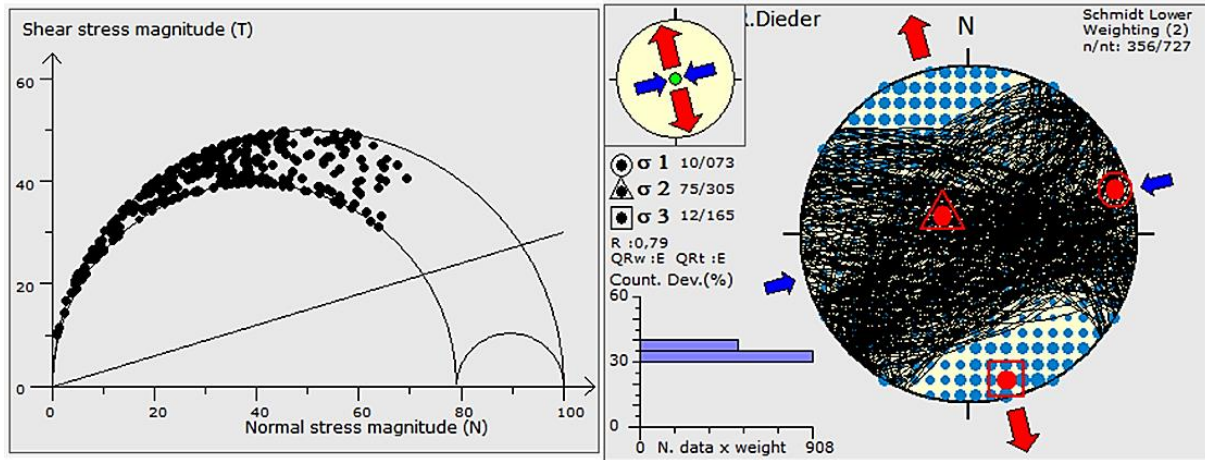
Para este nuevo procesamiento se empleó el software Win_Tensor 4.0.4 (Delvaux y Sperner, 2003), en el cual se ingresan los datos del buzamiento e inclinación de los planos de diaclasas, en donde se debe especificar tanto el tipo de diaclasa (de tensión, de compresión o de cizalla) como el tipo de activación (que puede ser: planos de tensión, planos de compresión, planos no activados, fallas o fracturas neoformadas, fallas o fracturas reactivadas o tipo de activación desconocida). Debido al régimen transcurrente de la zona (cizalla simple) se toma la totalidad de los datos de diaclasas, como planos de cizalla no activos. En una primera parte del procesamiento se genera el círculo de Mohr para todos los datos (ver Figura 83) con el fin de eliminar los datos que quedan por debajo de la línea mostrada (paralela a la envolvente), debido a que se asumen como planos no formados bajo el tensor determinado, procedimiento que permite realizar el software de forma automática. Una vez realizado este procedimiento se obtuvieron las siguientes direcciones principales del esfuerzo: eje de compresión (σ_1) N73°E/10, eje de esfuerzo intermedio (σ_2) N55°W/75 y eje de tensión (σ_3) de N15°W/12 (ver Figura 84)

Figura 83. Círculo de Mohr obtenido a partir de todos los datos de diaclasas en donde se observa el régimen transtensivo de la zona de estudio. La línea roja representa la envolvente de Coulomb.



Fuente: Autoras

Figura 84. Tensor obtenido a partir de los datos de diaclasas en el software Win_Tensor 4.0.4, después del filtrado de los datos con base al Círculo de Mohr.



Fuente: autoras

De las direcciones de los ejes principales de esfuerzo obtenidos del procesamiento de las diaclasa, se continua evidenciando el régimen transcurrente principal del área, debido a que los ejes de σ_1 y σ_3 se encuentran horizontales y el eje σ_2 es vertical, por otro lado con este tensor se presenta una variación de 20° del eje de compresión (σ_1) respecto al estimado del análisis de los planos de falla, mostrando una dirección más NEE-SWW que sigue causando la misma cinemática en las estructuras del área (ver Tabla 4).

Tabla 4. Tensores de esfuerzo determinados a partir del análisis de planos de falla y planos de diaclasa.

	σ_1	σ_2	σ_3
Tensor por planos de falla	N56°E/11	S84°E/82	N22°W/09
Tensor por planos de diaclasa	N73°E/10	N55°W/75	N15°W/12

Fuente: Autoras

Finalmente se estableció como tensor general para la zona, el hallado a partir del análisis de los planos de falla, debido a que su dirección guarda una mayor concordancia con la dirección principal de fracturamiento establecida en el apartado anterior y con la estructura de componente normal (Falla La Rinconada), consideraciones muy importantes que son tratadas en el capítulo de discusión y aportes a la hidrogeología.

6.5.3. Discusión sobre el Tensor de Esfuerzos Actual

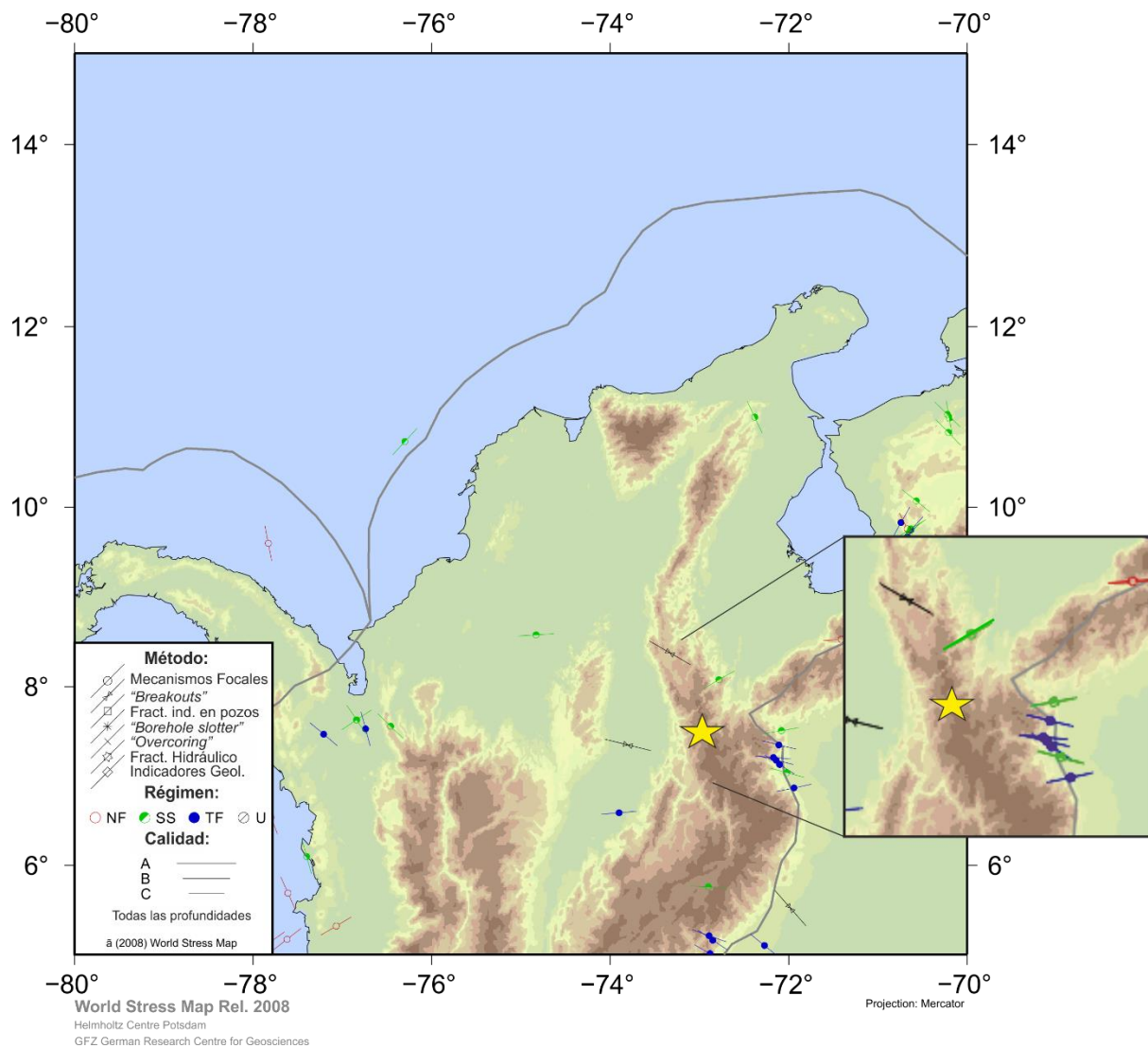
En el presente estudio, hasta el momento, solo se ha establecido un tensor regional que juega con las principales estructuras del área (cumpliendo las relaciones y cinemáticas de las fallas mostradas en la elipse de deformación), por lo que con este tratamiento de datos no se está mostrando el tensor actual que está afectando las rocas, si no el que causó la deformación sin tener en cuenta la temporalidad de dicho evento.

Sin embargo, si bien no es objetivo plantear una posible evolución de los tensores de esfuerzos amarrados a eventos más regionales que afectaron el área, es importante discutir si el tensor determinado muestra el tensor actual o solo un tensor que afectó el área en algún momento del tiempo geológico ya que un tensor actual podría estar cerrando las fracturas de tensión determinadas importantes en las consideraciones sobre los flujos de agua subterránea. Para lograr un acercamiento a la solución de este cuestionamiento se muestra el mapa de esfuerzos actuales del proyecto “The World Stress Map” (Heidbach *et al.*, 2008, ver Figura 85) con el objetivo de observar cual es la relación entre el tensor actual y las estructuras del área de estudio.

En el mapa mostrado se observa una tendencia NE-SW asociada a un fallamiento en rumbo (SS), muy concordante con el eje principal de compresión determinado para el área de estudio, de lo que se podría asumir que el tensor actual y el determinado son el mismo, sin embargo es una presunción que necesita evidencias para ser comprobada lo que se puede lograr a través de un análisis más detallado de paleoesfuerzo.

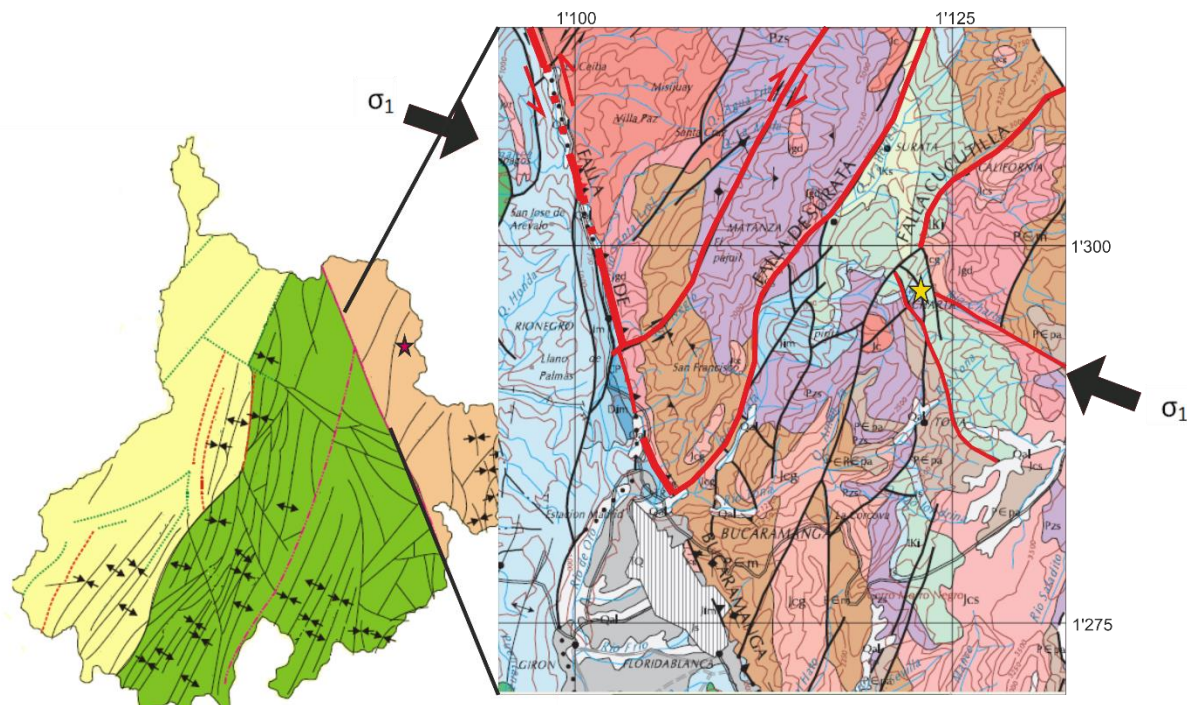
Enmarcando la zona de estudio en un contexto más regional, se esperaría encontrar que el tensor general estuviera asociado a la Falla de Bucaramanga (ver Figura 86) y al movimiento del bloque Chocó (Taboada *et al.*, 2000), sin embargo se puede plantear que este es el resultado de una rotación de bloques asociada a la misma Falla de Bucaramanga a un nivel más local.

Figura 85. Mapa de esfuerzos actuales del Norte de Colombia, generado del proyecto “The World Stress Map”. Se muestra regímenes NF: Fallamiento Normal (Normal Fault), SS: Fallamiento en Rumbo (Strike Slip), TF: Fallamiento Inverso (Thrust Fault) y U: No determinado.



Fuente: Tomado y modificado de “The World Stress Map” (Heidbach et al., 2008)

Figura 86. Mapa de estructuras de Santander y parte del mapa geológico de Santander, donde se marcan los trazos de las fallas Bucaramanga, Surata y Cucutilla, ubicándose el esfuerzo de compresión principal (σ_1) relacionado al movimiento de estas fallas. La estrella fucsia del mapa de Santander y la estrella amarilla del mapa geológico muestran la ubicación del Municipio de Charta, Santander. El factor de multiplicación para obtener las coordenadas mostradas en el mapa es 1000



Fuente: Mapa de estructuras de Santander tomado y modificado de Royero y Clavijo (2001) y Parte del Mapa Geológico de Santander Royero & Vargas (1999).

7. APORTES A LA HIDROGEOLOGÍA

En un macizo rocoso las zonas en las que se presentan fracturas abiertas suelen ser altamente favorables para el paso de diferentes fluidos tales como agua, petróleo, gas, fluidos mineralizados además de intervenir en procesos de transferencia de calor en sitios de interés geotérmico. Sin embargo también pueden presentar un efecto contraproducente cuando gracias a estas mismas fracturas se da infiltración de residuos tóxicos que pasarán a contaminar acuíferos.

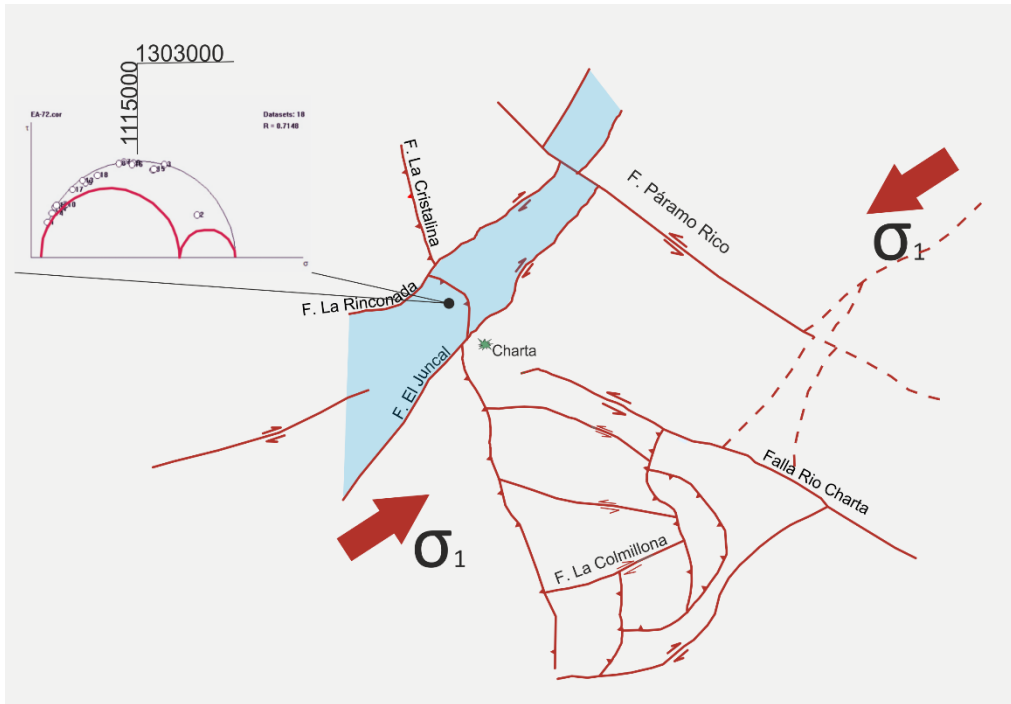
La justificación del presente trabajo es ofrecer la geología estructural base del área de estudio para facilitar estudios posteriores relacionados directamente con la hidrogeología. Sin embargo se presenta una aproximación sobre las zonas más favorables para el flujo de agua subterránea, teniendo en cuenta los patrones de fracturamiento determinados, la densidad e intensidad del mismo y el tensor regional establecido.

7.1. Direcciones preferentes para el flujo de agua en función de las fracturas abiertas y la porosidad de la roca.

Para determinar los lugares en donde se presentan las fracturas abiertas se deben analizar los patrones de fracturamiento en conjunto con el tensor determinado sabiendo que las fracturas abiertas serán paralelas respecto al mencionado tensor. De acuerdo a esto se determina un corredor principal, en donde la extensión es dominante, delimitado por dos fallas paralelas, La Rinconada y El Juncal, las cuales presentan un rumbo aproximado de N50°E, rumbo que se diferencia de la dirección del tensor regional en seis grados (como se ha mencionado, el tensor presenta una orientación de N56°E), lo cual hace que aparte del movimiento en rumbo que las caracteriza presenten un componente extensivo evidenciado en el Círculo de Mohr generado a partir de los datos de la estación EA-072 que se atribuyó a estas fallas (ver Figura 87).

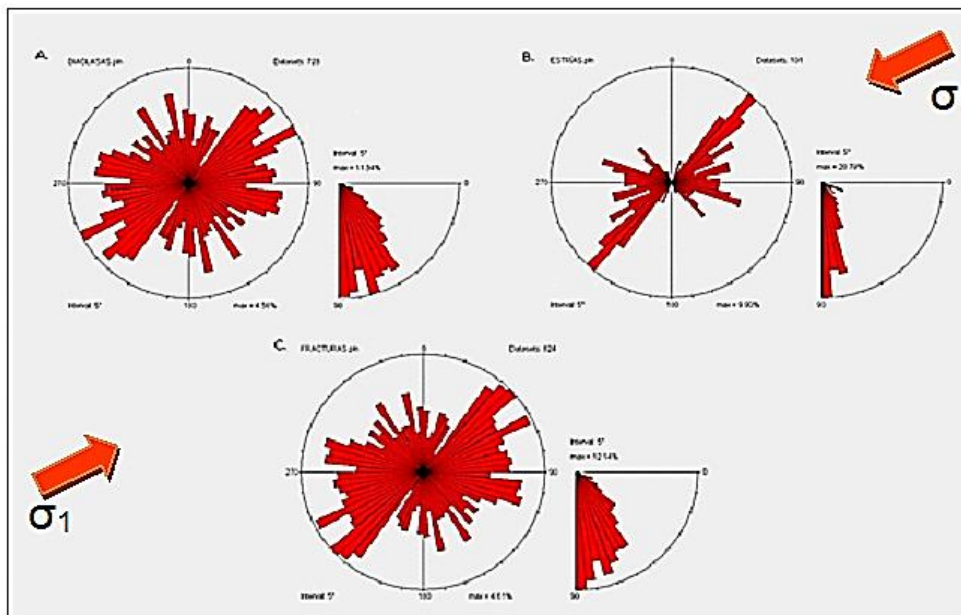
Por otro lado, considerando los diagramas rosa obtenidos a partir de la totalidad de los datos de diaclasas, de planos estriados y de fracturas en general (un diagrama para cada grupo de datos, ver Figura 88) se pueden observar los diferentes patrones de fracturamiento presentes en la zona de estudio, encontrándose que el principal sigue una dirección NE-SW (como se mencionó anteriormente en el apartado de Patrones de Fracturamiento) y se encuentra paralelo al eje de mayor esfuerzo (σ_1), lo que sumado a las altas inclinaciones de los planos de fracturas y en especial de los planos de diaclasas se puede inferir que este patrón representa las fracturas de tensión (abiertas) mientras que los otros dos patrones representan las fracturas de cizalla.

Figura 87. Relación entre las principales estructuras y el tensor regional determinado. La zona de mayor probabilidad para el flujo de aguas subterráneas es la que se encuentra entre las fallas La Rinconada y El Juncal (franja azul). Se muestra el Círculo de Mohr obtenido a partir de datos en la zona, en donde la relación de sus círculos internos muestra el comportamiento transtensivo de estas fallas.



Fuente: Autoras

Figura 88. Diagramas Rosas de (A) planos de diaclasa, (B) planos con estrías de falla y (C) planos de fracturas (diaclabas y estrías), ubicando el eje de compresión (σ_1) del tensor general determinado para en área de estudio mostrando la proximidad de su dirección con la del patrón predominante en cada uno de los diagramas, considerándose por tanto la dirección de las fracturas de tensión.



Fuente: Autoras

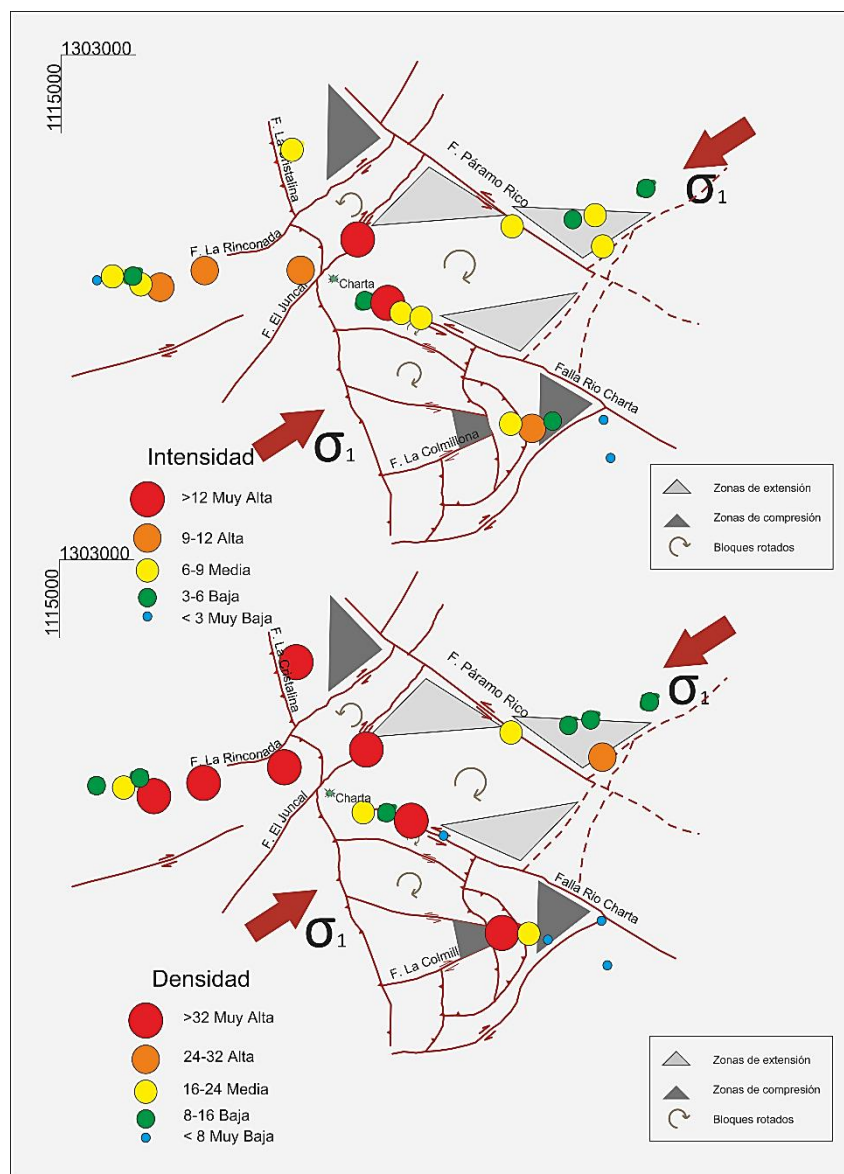
Por su parte, la densidad e intensidad de fracturamiento medidos por medio de la metodología de la ventana de muestra permiten asumir las zonas con mayor porosidad secundaria en un macizo rocoso ya que en donde se encuentren los valores más altos dicha porosidad será mayor. Para el caso, los mayores valores tanto de intensidad como de densidad se encuentran asociados al principal corredor anteriormente descrito (fallas La Rinconada y El Juncal), mientras que los valores más bajos que reflejan las zonas de menor porosidad secundaria se encuentran siguiendo principalmente el trazo de la Falla Rio Charta. Estos factores también se pueden relacionar con la cinemática de las principales fallas y la configuración de cuñas asociadas a las mismas, ya que al desplazarse los bloques involucrados se generan zonas de extensión, de compresión y de rotación (ver Figura 89), siendo las de extensión las más favorables para el paso de agua subterránea.

Teniendo en cuenta las consideraciones presentadas anteriormente, se puede establecer la posible existencia de una conexión entre las zonas de páramo hacia la parte norte del área de estudio y la parte sur en donde se encuentra la microcuenca del Río Charta a través de posibles flujos de aguas subterráneas paralelos a la dirección del eje principal de compresión (σ_1), las fallas La Rinconada y El Juncal y el patrón principal de fracturamiento. Estos posibles flujos se muestran tentativamente en un modelo 3D realizado a partir del modelo de elevación digital del terreno (ver Figura 90).

En un contexto más regional, los trazos de las fallas Surata y Cucutilla más hacia el norte del área (saliendo de la zona de estudio) siguen la dirección del patrón principal de fracturamiento, e igualmente, a una escala más local, este también se refleja en las fallas La Baja, Móngora, La Plata y El Salado, las cuales afectan de manera importante el Distrito Minero de Vetas y California (Mantilla *et al.*, 2011). Así mismo, Ward *et al.* (1973) infiere que la falla Cucutilla y sus satélites podrían estar estrechamente relacionadas con la mineralización a lo largo de Río La Baja, por lo que se puede inferir que estas fracturas de tensión posiblemente actuaron en las rocas cristalinas del área como corredores de porosidad secundaria para el transporte de fluidos mineralizados, sin embargo en la actualidad estas fracturas pueden constituir potenciales canales para el flujo de aguas subterráneas conectando con ello las zonas altas del Complejo de Paramos Jurisdicción

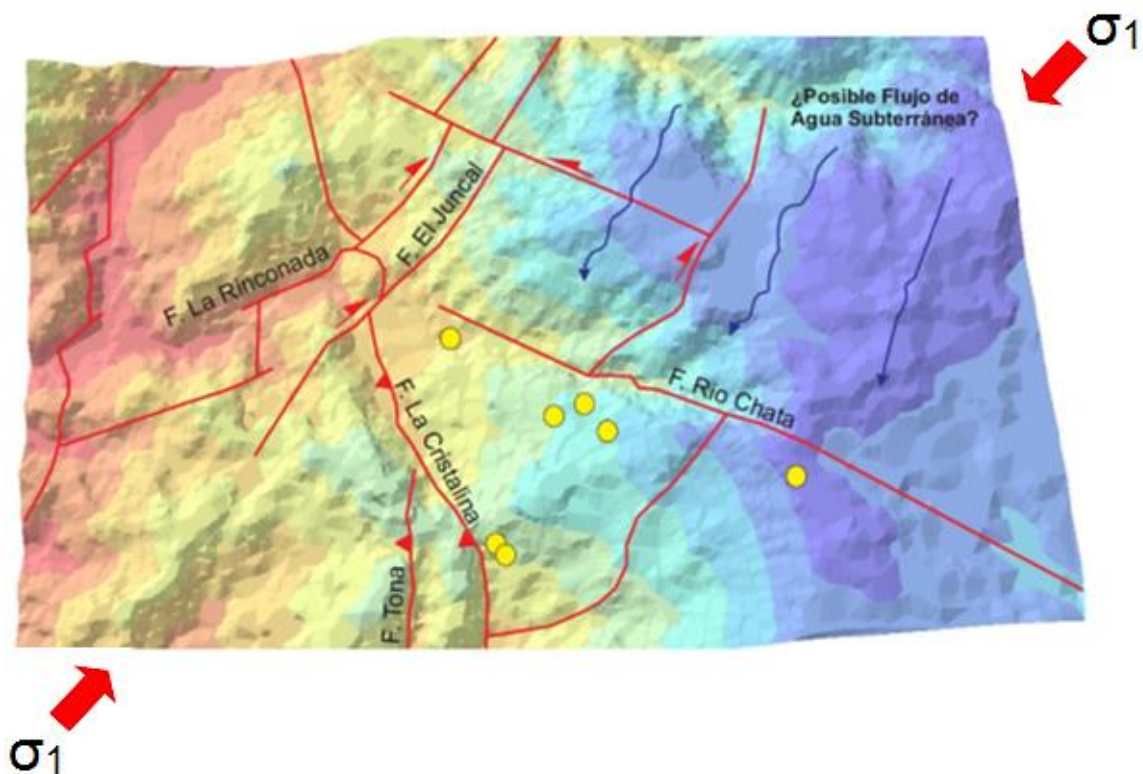
Santurbán con las zonas bajas de las microcuencas de los ríos Charta y Tona (ver Figura 88). Por otro lado estos corredores también pueden transportar fluidos contaminantes que ponen en riesgo tanto los acuíferos como las corrientes superficiales de agua de las zonas más bajas, de las cuales se abastece del recurso hídrico los Municipios de Charta y sus aledaños, así como la bocatoma del acueducto del Municipio de Bucaramanga.

Figura 89. Principales estructuras del área de estudio, relacionadas con las zonas extensión y compresión en las cuñas configuradas, el tensor regional determinado y los datos de intensidad (A) y densidad (B) obtenidos, en donde se muestra que las zonas con mayor porosidad secundaria coinciden principalmente con el corredor delimitado por las fallas La Rinconada y El Juncal, mientras que las de menor se encuentran asociados a la Falla Río Charta.



Fuente: Autoras

Figura 90. Modelo en 3D del área de estudio, que muestra las principales fallas, el tensor general determinado y los posibles flujos de aguas subterráneas, los cuales muestran la conexión entre las zonas altas (zonas de páramo) y las zonas bajas (microcuenca del río Charta). Los puntos amarillos indican los afloramientos de agua subterránea



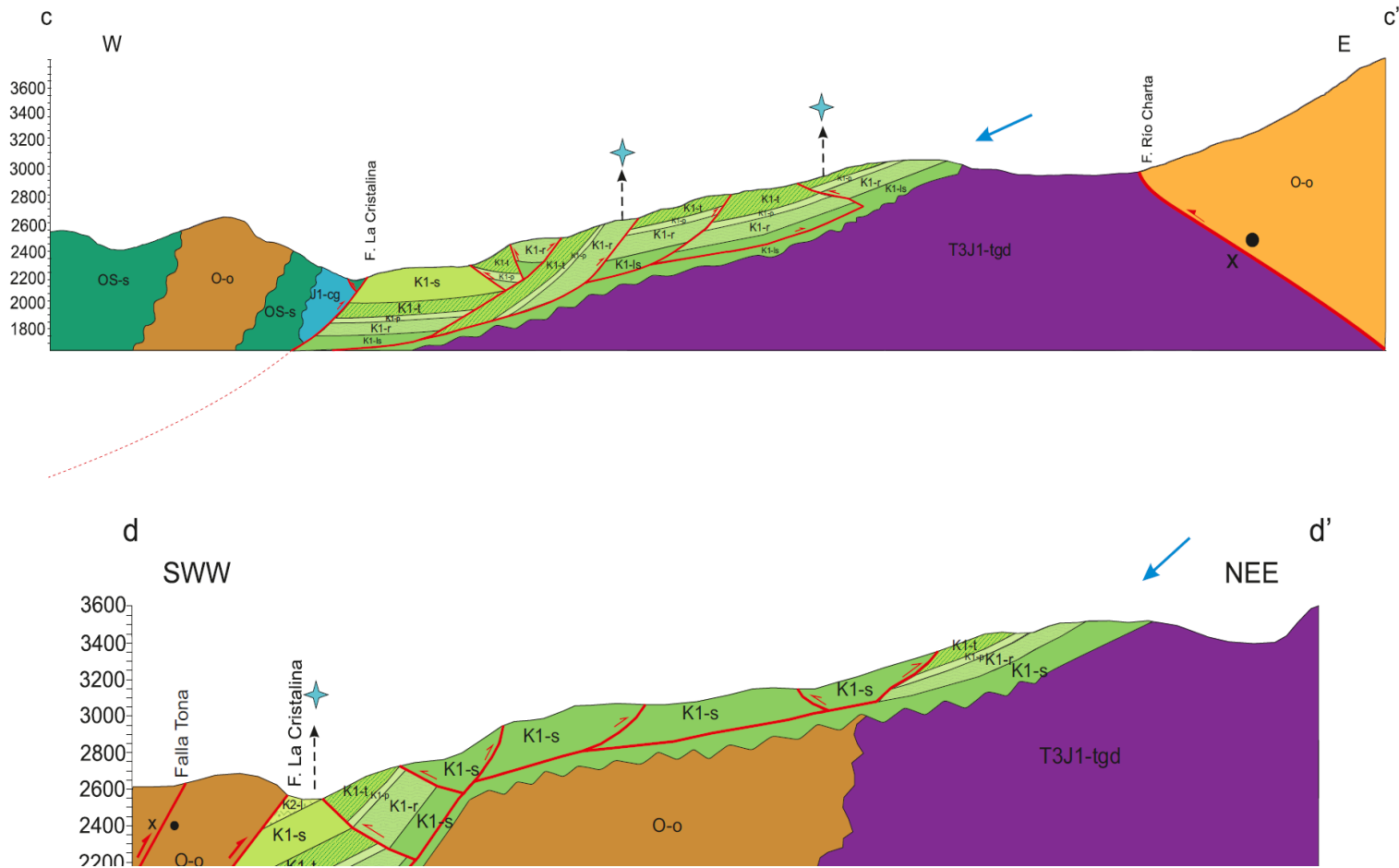
Fuente: Autoras

Por último, vale la pena mencionar que con el objetivo de establecer una relación más concreta entre la hidrogeología y la geología de la zona, se tomaron durante la fase de campo además de los datos estructurales y litológicos, datos de localización de afloramientos de agua subterránea. En total se encontraron ocho puntos de afloramiento de agua, en las formaciones Los Santos, Rosa Blanca y Tablazo, así como en el Gneis de Bucaramanga, los cuales se localizan en cercanías a la Falla Río Charta, siguiendo de forma aproximada su trazo (ver Figura91), excepto por dos puntos que se encuentran localizados en cercanías de la Quebrada La Cristalina.

Los mencionados puntos manantiales fueron encontrados en el suelo (conformando zonas húmedas o de vegetación espesa) y se consideran validos ya que en la época en la que se realizó el campo coincidió con la temporada de "sequía" lo que garantizó una conexión del agua con acuíferos subterráneos y no con agua de escorrentía.

Geográficamente estos datos se encuentran en cercanías de la divisoria entre las microcuencas Río Charta y Río Tona, y en general, no se encuentran siguiendo la dirección que fue determinada como la más favorable para la infiltración de agua, razón por la cual, estos datos a primera vista no parecen reflejar ninguna conexión entre las zonas altas de paramo hacia el norte del área de estudio y la microcuenca del Río Charta. Sin embargo, se ha establecido que pueden estar asociados a flujos de agua que siguen una dirección aproximada E-O, relacionados a una porosidad secundaria de las rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga (que afloran en la parte este del área de estudio), la cual puede ser generada tanto por el patrón de fracturamiento NWW-SEE (ver Patrones de Fracturamiento) como por la influencia de la Falla Río Charta, y a la porosidad primaria y disposición de las rocas sedimentarias en la gran cuña (y a la porosidad primaria de las mismas). Estas consideraciones finalmente llevan a pensar que estos flujos de agua se encuentran asociados a una zona de recarga en cercanías del Páramo de Berlín, hacia el este de la zona (ver Figura 92). No obstante, se recomienda realizar un estudio más aplicado a la construcción del modelo hidrogeológico de la zona (como hidroquímica y monitoreo de los puntos manantiales).

Figura 92. Disposición de las unidades en la zona en donde se encuentran los puntos de afloramiento de agua subterránea. Las flechas azules indican la parte principal donde se podría presentar la infiltración de agua, la cual pasaría a alimentar el caudal de la Quebrada La Cristalina. Las estrellas azules muestran la ubicación de los puntos de afloramiento de agua subterránea en la cercanía de las líneas de corte c-c' y d-d'



Fuente: Autoras

8. CONCLUSIONES

- Se estable un régimen transcurrente principal que afecta el Municipio de Charta, Santander, reflejado y evidenciado en las fallas de rumbo, de las que se destacan la Falla Río Charta, Falla La Rinconada, Falla El Juncal, Falla Páramo Rico, entre otras.
- El Municipio de Charta, Santander se encuentra afectado por tres principales patrones de fracturamiento: NE-SW, NWW-SEE y NNW-SSE, los cuales reflejan tanto las direcciones de las principales fallas cartografiadas como las tendencias de diaclasamiento determinadas por bloques (delimitados por fallas), en los cuales se puede se presentar uno, dos o hasta los tres patrones de fracturamiento.
- La zona se encuentra afectada por sistemas de cabalgamientos y retrocabalgamientos que presentan rumbos aproximados norte-sur, los cuales definen para el área, además del estilo transcurrente ya establecido, estilos estructurales de escamación de piel delgada, escamación de piel gruesa y desarrollo de abanicos imbricados arrastrados; de estas estructuras se destaca la Falla La Cristalina, asumida a profundidad como el despegue principal de la escamación de piel gruesa y de la cual salen los despegues de la escamación de piel delgada hacia la parte oeste del área de estudio. Por otro lado estas estructuras de cabalgamiento en la parte sur del área de estudio presentan una vergencia hacia el este y se encuentran limitadas por las fallas de rumbo Río Charta y El Pedral, por su interacción configuran una gran cuña sedimentaria que genera en la zona de convergencia de estas dos fallas posibles rotaciones de bloques y una mayor compresión.

- Se terminó un tensor general para el área de estudio que presenta una dirección del eje principal de compresión N56°E/11, del eje principal intermedio S84°E/82 y del eje principal de tensión N22°W/09, los cuales demuestran el régimen transcurrente (cizalla simple) general para la zona.
- El tensor general determinado para el área de estudio, se asume que se encuentra afectado por una rotación de bloques influenciada por la acción de un tensor más regional relacionado al movimiento de la Falla Bucaramanga.
- Se asume una conexión entre la zonas altas del Complejo de Páramos Jurisdicción Santurbán con la zonas bajas de las microcuencas del Río Charta y el Rio Tona por medio de la porosidad secundaria en las rocas cristalinas generada por el patrón de fracturamiento NE-SW, el cual presenta fracturas abiertas o de tensión que se comportan como potenciales canales de flujo de aguas subterráneas, sustentado tanto por las fallas de rumbo con componen vertical normal La Rinconada y El Juncal, como por el tensor regional de la zona. Además las fallas mencionadas configuran un corredor transtensivo, que presenta altas intensidades y densidades de fracturamiento respecto a las otras zonas, corroborando su importancia en la conexión establecida.
- Por último, los puntos de afloramiento de agua subterráneas reportados en el área de estudio (ubicados en la gran cuña sedimentaria) son asociados a posibles flujos de agua provenientes de las zonas altas del Páramo de Berlín, relacionados con el patrón de fracturamiento NWW-SEE y la Falla Río Charta, que afectan la unidad Gneis de Bucaramanga y la secuencia sedimentaria, en donde la porosidad y disposición de las capas sedimentarias también favorecen estos flujos.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ALCALDÍA DE CHARTA, SANTANDER.. Alcaldía de Charta - Santander. Rincon Florido de Santander. Recuperado el 26 de Mayo de 2013, de <http://www.charta-santander.gov.co/index.shtml>
- ALLMENDINGER, R., CARDOZO, N., y FISHER, D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. En: Cambridge University Press, 302 p.
- ANDERSON, E. (1951). The Dynamics of Faulting and Dike Formation. Edinburg: Oliver y Boyd, 206 p.
- ARLEGUI, L., y SIMÓN, J. (1993). El sistema de Diaclasas N-S en el Sector Central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. En: Revista de la sociedad Geológica de España, I-2: 115-122.
- 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 orogen 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 repartition du magmatism premesozoique des Andes de Colombie. En : Sciences Naturales, 300 (II): 445-450.
- BURG, J.-P. (2011). Structural Geology and Tectonics . Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich .
- CABALLERO, V., PARRA, M., y MORA, A. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío– Oligoceno Temprano: Proveniencia Sedimentaria en el Sinclinal De Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena. En: Boletín de Geología, 32 (1): 45-77.
- CEDIEL, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. En: Boletín Geológico, 5-96.
- CEDIEL, F., SHAW, R., y CÁCERES, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics (págs. 815–848). En: AAPG Memoir 79.
- CÉLÉRIER, B. (2009). Remarks on the relationship between the tectonic regime, the rake of the slip vector [Abstrac]. En: Tectonophysics, 482: 42–49.

- 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, Colombia. En: AAPG Bulletin, 79 (10): 1421–1443.
- COUZENS-SCHULTZA, B., VENDEVILLEB, B., y WILTSCHKO, D. (2003). Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. En: Journal of Structural Geology 25, (25): 1623-1644.
- DE VICENTE, G. (1988). Análisis Poblacional de Fallas. El Sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Madrid: Universidad Complutense, 331 p.
- DE VICENTE, G., MUÑOS, A., y GINER, J. (1992). El Uso del Método de los Diedros Rectos Implicaciones a partir del Modelo de Deslizamiento del Análisis Poblacional de Fallas. En: Revista de la Sociedad Geológica de España, 5: 7-19.
- DELVAUX, D., y 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.
- DÍAZ, E. J., CONTRERAS, N., PINTO, J., VELANDIA, F., MORALES, C., e HINCAPIE, G. (2009). Evaluación Hidrogeológica Preeliminar de las Unidades Geológicas de la Mesa de los Santos, Santander. En: Boletín de Geología, 31 (1): 61-69.
- ETAYO, F. (1989). Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. V Congreso Colombiano de Geología. Guía de Excursión Técnica, (pág. 41 p). Bucaramanga.
- GARCÍA, C., RÍOS, C., y CASTELLANOS, O. (2005). Medium-Pressure Metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: Boletín de Geología, 27 (2): 43-68.
- GOLDSMITH, R., MARVIN, R., y MEHNERT, H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750 (D): 41-49.
- GÓMEZ, J., NIVIA, Á., 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.

- GÓMEZ, J., NIVIA, Á., JIMÉNEZ, D. M., MONTES, N., TEJADA, M., JIMÉNEZ, D., SEPÚLVEDA, J., y otros. (2007). Mapa geológico de Colombia, Escala 1:1`000.000. Instituto de Investigaciones e Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS.
- GUERRERO, J. (2002). A proposal on the Classification of System Tracs: Application of Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berrasian to Hauterivian. *Geología Colombiana*, 20: 325 p.
- GUMIEL, P., MONTESERÍN, V., FERRERO, A., BELLIDO, F., BALTUILLE, J., y VIVAN, V. (2006). Aplicación del análisis geométrico de fracturas a la determinación de bloques en las canteras de granito de O Porriño, Pontevedra (no España). En: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3-25.
- GUZMÁN, G. (1985). Los Griferidos Infracretácico *Aetostreon couloni* y *Ceratostreon boussingaulti*, de la Formación Rosablanca, como indicadores de oscilaciones marinas. *Publicaciones Geológicas Especiales*, INGEOMINAS.
- GOOGLE MAPS. Recuperado el 20 de Julio del 2013 en <https://maps.google.es/>
- HATCHER, R. (1995). *Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems* (Vol. 2). New Jersey: Prentice Hall, 525p.
- HEIDBACH, O. (2008). The release 2008 of the World Stress Map. Obtenido de www.worldstress-map.org
- HUANG, Q., y ANGELIER, J. (1989). Inversion of Field Data in Fault Tectonics to Obtain the Regional Stress-II. Using Conjugate Sets Within Heterogeneous Families for Computing Palaeostress Axes. En: *Journal Geophys*, 96: 139-149.
- INSTITUTO DE HIDROLOGÍA, METEOROLOGÍA Y ASPECTOS AMBIENTALES, IDEAM. (2005). *Atlas Climático de Colombia*.
- LLIC, A., y NEUBAUER, F. (2005). Tertiary to recent oblique convergence and wrenching of the Central Dinarides: constraints from a palaeostress study. En: *Tectonophysics*, 410: 465-484.
- 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). En: Boletín de Geología, 33 (1): 43-58.
- MARRETT, R., y PEACOCK, D. (1999). Strain and Stress. En: Journal of Structural Geology, 1057-1063.
- MÁRTINEZ, J. (2002). Geología Estructural y Dinámica Global. Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.
- MAULDON, M., DUNNE, W., y ROHRBAUGH Jr, M. (2001). Circular Scanlines and Circular Windows: new tools for characterizing. Journal of Structural Geology, 23: 247-258.
- MORENO, G., y GARCIA, O. J. (2006). Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. En: Geología Colombiana.(31), 73-104.
- PÁEZ, V. (2010). Análisis Estructural en la Región de Paso de la Yesca, límite entre los Estados de Jalisco y Nayarit. Tesis de Maestría. México: Universidad Autónoma de México. Programa de Postgrado en Ciencias de la Tierra.
- RAMSAY, J., y HUBER, M. (1983). The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1, Strain Analysis. Academic Press, London, 307 P.
- RECHES, Z. (1983). Faulting of Rocks in Three-Dimensional Strain Fields II. Theoretical Analysis. En: Tectonophysics, 95: 133-156.
- REITER, F., y ACS, P. (2013). Operating Manual TectonicsFP 1.7.7.
- ROSELLO, E. (2001). Sistemas Tectónicos Transcurrentes: una Síntesis de sus Condiciones Mecánicas y Aplicaciones Goeconómicas. En: Asociación Geológica Argentina, 5: 10-43.
- ROYERO, J., y CLAVIJO, J. (2001). Mapa Geológico Generalizado de Santander, Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, 89 p.
- ROYERO, J., y VARGAS, R. (1999). Geología del Departamento de Santander, Escala 1:300.000. En: Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS.
- SPANG, J. (1972). Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. Geological Society of Bulletin, 83: 467-472.

- SPANG, J., y VAN DER LEE, J. (1975). Numerical Dynamic Analysis of Quartz Deformation Lamellae and Calcite and Dolomite Twin Lamellae. En: Geological Society of Bulletin, 86: 1266-1272.
- SPERNER, B. (1996). Computer programs for the kinematic analysis of the brittle deformation structures. (Vol. 27). Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen.
- SPERNER, B., RATSCHBACHER, L., y OTT, R. (1993). Fault-striae analysis: a Turbo pascal program for graphical presentation and reduced tensor calculation. Computers y Geosciences, 19: 1361-1388.
- TABOADA, A., RIVERA, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., HERVÉ, P., BIJWAARD, H., y otros. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). En: Tectonics, 19 (5): 787-813.
- TSCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, B., MEHNERT, H., y CEBULLA, C. (1974). Geologic Evolution of Sierra Nevada de Santa Martha, Northern Colombia. En: Geological Society American Bulletin, 85: 273-284.
- VAN DER HILST, R., y MANN, P. (1994). Tectonic implication of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. En: Geology, 22: 451-454.
- VAN GENT, H. W., BACK, S., URAI, J. L., KUKLA, P. A., y REICHERTER, K. (2009). Paleostresses of the Groningen area, the Netherlands-Results of a seismic based structural reconstruction. En: Tectonophysics, 470: 147-161.
- WARD, D. E., GOLDSMITH, R., CRUZ B., J., y RESTREPO A., H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamento de Santander. En: Boletín Geológico, Publicaciones Especiales, 130 p.
- WARD, D. E., GOLDSMITH, R., RESTREPO, H., y GÓMEZ, E. R. (1977). Mapa Geológico del Cuadrángulos H-12, Bucaramanga. En: Instituto de Investigaciones e Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear INGEOMINAS.
- WARD, D. E., RICHARD, G., CRUZ, J., JARAMILLO, L., y VARGAS, R. (1977). Mapa Geológico del Cuadrángulo H-13, Pamplona. En: Instituto de Investigaciones e Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear INGEOMINAS.

