

Caracterización estructural, como aporte al conocimiento hidrogeológico al este del municipio
de Lebrija, Santander

Julio César Correa Alarcón, Cristian Camilo Fuentes Rangel

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

Director

Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres

Geólogo

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico-Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

Dedicatoria

El desarrollo de este proyecto se lo dedico principalmente a mi familia, motor de vida, a mis padres German y Leonor que con su apoyo incondicional hicieron que este logro fuese posible. A mi tía Adriana por ser mi amiga y gran consejera, guiándome por caminos correctos, gracias por su constante atención, apoyo y confianza. A mi nona Graciela por su inmenso cariño y apoyo a lo largo de toda mi vida. A mi tío Carlos por su confianza. A mis hermanos Fabián y Alexis que siempre estuvieron pendientes de mis proyectos, por los momentos únicos que hemos compartido, gracias por su confianza. A Roberto, gracias por su apoyo y sus consejos en esos grandes viajes por carretera, por ser un ejemplo a seguir como persona. A Alejandra, mujer que ilumina mis días con su sonrisa, quien me ha acompañado a lo largo del desarrollo del proyecto, apoyándome y aconsejándome en cada decisión que he tomado, gracias por su amor y confianza. A mí mascota Luna, por su fiel compañía.

Seguidamente quiero dedicar esto a mis amigos de la universidad, de baloncesto y de vida, por los momentos compartidos en todos estos años que ayudaron a forjar mi personalidad, gracias por su confianza. Por último, dedico este trabajo a mi amigo, hermano, compañero de tesis y de toda la carrera, gracias por su constante entrega en el desarrollo del proyecto, por su apoyo incondicional en estos años de amistad, por los momentos de alegría y angustia compartidos, gracias por sus grandes consejos amigo.

Julio César Correa Alarcón

Dedicatoria

A DIOS.

A mi Padre, *ROBERTO FUENTES*, quien me brinda su amor y cariño en todo momento, me ha apoyado y me apoya en cada una de mis decisiones y siempre ha creído en mí.

Dedicatoria especial al cielo, a mi Madre, *NUBIA TERESA RANGEL*, quien desde allá me guía y ayuda a recorrer este difícil camino y a pesar de su ausencia física no me abandona jamás.

A *Deyanira Díaz*, la persona con la que comparto mis metas y sueños, quien siempre se encuentra a mi lado y me brinda su apoyo incondicional.

A mi familia, en especial a mis hermanas, Stella y Paola, y mis sobrinas, Andrea y Laura, quienes siempre han creído en mí y me apoyaron en momentos difíciles.

A *Julio Correa “Juls”*, mi compañero de tesis, con quien he compartido estos últimos años y ya forma parte de mi familia. La persona que me demostró que “*la verdadera amistad*” existe. Gracias por todo el apoyo.

A mis colegas y amigos de carrera, pocos, pero de calidad, cuando lo lean sabrán para quienes va dirigido, con quienes se vivió esta bonita experiencia, gracias totales.

A todas esas personas que con su apoyo ayudaron a cumplir con este objetivo.

Cristian Camilo Fuentes Rangel

Agradecimientos

Al profesor Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, director del proyecto, por su apoyo y dirección en el trabajo.

Al profesor Juan David Badillo Requena y German D. Meza, por sus observaciones e ideas que contribuyeron en la realización del proyecto.

A nuestras familias por su apoyo incondicional y por su confianza.

Tabla de contenido

Introducción	19
1. Objetivos	27
1.1. Objetivo general	27
1.2. Objetivos específicos.....	27
2. Marco Geológico.....	28
2.1. Estratigrafía	28
2.2. Geología Estructural.....	34
3. Marco Conceptual	37
3.1. Esfuerzo y deformación.....	37
3.2. Estructuras de deformación frágil	39
3.3. Pliegues	45
3.4. Geomorfología.....	49
3.5. Hidrología.....	56
3.6. Hidrogeología	58
4. Metodología	64
4.1. Revisión bibliográfica	64
4.2. Adquisición y procesamiento de imágenes satelitales.....	65
4.3. Mapa geomorfológico	65
4.4. Cartografía geológica y toma de datos estructurales.....	66
4.5. Procesamiento de datos de diaclasas	68
4.6. Líneas de muestreo y ventanas circulares	70
4.7. Revisión final.....	74
5. Resultados	75
5.1. Análisis de lineamientos.....	75
5.2. Cartografía geológica a escala 1:25.000.....	78
5.2.1. Estratigrafía.....	81

5.2.2. Geología estructural.	93
5.3. Cartografía geomorfológica a escala 1:50 000.....	101
3.3.1. Geoformas de origen denudacional.	102
5.3.2. Geoformas de origen fluvial.	105
5.3.3. Geoformas de origen morfoestructural.	107
5.4. Análisis Estereográfico de diaclasas	113
5.5. Densidad e intensidad de fracturamiento	120
6. Discusión.....	128
6.1. Relación de diaclasas con tensores.....	128
6.2. Relación de la información hidrogeológica con geológica obtenida.....	132
7. Conclusiones	136
8. Recomendaciones.....	137
Referencias Bibliográficas	139

Lista de Tablas

Tabla 1. <i>Límites del área de estudio.</i>	21
Tabla 2. <i>Precipitación mensual en milímetros, estación aeropuerto Palonegro.</i>	23
Tabla 3. <i>Relación de procesos Geodinámicos y Categorías Geomorfológicas.</i>	55
Tabla 4. <i>Número de lineaciones obtenidas.</i>	75
Tabla 5. <i>Espesores de los miembros de la Formación Girón medidos por Osorio (2016). De base a tope.</i>	79
Tabla 6. <i>Área en metros cuadrados y porcentaje de cada uno de los ambientes y unidades geomorfológicas del Mapa Geomorfológico de Lebrija (Apéndice B).</i>	101
Tabla 7. <i>Resultados del método de ventana de muestra circular en el área de estudio (Tabla completa en Apéndice C).</i>	121

Lista de Figuras

<i>Figura 1.</i> Localización del área de estudio, polígono rojo.	21
<i>Figura 2.</i> Localización geológica del área de trabajo (Polígono rojo) en la Plataforma de Lebrija al oeste de la Falla del Suárez sobre la Formación Girón.....	22
<i>Figura 3.</i> Precipitación obtenidas de la estación meteorológica de Palonegro del año 2005 al 2009.....	23
<i>Figura 4.</i> Cartografía de los conjuntos de la Formación Girón en el valle del Río Lebrija.	32
<i>Figura 5.</i> Columna generalizada del Grupo Girón realizada en el Río Lebrija con espesores medidos por Osorio (2016).	33
<i>Figura 6.</i> Esquema estructural de la zona de estudio.	34
<i>Figura 7.</i> Elipsoide de esfuerzos.	38
<i>Figura 8.</i> Tipos de fracturas generadas por aplicación de esfuerzos.....	40
<i>Figura 9.</i> Tres tipos de fracturas. Modo I: Fracturas de tensión (Diaclasas), Modo II y Modo III: Fracturas de cizalla (Fallas)	41
<i>Figura 10.</i> Bloque diagrama de ocurrencia de diaclasas sistemáticas y no sistemáticas.	42
<i>Figura 11.</i> Trazo de varios tipos de diaclasas de acuerdo a su geometría.....	43
<i>Figura 12.</i> Relación de los esfuerzos principales y los planos de fractura según la teoría de fracturación de Anderson.	44
<i>Figura 13.</i> Terminología básica de un pliegue.	46
<i>Figura 14.</i> Clasificación de pliegues en base a la orientación de la línea de charnela y la superficie axial.	47
<i>Figura 15.</i> Relación ideal entre tipos de diaclasas en una capa plegada. Hay dos tipos de fracturas con cizallamiento conjugado y dos tipos de fracturas de tensión mutuamente ortogonales..	48
<i>Figura 16.</i> Desarrollo de fracturas de tensión y fallas normales en la cresta y en la zona axial superior de un anticlinal.....	48
<i>Figura 17.</i> Esquema de jerarquización geomorfológica.....	53
<i>Figura 18.</i> Ciclo hidrológico.	58
<i>Figura 19.</i> Ciclo hidrológico. Esgurrimiento superficial y subterráneo, interflujo e infiltración.	58
<i>Figura 20.</i> Porosidad primaria (intergranular) y porosidad secundaria (por fracturas).....	61
<i>Figura 21.</i> Esquema que muestra el rol de los planos de estratificación y las fracturas en el flujo de aguas subterráneas.....	63
<i>Figura 22.</i> Esquema donde se muestra la orientación preferencial de fracturas y la anisotropía asociada en la conductividad hidráulica en la charnela de un anticlinal.....	63
<i>Figura 23.</i> Esquema del método para medir (A) rumbo y (B) buzamiento de un plano.	67
<i>Figura 24.</i> Esquema de la toma del pitch..	67
<i>Figura 25.</i> Esquema de medición mediante el bastón de Jacob de una secuencia estratigráfica	68
<i>Figura 26.</i> Diagrama de rosas para la estación LB 04.....	69
<i>Figura 27.</i> Diagrama de densidad de polos para la Zona 1.	69

<i>Figura 28.</i> Técnica de línea de muestreo y ventana circular	71
<i>Figura 29. a.</i> Sesgo por orientación, b. Sesgo por truncamiento, c. Sesgo por censuramiento. ..	72
<i>Figura 30.</i> Ilustración de conteo de la variable n.	73
<i>Figura 31.</i> Ilustración de conteo de la variable m.	74
<i>Figura 32.</i> Lineamientos medidos en el modelo digital de elevación con ángulo de iluminación de 45°, desde la dirección acimutal 0° (a), 45° (b), 90° (c), 135° (d) y 180° (e).....	76
<i>Figura 33.</i> (a) Mapa resultado de lineamientos, (b) Mapa de densidad areal de lineamientos, (c) Histograma de frecuencia de longitud de lineamientos y (d) Diagrama de rosas de orientación de lineamientos.	77
<i>Figura 34.</i> Mapa geológico a escala 1:25.000 de la zona de estudio. Corte Geológico A-A'.	80
<i>Figura 35.</i> Mapa de estaciones de la zona de estudio.....	81
<i>Figura 36.</i> Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas Origen Bogotá, X:1099166, Y=1279922 del miembro E a escala 1:200.	82
<i>Figura 37.</i> Afloramientos del miembro E.....	83
<i>Figura 38.</i> Fracturas de óxido de manganeso y cuarzo	84
<i>Figura 39.</i> Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas Origen Bogotá, X:1098933, Y=1278626 del miembro F a escala 1:250	85
<i>Figura 40.</i> Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas, Origen Bogotá, X:1098869, Y=127560 del miembro F a escala 1:200	86
<i>Figura 41.</i> Corte geológico (A-A') de la zona de estudio. Se muestra al miembro F aflorando al este y al oeste.	87
<i>Figura 42.</i> Afloramientos del miembro F al este de la zona de estudio.	87
<i>Figura 43.</i> Afloramientos del miembro F al oeste de la zona de estudio..	88
<i>Figura 44.</i> Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas, Origen Bogotá, X:10092155, Y=1279025 del miembro G a escala 1:200.....	88
<i>Figura 45.</i> Afloramientos del miembro G al este de la zona de estudio.	89
<i>Figura 46.</i> Afloramientos del miembro G al oeste de la zona de estudio..	90
<i>Figura 47.</i> Muestra LB17-01 y LB17-02.	91
<i>Figura 48.</i> Muestra LB17-03.....	92
<i>Figura 49.</i> Afloramientos del miembro G al norte de la zona de estudio.	93
<i>Figura 50.</i> Mapa estructural de la zona de estudio.....	94
<i>Figura 51.</i> Afloramiento donde se aprecia la Falla 1 afectando las areniscas del miembro G	95
<i>Figura 52.</i> Afloramientos de la Falla 2 afectando areniscas y conglomerados del miembro G...	96
<i>Figura 53.</i> Esquema ilustrativo del afloramiento, se describe un movimiento normal en la zona de falla.....	96
<i>Figura 54.</i> Afloramiento donde se observa la Falla 3 afectando areniscas del miembro G	97
<i>Figura 55.</i> Afloramiento donde se observa la Falla 4 afectando areniscas y capas rojas del miembro F	97
<i>Figura 56.</i> Plano y estrías de falla halladas en la vía al aeropuerto en el miembro F	98
<i>Figura 57.</i> Afloramiento de la Falla 5 afectando areniscas y capas rojas del miembro F.....	99

<i>Figura 58.</i> Esquema ilustrativo mostrando el desplazamiento de los estratos del miembro F.....	99
<i>Figura 59.</i> Mapa geológico correlacionado con la cartografía en el Río Lebrija realizada por Osorio (2016).	100
<i>Figura 60.</i> Mapa de pendientes con los respectivos rangos (grados) de inclinación de ladera..	102
<i>Figura 61.</i> Panorámica donde se observa la unidad lomeríos disectados cerca al casco urbano de Lebrija.	103
<i>Figura 62.</i> Perfil topográfico generalizado en las veredas Siberia y Llanadas mostrando el aspecto de la unidad Lomeríos disectados (Dldi).	104
<i>Figura 63.</i> Imagen tomada de Google Earth donde se aprecia la unidad planicie, sobre ella se encuentra ubicado el aeropuerto de Palonegro en la vereda Carrizal.	105
<i>Figura 64.</i> Imagen satelital tomada de Google Earth donde se observa la unidad llanura de inundación.....	106
<i>Figura 65.</i> Imagen satelital extraída de Google Earth donde se observa el escarpe de línea de falla (Slfe) delimitada por las líneas rojas.....	108
<i>Figura 66.</i> Imagen tomada del mapa geomorfológico de Lebrija realizada por los autores. Se observa la disposición de los espolones en dirección E-W y el patrón de drenaje subparalelo.	109
<i>Figura 67.</i> Imagen satelital extraída de Google Earth donde se aprecia la unidad espolones bajos de longitud larga (Sesbl) limitados por las líneas rojas..	109
<i>Figura 68.</i> Panorámicas donde se observa la unidad espolones bajos de longitud larga (Sesbl)	110
<i>Figura 69.</i> Imagen satelital extraída de Google Earth donde se observan las laderas estructurales de sierra sinclinal (Sssle) delimitadas por las líneas amarillas. En rojo se muestra un perfil general en dirección E-W.....	111
<i>Figura 70.</i> Mapa de unidades geomorfológicas escala 1:50 000.....	112
<i>Figura 71.</i> Mapa geológico con diagrama de rosas, direcciones de buzamiento de las fracturas, diagrama de polos y de contornos.....	113
<i>Figura 72.</i> Diagramas de la zona 1.....	114
<i>Figura 73.</i> Diagramas de la zona 2.....	115
<i>Figura 74.</i> Diagramas de la zona 3.....	116
<i>Figura 75.</i> Diagramas de la zona 4.....	117
<i>Figura 76.</i> Diagramas de la zona 5.....	117
<i>Figura 77.</i> Diagramas de la zona 6.....	118
<i>Figura 78.</i> Diagramas de la totalidad de datos recolectados en la zona de estudio.....	119
<i>Figura 79.</i> Gráficas donde se aprecia los valores de intensidad y densidad fuera de la desviación estándar.	120
<i>Figura 80.</i> Digitalización de las fracturas en los afloramientos utilizando la ventana de muestreo circular.	121
<i>Figura 81.</i> Mapa geológico mostrando la distribución de la densidad de fracturamiento mediante el método de ventana de muestreo circular.....	124
<i>Figura 82.</i> Mapa geológico mostrando la distribución de la intensidad de fracturamiento mediante el método de ventana de muestreo circular.	125

<i>Figura 83.</i> Sistemas de diaclasas conjugadas (ángulo de intersección aproximado de 30° a 60°) y ortogonales (ángulo de intersección aproximado de 90°).	128
<i>Figura 84.</i> Regímenes de esfuerzos hallados sin incluir los datos de las zonas de transferencia y asociados a la última etapa de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes.	129
<i>Figura 85.</i> Naturaleza de los esfuerzos actuales en el flanco oeste al norte del Anticlinal de Los Cobardes.	130
<i>Figura 86.</i> Tensores de esfuerzo para los 48 datos de estrías recolectados en el sector Río Lebrija mediante el método PBT y el método de diedros rectos.....	131
<i>Figura 87.</i> Diagrama de torta mostrando el porcentaje en diaclasas abiertas y cerradas.	133
<i>Figura 88.</i> Mapa geológico mostrando las direcciones de flujo de aguas subterráneas.....	135
<i>Figura 89.</i> Perfil geológico A-A' mostrando las direcciones de flujo de agua a profundidad. ..	135

Lista de Apéndices

“Los apéndices están adjuntos en el CD y puede visualizarlos en base de datos de la biblioteca UIS”

Apéndice A. Mapa Geológico a escala 1:25.000.

Apéndice B. Mapa Geomorfológico a escala 1:50.000.

Apéndice C. Resultados del método de línea de muestreo y ventana circular.

Apéndice D. Datos recolectados en campo.

RESUMEN

TITULO: CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL, COMO APOORTE AL CONOCIMIENTO HIDROGEOLÓGICO AL ESTE DEL MUNICIPIO DE LEBRIJA, SANTANDER*

AUTORES: JULIO CÉSAR CORREA ALARCÓN**
CRISTIAN CAMILO FUENTES RANGEL**

PALABRAS CLAVE: CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL, FRACTURAMIENTO, CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, GEOMORFOLOGÍA, HIDROGEOLOGÍA, LEBRIJA, SANTANDER.

El trabajo se desarrolló al este del municipio de Lebrija, Santander y surge ante la problemática por escasez del recurso hídrico superficial, la alta demanda en permisos de prospección y exploración de aguas subterráneas solicitados a la CDMB en el municipio, y por la poca información geológica disponible de la zona. Fue necesario realizar un estudio geológico detallado con el fin de conocer la configuración geológica y estructural del área de estudio que permitiera entender el comportamiento de las aguas subterráneas para dar una correcta planificación al uso del recurso.

Se elaboró un mapa geomorfológico que permitió identificar estructuras geológicas con su importancia hidrogeológica, mostrando un control denudacional y estructural de las geoformas presentes en el área. También se presenta la cartografía geológica a escala 1:25.000 identificando los miembros superiores de la Formación Girón aflorando en la zona. Además, se realizó un procesamiento de datos de diaclasas y se utilizó el método de línea de muestreo y ventana circular para estimar parámetros de densidad, intensidad y longitud del fracturamiento de la zona de estudio.

La distribución espacial de los miembros cartografiados está determinada por dos estructuras mayores, un anticlinal al oeste y un sinclinal al este. La porosidad secundaria de las rocas dada por fracturamiento y meteorización química, junto con la orientación preferencial de las diaclasas, lineamientos, y el buzamiento de los estratos condicionan la dirección y confluencia de las aguas subterráneas en el acuífero fracturado.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geólogo.

ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL CHARACTERIZATION, AS A CONTRIBUTION TO THE HYDROGEOLOGICAL KNOWLEDGE IN THE EAST OF THE LEBRIJA'S MUNICIPALITY *

AUTHORES: JULIO CÉSAR CORREA ALARCÓN**
CRISTIAN CAMILO FUENTES RANGEL**

KEY WORDS: STRUCTURAL CHARACTERIZATION, FRACTURING, GEOLOGICAL CARTOGRAPHY, GEOMORPHOLOGY, HYDROGEOLOGY, LEBRIJA, SANTANDER.

The work was developed to the east of the municipality of Lebrija, Santander and arises before the problem due to scarcity of surface water resources, the high demand for prospecting permits and exploration of groundwater requested to the CDMB in the municipality, and because of the limited geological information available in the area. It was necessary to carry out a detailed geological study in order to know the geological and structural configuration of the study area that allowed to understand the behavior of groundwater to give a correct planning to the use of the resource.

A geomorphological map was elaborated that allowed to identify geological structures with their hydrogeological importance, showing a denudacional and structural control of the geoforms present in the area. Geological mapping at a scale of 1: 25,000 is also presented, identifying the upper members of the Girón Formation that emerge in the area. Additionally, a data processing of joints was performed and the sampling line and circular window method was used to estimate parameters of density, intensity and fracture length of the study area.

The spatial distribution of the mapped members is determined by two major structures, an anticline to the west and a syncline to the east. The secondary porosity of the rocks given by fracturing and chemical weathering, together with the preferential orientation of the joints, lineaments, and the dip of the strata condition the direction and confluence of the groundwater in the fractured aquifer.

* Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geólogo.

Introducción

La Plataforma de Lebrija, como parte de la zona de “mesas” descrita por Julivert (1958), es una extensión de área relativamente plana, elevada, de morfología alomada, con índice de relieve relativo bajo, presencia de pliegues suaves de orientación NE-SW, fallas y lineamientos. Como límites estructurales, el Anticlinal de los Cobardes al oeste del área de estudio, con orientación N-S, y la falla del Suárez al este con orientación NE-SW. La Formación Girón, la unidad geológica de importancia en la zona, aflora casi en toda su extensión, siendo modelada por afluentes permanentes e intermitentes pertenecientes a la microcuenca La Angula, fuente hídrica superficial de la zona, que escurre de sur a norte hasta desembocar en el Río Lebrija.

La Formación Girón se caracteriza por su baja porosidad primaria, sin embargo, existen estudios que indican que puede tener algún interés hidrogeológico. Colegial, J.D; Gómez, S y Rojas, N. (2006) en su trabajo “Cartografía geológica y caracterización estructural de la subcuenca de la quebrada río Sucio, municipio de Tona, Santander, orientados a definir un modelo hidrogeológico conceptual” enseñan que la porosidad primaria de la formación Girón en la Cuenca Experimental de Río Sucio (CERS), es casi nula. Además, presenta algunos patrones de diaclasas, las cuales se caracterizan por su baja densidad y por estar cerradas, determinándola como una formación muy impermeable en ese sector. Estudios realizados de manera conjunta entre INGEOMINAS y la Universidad Industrial de Santander con el fin de generar un avance en el conocimiento en el tema de aguas subterráneas en el sector central de Santander, permitieron la descripción hidrogeológica de tres regiones, la región Guanentina, la Mesa de Los Santos y Curití, y el Macizo de Santander. En la región de la Mesa de los Santos, INGEOMINAS y UIS (2010) afirma “Como resultado de la tectónica que ha actuado en el área, las rocas se encuentran

muy fracturadas, lo cual, si existiera conexión entre ellas, facilitaría la infiltración del agua lluvia y su acumulación en las fracturas de los estratos inferiores. El basamento en la zona de interés hidrogeológico es la Formación Girón, unidad que es considerada acuífero en otros sectores” (p.9).

Sin embargo, a lo largo de la Plataforma de Lebrija debido a esfuerzos tectónicos, la Formación Girón presenta deformación de naturaleza frágil y dúctil, desarrollando plegamiento y fracturamiento, por lo que puede expresar porosidad secundaria de importancia, sumándole la meteorización a la que ha sido sometida la roca expuesta y la erosión constante en la plataforma a lo largo del tiempo, la porosidad secundaria por disolución es visible en algunas cuerpos de roca en superficie; depósitos coluviales y aluviales pueden aumentar la capacidad de infiltración, circulación y almacenamiento de aguas subterráneas en el área de estudio.

El presente documento presenta una descripción de las características litológicas y estructurales de las unidades geológicas detalladas presentes en el área de estudio que permite determinar las condiciones de porosidad, permeabilidad y estructuras locales que condicionan la hidrodinámica superficial y define el comportamiento del sistema hidrogeológico local.

- *Localización*

El área de estudio está localizada en las veredas Puyana, Llanadas, Siberia, Santa Rosa y La Laguna, el casco urbano y el Aeropuerto de Palonegro, al este del municipio de Lebrija, departamento de Santander.

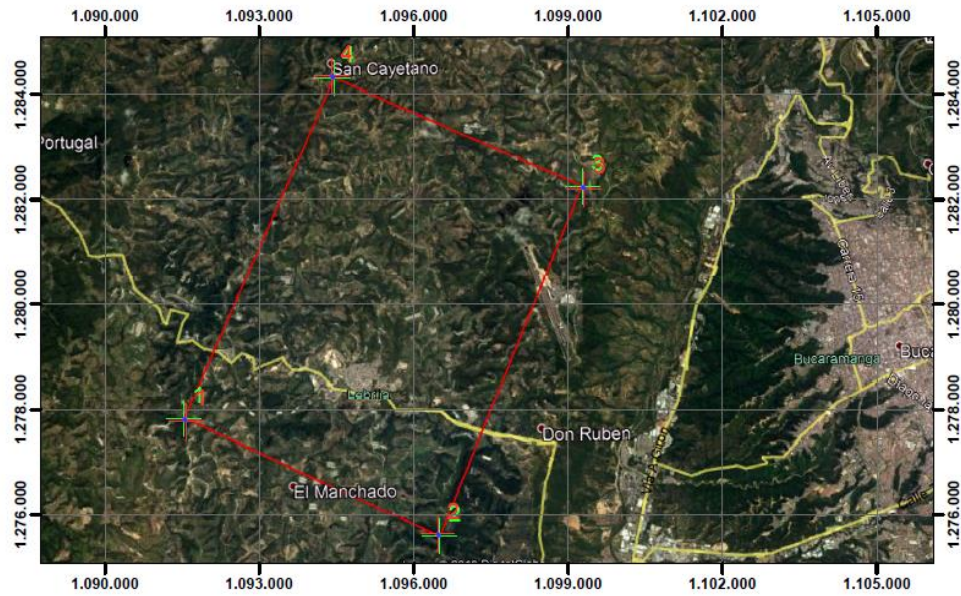


Figura 1. Localización del área de estudio, polígono rojo. Adaptado de Google Earth.

La zona seleccionada para el presente estudio tiene una extensión aproximada de 38 km², y se sitúa de acuerdo a la clasificación de cuencas hidrográficas en jurisdicción de la CDMB, en la cuenca Alto Lebrija, subcuenta Lebrija Alto, microcuenca La Angula, en el polígono con vértices en las coordenadas en Datum Magna Sirgas, Origen Bogotá mostradas en la Tabla 1.

Tabla 1.

Límites del área de estudio.

Punto	Coordenada norte	Coordenada este
1	N 1.277.778,392	E 1.091.570,248
2	N 1.275.628,160	E 1.096.471,108
3	N 1.282.205,674	E 1.099.313,506
4	N 1.284.355,268	E 1.094.412,784

En un contexto geológico, la zona de estudio se ubica en la plancha geológica del cuadrángulo H-12, Bucaramanga, realizada por Ward, *et al.*, (1977), ubicada sobre la Formación Girón del Jurásico.

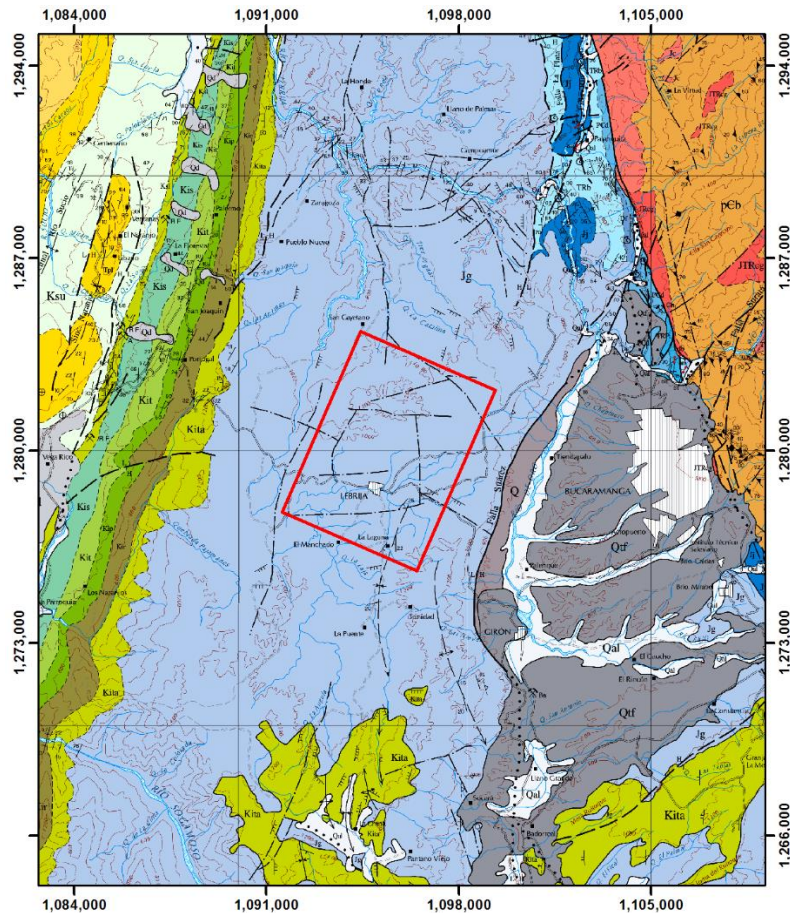


Figura 2. Localización geológica del área de trabajo (Polígono rojo) en la Plataforma de Lebrija al oeste de la Falla del Suárez sobre la Formación Girón. Adaptado de Ward *et al.* (1977).

- *Clima*

El clima en el municipio de Lebrija es muy variante, alternado por periodos secos y lluviosos más o menos definidos (Alcaldía de Lebrija, 2016). El periodo seco inicial ocurre durante los meses de enero, febrero y parcialmente marzo, y el periodo de lluvia durante los meses de abril, mayo, junio, octubre, noviembre y diciembre, con intervalo de transición entre julio, agosto y

septiembre. La temperatura oscila entre 18 a 24 °C para la subcuenca Lebrija Alto (C.D.M.B., 2007).

- *Pluviosidad*

La estación meteorológica del aeropuerto Palonegro ubicada en las coordenadas: 07°08' Norte, 73°11' Oeste, a una altura de 1189 m.s.n.m, registra las medidas de precipitación utilizando un pluviómetro estándar, se presentan a continuación los datos recolectados a partir del año 2005 hasta el año 2009 como se muestra en la tabla 2.

Tabla 2.

Precipitación mensual en milímetros, estación aeropuerto Palonegro.

Año	Precipitación Total Anual	Precipitación Mensual Milímetros (Mm)											
		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2005	1.800,7	41,0	18,1	136,1	180,4	402,3	102,8	156,1	94,8	192,4	244,0	145,3	87,4
2006	2.025,1	86,7	92,4	200	264,2	278,9	172,3	85,3	131,8	146,0	236,7	222,6	108,2
2007	2047,5	26,5	30,8	182,9	213,9	253,5	64,4	219,0	213,0	209,7	344,6	164,1	124,1
2008	2.337,3	88,2	216,9	188,5	120,6	368,2	259,0	220,7	315,3	220,4	188,9	206,2	61,3
2009	1.503,9	99,8	55,2	188,3	168,8	172,4	158,4	97,7	95,8	49,6	160,1	183,9	73,9

Nota: Adaptado de Alcaldía de Lebrija (2016)

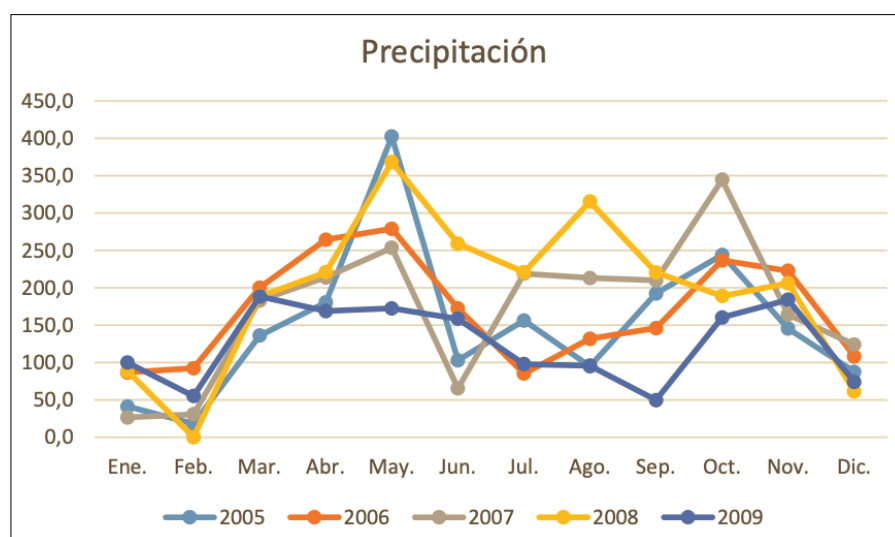


Figura 3. Precipitación obtenida de la estación meteorológica de Palonegro del año 2005 al 2009. Adaptado de Alcaldía de Lebrija (2016).

En el último año registrado en la gráfica (2009) se observa que las precipitaciones mensuales no superaron los 188,3 mm. Además, se tiene que las precipitaciones anuales desde el año 1972 hasta el 2009 fueron en promedio de 1691,72 mm/anual (Alcaldía de Lebrija, 2016), sin embargo, en la gráfica anterior se denota una tendencia de precipitaciones a la baja, la cual implica que se deben plantear alternativas en la obtención del recurso hídrico. Según la C.D.M.B (2007), el Municipio de Lebrija tiene una precipitación media anual que varía entre 66 y 2.065 mm, dificultando el acceso al agua superficial en épocas de verano.

- *Planteamiento del problema*

El municipio de Lebrija donde se ubica el área de estudio tradicionalmente se han desarrollado actividades agropecuarias (siembra de cultivos permanentes y avicultura) y en los últimos años se presenta una tendencia de parcelación y aumento de urbanismo en el zona rural; estas condiciones sociales y económicas generan una demanda exponencial de recurso hídrico, situación que se traduce en reducción de la oferta hídrica superficial, contaminación de cauces, y aumento en la construcción de pozos profundos. A esta situación se suma la ausencia de estudios geológicos e hidrológicos básicos necesarios para una correcta planificación del uso de aguas subterráneas en el municipio de Lebrija.

Frente a esta situación y los eventos de escasez y racionamiento de agua en época de verano por parte de la alcaldía municipal y las empresas operadoras del servicio de agua potable, la CDMB y la UNGRD lanzaron alertas de escases de agua en el municipio.

- *Justificación*

El aumento en solicitudes de permisos de prospección y exploración de aguas subterráneas en la CDMB, la perforación constante de pozos profundos, sumado a la ausencia de estudios hidrogeológicos, ponen en riesgo la sobre explotación de acuíferos en el área de estudio.

En consideración a esta situación de riesgo de escases hídrica para la población rural y del casco urbano del municipio de Lebrija la escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, como unidad académica de influencia regional, a través de una serie de estudios geológicos, estructurales y geomorfológicos busca entender las condiciones estructurales locales e identificar las unidades litológicas de interés hidrogeológico con el fin de desarrollador a futuro un modelo hidrogeológico que sirva como herramienta para una adecuada planificación del recurso hídrico subterráneo.

- *Antecedentes*

El presente trabajo de grado en modalidad de práctica empresarial se enmarca en la construcción de un futuro modelo hidrogeológico conceptual, que se está elaborando a través de la articulación de trabajos de grado en la misma modalidad por estudiantes que realizan sus prácticas en la CDMB, en la Subdirección de Evaluación y Control Ambiental (SEYCA) con jurisdicción en el municipio de Lebrija.

Son dos trabajos bajo la modalidad de práctica empresarial que se desarrollaron con el objetivo de conseguir información hidrológica e hidrogeológica de calidad, por parte de la CDMB, que sirva como base para la construcción del modelo hidrogeológico en el área de interés, el primero, con el objetivo de elaborar una parametrización de respuestas de resistividad y guía metodológica para la adquisición de datos geoelectricos, mediante sondeos eléctricos

verticales paramétricos sobre la Formación Girón en el municipio de Lebrija, Santander, elaborado por JESÚS ALBERTO ÁLVAREZ RINCÓN, y el segundo, con el objetivo de desarrollar una guía metodológica para la resolución de conflictos por el uso de aguas subterráneas y aguas superficiales a través de herramientas de caracterización geológica, en el caso de estudio microcuenca la angula municipio de Lebrija, Departamento de Santander, elaborado por DANIEL FELIPE AYALA PLATA y HERNÁN ANDRÉS CAMARGO OLAVE.

1. Objetivos

1.1. Objetivo general

Realizar una caracterización estructural para aportar al conocimiento hidrogeológico de la zona norte del anticlinal de Los Cobardes, ubicado en el área este del municipio de Lebrija.

1.2. Objetivos específicos

Identificar las estructuras geológicas regionales y locales en el área de estudio.

Realizar la cartografía geológica a escala 1:25.000 mediante reconocimiento de campo en la zona del proyecto.

Caracterizar las unidades geomorfológicas a escala 1:50.000 presentes en el área de estudio.

Realizar un análisis de orientación, densidad e intensidad de fracturamiento con fines hidrogeológicos.

Relacionar la información hidrogeológica disponible con las estructuras geológicas identificadas.

2. Marco Geológico

La Plataforma de Lebrija se localiza dentro de la zona de las mesas mencionadas por Julivert (1958), definidas como zonas amplias, de forma tabular, de gran extensión, con límites estructurales que definen su morfología. La plataforma de Lebrija levantada entre 300 y 700 m según Diederix, Hernández, Torres, y Botero (2008) está delimitada al este por la Falla del Suárez, al oeste por un plegamiento regional, al sur por el Río Sogamoso y al norte por el Río Lebrija.

A lo largo de la plataforma aflora principalmente el Grupo Girón de edad Jurásica, que incluye a la Formación Girón y la Formación Los Santos, aflorando en mayor proporción la Formación Girón; algunos depósitos cuaternarios de coluvión y de derrubio cubren parcialmente la plataforma.

2.1. Estratigrafía

En el área de estudio afloran rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Girón compuestas principalmente por areniscas de grano fino a grueso, ligeramente conglomerático de color rojo violáceo, rojo grisáceo, gris verdoso, con intercalaciones de limolitas y arcillolitas de color rojo, y capas delgadas de conglomerados cuarzosos (Royero y Clavijo, 2001).

Formación Girón. La Formación Girón, definida por Hettner (como se citó en Royero y Clavijo, 2001) en los alrededores del municipio de Girón y Zapatoca, describe un conjunto de arenisca arcillosa roja, parcialmente blanca o manchada de verde, junto con arcillas esquistosas

de color violeta-marrón y calizas rojas. Define que es del cretáceo inferior y los nombra “Estratos de Girón”.

Trumpy (1943) describe a Girón como una serie de arenisca y conglomerados alternando con limolitas y shale de color rojas y verdes, con un espesor de 2000 metros descritas en el Río Lebrija sobre Shale Carboníferos de la Formación Bocas y bajo areniscas y calizas fosilíferas Cretácicas sin discordancia visible. Además, en la garganta del Río Chicamocha, Girón suprayace de manera discordante con esquistos intruidos por granitos y se adelgaza rápidamente hacia el macizo. Trumpy (1943) cita A.A. Olsson quien trabajo en la sección de la carretera de Duitama a Charalá, considerando a Girón del Triásico Superior.

Langenheim (1959) define la localidad y sección tipo en el valle del Río Lebrija definiendo limites superior e inferior como discordantes, dividiendo en tres miembros, con un espesor total de 3.500 m. Concluye que la Formación Girón varía facialmente de este a oeste separadas por la Falla del Suárez.

Julivert (1958), y Navas (1963) describen esta formación en la zona de las Mesas y en el Río Lebrija, como una sucesión de lodolitas rojas con intercalaciones de areniscas de colores claros y esporádicamente capas conglomeráticas cuarzosas. Asignando un espesor de 2500 – 2600 metros aproximadamente.

Es Cediél (1968) quien redefine la sección del Río Lebrija como una sucesión constituida de areniscas conglomeráticas con intercalaciones de limolitas y arcillolitas rojas, asignándole un espesor de 4650 metros, en sectores la Formación Girón reposa sobre la Formaciones Bocas y Jordán. Es suprayacida por la Formación Los Santos o Tambor según autores, conformada por areniscas de grano fino con intercalaciones de lodolitas rojas. Además, propone agrupar Las

Formaciones Girón y Los Santos en lo que denominó Grupo Girón. Asigna una edad a la Formación Girón al Triásico – Jurásico. Cediél (1968) realiza subdivisiones litológicas del Grupo Girón en ocho miembros, siendo desde A hasta G la Formación Girón y H la Formación Los Santos, como se describen a continuación de tope a base con su espesor:

- H (190 m): Areniscas de grano fino, bien calibradas, de color naranja claro, intercaladas con areniscas de color rojizo. Las areniscas rojas cambian lateralmente a lutitas o arcillolitas rojas o verduscas. El conjunto presenta estratificación cruzada tabular en bancos que varían entre 20 y 80 cm de espesor. Los red beds se presentan hacia al tope y representan el 30 % del total del conjunto.
- G (1080 m): Arenisca de grano grueso, estratificación cruzada hasta 4 m de espesor, capas conglomeráticas mayor en la parte superior. El tamaño de grano disminuye al tope de la unidad, el espesor de capas decrece hasta 40-80 cm, locamente moscovítica. Colores, de base a tope, gris verdoso – gris amarillento – amarillo grisoso.
- F (250 m): Areniscas (70 %) y capas rojas (30 %) interestratificadas de limolita y arcillolita en estratos de hasta 1 m. Colores, las areniscas grises verdosas y conglomeráticas con guijos de cuarzo, y las capas rojas son rojo grisáceo y marrón rojizo. En la base capas gris oscuras.
- E (1040 m): Arenisca de grano medio, capas hasta 70 cm, varían verticalmente a shale y algunas arcillolitas. Capas conglomeráticas a la base de la unidad. Colores en base y tope, gris azulado a gris oscuro, gris amarillento en la mitad. Estratificación cruzada desarrollada localmente. Facies caracterizada por estratificación irregular y desarrollo de arenisca fina y shale o arcillolita con material carbonáceo con restos de planta poco preservados.

- D (650 m): Capas Rojas (60 %) de limolita y arenisca, y arenisca interestratificada hasta de 1 m. Colores, capas rojas de rojo grisáceo a marrón rojizo oscuro, areniscas gris verdosa, conglomerados con guijos de cuarzo en la parte superior. En la base lentes carbonáceos con resto de plantas.
- C (430 m): Arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada, con capas de hasta 2,5 m de espesor. Numerosas capas conglomeráticas con guijos exclusivos de cuarzo hasta 4 cm de diámetro. Areniscas duras, bien calibradas, color entre gris verdoso y gris oliva claro.
- B (590 m): Arenisca (60 %) grano medio a grueso y capas rojas interestratificadas (40 %) de limolita y arcillolita. Arenisca gris azulosa clara con estratificación cruzada hasta de 1 m. Algunas diseminadas de conglomerados con guijos de cuarzo variado. Cambio lateral de capas rojas a shale gris verdoso – arenisca, varía en color de rojo violeta grisáceo a violeta grisáceo.
- A (610 m): Arenisca de grano grueso, conglomerática, gris semiclaro y gris clara en capas gruesas con estratificación cruzada de hasta 2 m. Capas delgadas de conglomerado con guijos de cuarzo y caliza. Lentes de shale gris azulado hasta de 3 m con un 5 % de la facies.

Etayo (1989) considera lo propuesto por Cediel (1968) al definir al Grupo Girón, pero modifica la nomenclatura Formación Girón en el Río Lebrija por Formación Angostura del Río Lebrija, manteniendo Formación Los Santos. Además, da como referencia la sección que aflora por el carretable que conduce de Zapatoca a las minas de Yeso del Platanalito.

Cediel (2001) a la luz de nuevos datos, reinterpreta algunas consideraciones de su trabajo de 1968: 1) La formación Girón no es una molasa, sino un depósito syn-rift y la Formación Los

Santos como post-rift; 2) El espesor “verdadero” acumulado en la sección podría ser realmente la mitad de lo calculado y publicado (4650 m); 3) La formación Girón se ubica mejor en el Jurásico.

Osorio (2016) en el sector del Río Lebrija, mide la sección estratigráfica con un espesor de 3350 m, sugiriendo el nombre de Formación Angosturas del Río Lebrija o Formación Río Lebrija, puesto que esta sección no define la Formación Girón.

Osorio (2016) presenta la cartografía del Río Lebrija de siete miembros (A-G) descritos por Cediel (1968) de la Formación Girón.

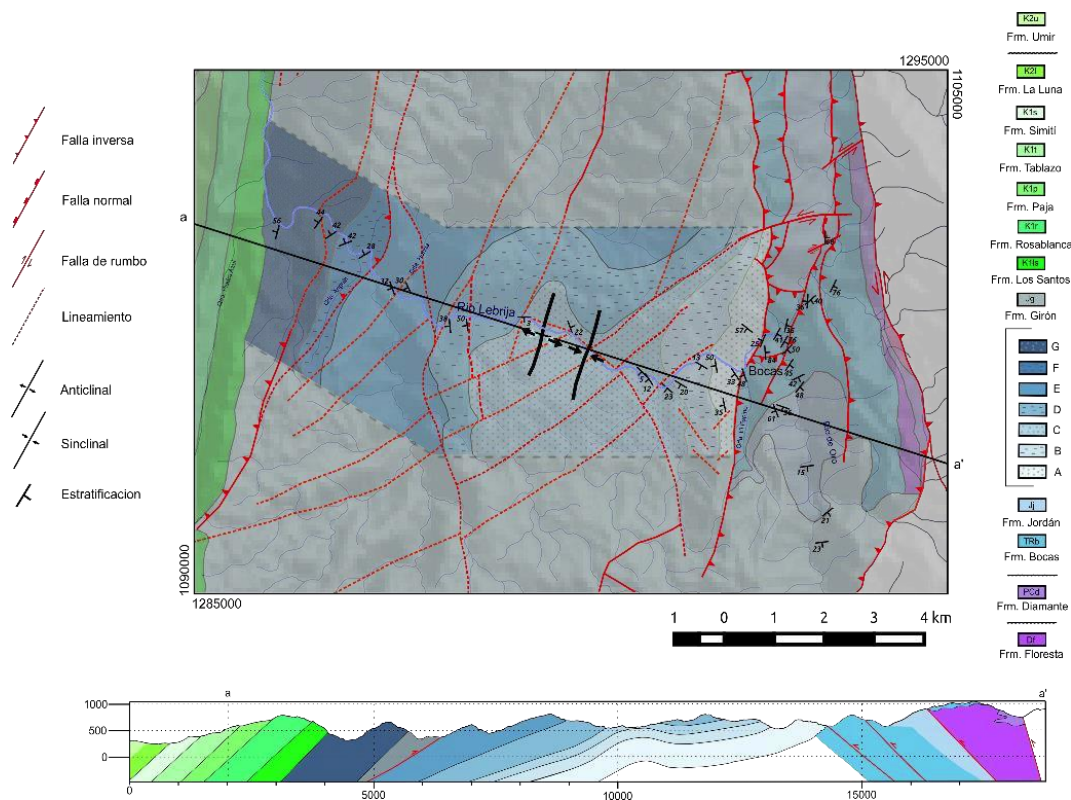


Figura 4. Cartografía de los conjuntos de la Formación Girón en el valle del Río Lebrija. Adaptado de Osorio (2016).

Osorio (2016) adopta como referencia las descripciones litológicas realizadas por Cediel (1968) y presenta una columna generalizada de la sección tipo del Río Lebrija (Figura 5) con los espesores medidos para cada conjunto litológico y su porcentaje en red beds.

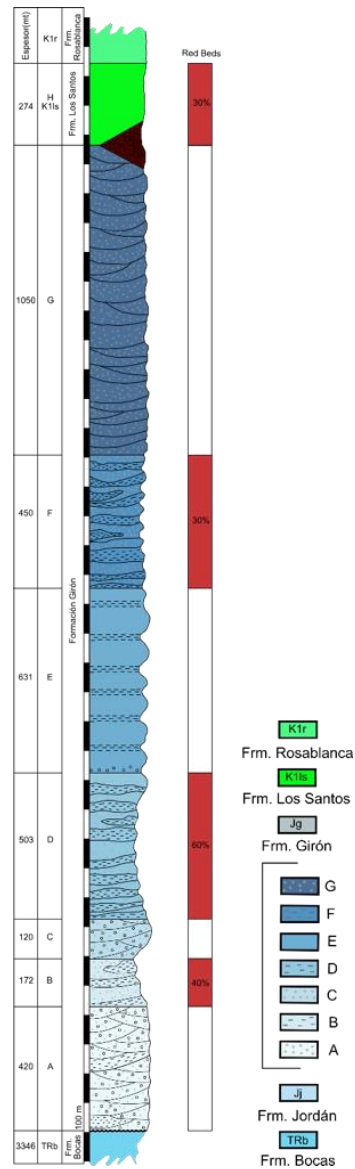


Figura 5. Columna generalizada del Grupo Girón realizada en el Río Lebrija con espesores medidos por Osorio (2016) para los conjuntos litológicos (A-H); espesor de la Formación Los Santos (Conjuntos H) según Clavijo (1985). Adaptado de Osorio (2016).

2.2. Geología Estructural

El área de estudio se ubica en la Plataforma de Lebrija, se caracteriza por presencia de pliegues suaves con orientación NE-SW, dominados principalmente al este por la Falla del Suárez con una tendencia NE-SW y al oeste por un sistema de plegamiento regional (Anticlinal de los Cobardes).

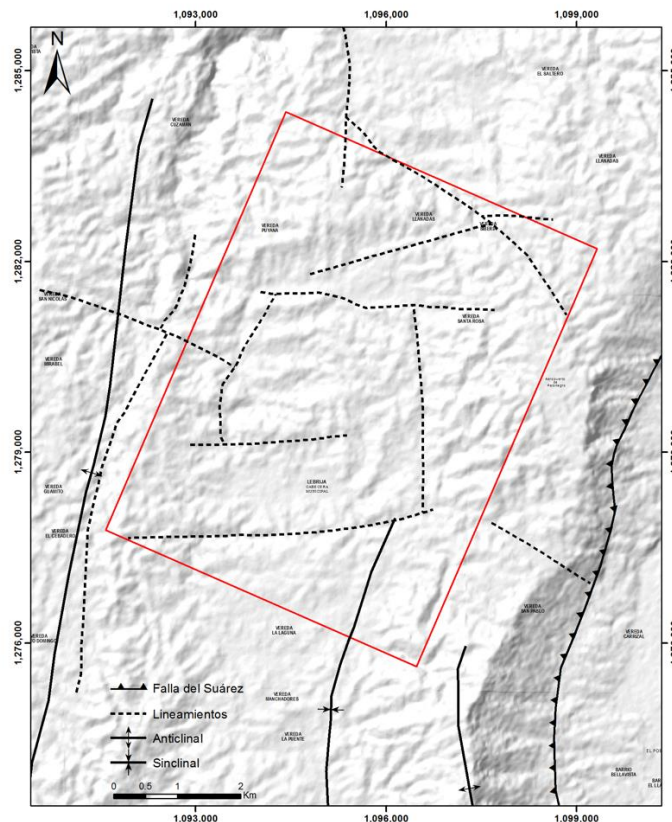


Figura 6. Esquema estructural de la zona de estudio.

La Plataforma de Lebrija es uniforme de morfología ondulada y sin accidentes tectónicos importantes, limitado a un sinclinal al este y un anticlinal al oeste, cortada al este por la Falla del Suárez y basculada al oeste debido a la flexión del Chucurí (Julivert, 1958).

Julivert (1958) define la Falla del Suárez como una falla normal con vergencia al este y con rumbo NE–SW, orientada de forma paralela al trazo de río Suárez. Posteriormente, López y Barrero (2002) refuerzan lo dicho por Julivert (1958), mostrando en sus cortes regionales la vergencia al este y la tendencia normal de la Falla. Velandia (2017) debido a las características expresadas por Flórez y Núñez (2015) plantea que la Falla del Suárez al llegar a la Falla Lebrija al sur de la plataforma de Lebrija, cambia su cinemática de inversa a normal. El trazo de la falla al este de la plataforma la define como Falla Girón, de carácter normal, posiblemente dextral.

En Díaz, Suárez, León y Carrillo (1998) señalan que la falla del Suárez presenta un comportamiento inverso hacia el norte y normal hacia el sur (En Güepsa), lo que indica la existencia de un movimiento rotacional, de manera que el bloque oeste se levanta hacia el norte y desciende hacia el sur, lo anterior con investigaciones realizadas en municipios como Güepsa, Zapatoca y Bucaramanga. Vargas y Niño (1992) proponen una cinemática inversa para la falla, basados en características morfológicas, con una componente horizontal de cinemática sinestral. Royero y Clavijo (2001) definen esta falla como inversa de alto ángulo inclinada al oeste y vergencia al este, además, presenta desplazamiento de rumbo sinestral, con una longitud aproximada de 120 km desde Barbosa al sur, hasta la unión al norte con la Falla de Bucaramanga.

En general, la Falla del Suárez se define como una falla de actividad cuaternaria de movimiento inverso-sinestral (París *et al.*, 2000; Diederix *et al.*, 2008), de rumbo aproximado N20°E y vergencia al SE para el sector norte, con ángulos de inclinación que varían de 60° – 90° de norte a sur (París *et al.*, 2000).

El Anticlinal de Los Cobardes nombrado por primera vez por Julivert (1958), como el Anticlinal de Contratación y renombrado por Pulido (1979) como Anticlinal de Los Cobardes debido a su extensión y ubicación geográfica, es una estructura plegada de orientación N-S, limita al oeste con la Falla Carmen y al este por la Falla del Suárez, su núcleo se compone de la Formación Girón de edad Jurásica, mientras sus flancos lo conforman rocas de edad Cretácica, con una extensión aproximada de 70 km. Royero y Clavijo (2001) indican que ésta estructura tiene una orientación nor-noreste, con longitud cartográfica de 80 km y es ligeramente asimétrica con su flanco oeste menos inclinado que el este.

Cetina y Patiño (2013) en su trabajo de grado determinan tres tensores de esfuerzos asociados a tres etapas del desarrollo del anticlinal. La etapa uno corresponde a la época distensiva que afectó la zona en el Mesozoico, con una dirección de esfuerzo mínimo horizontal de 126° (NW-SE). La etapa dos se asocia al inicio de deformación del Anticlinal de Los Cobardes en el Paleoceno con posible influencia desde el Maastrichtiano (o anterior) y presenta una dirección de esfuerzo máximo horizontal de 30° (NNE-SSW). Finalmente, la etapa tres corresponde al levantamiento de la estructura en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, asociado a una dirección de esfuerzo máximo horizontal de 118° (WNW-ESE) y relacionado posiblemente a la acreción del bloque Chocó con la margen noroccidental de Suramérica. La Formación Girón es la unidad que constituye el núcleo del Anticlinal de Los Cobardes (Cetina y Patiño, 2013).

Más adelante, Jiménez *et al.* (2016) en su trabajo “Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena” indican que el Anticlinal de Los Cobardes y el Sinclinal de Nuevo Mundo en sus flancos oeste se encuentran afectados por dos fallas con vergencia al este.

Al este de la zona de estudio, la Falla de Bucaramanga evidenciada por numerosos indicadores morfotectónicos que indican actividad cuaternaria al igual que la Falla del Suárez, es una falla transcurrente lateral izquierda con componente vertical (Diederix *et al*, 2008). En Royero y Clavijo (2001) se indica como una falla de rumbo sinistral, pero en su segmento sur actúa más como inversa. Acosta (2002) reporta alto ángulo de inclinación a lo largo de todo su trazo. El mayor periodo de actividad tectónica de ésta ocurrió a partir del Mioceno superior simultáneamente con la Orogenia Andina (Royero y Clavijo, 2001). Cuéllar, *et al*. (2012) define que el SFB tiene dirección aproximada N20°W y su trazo rectilíneo se observa claramente en diferentes sensores remotos, con una extensión longitudinal de aproximadamente 600 km, si se asume un trazo único. Su desplazamiento ha sido estimado entre 40 y 240 km.

3. Marco Conceptual

En el presente capítulo se expone de manera clara las principales herramientas teóricas y conceptuales utilizadas para el desarrollo de este trabajo. Abarca términos básicos de geología estructural, geomorfología, hidrología e hidrogeología indispensable para su correcta aplicación.

3.1. Esfuerzo y deformación

Una masa de roca se deforma principalmente por su peso (fuerzas del cuerpo) y por la interacción mecánica con los materiales adyacentes (fuerzas de superficie); este peso o interacción mecánica se denomina, esfuerzo, definido como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica a lo largo de un plano cualquiera a un cuerpo (Martínez, 2002). Los

esfuerzos causados por fuerzas de superficie son magnitudes vectoriales y actúan de forma oblicua sobre un plano, este se descompone en un esfuerzo perpendicular al plano, **esfuerzo normal**, y uno que actúa paralelo al mismo, **esfuerzo de cizalla** (Martínez, 2002). Infinitos planos atravesando un punto, involucra infinitos vectores de esfuerzos, denominando a esta cantidad física como tensor de esfuerzos. Si se proyectan estos esfuerzos en una superficie en un instante dado se genera el elipsoide de esfuerzos (Figura 7) (Martínez, 2002). Los tres ejes del elipsoide perpendiculares entre sí, contienen vectores normales conocidos como esfuerzos principales (σ), un esfuerzo mayor (σ_1), uno intermedio (σ_2) y uno menor (σ_3). El elipsoide de esfuerzo y su orientación sirve para conocer el estado de estrés en un punto dado en una roca, o en un volumen de roca en el que el esfuerzo es homogéneo (Fossen, 2010).

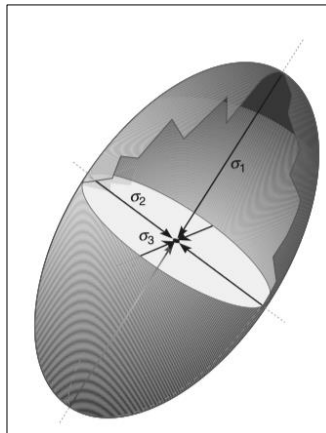


Figura 7. Elipsoide de esfuerzos. Adaptado de Fossen (2010).

El término deformación se emplea para referirse a cambios en la forma, posición u orientación que pueden experimentar las rocas como resultado a la aplicación de un campo de esfuerzos (Van Der Pluijijm y Marshak, 2004). En términos generales, una deformación es el cambio o transformación de una geometría inicial a una final mediante una traslación de cuerpo rígido,

rotación de cuerpo rígido, deformación (distorsión) y/o cambio de volumen (dilatación) (Fossen, 2010). Este cambio o deformación se produce cuando la intensidad del esfuerzo supera la resistencia interna del cuerpo.

Con base en lo anterior, se tiene que la deformación y el esfuerzo son dos conceptos que están unidos por una relación causa y efecto; su tratamiento se realiza de formas distintas, los esfuerzos se analizan en un instante dado, mientras que a la deformación se realiza en un intervalo de tiempo donde se compara su estado inicial y su estado final (Martínez, 2002). La deformación se divide en dos tipos principalmente, deformación dúctil (sin ruptura: pliegues, foliación) y deformación frágil (con ruptura, fracturas: fallas, diaclasas), siendo de interés para la zona de estudio ambos tipos de deformación.

La deformación de la roca debido a esfuerzos aplicados varía de acuerdo a la profundidad a la que se encuentra el cuerpo rocoso. A una profundidad mayor a 15 km, se tiene un comportamiento dúctil de la roca, formando pliegues; a profundidades de 10 – 15 km, la transición frágil – dúctil, generando tanto pliegues como fallas; y finalmente a profundidades menores a 10 km, deformación frágil, formando fracturas (Fallas, diaclasas).

3.2. Estructuras de deformación frágil

Un cuerpo rocoso presenta deformación frágil cuando se fractura tras ser sometido a esfuerzos, generando dos grandes tipos de fracturas: fracturas de tensión (Diaclasas, venas, diques), formando superficies paralelas a la aplicación de esfuerzos tensionales, y fracturas de cizalla (Fracturas de cizalla o fallas), generada a 30° aproximadamente del esfuerzo principal donde las

dos partes del cuerpo tienden a deslizarse una sobre otro debido a esfuerzos de cizalla (Martínez, 2002., Fossen, 2010).

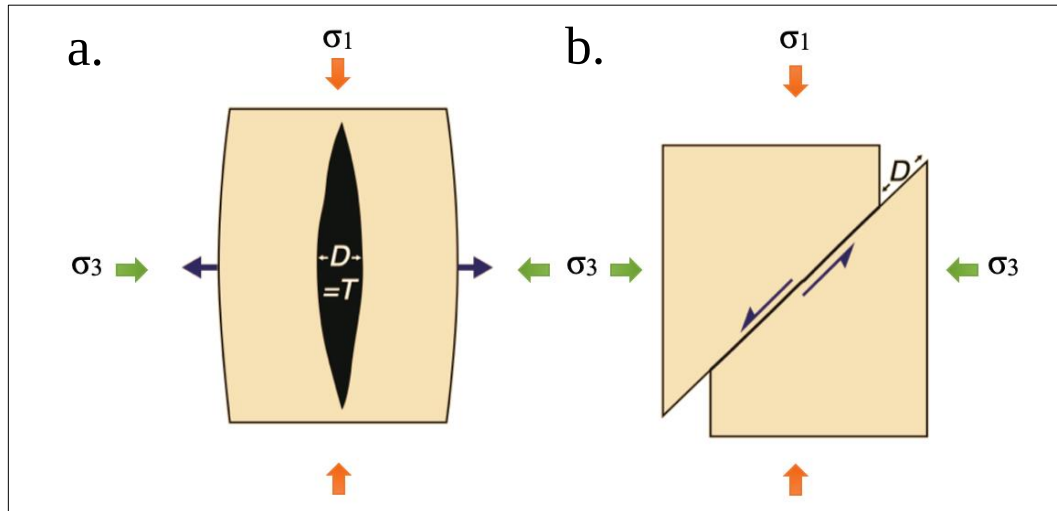


Figura 8. Tipos de fracturas generadas por aplicación de esfuerzos. **a.** Fracturas de tensión, donde las fracturas se generan paralelas al esfuerzo mayor (σ_1) y con apertura perpendicular al mismo; **b.** Fracturas de cizalla, se generan a 30° aproximadamente del esfuerzo mayor (σ_1). Adaptado de Fossen (2010).

Se distinguen tres tipos de fracturas según su movimiento (Figura 9). Primero las fracturas de tensión (Modo I) donde el movimiento es perpendicular a la superficie de fractura; las fracturas de cizalla, donde el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma (Modo II), o donde el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también paralelo al borde según el que se propaga la misma (Modo III) (Martínez, 2002).

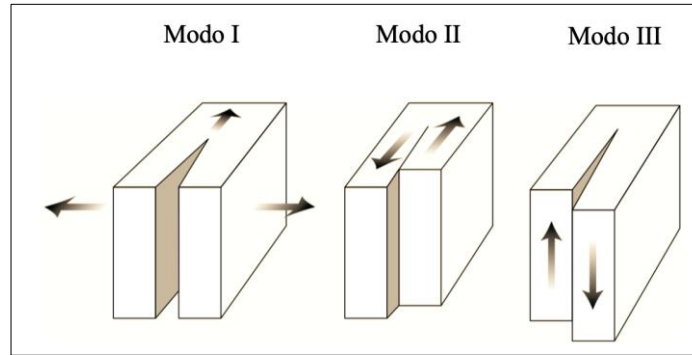


Figura 9. Tres tipos de fracturas. Modo I: Fracturas de tensión (Diaclasas), Modo II y Modo III: Fracturas de cizalla (Fallas). Adaptado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

A las fracturas de cizalla (Modos II y III), se denominan generalmente fallas, mientras que a las de tensión (Modo I), cuando no hay desplazamiento o es mínimo se denominan diaclasas.

Diaclasas. Una diaclasa es un plano de fractura relativamente lisa, que representa un plano de debilidad (discontinuidad) en la roca, donde es nulo o mínimo a escala macroscópica un desplazamiento o movimiento relativo de cizalla. Debido a que no existe un esfuerzo de cizallamiento en la formación de diaclasas, también pueden denominarse como grietas o fracturas de tensión (Fossen, 2010). Las fracturas de tensión se presentan con mayor frecuencia en superficie que las fracturas de cizalla, siendo estas últimas en muchos de los casos fracturas de tensión reactivadas (Fossen, 2010). En rocas sedimentarias las fracturas de tensión o diaclasas como se denomina en el presente trabajo se presentan generalmente en superficies perpendiculares a los planos de estratificación. En rocas sedimentarias con planos de estratificación marcados, las diaclasas tienen un patrón definido, compuesto por diaclasas sistemáticas tempranas y diaclasas cruzadas (Martínez, 2002).

Las diaclasas tiene diversos orígenes, tales como: (a) tensiones tectónicas relacionadas con la deformación de las rocas; (b) tensiones residuales debidas a eventos que ocurrieron antes de la fractura; (c) contracción debido al enfriamiento del magma o la desecación de los sedimentos; (d) movimientos superficiales como deslizamientos de tierra; (e) descarga erosional de rocas profundas; y (f) la intemperie, en la cual la dilatación puede conducir a diaclasas irregulares y la disolución puede causar el ensanchamiento de las cavidades, grietas, etc. (Singhal y Gupta, 2010).

Se clasifican en dos grandes grupos: Sistemáticas, que son planas, paralelas a subparalelas unas a otras y regulares en su distribución, no se restringen a una capa; y las no sistemáticas, que son irregulares y curvas, no son paralelas a otras diaclasas vecinas y pueden terminar en otra diaclasa. (Martínez, 2002; Van der Plujim y Marshak, 2004).

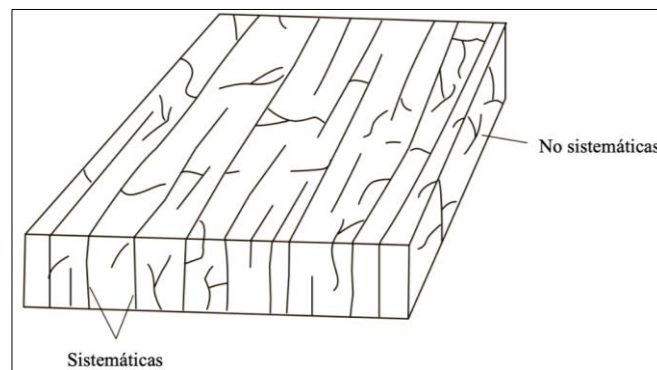


Figura 10. Bloque diagrama de ocurrencia de diaclasas sistemáticas y no sistemáticas. Adaptado de Van der Plujim y Marshak (2004).

Se define como familia de diaclasas al grupo formado por diaclasas sistemáticas que aparecen en un afloramiento o cuerpo rocoso. Cuando dos o más familias se intersectan formando ángulos constantes se denominan sistema de diaclasas, este término se refiere a la relación espacial entre familias de diaclasas, no utilizarlo para expresar que las familias son coetáneas. De acuerdo al ángulo que forme la intersección de las familias podemos clasificarlas en sistemas de diaclasas ortogonales (90°) o conjugados ($30^\circ - 60^\circ$) (Martínez, 2002). De acuerdo a la naturaleza de las intersecciones entre las familias y su ángulo, la geometría de las diaclasas puede ser distinta, en algunos casos formando familias de diaclasas continuas denominadas maestras, y otra familia con trazos más cortos que terminan en las maestras denominadas cruzadas (Martínez, 2002).

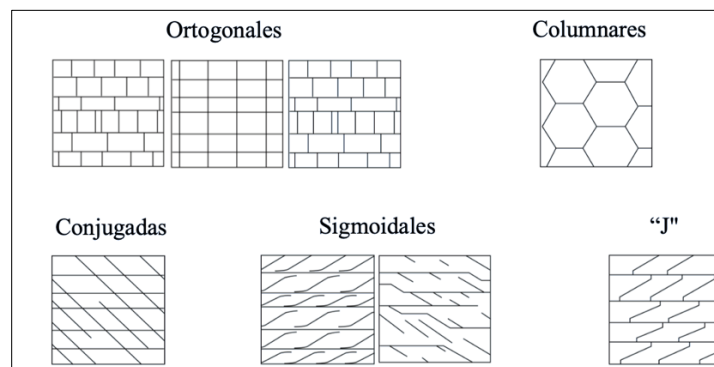


Figura 11. Trazo de varios tipos de diaclasas de acuerdo a su geometría. Adaptado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

Las estructuras sistemáticas se generan, por lo general, con espaciados uniformes apreciables en afloramiento, si esto ocurre, podemos medir un parámetro denominado espaciado que es la distancia media entre diaclasas de una familia medida perpendicular a la superficie, este espaciado se desarrolla en mayor longitud en capas sedimentarias potentes, pues los planos de estratificación son anisotropías que no transmiten esfuerzos de forma eficiente. Desde el punto de

vista del transporte y acumulación de fluidos en las rocas si se conoce las características del espaciado se puede predecir la porosidad secundaria de las rocas en superficie (Martínez, 2002).

Fallas. Las fallas son estructuras discontinuas formadas por esfuerzos de cizalla que fractura la roca y denota un movimiento relativo medible, paralelo al plano de fractura, este movimiento puede ser de un metro o más que pueden mapearse a escala regional afectando un volumen de roca que denota características morfológicas apreciables. Pueden ocurrir como fracturas simples o también como asociaciones de fracturas paralelas a subparalelas, cercanas, interconectadas, llamado zona de falla (Fossen, 2010). Un modelo que describe de forma clara fallas de poca profundidad (Figura 12) en superficies sin planos de discontinuidad, en la naturaleza la formación de fallas está controlada por la reactivación de fracturas ya formadas (Fossen, 2010).

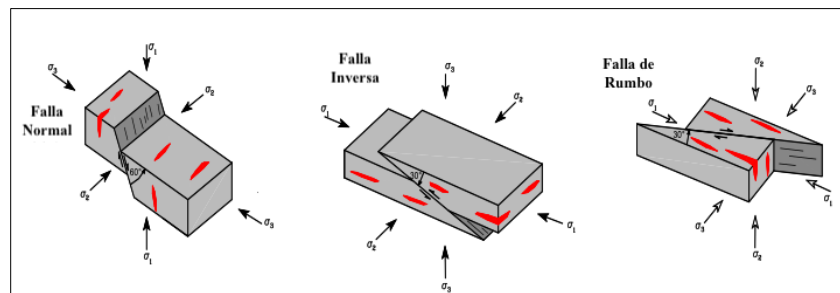


Figura 12. Relación de los esfuerzos principales y los planos de fractura según la teoría de fracturación de Anderson. Se muestran las fracturas características generadas en cada régimen. Para un régimen compresivo con un σ_1 horizontal se desarrolla una falla una falla inversa (ángulo óptimo 30°), Para un régimen extensivo con un σ_1 vertical se desarrolla una falla normal (ángulo óptimo 60°), para un σ_2 vertical se desarrolla un régimen transcurrente con presencia de fallas de rumbo (ángulo óptimo 90°).

Los tres tipos de fallas definidas por la ley de fracturación de Anderson resultan de la aplicación de esfuerzos principales expresando diversas geometrías y desplazamientos, fallas

normales, con un ángulo de fractura aproximado de 60° y un σ_1 vertical; fallas inversas, con ángulo aproximado de 30° y un σ_2 horizontal; por último, fallas de rumbo, con ángulo horizontal de fracturamiento aproximado de 30° , e inclinación de plano de fractura cercano a los 90° , con σ_2 vertical (Martínez, 2002). Por lo general el movimiento de las fallas no siempre responde a una dirección sola dirección de desplazamiento en el espacio, sino que se desliza en varias componentes, tanto vertical como horizontal al mismo tiempo, esto da como resultado fallas con movimientos oblicuos (Van der Plujim y Marshak, 2004).

3.3. Pliegues

Un pliegue es una característica estructural donde una distorsión de un cuerpo rocoso, generalmente rocas sedimentarias, se manifiesta con una curvatura o nido de curvas de superficies planas. El plegamiento es resultado de una deformación dúctil, no homogénea, que se distribuye a lo largo de la estructura, debido a esfuerzos constantes durante largos periodos de tiempo. La geometría de los pliegues nos puede dar indicios de la orientación de los esfuerzos, aunque, un pliegue puede ser muy difícil de describir, sobre todo cuando los pliegues son el resultado de más de dos fases de deformación (Van der Plujim y Marshak, 2004; Ragan, 2009).

Desde el punto de vista geológico, los pliegues son estructuras que involucran aspectos litológicos, geométricos y estratigráficos. En general, los pliegues están formados por una charnela que conecta dos flancos generalmente orientadas de manera diferente, en los flancos hay un punto donde cambia el sentido de la curvatura llamado punto de inflexión. La charnela puede ser afilada y abrupta, pero más comúnmente la curvatura de la charnela es gradual, y se

define una zona de charnela. La Figura 13 muestra los elementos geométricos básicos de un pliegue (Fossen, 2010, Van der Pluijm y Marshak, 2004).

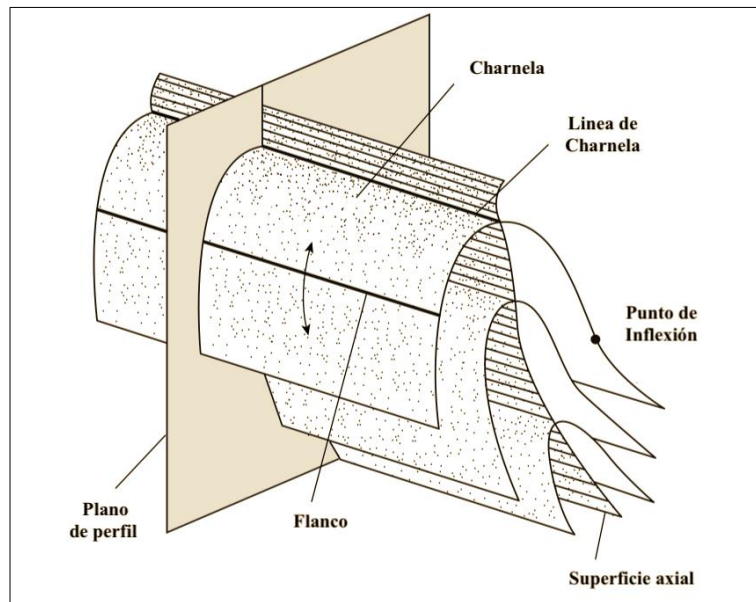


Figura 13. Terminología básica de un pliegue. Adaptado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

Cuando se tiene la charnela apuntando hacia arriba se dice que el pliegue es un anticlinal (antiforma si no se conoce el registro estratigráfico) y en caso opuesto sinclinal (sinforma si no se conoce el registro estratigráfico). La clasificación de los pliegues se basa en cuatro componentes: 1) Forma del pliegue en tres dimensiones, distinguiendo principalmente entre pliegues cilíndricos (simétricos) y pliegues no cilíndricos (asimétricos); 2) Sentido de la charnela, separando los pliegues en anticlinales y sinclinales; 3) Orientación de la línea de charnela del pliegue; y 4) Forma del pliegue en plano de perfil (apertura), isoclinal (0° - 30°),

apretado (30° - 70°), abierto (70 - 120°) y suave (120 - 180°) (Fossen, 2010, Van der Pluijm y Marshak, 2004).

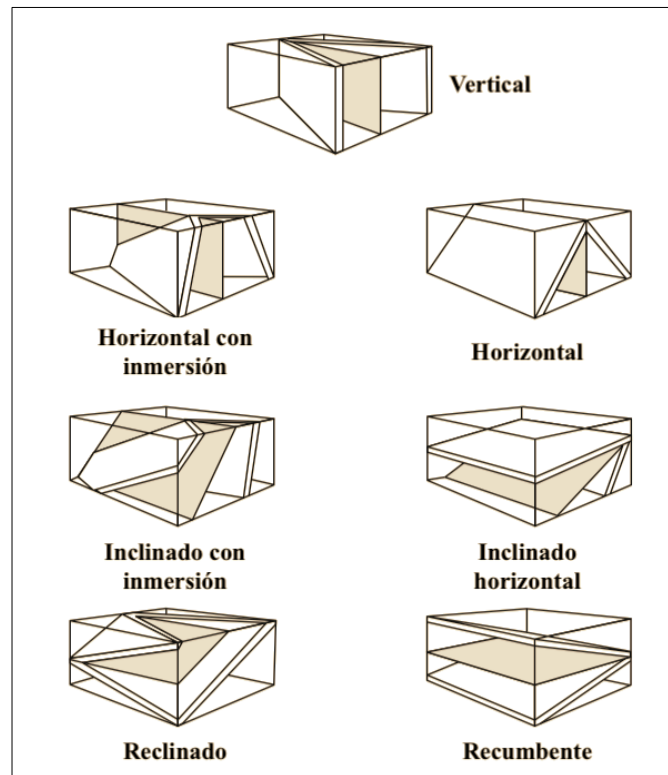


Figura 14. Clasificación de pliegues en base a la orientación de la línea de charnela y la superficie axial. Adaptado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

La figura 15 muestra una relación ideal simplificada entre fracturas y pliegues, σ_1 es el esfuerzo máximo perpendicular al eje de plegado. Se desarrollan conjuntos conjugados de fracturas de cizalla oblicua, lateral derecha y lateral izquierda. Dos tipos de fracturas de tensión, una longitudinal y la otra transversal con respecto al eje de plegado, siendo ambas mutuamente ortogonales (Singhal y Gupta, 2010).

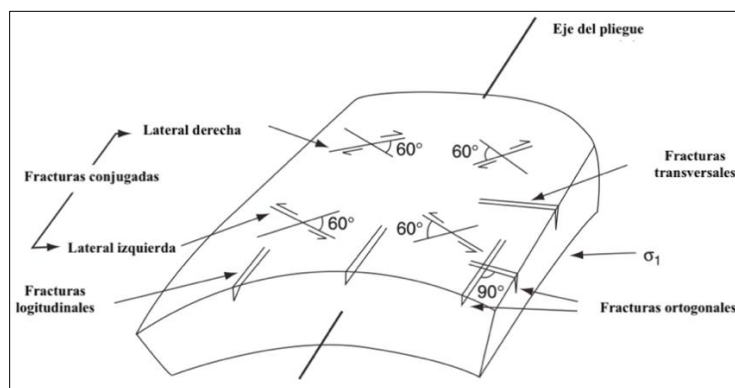


Figura 15. Relación ideal entre tipos de diaclasas en una capa plegada. Hay dos tipos de fracturas con cizallamiento conjugado y dos tipos de fracturas de tensión mutuamente ortogonales. Todas las fracturas se muestran verticales. Adaptado de Singhal y Gupta (2010).

Durante el plegamiento, la flexión de una capa provoca tensión en el lado convexo y una compresión en el lado cóncavo (Figura 16). Esto da como resultado fracturas de tensión y fallas normales en las crestas de anticlinales. Con menos frecuencia, las fallas inversas también se desarrollan en las áreas internas de compresión (Singhal y Gupta, 2010).

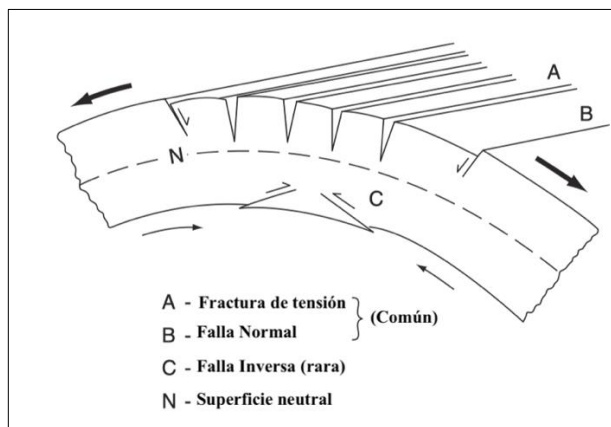


Figura 16. Desarrollo de fracturas de tensión y fallas normales en la cresta y en la zona axial superior de un anticlinal. Las fallas inversas pueden desarrollarse, ocasionalmente, en el área interna de compresión. Adaptado de Singhal y Gupta (2010).

3.4. Geomorfología

La Geomorfología es la ciencia de la tierra que estudia la relación entre las formas de la superficie terrestre, los materiales naturales, su disposición estructural y los procesos que las originaron (Carvajal, Cortes del Valle, Romero, Montero y Calderón, 2004). De manera más detallada, (Carvajal, 2008) en su trabajo “Primeras aproximaciones a la estandarización de la geomorfología en Colombia” la define como la ciencia que trata la descripción y el estudio de la génesis, clasificación, procesos y evolución de las formas antiguas y recientes de terreno (tanto terrestres como submarinas) y su relación con las estructuras infrayacentes, enfocada al análisis de la superficie de la tierra en donde interactúan la litosfera, la hidrósfera, la atmósfera y la biosfera.

En cuanto al propósito de la interpretación geomorfológica, Verstappen y Van Zuidam (1992) se refieren a proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. Además, afirman que “los mapas elaborados no son solamente documentos científicos en sí mismos, sino también valiosas herramientas en estudios de recursos naturales y particularmente para la evaluación de riesgos naturales, debido a las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales”. En el mismo sentido el SGC (2012) propone que la finalidad de la interpretación geomorfológica es la descripción de las formas del terreno, y la explicación de su génesis (origen), evolución a través del tiempo geológico, la definición de la naturaleza de los materiales, la clasificación de los paisajes según el proceso o agente natural dominante, composición, edad, y la explicación de la magnitud de los agentes y procesos geomorfológicos modeladores.

Según el sistema I.T.C para levantamientos geomorfológicos (Verstappen y Van Zuidam, 1992), se distinguen tres clases de levantamientos geomorfológicos que dan origen a tres clases diferentes de mapas:

- *Mapas geomorfológicos analíticos:* Estos mapas son el resultado de profundos estudios geomorfológicos monodisciplinarios, y proporcionan información sobre formas del relieve y procesos, destacando la morfogénesis y la morfocronología, pero también incluyendo datos sobre litología y morfoestructuras.
- *Mapas geomorfológicos sintéticos:* Estos mapas son el producto de estudios vinculados a las relaciones ambientales entre la “expresión” del terreno y otros factores del paisaje, tales como clima, relieve, litología, suelos, hidrología y vegetación. Dicho análisis geomorfológico del terreno es realizado en el contexto de una síntesis del paisaje y para el uso de levantamientos multidisciplinarios del terreno.
- *Mapas geomorfológicos pragmáticos:* Son el resultado de investigaciones geomorfológicas que están guiadas desde el principio por un propósito específico, frecuentemente en el contexto de un proyecto de planificación del desarrollo. Tanto el contenido del mapa, como la leyenda, son entonces diseñados usando los datos analíticos y sintéticos.

Trabajos de Gregory (como se citó en Keller y Rockwell, 1984) definen las geoformas como las expresiones superficiales del terreno, de la interacción dependiente de los materiales que las constituyen y su disposición estructural, de los procesos geomórficos que interactúan según el ambiente morfogenético específico donde se desarrollan, y el tiempo de duración de la acción de

los mencionados procesos. En un sentido más amplio, como lo define el SGC (2012), una geoforma es una unidad morfológica – territorial y es equivalente a una unidad geomorfológica.

Los procesos geomorfológicos son dinámicos y por lo tanto corresponden a todos los movimientos que ha experimentado la tierra desde sus inicios, tanto aquellos que se originan en su interior (Geodinámica interna, o procesos endógenos), como los que se generan por la interacción de la hidrosfera y la atmósfera (fuerzas externas), que actúan en la superficie terrestre (Geodinámica externa, o procesos exógenos) (Carvajal *et al.*, 2004).

Ambientes morfogenéticos. Las geoformas que resultan bajo condiciones físicas, químicas, bióticas y climáticas similares se pueden agrupar bajo un mismo ambiente morfogenético. Según el SGC (2012) los ambientes morfogenéticos se determinan con base en la expresión e interpretación de los procesos geomorfológicos registrados en el terreno, que dieron lugar a la formación, evolución y modificación de las geoformas. Estos ambientes se dividen en:

- ***Ambiente morfoestructural:*** corresponde a las geoformas generadas por la dinámica interna de la tierra, especialmente las asociadas a plegamientos y fallamientos. Incluye el ambiente neotectónico (Geoformas originadas por la actividad tectónica activa y que se ha prolongado durante el Cuaternario). El color utilizado en la cartografía para estos paisajes es el púrpura.
- ***Ambiente volcánico:*** asociado en las regiones donde predominan los procesos que generan geoformas volcánicas por la extrusión de materiales fundidos procedentes del

interior de la tierra. Color recomendado el rojo de acuerdo con Verstappen y Van Zuidam (1992).

- *Ambiente denudacional*: determinado por la actividad de procesos de meteorización, y predominantemente de procesos erosivos hídricos y de fenómenos de transposición o de remoción en masa actuantes sobre geoformas pre-existentes. Para este tipo de regiones el color adoptado es el marrón.
- *Ambiente fluvial*: corresponde a las geoformas generadas por los procesos relacionados con la actividad fluvial. Se propone el color azul para estas regiones.
- *Ambiente marino profundo y costero*: determinado por las geoformas construidas por la actividad de las corrientes marinas y el oleaje costero del mar. El color propuesto para este tipo de región es el verde.
- *Ambiente glaciar*: definido por las geoformas originadas por la acción glacial, tanto de los casquetes polares, como en altas montañas. Color de la simbología para la cartografía de este tipo de ambiente natural es el gris.
- *Ambiente eólico*: geoformas formadas por la acción del viento, como agente modelador del paisaje en zonas desérticas principalmente. Las geoformas de este ambiente se identifican con color amarillo de acuerdo al sugerido por Verstappen y Van Zuidam (1992).
- *Ambiente karstico*: definido por las formas producto de la meteorización y dilución de rocas y materiales de fácil dilución en ambientes húmedos y cálidos, tales como las calizas y sal. Este tipo de geoformas se recomienda utilizar simbología en color naranja de acuerdo a la metodología ITC de Verstappen y Van Zuidam (1992).

- *Ambiente antropogénico y/o biológico*: morfologías formadas por la actividad del hombre que modifica la superficie del terreno. Geoformas cartografiadas en tramas de color negro.

Jerarquización geomorfológica. Para facilitar el análisis geomorfológico de una zona de estudio Carvajal (2008), desarrolla una propuesta de jerarquización geomorfológica, la cual relaciona las escalas de trabajo con la subdivisión geomorfológica, la génesis y los ambientes morfogenéticos.

Las categorías definidas de menor a mayor escala son: zona geoestructural, provincia geomorfológica, región geomorfológica, unidades y subunidades geomorfológicas y componente geomorfológico.

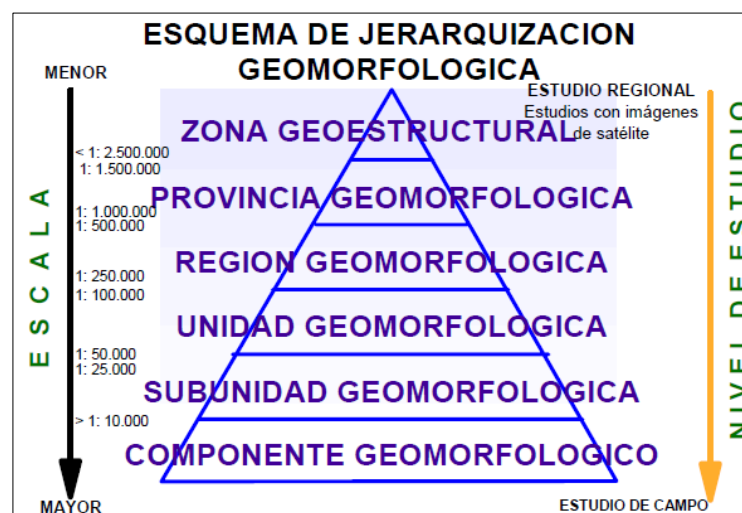


Figura 17. Esquema de jerarquización geomorfológica. Adaptado de SGC (2012).

- *Geomorfoestructuras (escala <1:2.500.000 a >1:1.000.000)*

Se refieren a grandes espacios (continentales o intercontinentales) que se caracterizan por estructuras regionales, que incluyen cratones, escudos, plataformas, grandes cuencas, cinturones orogénicos y valles en rift.

- *Provincia Geomorfológica (escala 1:1.000.000 a 1:500.000)*

Regiones que presentan geoformas parecidas, definidas a nivel regional. Localmente abarcan las regiones naturales y terrenos geológicos de Colombia, los cuales están delimitados por fallas de importancia regional (definidas o inferidas). Incluyen los cinturones montañosos, llanuras, peneplanicies, cordilleras y serranías.

- *Región Geomorfológica (Escala 1:250.000 a 1:500.000)*

Involucra a las geoformas relacionadas a la génesis de los paisajes, y definidas por un marco de ambiente morfogenético definido y afectados por procesos dinámicos parecidos. Aquí se pueden agrupar áreas equivalentes a vertientes que estén contenidas dentro de una provincia geomorfológica y que representen un ambiente morfogenético particular con condiciones climáticas homogéneas.

- *Unidades geomorfológicas (Escala 1:50.000 a 1:100.000)*

Definidas como una geoforma individual genéticamente homogénea, generada por un proceso geomórfico constructivo o destruccional de un ambiente geomorfológico particular. Corresponde a los elementos básicos que componen un paisaje o modelo geomorfológico, los cuales están definidos con criterios genéticos, morfológicos y geométricos en función de la escala del proceso natural que lo conformó.

- *Subunidad geomorfológica (escala 1:10.000 a 1:25.000)*

Definida por contrastes morfométricos y morfológicos que relacionan el tipo de material y la disposición estructural de los mismos. Se encuentran asociadas a procesos morfodinámicos actuales de meteorización, erosión, transporte y acumulación bien definidos.

- *Componente o elemento geomorfológico (escala 1:2.000 a 1:10.000)*

Representa el máximo nivel detalle. Abarca los rasgos del relieve (escarpes naturales o antropogénicos, relieves internos de laderas o flancos crestas, formas de valle, etc.) que se definen en sitios puntuales, determinados por la morfometría detallada del terreno en una subunidad geomorfológica; también puede estar definida por microrelieves asociados a una característica litológica.

Tabla 3.
Relación de procesos Geodinámicos y Categorías Geomorfológicas.

PROCESOS GEODINAMICOS (AGENTES)		PROCESOS MORFOGENETICOS	CATEGORIAS GEOMORFOLOGICAS MAYORES	CATEGORIAS GEOMORFOLOGICAS MENORES
INTERNOS (Endógenos) Deriva Continental Tectónica de Placas	MORFOESTRUCTURAL	Magmatismo (intrusión	Cadenas montañosas	Grabens, Horst
		Volcanismo)	(Cordilleras). Altillanuras (Llanos orientales)	Valles Sinclinales
		Tectonismo: Compresión,	Piedemonte	Laderas estructurales
		distensión, Plegamiento,		Anticlinales
		Fallamiento.		Piedemonte Cordilleranos
		Sísmicos		Escarpes, laderas irregulares
				Montaña de pliegue
				Escarpes de falla

EXTERNOS (Exógenos)	DENUDATIVO (Marino, Fluvial, Glaciar, Eólico, Lacustre, antrópico). (Degradacional)	Meteorización Erosión: fluvial, glaciar, hídrica y marina Fenómenos de Remoción en Masa. Excavaciones antrópicas	Valles Intramontanos (Valle Magdalena y Cauca) Altiplanicies Planicies Marinas Superficies Antrópicas	Planicies, colinas, mesetas y laderas denudadas Valles con cañones pronunciados Valles amplios antiguos Valles aluviales Canteras, taludes, canales
Agua, Hielo, Viento, Gravedad, fenómenos Meteorológicos, Corrientes	AGRADACIONAL (Marino, Fluvial, Glaciar, Eólico, Lacustre, Antrópico).	Formación de: Suelos Depósitos (Residuales; coluviales, aluviales, glaciares, fluvio glaciales, marinos, lacustres). Actividad Humana y/o Biológica	Llanuras aluviales; Sabanas Llanuras costeras Llanuras lagunares Campos de duna Planicies antrópicas	Cerros de deyección Abanicos aluviales Abanicos Glaciar y Fluvio glaciares Llanuras de inundación Espigas Planos aluviales Terrazas Montículos de basura Planos de relleno

Nota: Adaptado de Carvajal *et al.*, 2004.

3.5. Hidrología

La hidrología es la ciencia que se ocupa de la ocurrencia, distribución y almacenamiento del agua en el planeta tierra; Es decir, es la ciencia que se ocupa de las diversas fases del ciclo hidrológico (Raghunath, 2006). La cantidad, calidad y tiempo del agua que fluye de las cuencas depende de las interacciones del clima y las actividades de las personas en la cuenca. Una comprensión de las causas, procesos y mecanismos del flujo de agua en la tierra y a través de sus cuencas hidrográficas proporciona la base para el estudio de la hidrología de cuencas hidrográficas (Brooks, Ffolliott y Magner, 2012).

- *Ciclo hidrológico*

El ciclo hidrológico está compuesto por diferentes variables, las cuales se relacionan entre sí por medio de los procesos hidrológicos, de forma general se entiende como el ciclo de transferencia de agua que ocurre continuamente en la naturaleza, e involucra los procesos y las vías por las cuales el agua se evapora de la superficie de la tierra hacia la atmósfera y regresa a la superficie como precipitación o condensación (Figura 18) (Raghunath, 2006; Brooks et al., 2012). Werner (1996) define cuatro ramas de la ciencia dedicadas al estudio del ciclo hidrológico: la meteorología y climatología (agua en la atmósfera), la hidrología (aguas superficiales), (3) la edafología (aguas en suelos) y la hidrogeología (aguas en el subterráneas) (Figura 19).

El ciclo hidrogeológico no tiene un principio ni un fin, y para iniciar una descripción se puede escoger cualquier punto del ciclo. El agua superficial se evapora bajo el efecto de la radiación solar y el viento, este vapor se eleva y se transporta por la atmósfera en forma de nubes hasta que esta se condensa y se precipita, en el trayecto de la atmósfera a la superficie de la tierra, el agua puede volver a evaporarse, ser captada por la vegetación o por construcciones; fluye por la superficie en corrientes o puede infiltrarse. El agua a lo largo de su proceso puede evaporarse nuevamente, en cualquiera de sus etapas en superficie.

Del agua infiltrada, una parte es atrapada por plantas y transpirada de nuevo a la atmósfera, y otra parte fluye bajo superficie hacia corrientes u otros cuerpos de agua, o bien a zonas más profundas del suelo (percolación) donde se almacena, se transporta como cuerpos importantes de agua (aguas subterráneas) para aflorar en manantiales, ríos o el mar (Aparicio, 1992).

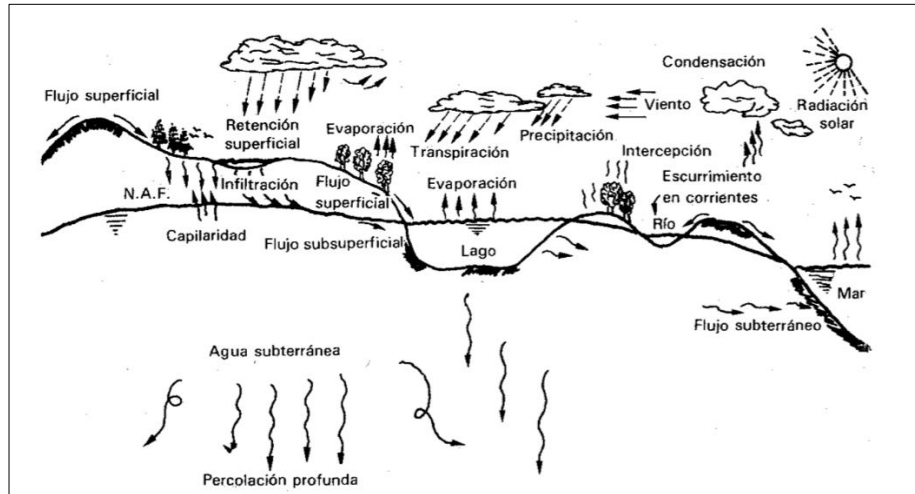


Figura 18. Ciclo hidrológico. Adaptado de Aparicio (1992).

3.6. Hidrogeología

La hidrogeología se define de manera básica como la ciencia que abarca el estudio de las aguas subterráneas, aunque se debe tratar como un tema multidisciplinario, pues también abarca temas relacionados a la hidrología (Hiscock y Bense, 2014).

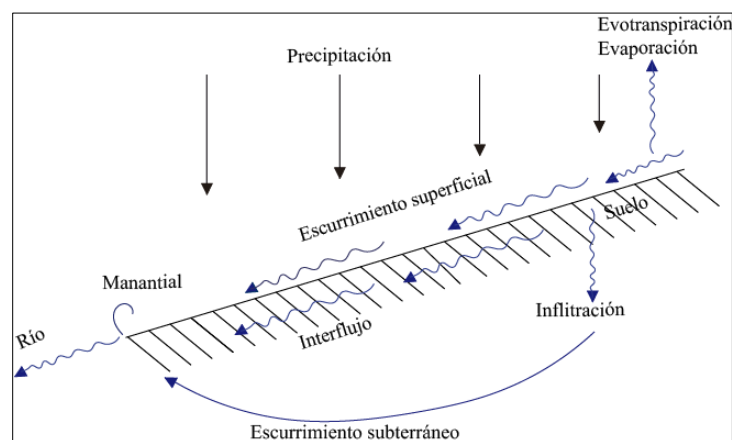


Figura 19. Ciclo hidrológico. Escurrimiento superficial y subterráneo, interflujo e infiltración. Un sistema cerrado de circulación de agua. Adaptado de Werner (1996).

De forma general, la hidrogeología es la disciplina que se ocupa del estudio del agua presente en las formaciones geológicas de la parte superior de la corteza terrestre. Convencionalmente se refiere a la forma como el agua llega por efectos de la recarga al subsuelo, como se almacena y circula en los medios permeables y hace parte integral del ciclo hidrológico (Figura 19). El conocimiento de la recarga de los sistemas de flujo del agua subterránea de vital importancia si se quiere evitar sobreexplotaciones de acuíferos (Werner, 1996).

Para definir el concepto de agua subterránea, se entiende como la cantidad de agua debajo de la superficie de la tierra que participa en el ciclo hidrológico o se encuentra almacenada de tal modo que puede entrar nuevamente en este ciclo (Werner, 1996). De manera estricta se tiene como aquella agua que rellena coherentemente las oquedades subterráneas y que obedece a la gravedad.

Los acuíferos consisten en cuerpos rocosos o formaciones geológicas, homogéneas o heterogéneas, con espacios o huecos, poros, grietas o fracturas rellenos de agua. La ocurrencia y movimiento del agua subterránea depende de las características geohidrológicas de las formaciones subsuperficiales. Estas formaciones naturales varían mucho en su litología, textura y estructura, que influyen en sus características hidrológicas (Singhal y Gupta, 2010). Las formaciones geológicas se clasifican en los siguientes tipos según su comportamiento hidrogeológico:

- *Acuífero*: formación geológica que almacena y permite la circulación del agua subterránea. El material ha de ser poroso y permeable, como arenas, gravas o calizas karstificadas.

- *Acuitardo*: formación geológica capaz de almacenar agua, pero que la transmite dificultosamente. Son materiales porosos, pero poco permeables, como limos, arenas arcillosas o pizarras poco fisuradas. Son materiales semipermeables o semiconfinantes.
- *Acuícludo*: formación geológica capaz de almacenar agua, pero que no permite su libre circulación. Por ejemplo, arcillas, margas o piedra pómez, de alta porosidad, pero prácticamente impermeables.
- *Acuífugo*: formación geológica que ni contiene agua en cantidades apreciables, ni permite su circulación. Son materiales no porosos ni fisurados, e "impermeables", como los granitos o las cuarcitas no alteradas. De las cuatro denominaciones esta es la menos utilizada.

La ocurrencia de acuíferos puede variar lateral y verticalmente en su continuidad, puede estar localizada o extenderse hasta cientos de kilómetros. Según las características de presión hidráulica los acuíferos pueden clasificarse en:

- *Acuíferos confinados o artesianos*: el techo del acuífero es un acuícludo (impermeable). La presión del agua en el seno del acuífero se estabiliza con la atmosférica por encima de su techo. Se recargan principalmente en los afloramientos que forman las áreas de toma. Los acuíferos confinados pueden formarse bajo los siguientes tres tipos de condiciones geológicas: (a) Formaciones estratiformes de múltiples capas: se producen como lechos de inmersión suave, monoclinales o sinclinales. Por lo general, forman sistemas de alta presión, (b) Fracturas y articulaciones: En rocas ígneas y metamórficas, el agua subterránea puede ocurrir en condiciones confinadas en las articulaciones y fracturas, y (c) Cavidades de solución:

el agua subterránea en rocas solubles, como las piedras calizas, también puede ocurrir en condiciones confinadas, a saber (Singhal y Gupta, 2010).

- *Acuíferos no confinados o libres*: el nivel permeable está directamente en contacto con la atmósfera. La presión del agua en el acuífero se iguala a la atmosférica por debajo del techo del mismo.
- *Acuíferos semiconfinados*: es el caso más común. El techo del acuífero es un acuitardo (semipermeable), y la presión del agua se estabiliza por encima de su techo.

La doble porosidad o porosidad dual presente en un cuerpo rocoso se define como porosidad primaria y secundaria en un mismo cuerpo, la porosidad primaria se da en la generación de la formación geológica, en el espaciamiento intergranular de las rocas, generalmente mayor en rocas sedimentarias, y la porosidad secundaria, dada por fisuras o fracturas, producidas principalmente por esfuerzos tectónicos a los cuales ha sido sometido el cuerpo. (Sánchez, 2014).

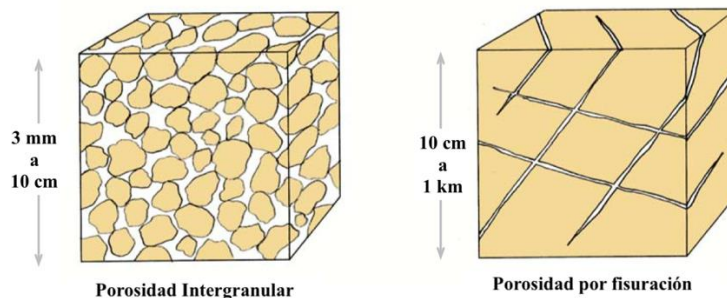


Figura 20. Porosidad primaria (intergranular) y porosidad secundaria (por fracturas). Adaptado de Sánchez, (2014).

La porosidad y la permeabilidad de las areniscas dependen de sus características texturales influenciadas por su ambiente de deposición y diagénesis. La porosidad y conductividad

hidráulica de las areniscas es menor debido a la compactación (mayor a profundidad) y cementación (materiales como arcillas, carbonatos, sílice y óxidos de hierro son comunes), también disminuye con la profundidad y la edad. Areniscas geológicamente más antiguas, presentan menor porosidad y conductividad hidráulica por tener un mayor nivel de compactación y cementación, aunque, los planos de estratificación brindan una superficie de discontinuidad por donde generalmente la conductividad hidráulica puede ser alta (Singhal y Gupta, 2010). Este tipo de areniscas, bien cementada tiene baja porosidad secundaria, pero si presenta fracturas puede ser de interés hidrogeológico. Las fracturas debido a la expansión por erosión son superficiales (50 m aproximadamente), pero las fracturas por tectónica relacionadas a pliegues y fallas pueden desarrollarse a profundidad (Singhal y Gupta, 2010).

Las rocas clásticas arcillosas de grano fino como lutitas y limolitas presentan por lo general bajas porosidades, sin embargo, son capaces de transmitir grandes cantidades de agua a través de sus límites litológicos (contactos). Las rocas arcillosas de baja permeabilidad (arcillas y lutitas) tienen interés hidrogeológico desde el punto de vista de la eliminación de desechos radiactivos de alto nivel (Singhal y Gupta, 2010). Las fracturas en limolitas, lutitas y otras rocas arcillosas que son impermeables aumentan la conductividad hidráulica controlando el flujo de agua con un sistema de doble porosidad, porosidad por fracturas y porosidad por bloques porosos. Los planos de estratificación al igual que en las areniscas juegan un papel importante en el flujo de agua subterránea, incluso siendo de mayor importancia que las fracturas verticales (Singhal y Gupta, 2010). Los planos de estratificación son la discontinuidad más importante, tiene anisotropía e influye significativamente en el flujo de agua subterránea que se infiltra hasta llegar al nivel freático (zona no saturada). Los pliegues de interés hidrogeológico son flexiones en las rocas formadas debido a la deformación de las rocas. El plegado conduce a cambios o reversiones en

las direcciones de buzamiento de los estratos, lo que afecta el flujo de agua subterránea (Singhal y Gupta, 2010).

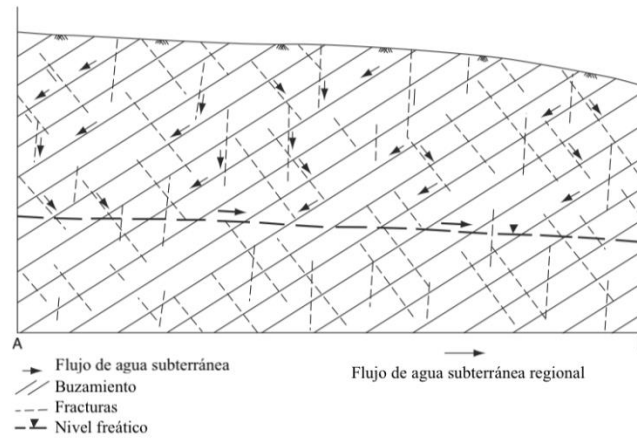


Figura 21. Esquema que muestra el rol de los planos de estratificación y las fracturas en el flujo de aguas subterráneas. Adaptado de Singhal y Gupta (2010).

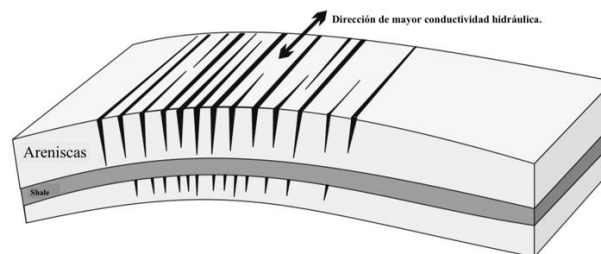


Figura 22. Esquema donde se muestra la orientación preferencial de fracturas y la anisotropía asociada en la conductividad hidráulica en la charnela de un anticlinal. Las fracturas se desarrollarían mejor en litologías frágiles y podrían estar ausentes en las unidades de arcilla y shale que tienden a deformarse plásticamente. Adaptado de Maliva (2016).

4. Metodología

4.1. Revisión bibliográfica

En esta fase se realizó una consulta y recopilación de trabajos previos con información geológica e hidrogeológica disponible (documental o grafica) relacionada con el área de trabajo. Las principales fuentes de información fueron: libros, artículos científicos de afinidad con el objeto de estudio, tesis de pregrado de geología y bases de datos de la Universidad Industrial de Santander.

El polígono del área de estudio, se delimitó teniendo como criterio principal la ubicación de la mayor densidad de concesiones de aguas subterráneas y permisos de prospección y exploración de aguas subterráneas otorgados por la CDMB.

Para generar la cartografía geológica y geomorfológica de la zona se recolectaron los insumos básicos necesarios, que incluyen modelos digitales de elevación del terreno y las hojas topográficas No. 120IIA y 109IVC del departamento de Santander a escala 1: 25.000 obtenidas de la página Web del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). Además, se recolectaron insumos temáticos necesarios, que son los mapas geológicos de las planchas 109 Rionegro y 120 Bucaramanga, el mapa geológico del cuadrángulo H-12 Bucaramanga escala 1:100 000 y el mapa geológico del departamento de Santander escala 1: 300 000. Todos los mapas anteriores fueron integrados y manejados por el software ArcGIS 10.2 desarrollado por ESRI. Antes de su procesamiento todos los insumos fueron georreferenciados en un mismo sistema de coordenadas (MAGNA Colombia Bogotá).

4.2. Adquisición y procesamiento de imágenes satelitales

Se obtuvo una imagen satelital de Bing Maps en el Software SAS Planet. Seguidamente se adquirió un modelo digital de elevación (DEM) del área, proporcionado por el satélite ALOS PALSAR con las siguientes características: nombre AP_26885_FBS_F0130_RT1, una resolución de 12.5 m x 12.5 m por pixel y con referencia espacial WGS 1984 UTM ZONE 18N (posteriormente se realizó su transformación de proyección).

Existiendo pruebas de la relación entre los lineamientos y el flujo de agua subterránea en trabajos de Mabee *et al.*, Fernandes y Rudolph (como se citó en Carrión, A., Veroslazsky, G., Vives, L. y Rodríguez, L. 2016) se hizo un trazado de lineamientos a partir del método propuesto por Mabee, Hardeastle y Wise (1994). En este trabajo se realizó un modelo de sombras multidireccional a partir del DEM, se prepararon cinco mapas con cinco direcciones acimutales de iluminación 0°, 45°, 90°, 135° y 180°, y un único ángulo de altura de iluminación 45°. Posteriormente se ejecutó el trazado de lineamientos una vez en cada imagen por cada uno de los tres observadores; seguido de una reproducibilidad de las observaciones y un análisis de la superposición de los lineamientos trazados. Finalmente, se consideró que eran lineamientos coincidentes aquellos con direcciones desviadas $\pm 10^\circ$ y con una separación entre ellos menor a 1 mm a la escala del mapa.

4.3. Mapa geomorfológico

Para la realización del mapa geomorfológico en el área de estudio se tomó como referencia la metodología descrita en “Propuesta Metodológica Sistemática para la Generación de Mapas

Geomorfológicos Analíticos Aplicados a la Zonificación de Amenaza, Escala 1:100.000 (SGC, 2012)”. Su metodología retoma los planteamientos de Carvajal (2008) y las técnicas del CIAF y del ITC de Holanda (Verstappen y van Zuidam, 1992) con algunas modificaciones.

En base a la jerarquización geomorfológica y la escala establecida de trabajo a 1:50 000, se tomó como elemento fundamental para la cartografía y descripción la *Unidad Geomorfológica*.

Para la caracterización geomorfológica se realizaron las siguientes actividades:

De la interpretación de los insumos básicos y temáticos se identificaron rasgos generales de la geología y de las estructuras presentes en la zona, también teniendo en cuenta el mapa de pendientes del área, los patrones de drenaje y los bordes que marcan divisorias de aguas, se obtuvo el mapa geomorfológico preliminar.

En el trabajo de campo se comprobó la presencia de las unidades geomorfológicas identificadas en la labor de oficina, además se identificaron nuevas geoformas no marcadas en la etapa de interpretación. Por último, se hizo una revisión incluyendo la nomenclatura de la unidad con sus respectivos colores, seguido de una descripción de cada geoforma.

4.4. Cartografía geológica y toma de datos estructurales

En esta etapa se estableció una escala de trabajo 1:25.000 para realizar el reconocimiento de la geología (litología y estructuras locales) en la zona de estudio. La fase de campo tuvo una duración de 15 días donde se abarcó la totalidad del área definida junto con algunos lugares aledaños.

Se definieron estaciones para la toma de datos estructurales en campo siguiendo los parámetros propuestos por el Servicio Geológico Colombiano SGC (anteriormente INGEOMINAS). En primera instancia a causa de la declinación magnética (desviación entre el polo magnético y polo geográfico) de menos ocho grados presente en el área, se hizo un ajuste manual en la brújula (se rotó 8° grados el limbo graduado a la izquierda, dejando al indicador norte apuntando al número 8). De esta manera los datos de planos de estratificación, planos de diaclasas y planos de fallas se tomaron con acimut de rumbo y cantidad de buzamiento. Para la toma de datos de estrías en planos de falla, se midió el rumbo y buzamiento del plano donde ella se encuentra, y el pitch (ángulo entre la línea de rumbo y la dirección de la estría) se midió con ayuda de un transportador.

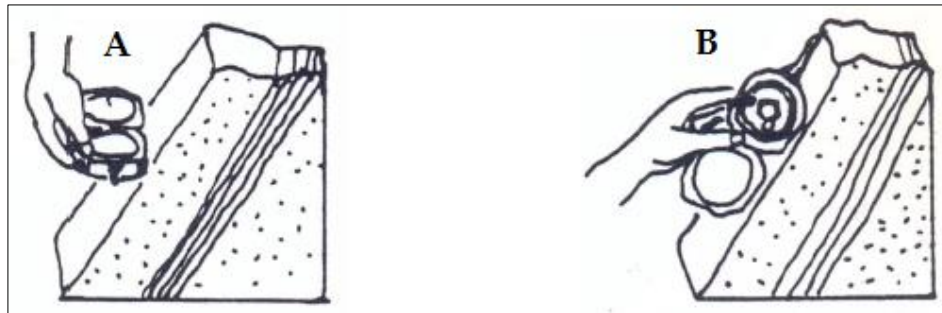


Figura 23. Esquema del método para medir (A) rumbo y (B) buzamiento de un plano. Adaptado Cruz (1991).

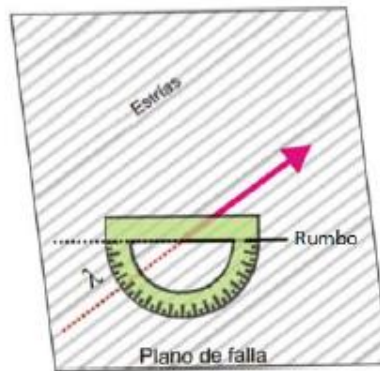


Figura 24. Esquema de la toma del pitch. Adaptado de Barragán y Forero (2014).

Las columnas estratigráficas se levantaron mediante el método de bastoneo, mediante el uso de un bastón de Jacob de 1,5 m de longitud, se mide el espesor de la secuencia estratigráfica y a medida que se va acumulando el espesor se va describiendo y consignando la información en una tabla (Miall, 2000). Estas columnas se digitalizaron mediante el programa SedLog 3.1 producido por Dimitrios Zervas, Robert Hall, Fionn Murtagh, Gary Nichols, Peter Burgess. Este procedimiento se realizó para cada una de las columnas levantadas en campo.

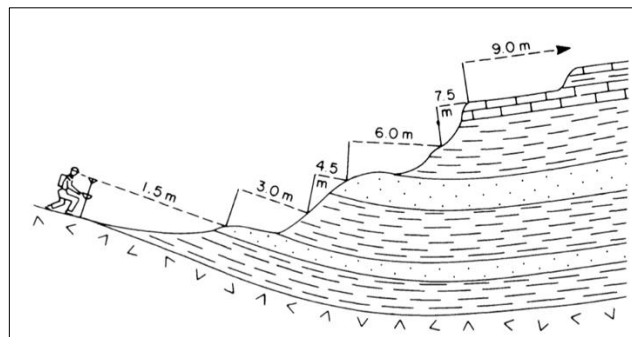


Figura 25. Esquema de medición mediante el bastón de Jacob de una secuencia estratigráfica. Adaptado de Miall (2000).

4.5. Procesamiento de datos de diaclasas

Un diagrama de rosa es el círculo principal subdividido en sectores, donde el número de mediciones registradas dentro de cada sector está representado por la longitud del pétalo respectivo. Esta es una forma visualmente atractiva de representar la orientación de las fracturas y lineamientos tal como aparecen en la superficie de la Tierra, y también se puede utilizar para representar la distribución de tendencias de las estructuras lineales (Fossen, 2010).

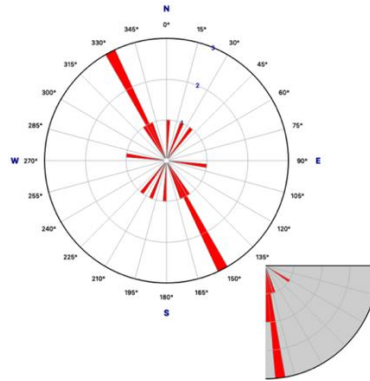


Figura 26. Diagrama de rosas para la estación LB 04.

Cuando los datos a representar en el diagrama son muy numerosos, mediante círculos máximos puede dificultar la lectura de los resultados en la falsilla, por lo que se suele recurrir a los diagramas de polos o diagramas pi, donde se representan únicamente los polos de los planos o rectas, es decir la intersección de la recta con la esfera en el caso de elementos lineales o la intersección de la normal al plano con la esfera si se trata de elementos planos. Para este análisis se emplea la falsilla de Schmidt, que permite el recuento directo de los polos, calcular su valor estadístico por unidad de superficie y determinar las direcciones y buzamiento predominantes, resultando el diagrama de densidad de polos (Jover, Ferreiro, Sentana y Díaz, 2002).

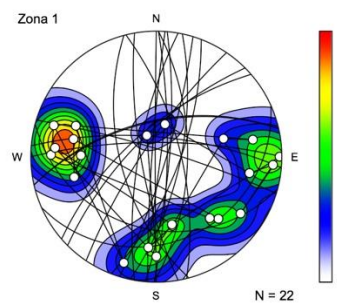


Figura 27. Diagrama de densidad de polos para la Zona 1.

El tratamiento de los datos de diaclasas se realizó en los software Stereonet versión 9.9.6, desarrollado por W. Allmendinger y GeoRose versión 0.5.1.1, desarrollado por Yong Technology Inc., en los cuales se generaron diagramas de rosetas con el fin de observar las direcciones predominantes de los planos de diaclasas; además se realizaron diagramas de polos en el software Orient versión 3.9.0, desarrollado por F.W. Vollmer, donde se muestra la densidad de datos en una determinada dirección de rumbo y ángulo de buzamiento.

Para la interpretación de los datos de diaclasas y para el análisis de densidad e intensidad de fracturamiento se dividió el área de estudio en 6 zonas, definidas por el siguiente criterio estructural, estaciones de campo próximas entre sí que comparten una tendencia similar en las direcciones de buzamiento de los estratos.

4.6. Líneas de muestreo y ventanas circulares

Para la caracterización del fracturamiento en la zona de estudio se realizaron estimaciones de los parámetros de densidad, intensidad y longitud de fractura utilizando el método de la línea de muestreo circular y la ventana circular. Definidos por Moreno y García (2006), el primer método consiste en un círculo dibujado sobre la imagen en la que se han digitalizado las familias de fractura desarrolladas sobre esta, y la ventana circular corresponde al área encerrada por la línea de muestreo circular.

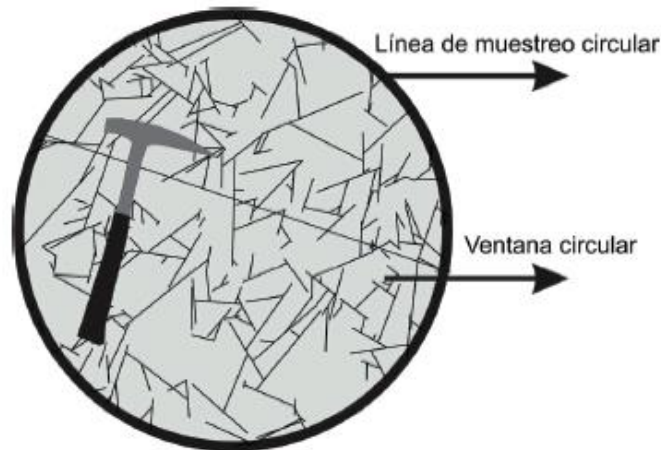


Figura 28. Técnica de línea de muestreo y ventana circular. Adaptado de Moreno y García (2006).

Trabajos de Priest y Hudson (como se citó en Moreno y García, 2006) sugieren que el estudio de los sistemas de fracturas presenta limitaciones relacionadas con la exposición incompleta y la escala de observación de los conjuntos de fracturas, representando un sesgo por orientación, censuramiento y truncamiento.

Bejarano y Navas (2018) en su trabajo de grado definen estas limitaciones de la siguiente manera.: el sesgo por orientación, surge al tomar un área de muestreo rectangular que presente la misma orientación de una familia de fracturas, pero estará ignorando las familias paralelas a la cara observada.; el sesgo por truncamiento, depende de la mínima resolución con que se tome la información, dejando impedido al investigador de realizar observaciones a una escala más detallada que el instrumento; el sesgo por censuramiento, se da debido a que las estructuras no se encuentran expuestas en su totalidad, generando problemas para identificar la longitud e intersecciones de las fracturas al encontrarse fuera del área de observación.

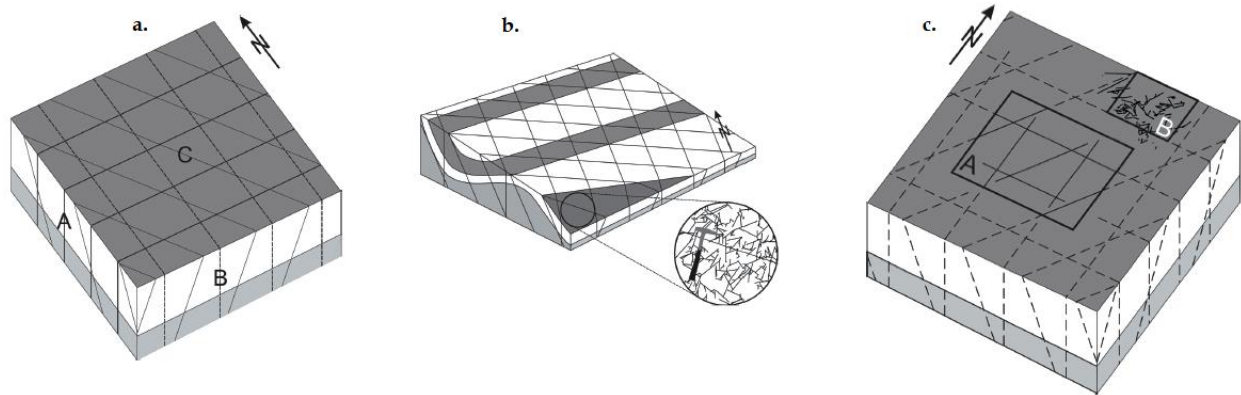


Figura 29. **a.** Sesgo por orientación, **b.** Sesgo por truncamiento, **c.** Sesgo por censuramiento. Adaptado de Moreno y García (2006).

- *Intensidad*

La intensidad de fracturamiento es un parámetro que se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas a través de una línea de muestreo definida en alguna dirección determinada (Moreno y García, 2006). En el caso de las líneas de muestreo circulares, para calcular la intensidad de fracturamiento es necesario determinar el número de intersecciones entre la línea de muestreo circular y las trazas de fractura (n), y conocer el radio de la circunferencia usada (r). Así, se puede calcular la intensidad de fracturamiento con la siguiente ecuación:

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

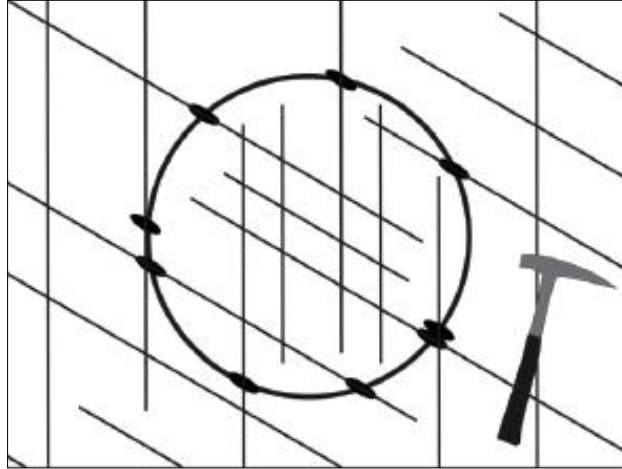


Figura 30. Ilustración de conteo de la variable n . Adaptado de Moreno y García (2006).

- *Densidad*

Según Moreno y García (2006), la densidad de fracturamiento se define como la razón entre el número de centros de fractura que caen dentro de la ventana y el área de la ventana. Para determinar el centro de una fractura ésta debe estar completamente expuesta dentro de la ventana, esto no es siempre posible debido al sesgo por censuramiento. Sin embargo, se utilizan los puntos terminales de las fracturas (m) y el área de la ventana circular para calcular la densidad con la siguiente ecuación:

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

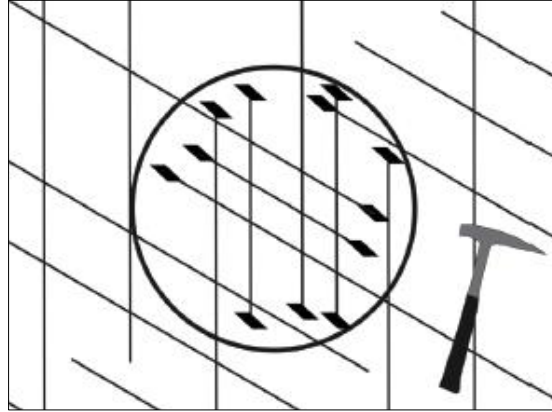


Figura 31. Ilustración de conteo de la variable m. Adaptado de Moreno y García (2006).

- *Longitud*

Mauldon *et al.* (como se citó en Bejarano y Navas 2018) en su trabajo “Líneas de escaneo circulares y ventanas circulares: nuevas herramientas para caracterizar la geometría de las trazas de fractura” propone una ecuación para calcular la longitud promedio de las fracturas (L) donde se tiene en cuenta las variables anteriormente calculadas, los terminales de fracturas (m), el número de intersecciones entre la línea de muestreo circular y las trazas de fractura (n), y el radio de la circunferencia (r), todas relacionadas en la siguiente ecuación:

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

4.7. Revisión final

Ésta última etapa consistió en la integración, análisis y conclusión de todos los resultados obtenidos en la cartografía geológica, geomorfológica y en los análisis de fracturamiento que se relacionaron con la información hidrogeológica del área de estudio. Posteriormente se realizó la edición y entrega del informe final del proyecto de grado junto con sus anexos.

5. Resultados

5.1. Análisis de lineamientos

Los mapas de lineamientos para cada una de las imágenes procedentes del modelo digital de elevación se muestran en la Figura 32. El número promedio de lineamientos obtenidos fue de 107, con una longitud media de 1075.56 m.

Siguiendo los parámetros propuestos en la metodología de Mabbe *et al.* (1994), los cinco mapas fueron superpuestos para compararlos y aplicar el criterio de concordancia. En la Figura 33 pueden observarse los resultados, con 81 lineaciones coincidentes con una longitud media de 963.6 m.

Tabla 4.
Número de lineaciones obtenidas.

<i>Imagen</i>	<i>No. Lineaciones</i>	<i>Longitud media (m)</i>
DEM 0°	102	1077.11
DEM 45°	105	1080.01
DEM 90°	106	1132.34
DEM 135°	98	988.76
DEM 180°	123	1099.59
Resultado	81	963.60

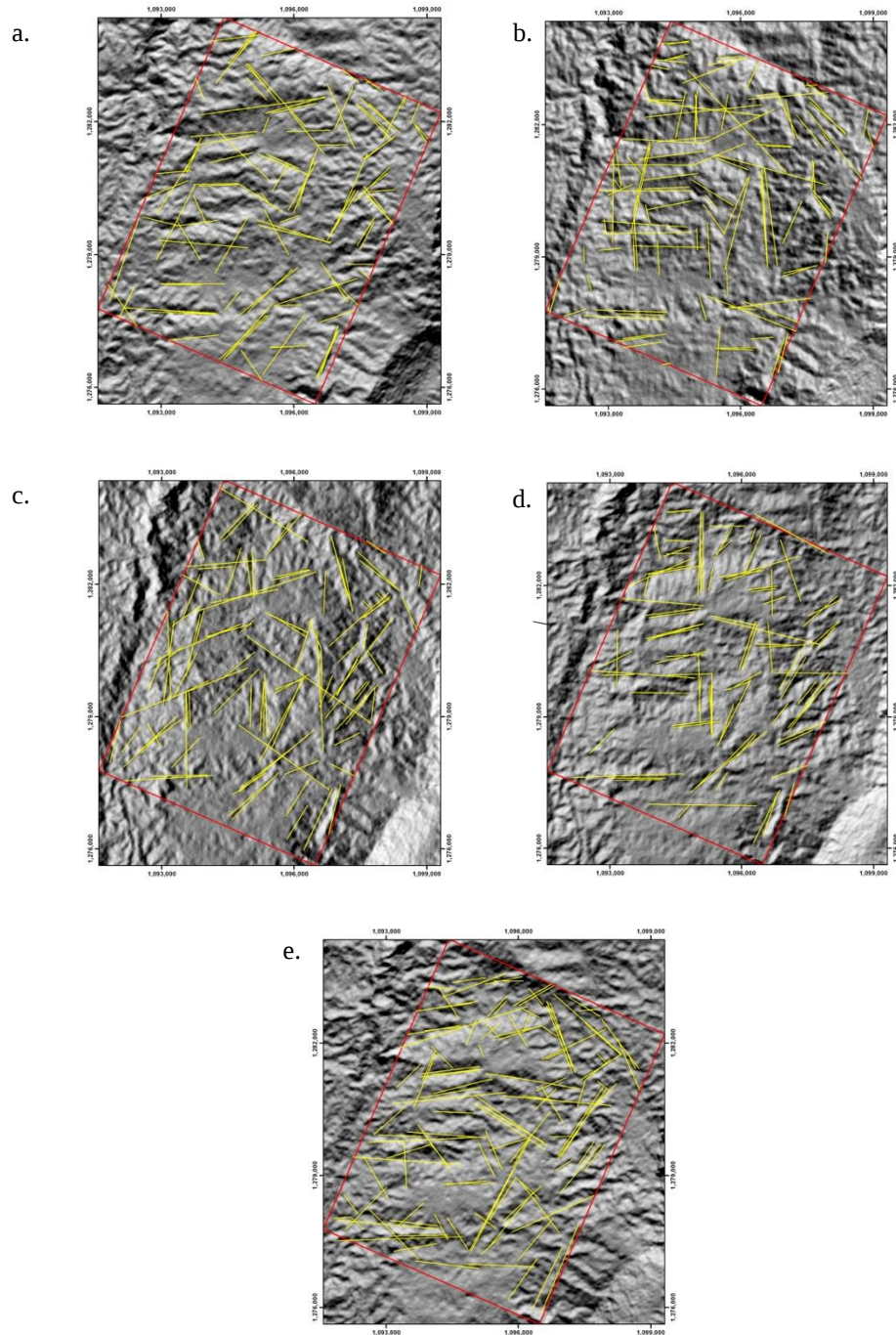


Figura 32. Lineamientos medidos en el modelo digital de elevación con ángulo de iluminación de 45°, desde la dirección acimutal 0° (a), 45° (b), 90° (c), 135° (d) y 180° (e).

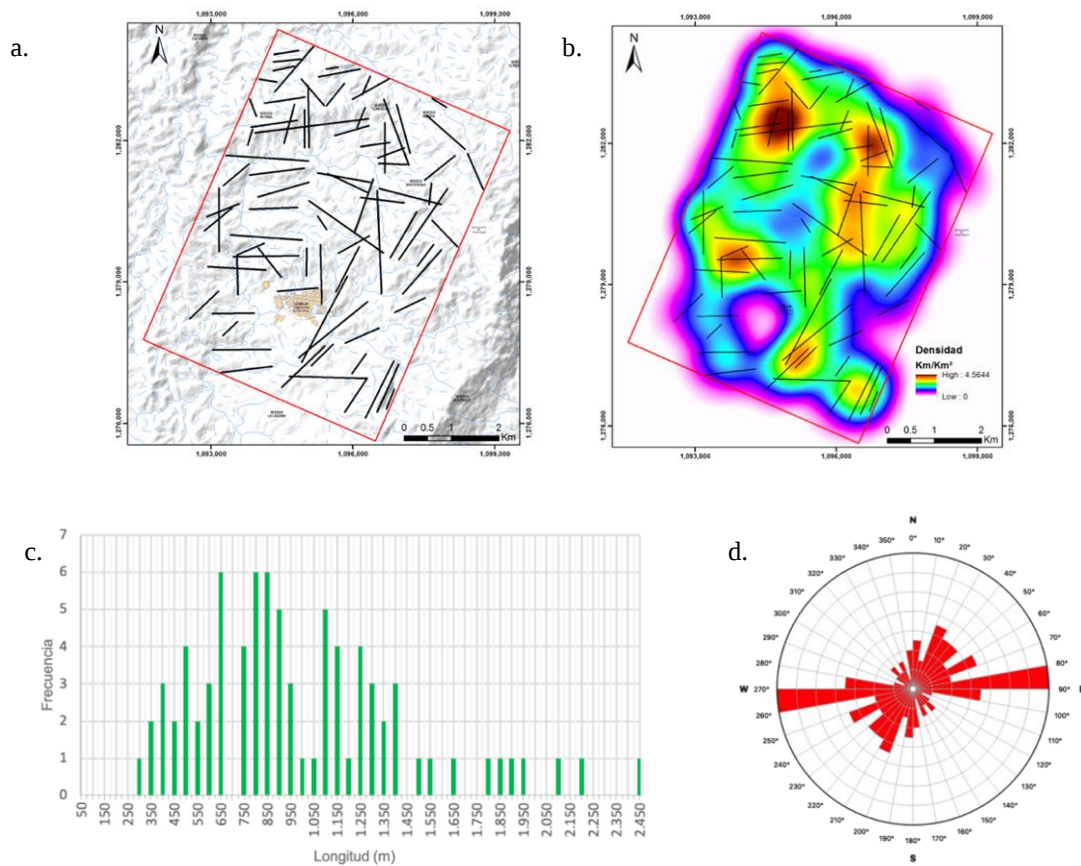


Figura 33. (a) Mapa resultado de lineamientos, (b) Mapa de densidad areal de lineamientos, (c) Histograma de frecuencia de longitud de lineamientos y (d) Diagrama de rosas de orientación de lineamientos.

El mapa de densidad de lineamientos representa una medida cuantitativa de la longitud de los elementos lineales por unidad de área (Carrión, A. *et al.* 2016). Con los resultados de los lineamientos obtenidos anteriormente con la fotointerpretación de imágenes satelitales, se realizó un mapa de densidad de lineamientos mediante la herramienta Density Kernel ubicada en el ArcToolbox del software ArcGIS 10.2. Se observó que la densidad de lineamientos tiene valores altos en zonas puntuales dentro del área del proyecto, alcanzando un valor máximo de 4.5644 km/km² en el sector norte. También se comprueba que existe ligeramente una mayor densidad de lineamientos hacia la mitad norte del mapa (Figura 33). Además, el mapa de densidad se utilizó

para discriminar lugares de interés donde se realizaron puntos de control y toma de datos estructurales durante la fase de campo.

El análisis de orientación de lineamientos con el diagrama de rosas permitió diferenciar tres familias con orientaciones más frecuentes, una primera familia con tendencia de lineamientos N80°-90°E representando un 17 % del total de datos, una segunda familia con tendencia de lineamientos N20°-50°E, y una tercera familia con tendencia N60°-70°E. Sin embargo, se aprecia también una cantidad significativa de lineamientos con tendencia N-S. En la siguiente sección, en el apartado Geología estructural, se muestra el mapa estructural con el resultado del análisis de lineamientos fotogeológicos realizado en campo, generado a partir de la comparación con lineamientos preexistentes en la plancha geológica del cuadrángulo H-12, Bucaramanga, 109 Rionegro, 120 Bucaramanga, y del departamento de Santander.

Con la tendencia preferencial en dirección este-oeste indica que se debe considerar movimientos de agua subterránea en estos sentidos, sin descartar direcciones norte-sur, información se complementará con los demás resultados obtenidos. Adicionalmente las zonas donde se observa mayor densidad de lineamientos pueden considerarse como posibles zonas de infiltración de aguas si se pueden asociar con zonas de alta densidad e intensidad de fracturamiento.

5.2. Cartografía geológica a escala 1:25.000

La zona de estudio está representada únicamente por rocas del Jurásico de la Formación Girón y depósitos cuaternarios coluviales y aluviales. Se realizó la cartografía geológica a escala

1:25.000 de los miembros de la Formación Girón, se incluye también los lineamientos fotogeológicos y los pliegues y fallas menores identificadas en campo (Figura 34). Un corte W-E (A-A') describe la principal estructura identificada en campo, se observan pliegues suaves dentro de una estructura mayor (sinclinal).

Para el presente trabajo se adoptaron las descripciones litológicas de la Formación Girón descritas por Cediel (1698); los espesores, debido a la aclaración de Cediel (2001) donde menciona que el espesor medido de 4650 m en su trabajo del 1968 podría ser la mitad, se tomó como referencia los espesores calculados por Osorio (2016) en el Río Lebrija.

Tabla 5.

Espesores de los miembros de la Formación Girón medidos por Osorio (2016). De base a tope.

<i>Conjunto Litológico</i>	<i>Espesor (m)</i>
A	420
B	172
C	120
D	503
E	631
F	450
G	1050

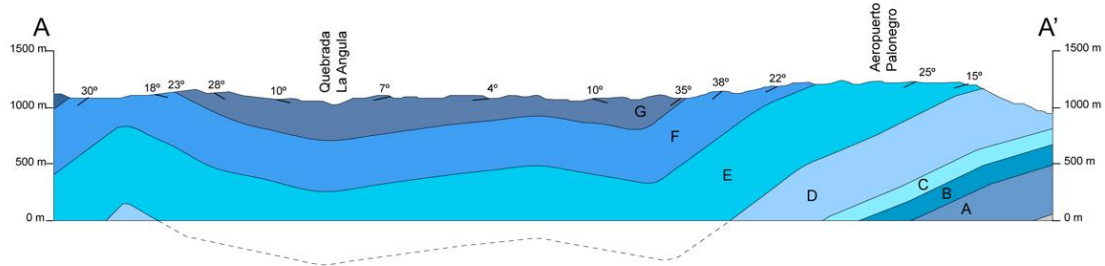
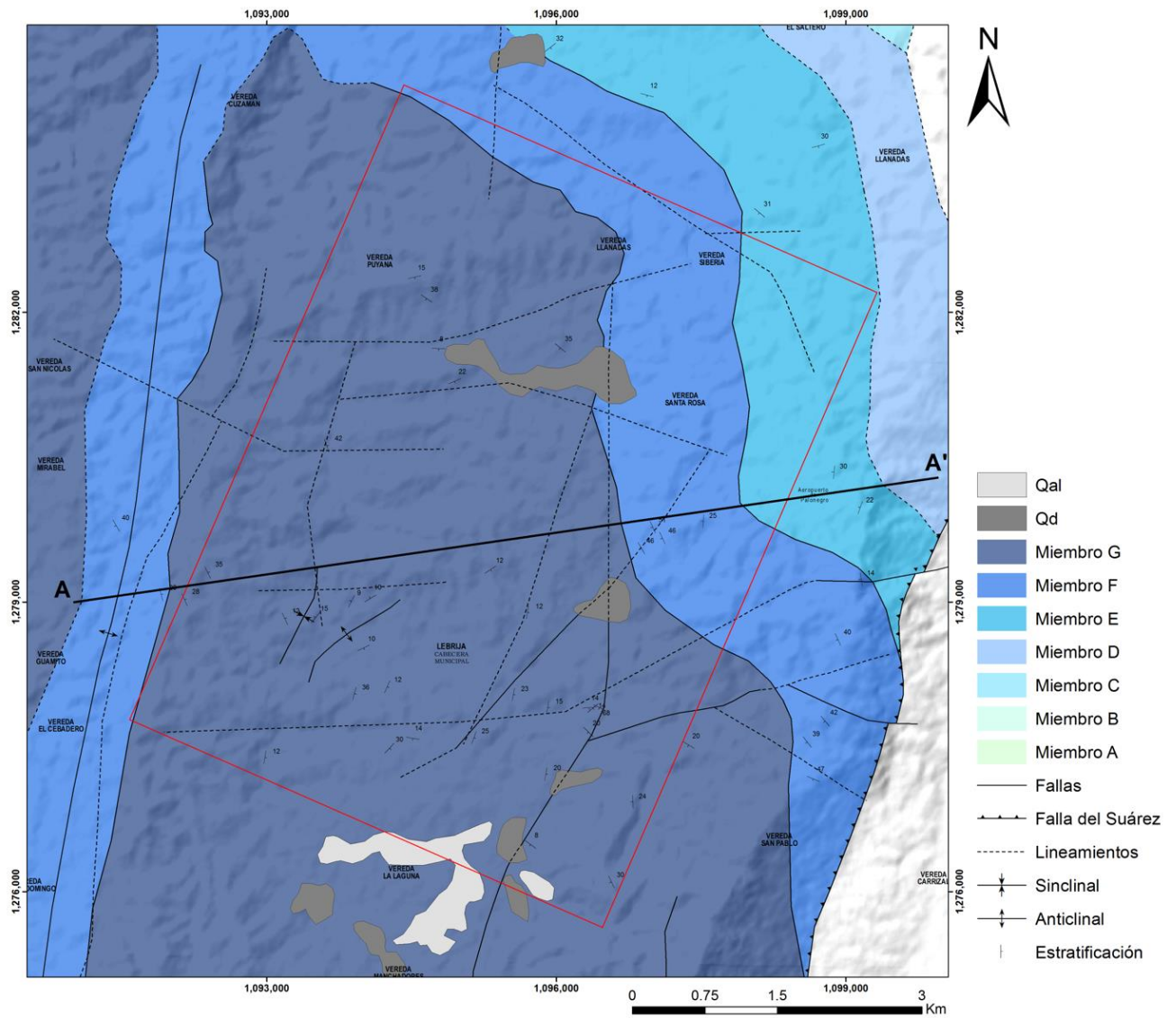
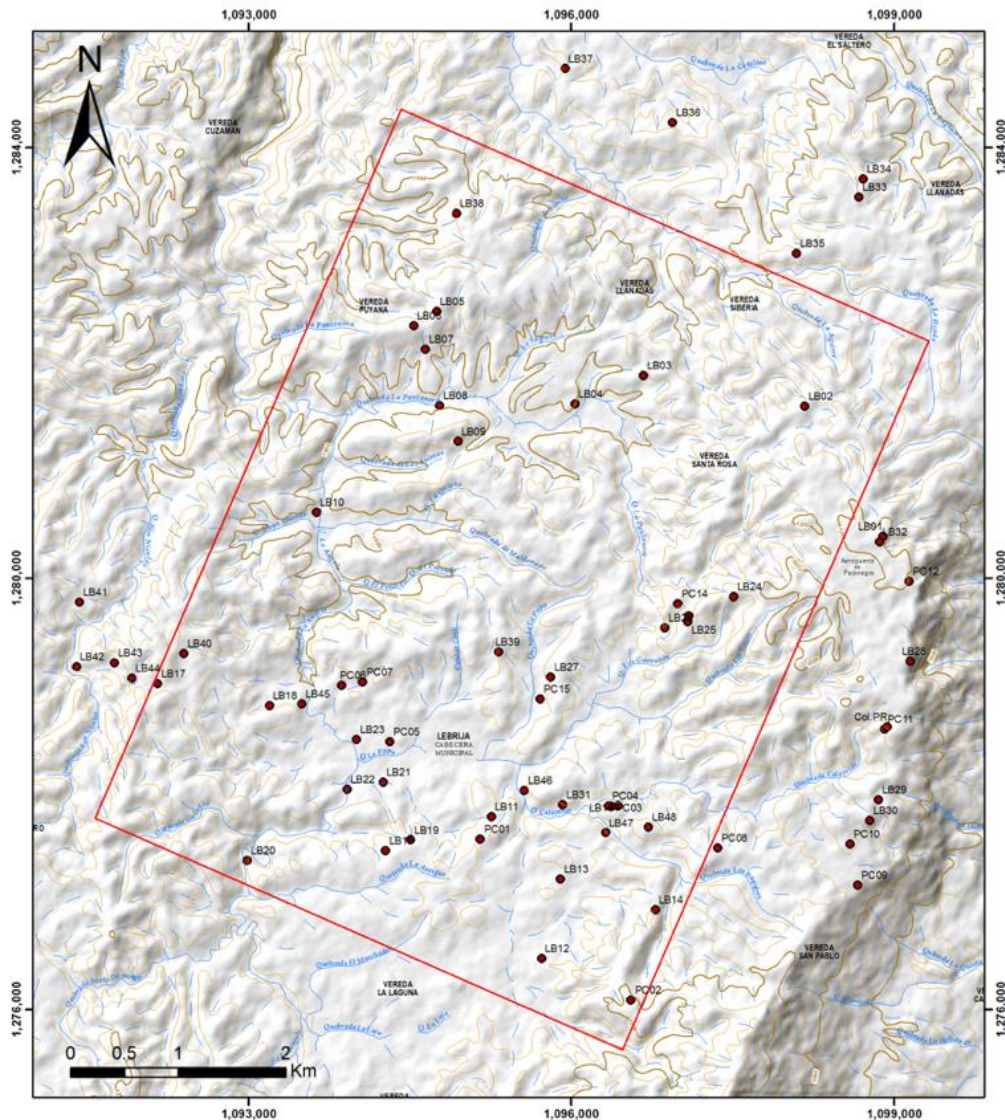


Figura 34. Mapa geológico a escala 1:25.000 de la zona de estudio. Corte Geológico A-A'.

Figura 35. Mapa de estaciones de la zona de estudio.



- Miembro E

Se levantó una columna estratigráfica a escala 1:200 metros antes de llegar al Aeropuerto de Palonegro.

Se reconoció el miembro E en campo, por la presencia de arenisca de grano medio a grueso con intraclastos de cuarzo de hasta 2 cm, intercalado con conglomerados, presencia de moscovita locamente, algunas areniscas presentan intraclastos de arcilla, presencia de fracturas con mineralizaciones, óxidos. Capas de lodolitas y limolitas de color gris con moscovita.

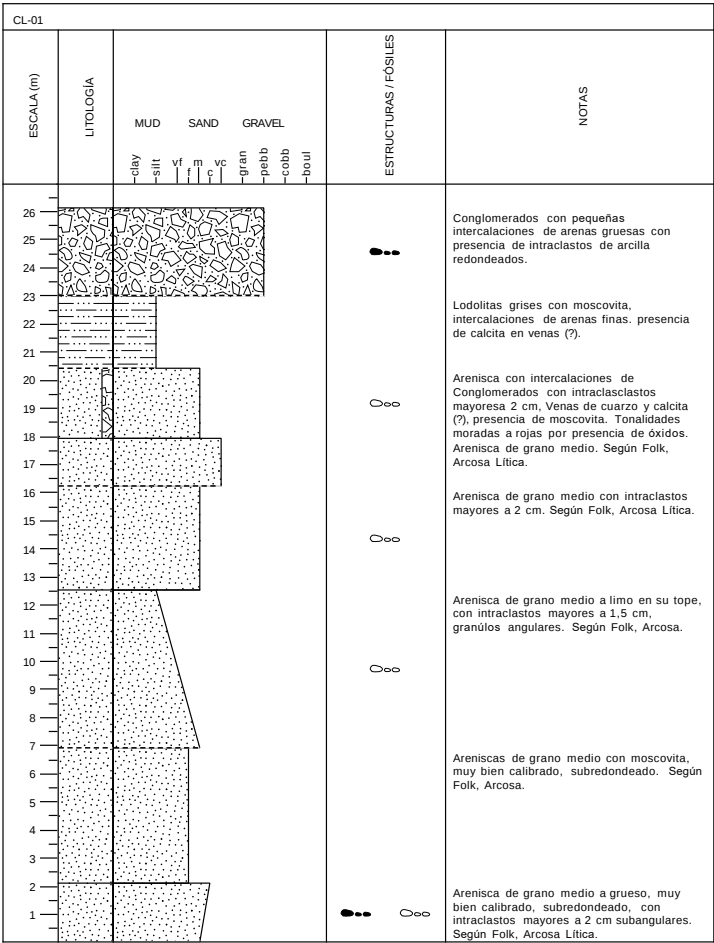


Figura 36. Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas Origen Bogotá, X:1099166, Y=1279922 del miembro E a escala 1:200. Clasificación de rocas según Folk (1974). Estación PC12.

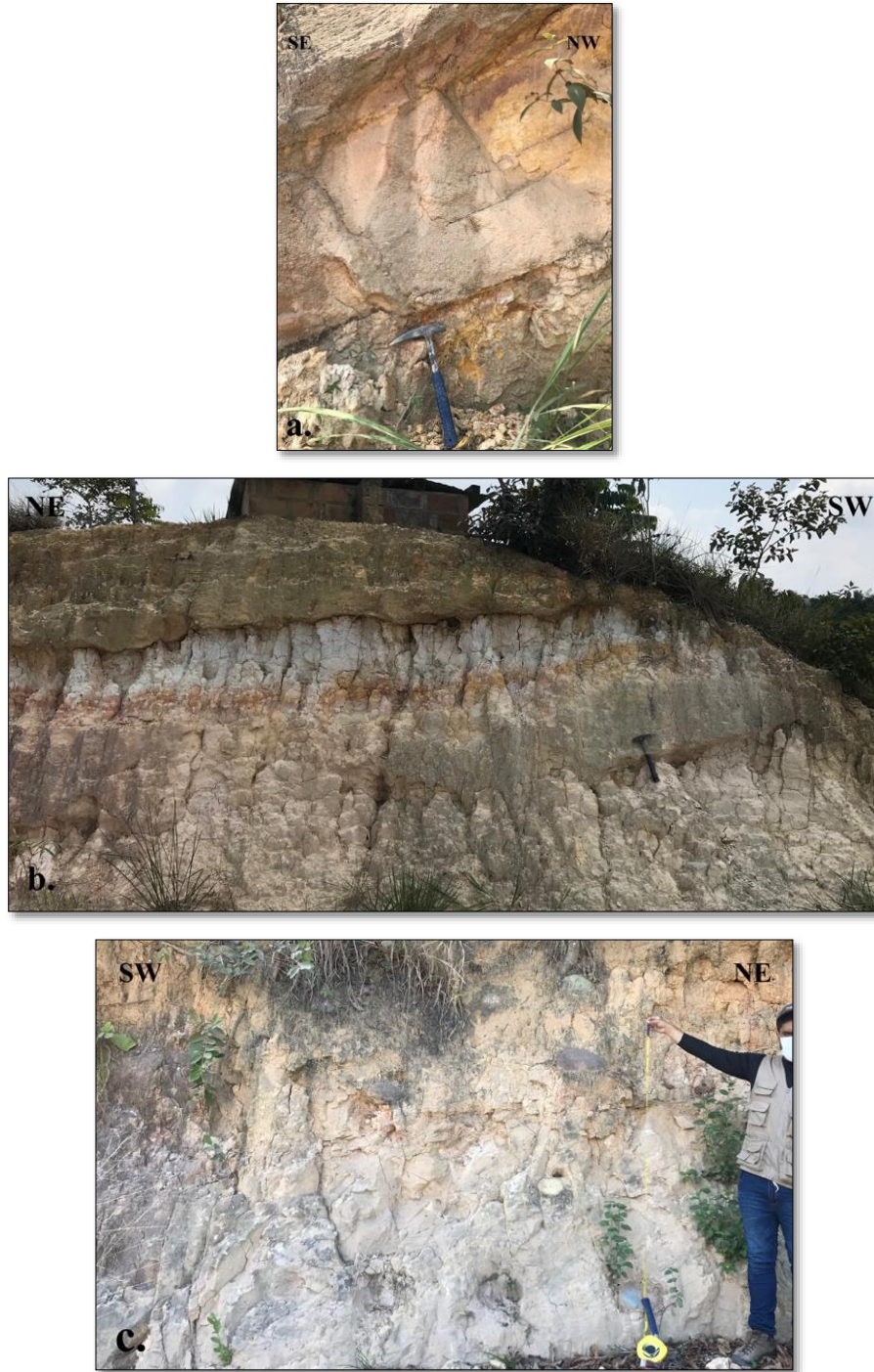


Figura 37. Afloramientos del miembro E. a. Contacto neto entre una arenisca de grano medio con arcillolita gris azulada, estación LB34. b. Intercalación de limolitas arcillosas gris azuladas, un poco rojas, con conglomerados líticos de color blanco. Contactos ondulosos, estación LB37. c. Arenisca de grano medio con abundantes líticos, con gránulos subredondeados de cuarzo, estación LB01.

En cercanías al aeropuerto de Palonegro (estación LB17) y en algunos afloramientos a lo largo de la zona de estudio se identificó la presencia de fracturas verticales y sub-verticales mineralizadas, perpendiculares a los planos de estratificación de las areniscas y conglomerados pertenecientes al Miembro E de la Formación Girón. El relleno mineral se compone de cuarzo cristalizado (cristal de roca) y óxidos de color negro violáceo. Posiblemente puede corresponder a un pulso hidrotermal no cartografiado en este sector, relacionado con aguas meteóricas de baja temperatura.

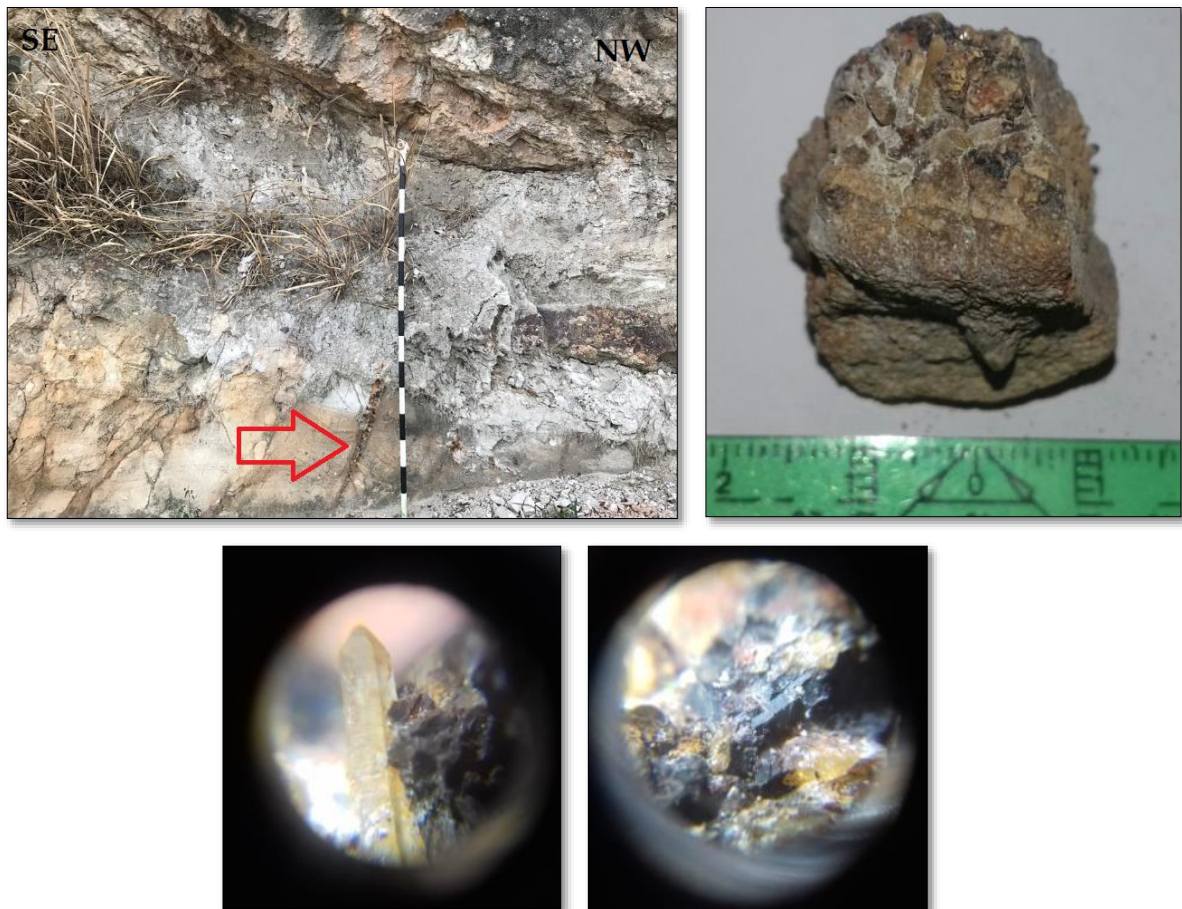


Figura 38. Fracturas de óxido de manganeso y cuarzo. Estación PC12.

• *Miembro F*

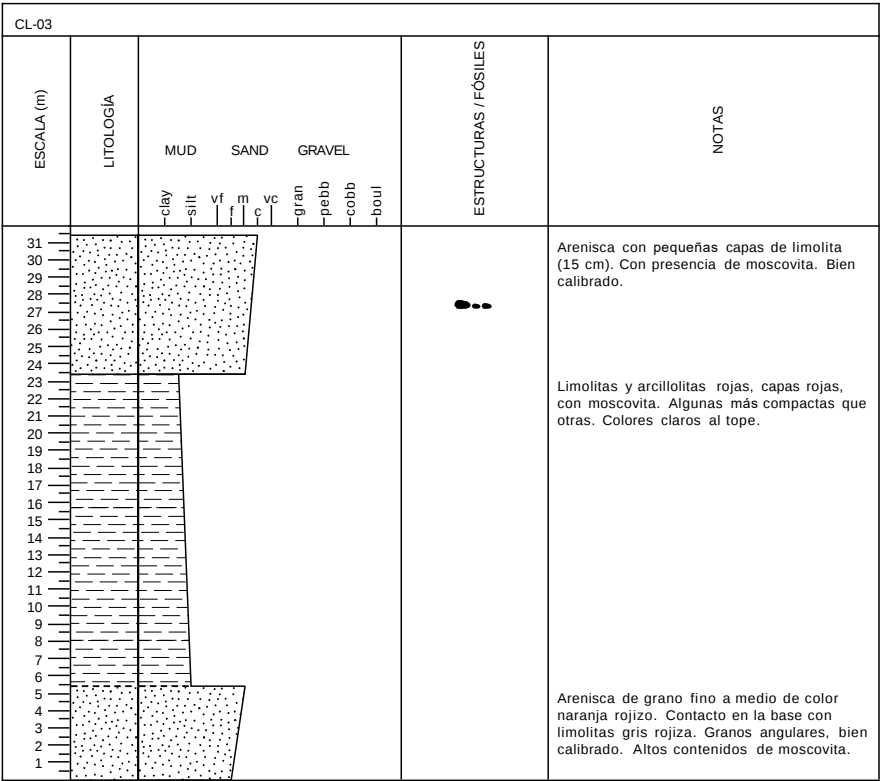


Figura 39. Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas Origen Bogotá, X:1098933, Y=1278626 del miembro F a escala 1:250. Clasificación de rocas según Folk (1974). Estación LB28.

En campo se reconoció el miembro F por presencia en los afloramientos areniscas de grano medio a grueso, intercalando con limolitas y arcillolitas de color rojo con presencia de moscovita. Algunas areniscas conglomeráticas, Los espesores aproximados de capas de areniscas de 3 a 5 m, y capas rojas 5 a 15 m.

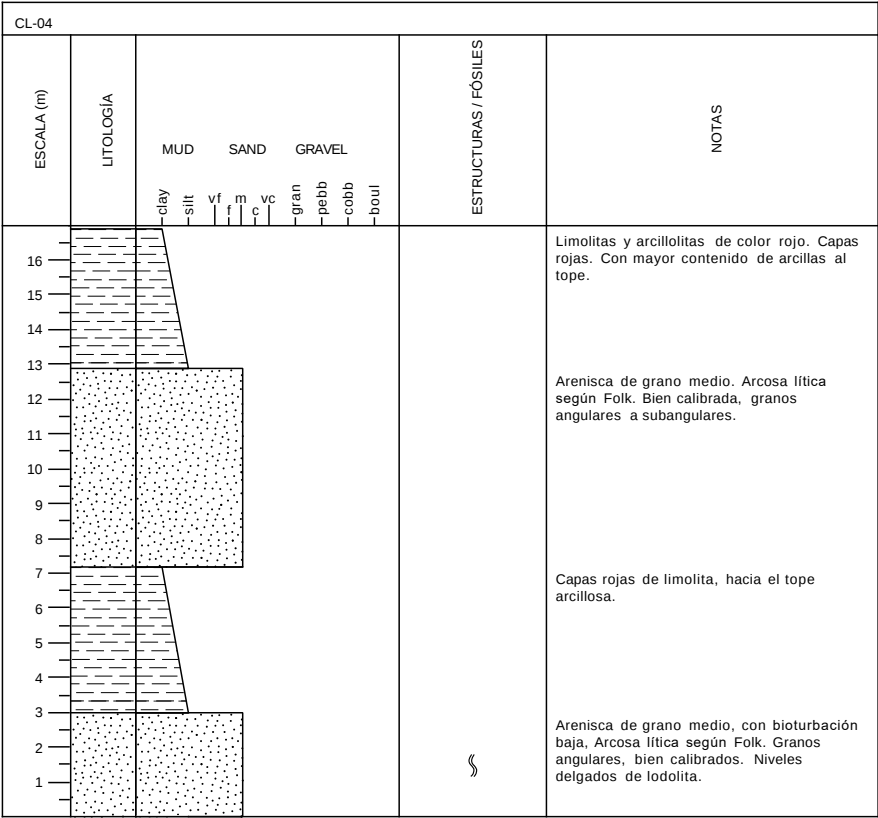


Figura 40. Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas, Origen Bogotá, X:1098869, Y=127560 del miembro F a escala 1:200. Después de la estación Punto Rojo. Clasificación de rocas según Folk (1974).

El miembro F aflora al este y oeste de la zona de estudio, al este de la zona forma parte del flanco este del sinclinal amplio (Figura 42), y al oeste como la charnela de un anticlinal más cerrado (Figura 43).

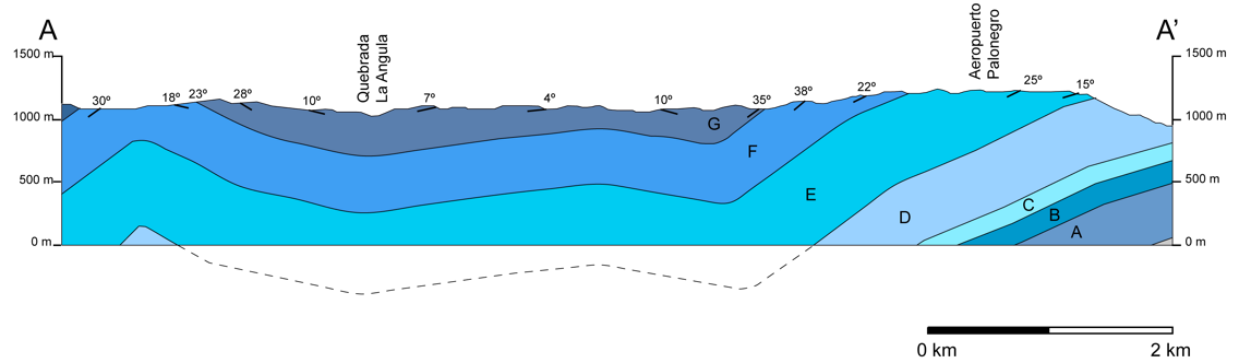


Figura 41. Corte geológico (A-A') de la zona de estudio. Se muestra al miembro F aflorando al este y al oeste.

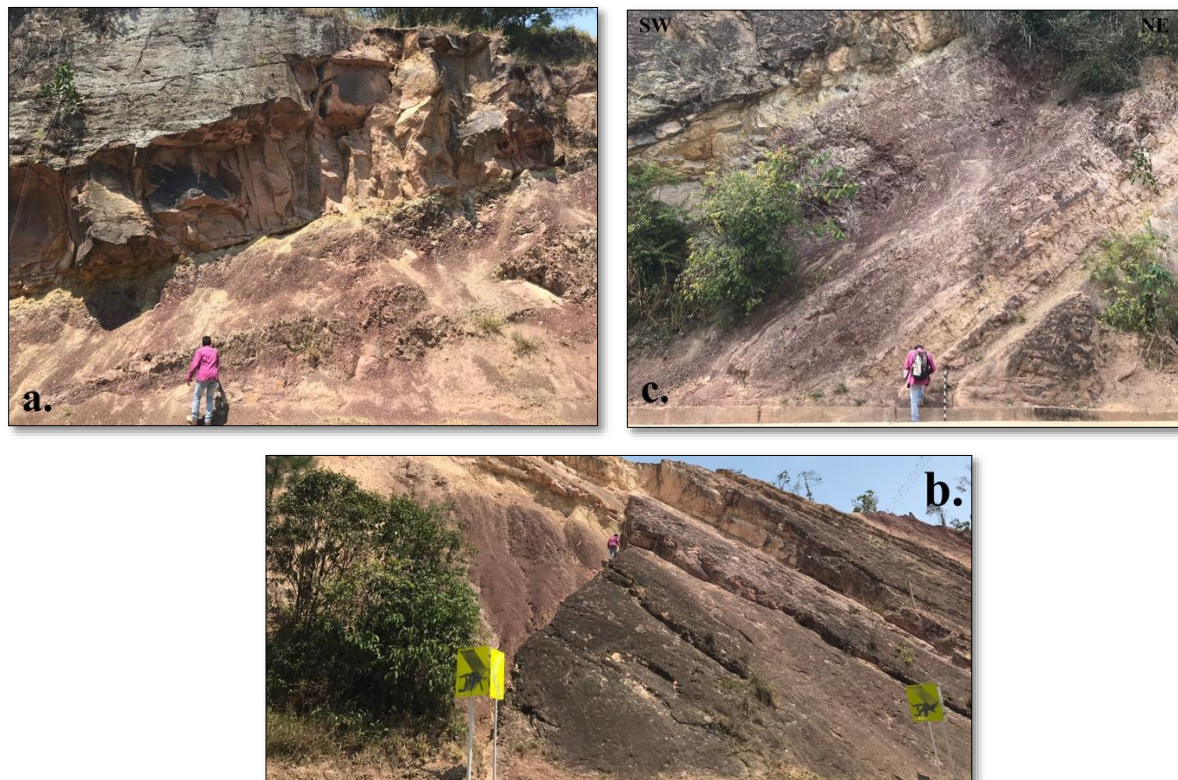


Figura 42. Afloramientos del miembro F al este de la zona de estudio. **a.** Areniscas de grano medio a fino, conglomerático, aproximadamente 5,4 m de espesor, limolitas rojas con moscovita, intercalaciones de areniscas con limolitas gris verdosas, columna Punto Rojo. **b.** Intercalación de areniscas de grano medio (3-5 m de espesor) con limolitas rojas (4 m de espesor), arcillosas al tope, contactos netos, estación LB29. **c.** Intercalación de areniscas de grano medio con limolitas rojas, arcillosas al tope, algunas areniscas son levemente conglomeráticas a la base, estación LB30.



Figura 43. Afloramientos del miembro F al oeste de la zona de estudio. Las capas rojas de limolitas rojas con moscovita predominan, al tope estratos de areniscas de grano fino bien calibradas.

• *Miembro G*

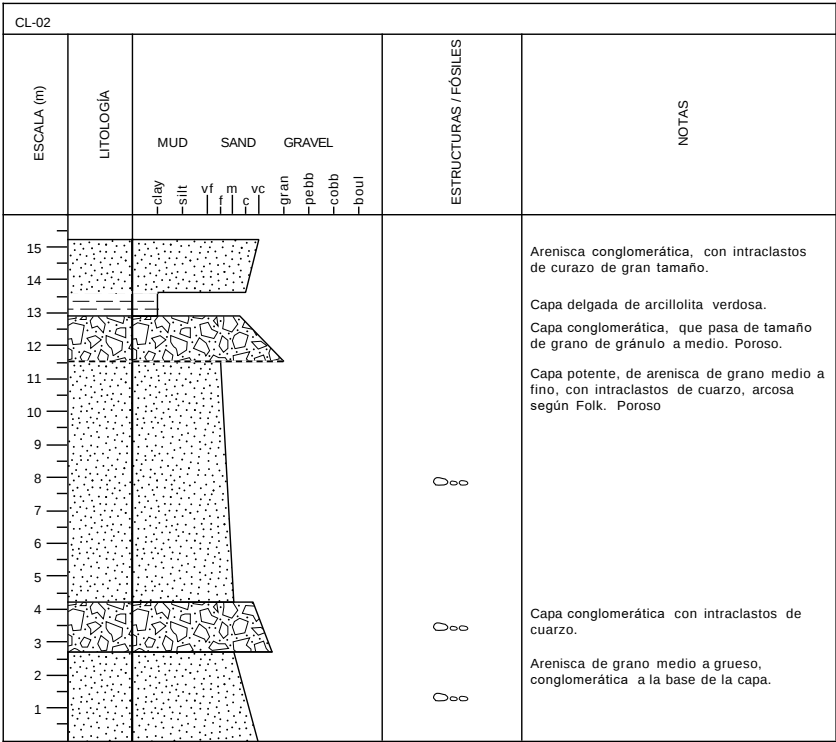


Figura 44. Columna estratigráfica levantada en las coordenadas Magna Sirgas, Origen Bogotá, X:10092155, Y=1279025 del miembro G a escala 1:200. Clasificación según Folk (1974).

En campo se reconoció el miembro G por presencia de areniscas de grano grueso a muy grueso, potentes, con presencia de moscovita, con intraclastos de cuarzo de hasta 4 cm de diámetro, intercalado con niveles conglomeráticos, estratificación cruzada. En las areniscas del sureste de la zona de estudio el tamaño de grano de areniscas disminuye a fino, de colores más amarillentos, con presencia de lentes de lodolita, posiblemente la parte superior del miembro.

Al este de la zona de estudio se presentan areniscas potentes con presencia de moscovita, colores amarillentos a blanco, gris verdosas en algunas zonas, aunque por meteorización varía en colores rojizos a amarillo pardo, intercaladas con conglomerado y algunos niveles de limolita y arcillolita gris verdosas.

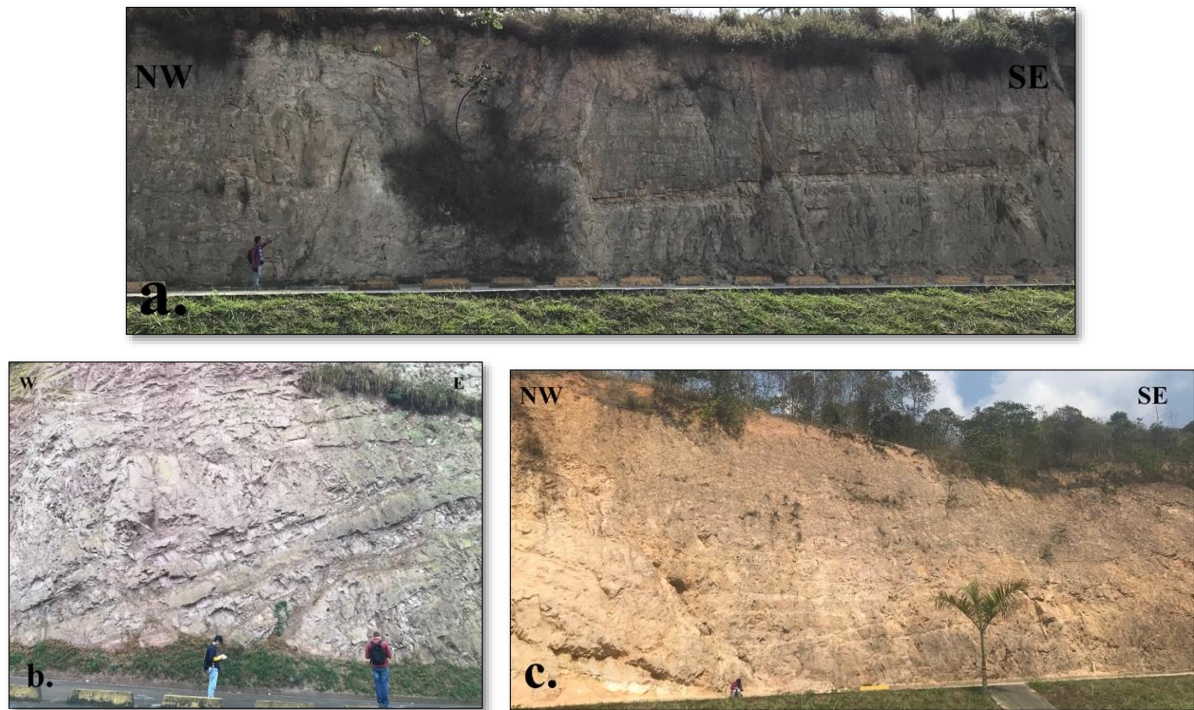


Figura 45. Afloramientos del miembro G al este de la zona de estudio. **a.** bancos de areniscas cuarzosas con moscovita, estación LB48. **b.** Areniscas feldespática de grano medio a fino con laminación plano paralela y estratificación cruzada, con moscovita, con tonalidades gris verdosas, estación LB16. **c.** Areniscas feldespática de grano medio a fino, muy compactas, niveles esporádicos de arcillolita grises azuladas, estación LB46.

Al oeste de la zona de estudio, conglomerados líticos con niveles de areniscas de grano grueso a muy grueso y arcillolitas, intraclastos de cuarzo hasta de 5 cm de diámetro en las areniscas. Los conglomerados presentan alta porosidad secundaria debido a la meteorización química por disolución.

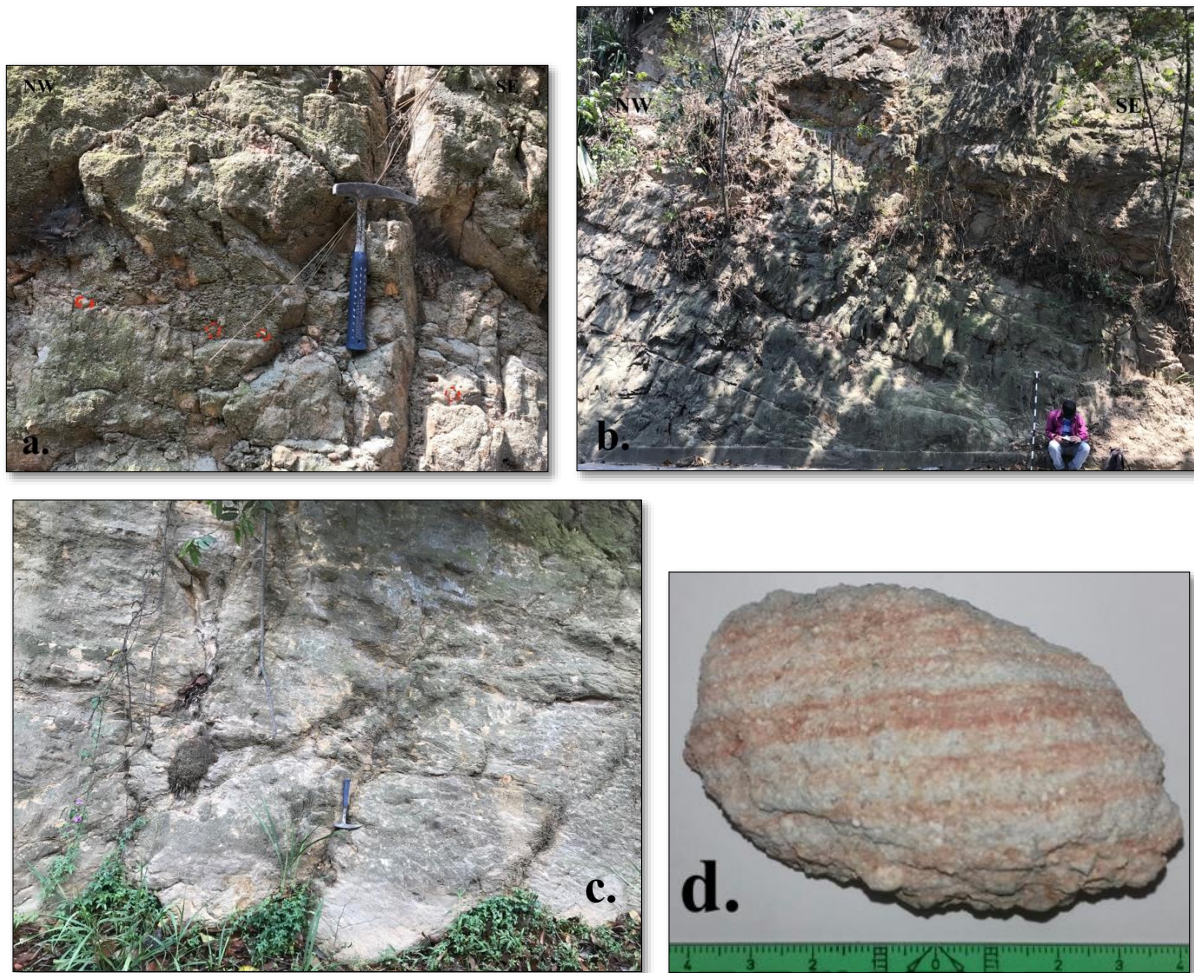


Figura 46. Afloramientos del miembro G al oeste de la zona de estudio. **a.** Afloramiento de conglomerados líticos, muy cuarzosos, con guijos redondeados de hasta 5 cm de diámetro, estación LB43. **b.** Areniscas de grano grueso a muy grueso intercalada con niveles de conglomerados líticos delgados, se identifican algunos lentes delgados (aprox. 15 cm) de arcillolitas, estación LB44. **c.** Conglomerado lítico potente sobre un nivel de lodolita de menor espesor, presenta alta porosidad secundaria por disolución, permeable, como se muestra en **d**, Estación LB17.

Tres muestras fueron recolectadas de la estación LB17 donde se levantó la columna estratigráfica por su interés hidrogeológico del miembro G.



Figura 47. Muestra LB17-01 y LB17-02.

Según la clasificación composicional y textural para areniscas y conglomerados propuesta por Folk (1974), las muestras de la estación LB17 corresponden a: LB17-01) Conglomerado lítico con presencia significativa de gránulos y guijos, presenta mala calibración de las partículas, además en la roca se aprecian las bandas de Liesegang (bandas horizontales de color rojizo) las cuales se forman por reacciones de precipitación química, ésta estructura diagenética es característica de las rocas porosas y permeables debido a la presencia de óxidos de hierro dentro de la composición de roca, LB17-02) Litarenita feldespática de grano grueso, sub-angulares y moderadamente calibrado.



Figura 48. Muestra LB17-03.

Según la clasificación de Folk (1974), para las rocas terrígenas de grano fino basada en el tamaño de grano, la litificación y la fisilidad de la muestra LB17-03 corresponde a una Arcillolita de color gris claro. Las dos muestras (LB17-01 y LB17-02) presentan alta porosidad secundaria producto de los efectos de la meteorización que han causado la disolución de algunas de sus partículas; a nivel de afloramiento también se distingue la porosidad secundaria causada por el fracturamiento de las rocas. Estas rocas tienen una baja compactación que causa la disgregación de sus granos de manera fácil, es conocida por los habitantes de la zona como “maní”. Estos dos tipos de roca junto con niveles esporádicos de arcillolitas constituyen el Miembro G de la Formación Girón, el cual abarca gran parte de la zona del proyecto.

Al norte, presencia de conglomerados líticos y areniscas feldespáticas de grano medio a grueso con intraclastos de cuarzo de gran tamaño (Figura 49).

Se identificaron los miembros superiores E, F y G de la Formación Girón, con una dirección general de rumbo de estratificación norte-sur, pero en la parte norte, con una dirección aproximada este-oeste. El miembro G y el Miembro E con litologías dominantes de arenisca y

conglomerados con porosidad secundaria presentan potencial hidrogeológico, el miembro F dominado por areniscas, limolitas y arcillolitas puede actuar como acuitardo, pero, presenta igualmente porosidad secundaria que mejoraría su porosidad y permeabilidad.

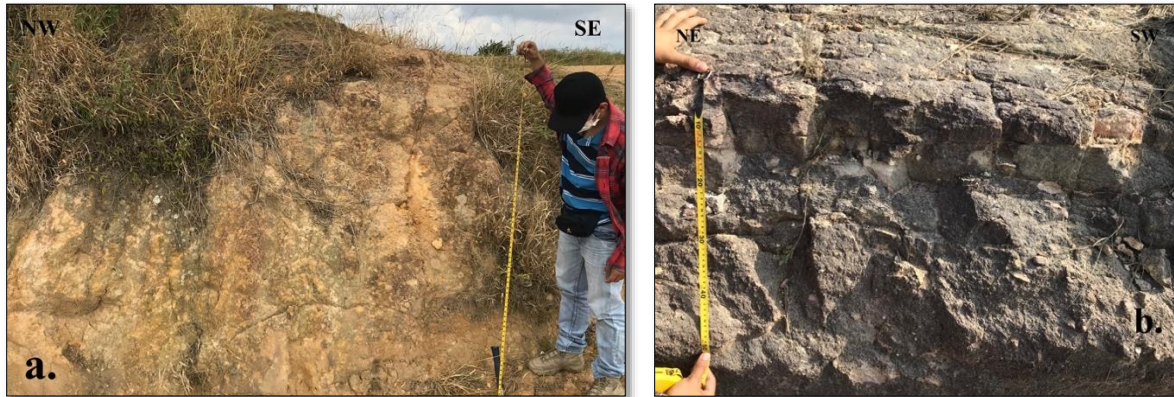
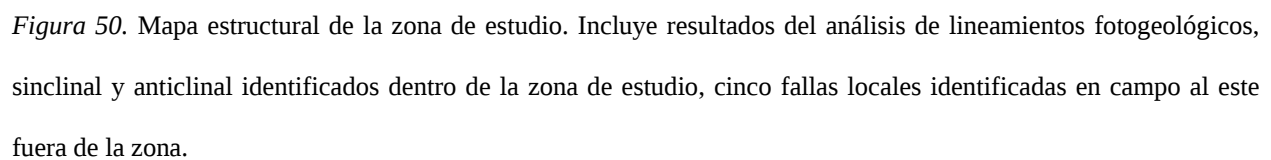


Figura 49. Afloramientos del miembro G al norte de la zona de estudio. **a.** Arenisca feldespática de grano medio a grueso con algunos gránulos de cuarzo angulares, estación LB05. **b.** Conglomerado de feldespato lítico infrayacente a un nivel de arenisca feldespática de grano grueso a medio, estación LB06.

5.2.2. Geología estructural. Debido a esfuerzos a los que han sido sometido los cuerpos rocosos presentes en la zona de estudio, las rocas presentan fracturamiento y plegamiento a escala local, como lo expresan las cinco fallas reconocidas en campo al este y dos pliegues suaves al oeste de la zona, y regional, expresado en el sinclinal suave que atraviesa de norte a sur la zona de estudio. Los dos pliegues, un sinclinal y anticlinal con direcciones aproximadas N30°-45°E, identificados por el buzamiento de capas. Las fallas con direcciones que van de NNE-SSW a ENE-WSW, algunas coincidiendo con los lineamientos de la zona.



Afecta al miembro G en superficie, el afloramiento de areniscas de grano medio a fino, muy compactas, niveles esporádicos de arcillolita grises azuladas. Se evidenció un posible plano de falla en acimut de rumbo $40^{\circ}/52^{\circ}$, las estrías de falla no fueron visibles para determinar el posible movimiento o cinemática de la misma. En la Figura 51 se diferencian dos bloques, el de la

derecha con menor buzamiento aparente que el bloque de la izquierda, posiblemente un movimiento inverso con componente de rumbo dextral, donde el bloque derecho sube con respecto al izquierdo.

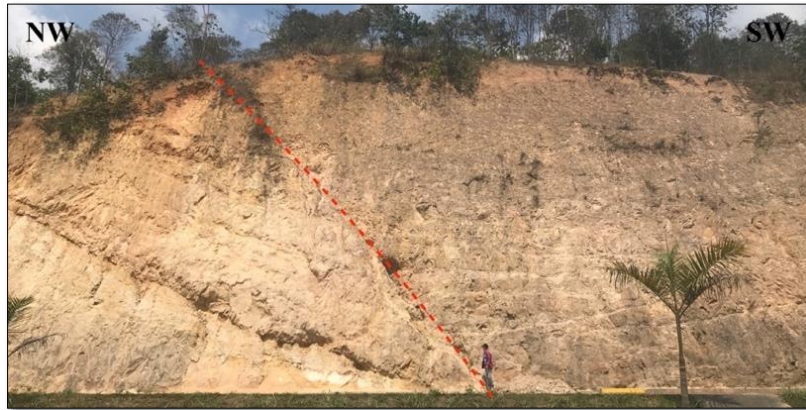


Figura 51. Afloramiento donde se aprecia la Falla 1 afectando las areniscas del miembro G, posible movimiento local tipo inverso, donde el bloque izquierdo cae respecto al derecho. Plano aproximado de falla en acimut $40^{\circ}/52^{\circ}$. Estación LB46.

- *Falla 2*

Se observa la falla 2 afectando rocas del miembro G, areniscas feldespáticas de grano fino a medio con laminación plano paralela y estratificación cruzada, en la vía que conduce del peaje al casco urbano de Lebrija, al margen izquierdo se observa una falla posible normal (Figura 52), el rumbo del plano de falla en acimut de rumbo de 191° aproximadamente. Al margen derecho se observan pliegues parásitos (Figura 52). Las capas en tres partes tienen rumbo y buzamientos diferentes.

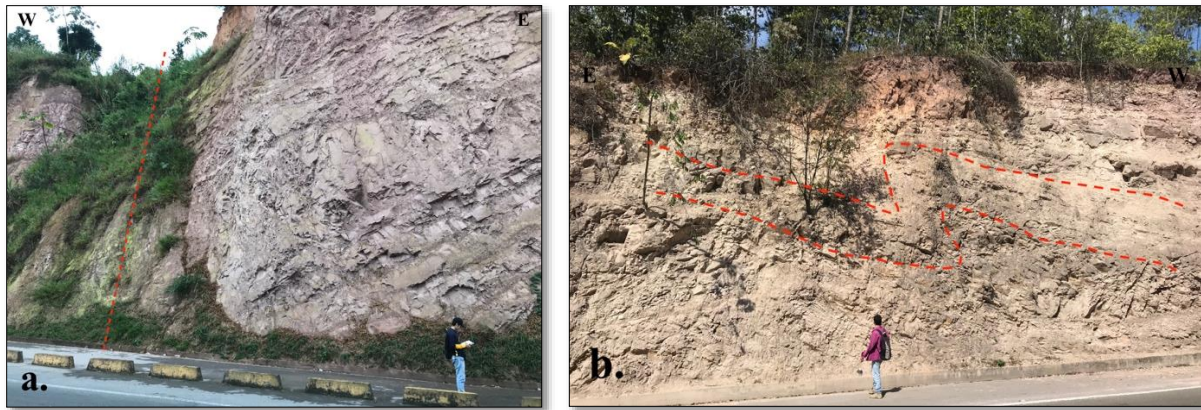


Figura 52. Afloramientos de la Falla 2 afectando areniscas y conglomerados del miembro G, vía del peaje al casco urbano de Lebrija. Se observa en la zona otras fallas menores asociadas, estación LB16. **a.** Zona de falla afectada por caída de roca, altamente fracturado, posible falla normal. **b.** Pliegues parásitos.

En la cartografía realizada el trazo del eje del anticlinal pasa por esta zona, en planchas a escala 1:100 000 también trazan el eje del anticlinal por este sector.

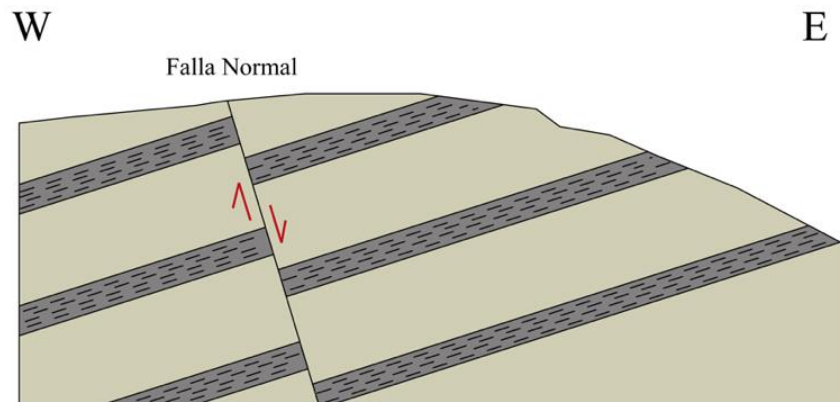


Figura 53. Esquema ilustrativo del afloramiento, se describe un movimiento normal en la zona de falla, estación LB16.

- *Falla 3*

Afloramiento donde se observan dos fallas, una de mayor desplazamiento que la otra, en campo se identificó un posible movimiento normal sinestral deducido a partir de correlación estratigráfica, con un plano de falla aproximado en acimut $252^{\circ}/70^{\circ}$.

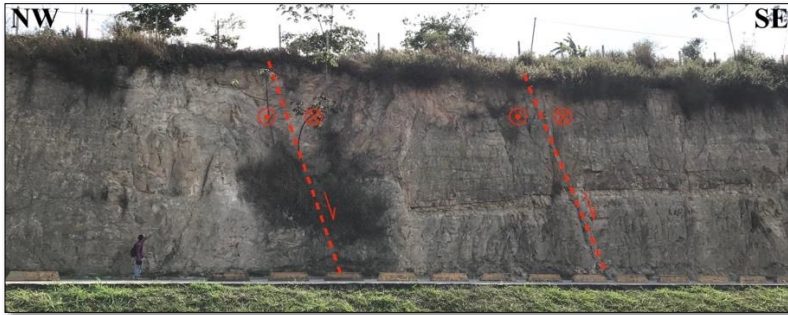


Figura 54. Afloramiento donde se observa la Falla 3 afectando areniscas del miembro G, presentan una posible cinemática de falla tipo normal con componente de rumbo sinestral, estación LB48.

- *Falla 4*

Esta falla se presenta en la vía que del peaje conduce al aeropuerto, afectando al miembro F, se identificó un plano de falla con acimut $285^{\circ}/81^{\circ}$.



Figura 55. Afloramiento donde se observa la Falla 4 afectando areniscas y capas rojas del miembro F. Posible movimiento normal con componente dextral, estación LB29.

Se identificaron estrías de falla con un ángulo de pitch de 8° (Figura 56). Otros indicadores cinemáticos que ayudaran a identificar la cinemática de la falla no fueron hallados. Posiblemente un movimiento normal dextral deducido a partir de correlación estratigráfica, pero no es clara la apreciación.



Figura 56. Plano y estrías de falla halladas en la vía al aeropuerto en el miembro F. Acimut del plano de falla $285^{\circ}/81^{\circ}$ y ángulo de pitch de 8° . Estación LB29.

- *Falla 5*

Afloramiento en la vía que conduce del peaje al aeropuerto, dos fallas normales afectando al miembro F, fueron identificadas por correlación estratigráfica, posible movimiento dextral con plano de falla en acimut de rumbo $270^{\circ}/79^{\circ}$ y ángulo de pitch de 14° . No hay evidencia de otros indicadores cinemáticos.



Figura 57. Afloramiento de la Falla 5 afectando areniscas y capas rojas del miembro F. a. Plano de falla normal izquierda en el afloramiento. b. Plano de falla normal derecho con posible movimiento dextral.

Las dos fallas con ángulos opuestos de buzamiento denotan un graben afectando a los estratos inclinados.

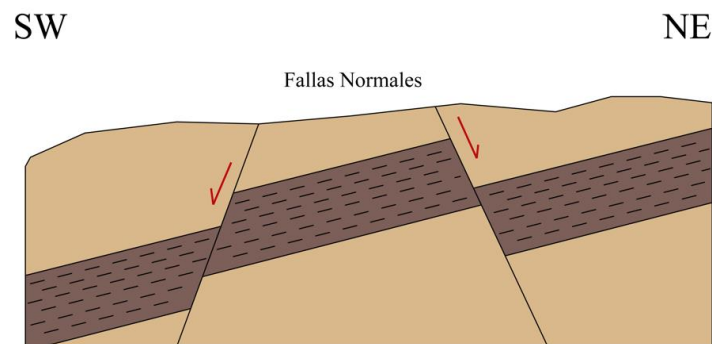


Figura 58. Esquema ilustrativo mostrando el desplazamiento de los estratos del miembro F denotando un movimiento normal, posible dextral, estación LB28.

Estructuralmente se observa un sistema plegado afectado por fallas, su configuración estructural dominante se presenta en dirección aproximada norte-sur, pero lineamientos y fallas identificadas tienen direcciones norte-sur y este-oeste que actuarían como corredores

subterráneos. Se puede inferir corredores subterráneos con direcciones norte-sur y este-oeste. Tanto los lineamientos como las fallas pueden condicionar la infiltración de aguas a profundidad.

La cartografía de los miembros realizada en la zona se correlacionó con la realizada por Osorio (2016) en el Río Lebrija como se muestra en la Figura 59. En el Río Lebrija los buzamientos de los estratos son de mayor inclinación (40° a 50°) hasta el miembro D. Los miembros A hasta C tienen buzamientos menores (5° a 20°) hasta llegar a la falla donde reposa sobre la Formación Bocas.

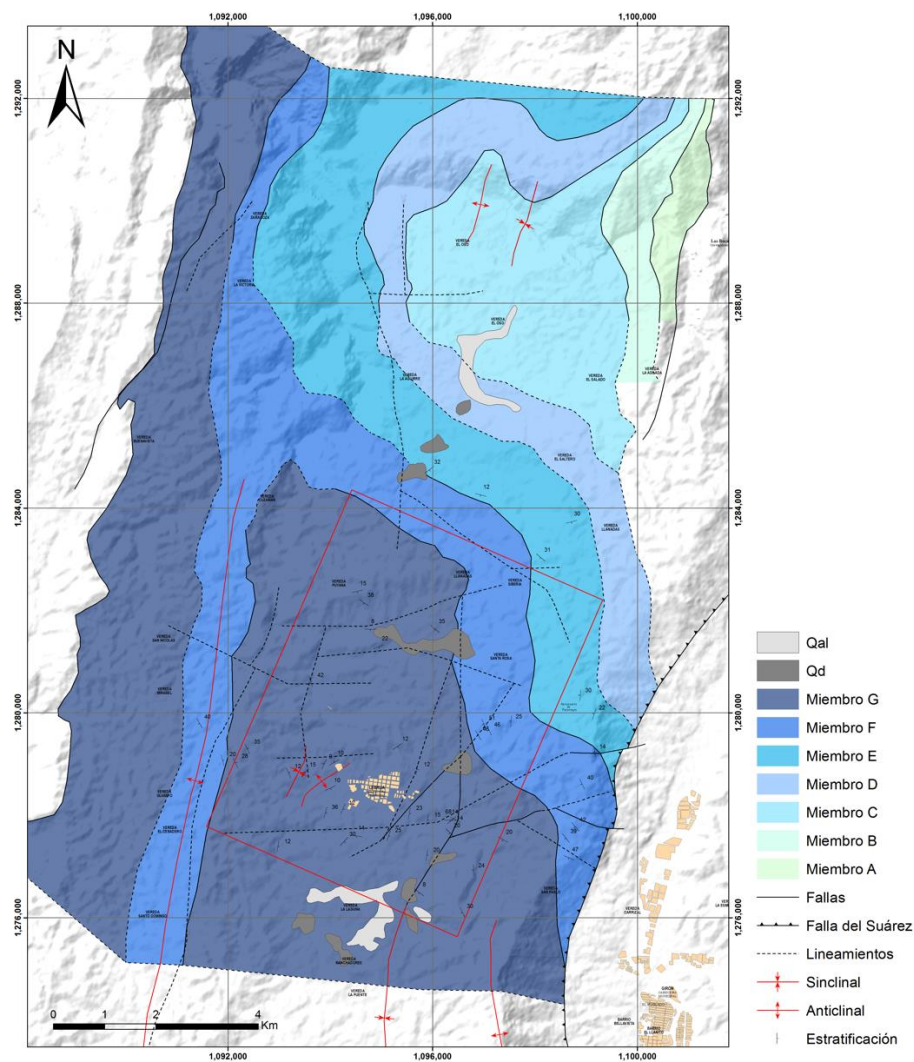


Figura 59. Mapa geológico correlacionado con la cartografía en el Río Lebrija realizada por Osorio (2016).

5.3. Cartografía geomorfológica a escala 1:50 000

Como indica trabajos realizados por SGC y UIS (2014), el territorio colombiano presenta gran diversidad de ambientes geomorfológicos que están asociados a procesos endógenos de formación de relieve y exógenos de modelación, con degradación y agradación de material.

La Cordillera Oriental presenta un estilo tectónico caracterizado por pliegues anticlinales y sinclinales amplios, limitados por fallas inversas y de cabalgamiento, de direcciones NE y NW, con inclinación predominante hacia el oriente (SGC, 2012, p.19). El Departamento de Santander se encuentra ubicado en la geomorfoestructura denominada Sistema Orogénico Andino; y las provincias: Cinturón Orogénico de la Cordillera Oriental y el Valle Intercordillerano del Magdalena. La primera localizada en la región central estructural, limitado al oriente por las fallas Riachuelo y Bucaramanga-Santa Marta y al occidente por la Falla La Salina (SGC y UIS, 2014, p.61). En este contexto regional, la zona de estudio del proyecto se encuentra ubicada en el flanco Occidental de la Cordillera Oriental.

Tabla 6.

Área en metros cuadrados y porcentaje de cada uno de los ambientes y unidades geomorfológicas del Mapa Geomorfológico de Lebrija (Apéndice B).

<i>Unidad</i>	<i>Área (m²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Ambiente</i>	<i>Área (%)</i>
Dldi	44104052.21	49.97	Denudacional	52.53
Dp	2260496.83	2.56		
Fpi	4168045.48	4.72	Fluvial	4.72
Slfe	5288909.65	5.99	Morfoestructural	42.74
Sesbl	7977915.66	9.04		
Ssalc	4893533.01	5.54		
Sssle	19562285.96	22.17		
Total	88255238.81	100.00		100.00

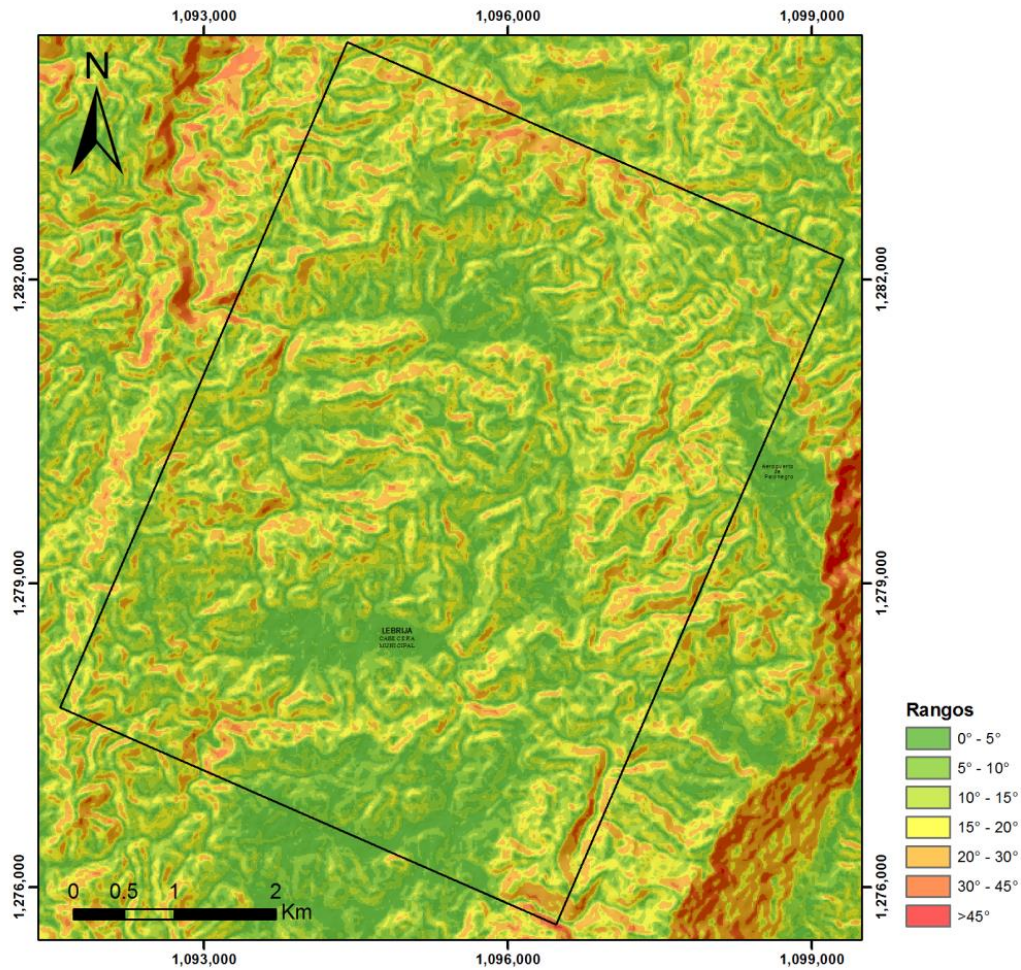


Figura 60. Mapa de pendientes con los respectivos rangos (grados) de inclinación de ladera.

La inclinación de la ladera es uno de los atributos del mapa geomorfológico, se define como el ángulo que forma una ladera o terreno respecto a un plano horizontal. La inclinación de la ladera está relacionada con el tipo de material que conforma la unidad morfológica y con la susceptibilidad de dicha unidad a la formación de movimientos en masa (SGC, 2012).

3.3.1. Geoformas de origen denudacional. Este ambiente morfogenético es el de mayor ocurrencia con un 52.53 % del área total del mapa geomorfológico. En el ambiente denudacional están representadas las expresiones geomorfológicas que corresponden al resultado de procesos

exógenos actuando sobre geoformas preexistentes a través del tiempo geológico. Las geoformas de origen denudacional encontradas fueron: lomeríos disectados y planicie.

- *Lomeríos disectados (Dldi)*

Esta geoforma se presenta como la unidad de mayor extensión, abarcando un porcentaje en área de 49.97 % del total del mapa. Se encuentra como prominencias topográficas de morfología alomada con cimas redondeadas y amplias, de laderas cortas a moderadamente largas de forma rectas, cóncavas y convexas, con pendientes muy inclinadas a muy abruptas, con índice de relieve bajo. Los procesos de denudación intensos sobre las rocas Jurásicas de la Formación Girón generan valles en U con fondos redondeados o planos y laderas con moderada disección.



Figura 61. Panorámica donde se observa la unidad lomeríos disectados cerca al casco urbano de Lebrija. Al fondo se observa la geoforma ladera estructural de sierra sinclinal.

En las veredas Llanadas, Siberia, Cuzaman, La Laguna y alrededor del casco urbano se puede apreciar esta geoforma. Toda esta zona se caracteriza por tener un patrón de drenaje

subdendrítico y un grado de disección bajo a medio de las laderas; sin embargo, se genera un alto grado de disección de las laderas en la vereda Cuzaman en el sector de la quebrada La Angula.

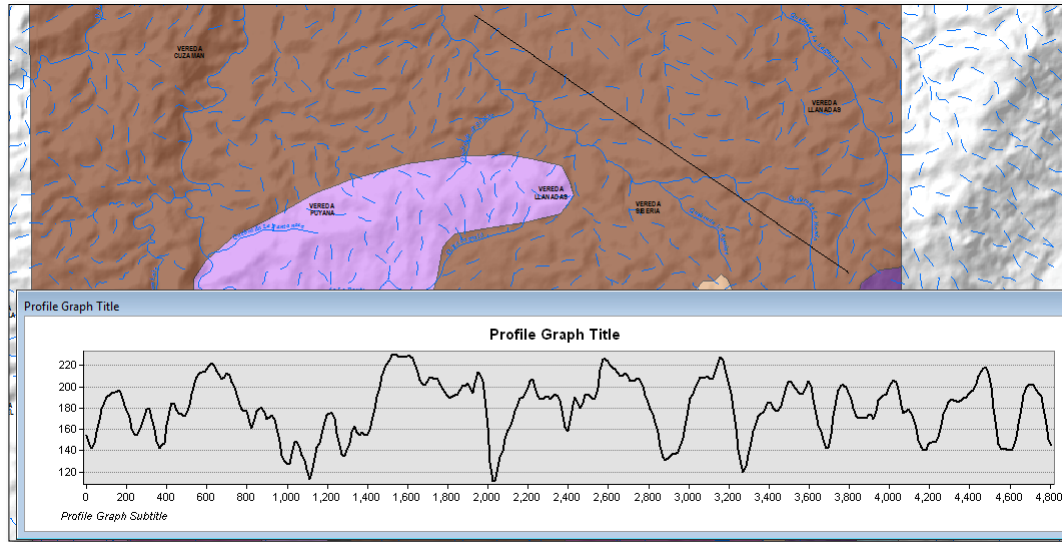


Figura 62. Perfil topográfico generalizado en las veredas Siberia y Llanadas mostrando el aspecto de la unidad Lomeríos disectados (Dldi). El índice de relieve relativo no supera los 150 m. Perfil realizado en el software ArcGIS.

- *Planicie (Dp)*

Esta geoforma se presenta en una porción de terreno extensa, plana, no confinada, de posición baja y pendiente plana a suave, menor a 5°. Esta unidad representa un área de 2.56 % del total del mapa y se aprecia únicamente en el aeropuerto de Palonegro de Bucaramanga, construido sobre rocas de la Formación Girón (miembro E).

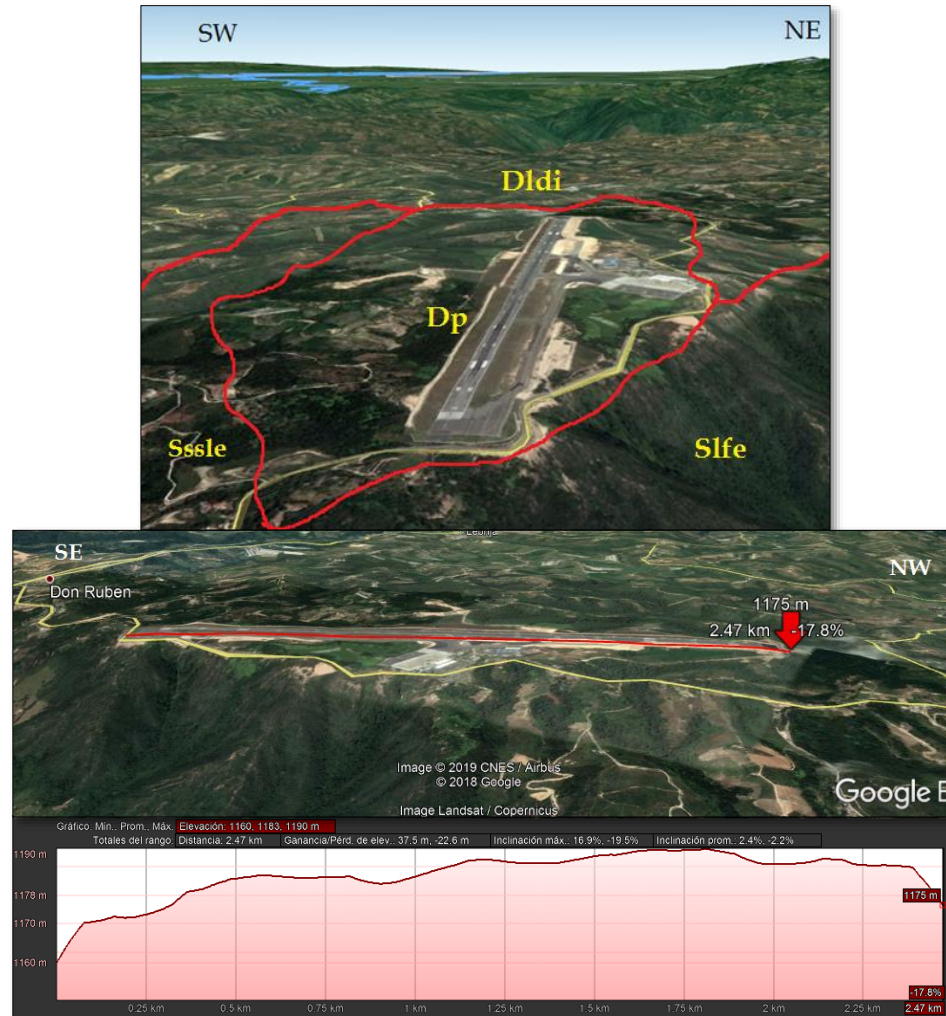


Figura 63. Imagen tomada de Google Earth donde se aprecia la unidad planicie, sobre ella se encuentra ubicado el aeropuerto de Palonegro en la vereda Carrizal. A) Planicie limitada a la derecha por la unidad Slfe, en la izquierda por la unidad Ssse y en la parte superior por Dldi. B) Perfil general de la unidad Planicie realizado en Google Earth.

5.3.2. Geoformas de origen fluvial. Este ambiente morfogenético abarca un 4.72 % del área total del mapa. Las geoformas de origen fluvial están asociadas principalmente por el efecto de sedimentación de las corrientes de agua de los ríos. Estas geoformas se encuentran en el sector

suroriental del área del mapa y relacionada con la acumulación de sedimentos del río de Oro. La geoforma de origen fluvial encontrada fue: Plano o llanura de inundación.

- *Plano o llanura de inundación (Fpi)*

La unidad llanura de inundación representa un 4.72 % del área total del mapa y es la única geoforma de origen fluvial presente en la zona. Esta geoforma se caracteriza por su morfología plana, baja a ondulada, eventualmente inundable. Se localiza bordeando los cauces fluviales, donde es limitado localmente por escarpes de terraza. Incluye los planos fluviales menores en formas de “U” o “V”, al igual que a los conos coluviales menores de los flancos de los valles intramontanos.

Esta unidad está ubicada en el municipio de Girón y se encuentra limitada al oeste por la unidad Escarpe de línea de falla (Slfe), en ella los patrones de drenaje son subparalelos y subdentríticos convergiendo todos al cauce principal del río de Oro. Su depósito está constituido por sedimentos finos, originados durante eventos de inundación fluvial.



Figura 64. Imagen satelital tomada de Google Earth donde se observa la unidad llanura de inundación. La línea de color rojo marca su límite con la unidad Slfe.

5.3.3. Geoformas de origen morfoestructural. Es el segundo ambiente más representativo es el ambiente estructural, abarcando un porcentaje en área del 42.74 % del total del mapa. Su expresión morfológica está definida por la litología y la disposición estructural de las rocas aflorantes de la Formación Girón. Como evidencia de los procesos de deformación dúctil se definen algunos sinclinales y anticlinales en el mapa, y como procesos de deformación frágil se definen fallas de tipo inverso y normal con componentes de rumbo en el área de estudio, evidenciado también por el alto grado de fracturamiento en las rocas. Las geoformas de origen estructural encontradas fueron: escarpe de línea de falla, espolón bajo de longitud larga, ladera de contrapendiente sierra anticlinal y ladera estructural de sierra sinclinal.

- *Escarpe de línea de falla (Slfe)*

La geoforma escarpe de línea de falla representa un 5.99 % del área total del mapa. Esta geoforma se define como un plano vertical a subvertical corto a muy corto, convexo de pendiente abrupta. Su origen se relaciona a las superficies definidas por el truncamiento de estructuras topográficas y geológicas afectadas por procesos de erosión acentuada y por el desplazamiento vertical y/o horizontal de bloques fallados.

La expresión de esta geoforma se puede apreciar paralelo al trazo principal de la falla del Suarez. El escarpe generado por la falla está asociado a depósitos de terrazas aluviales del río de Oro y este lineamiento es quien controla el cauce del río. El escarpe generado por el bloque levantado (donde se ubica el municipio de Lebrija y el aeropuerto de Palonegro) es de longitud corta, pero de gran extensión. Sobre la geoforma corren tributarios de las quebradas La Honda, Carrizal, La Quinta, El Canelo, La Esperanza, Los Monos, El Salado y Quin Quin.



Figura 65. Imagen satelital extraída de Google Earth donde se observa el escarpe de línea de falla (Slfe) delimitada por las líneas rojas. La captura de la imagen se realizó con una exageración de la elevación de 3.

- *Espolón bajo de longitud larga (Sesbl)*

Esta geoforma abarca el 9.04 % del área total del mapa geomorfológico y se identifican con las siguientes características, salientes de morfología alomada, dispuestas perpendicularmente a la tendencia estructural general de la región (norte - sur), desarrollados sobre rocas sedimentarias de la Formación Girón y limitado por drenajes subparalelos (quebrada La Pantanera, Las Animas. de Maldonado y El Pescado). Con laderas de longitudes cortas, con pendientes que se ven reducidas por intensos procesos denudativos. Los cinco espolones identificados en el área se describen también por un relieve relativo menor que 250 m y la longitud del eje principal de cada espolón es mayor que 1000 m, el primero ubicado más al norte de la zona con una longitud aproximada de 4 Km y los otros 4 con una longitud promedio de 1.5 Km.



Figura 68. Panorámicas donde se observa la unidad espolones bajos de longitud larga (Sesbl). **a.** Desde la zona norte hacia el sur el espolón de mayor longitud. **b.** Espolones de longitud un poco más corta que el espolón al norte se ubican al norte del casco urbano.

- *Ladera de contrapendiente sierra anticlinal (Ssalc)*

La geoforma “Ssalc” representa un porcentaje en área de 5.54 % del total del mapa geomorfológico. Se encuentra como una superficie de pendiente suave, de forma irregular, generada por estratos dispuestos en contra de la pendiente del terreno, desarrollada en la ladera estructural de un anticlinal debido a la acción de procesos de erosión y meteorización que moldearon la estructura original.

- *Ladera estructural de sierra sinclinal (Sssle)*

Esta geoforma se presenta como la unidad más representativa del ambiente estructural, abarcando un porcentaje en área de 22.17 % del total del mapa. Las dos laderas son superficies

definidas por estratos inclinados a favor de la pendiente del terreno, la artesa original ha sido modelada por procesos denudativos generando morfologías colinadas y alomadas. Las laderas estructurales están limitadas al este por la unidad escarpe de línea de falla (Slfe) y al oeste por la unidad Ladera de contrapendiente sierra anticlinal (Ssalc). La geoforma fue definida con fotointerpretación y luego corroborada con los datos estructurales obtenidos en campo.

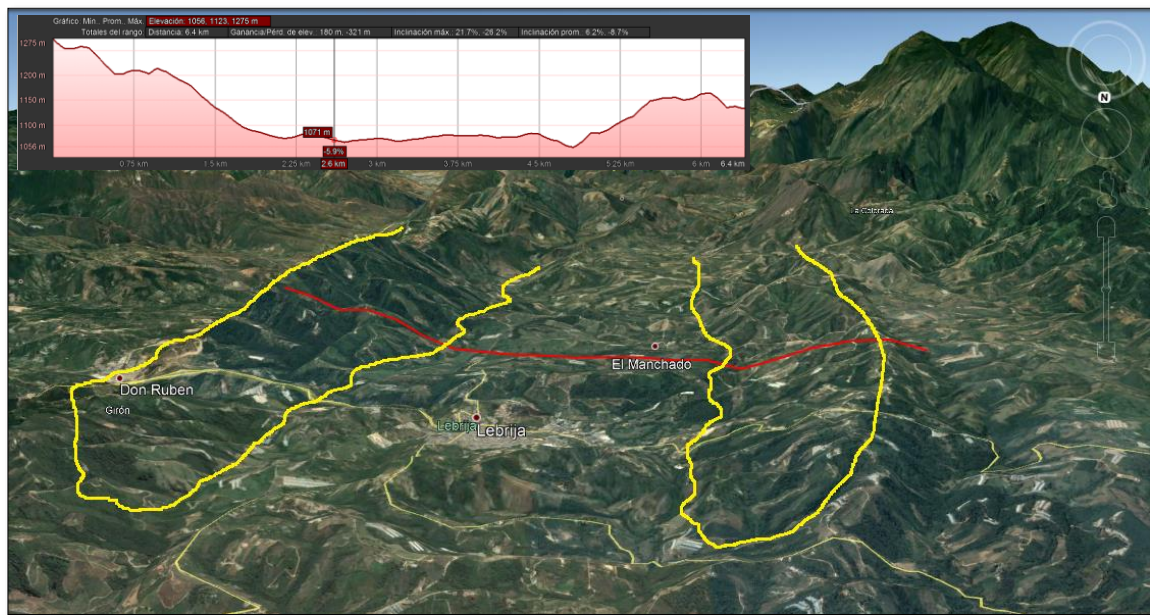


Figura 69. Imagen satelital extraída de Google Earth donde se observan las laderas estructurales de sierra sinclinal (Sssle) delimitadas por las líneas amarillas. En rojo se muestra un perfil general en dirección E-W. La captura de la imagen se realizó en dirección sur con una exageración de la elevación de 3.

Geoformas denudacionales favorecen la infiltración y acumulación de aguas y las geoformas morfoestructurales favorecen en mayor proporción la escorrentía que la infiltración, estas geoformas pueden condicionar también la dirección de flujo de las aguas subterráneas.

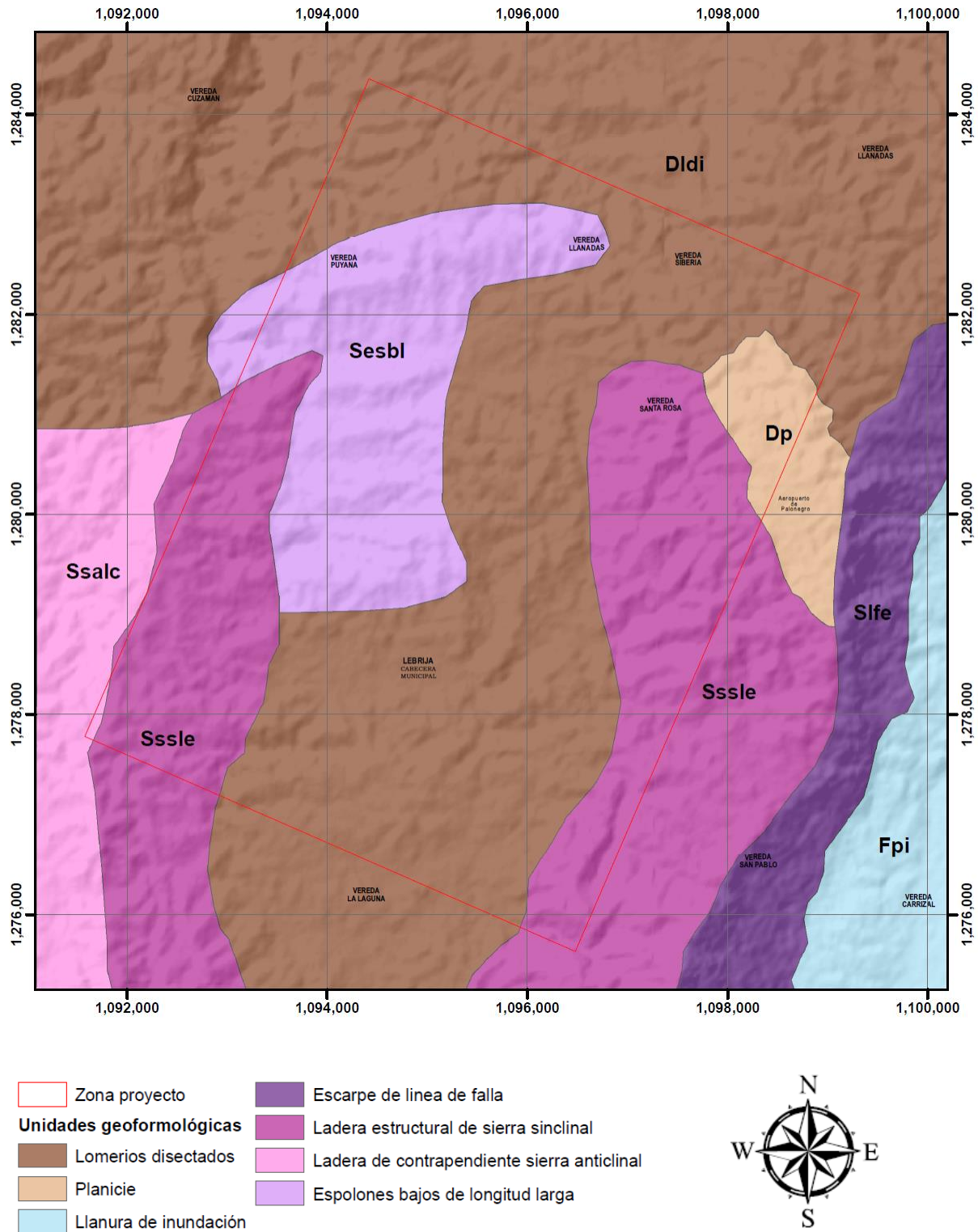


Figura 70. Mapa de unidades geomorfológicas escala 1:50 000.

5.4. Análisis Estereográfico de diaclasas

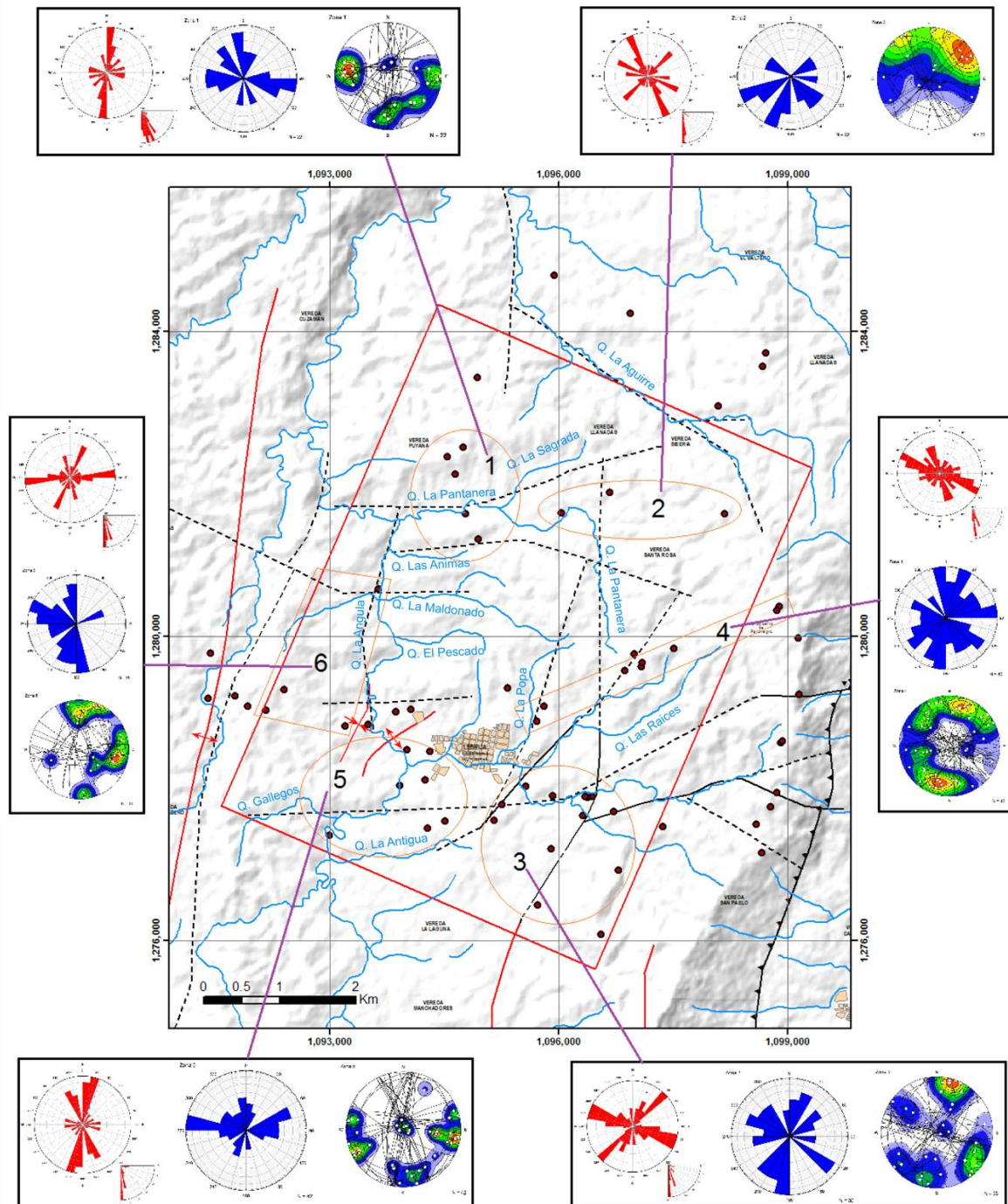


Figura 71. Mapa geológico con diagrama de rosas, direcciones de buzamiento de las fracturas, diagrama de polos y de contornos.

Las diaclasas son estructuras que rompen la integridad de la masa rocosa y como tal tienen una influencia importante en propiedades tales como la deformación en cizalla y la permeabilidad. (Lisle y Leyshon, 2004). Estas propiedades probablemente varían en las diferentes direcciones de las rocas dependiendo del número y la orientación de las familias o juegos de diaclasas presentes.

Con base a los conceptos de proyecciones estereográficas se analizó la relación espacial de las diaclasas con las estructuras presentes en la zona de estudio. Se realizaron tres diagramas para el análisis, diagrama de rosetas (en rojo, y a su derecha un gráfico que muestra la distribución total de los ángulos de buzamientos), diagrama con las direcciones azimutales de buzamiento de las diaclasas (en azul), y el diagrama de densidad de polos y de contornos.

- *Zona 1*

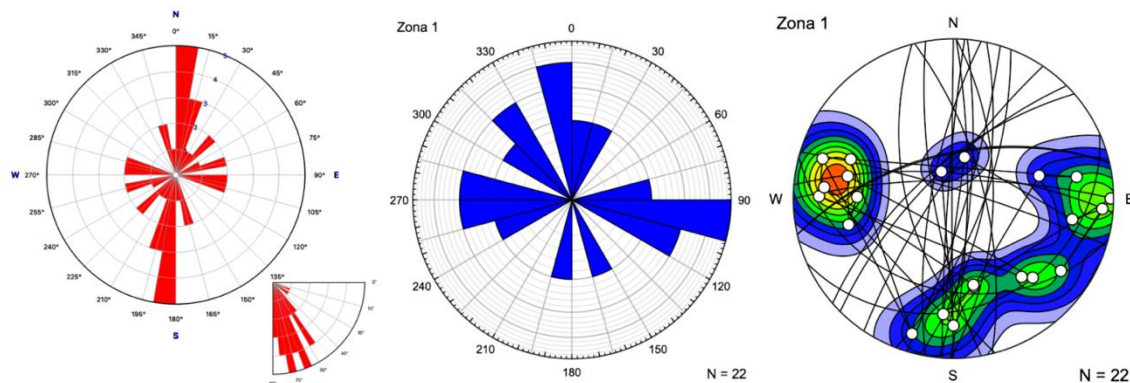


Figura 72. Diagramas de la zona 1.

En esta zona se procesaron un total de 22 datos de planos de diaclasas. La dirección predominante del fracturamiento es N-S con valores de orientación entre 0° y 20° que concuerda con la orientación del lineamiento ubicado al oeste cerca de la zona 1. También existe una tendencia de fracturamiento en dirección E-W relacionado con los dos lineamientos que pasan

por la zona en la misma orientación, que concuerda con el trazo de las quebradas La Pantanera y Las Animas. Con el diagrama de polos y contornos se pudo diferenciar cinco juegos o familias de diaclasas, la más representativa con vergencia al oeste, le siguen las familias con planos de vergencia al este, al sur, al sureste y al norte, siendo esta última la de menor frecuencia y con los valores más bajos en los ángulos de buzamiento.

- *Zona 2*

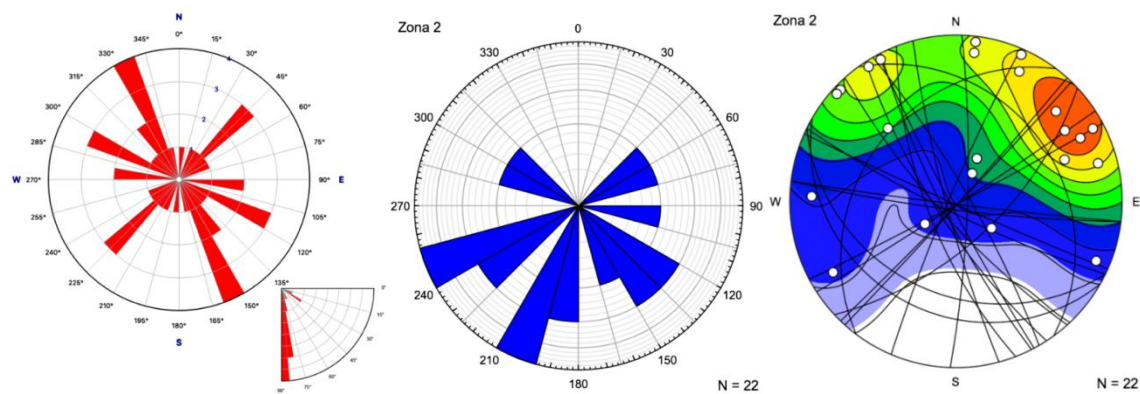


Figura 73. Diagramas de la zona 2.

La zona 2 presenta 3 direcciones principales de fracturamiento, resultado obtenido con la medición de 22 planos de fractura. La primera y más representativa con tendencia NW-SE con valores entre 150° y 160° influenciado por el lineamiento N-S presente en la zona, que determina a su vez el trazo de la quebrada La Pantanera en este sector. La segunda también con tendencia NW-SE con valores de orientación entre 110° y 120° . La tercera tiene una dirección de fracturamiento NE-SW relacionada con el lineamiento que tiene la misma orientación ubicado al norte cerca de la zona 2. La distribución total de los ángulos de buzamiento muestra una

tendencia entre los 75° y 90° . La vergencia dominante de los planos de fracturas es hacia el NE con ángulos altos de inclinación.

- *Zona 3*

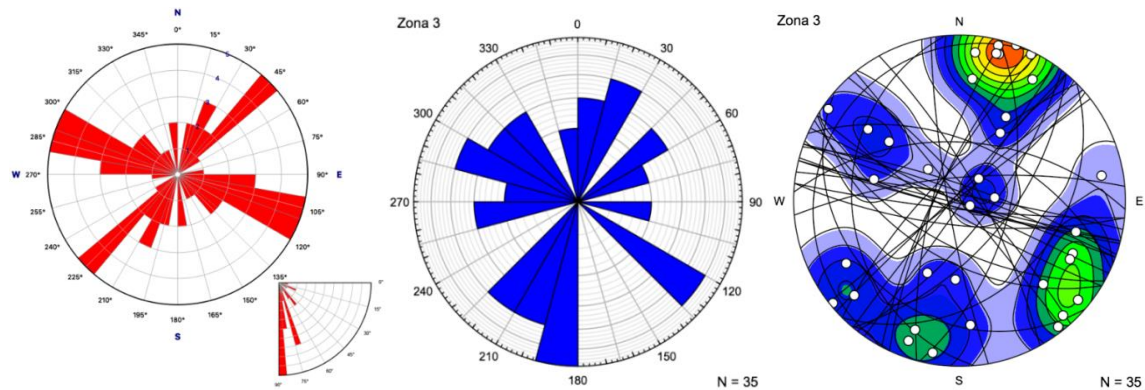


Figura 74. Diagramas de la zona 3.

Esta zona fue caracterizada con el análisis de 35 datos de planos de fracturas. Existen dos orientaciones principales de fracturamiento, la primera con orientación NE-SW con valores entre 50° y 60° , influenciado por un lineamiento y tres fallas presentes en la zona con dirección similar. La segunda orientación dominante tiene tendencia NW-SE con valores entre 100° y 120° , esta dirección concuerda con el trazo de la quebrada Los Baquiros. La vergencia dominante de los planos de fracturas es hacia el NE y el SE.

- *Zona 4*

Soportado con la medición de 46 datos de fracturas se identificaron dos principales familias de diaclasas, ambas con dirección predominante de rumbo NW-SE con rangos entre 100° - 120° y 150° - 170° con vergencia hacia el NE y el SW. Con menor frecuencia existen fracturas con

orientación NE-SW influenciadas por los lineamientos presentes en la zona 4 que tienen la misma dirección, que a su vez concuerdan con el trazo de la quebrada Los Guayabos.

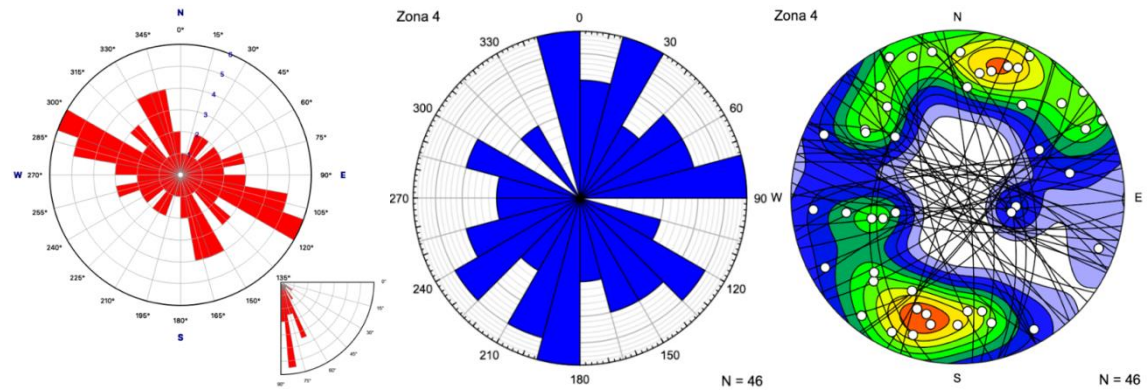


Figura 75. Diagramas de la zona 4.

- Zona 5

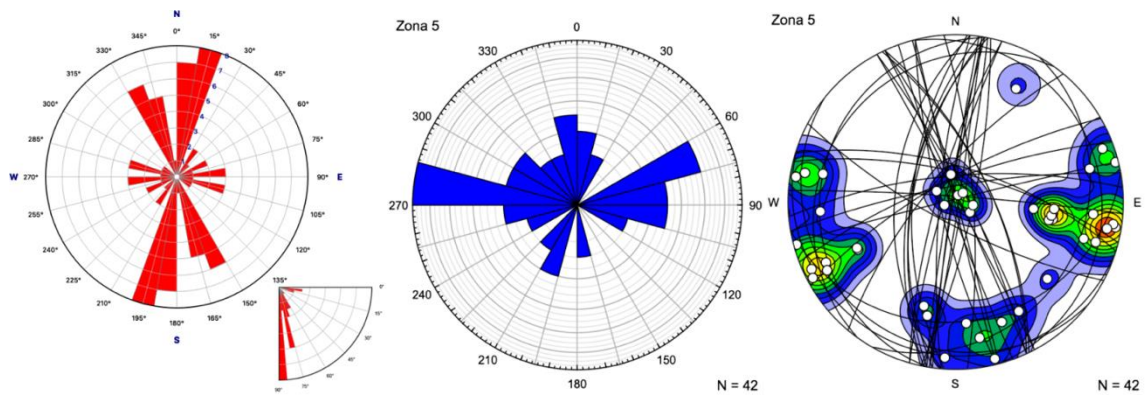


Figura 76. Diagramas de la zona 5.

En esta zona se procesaron un total de 42 datos de planos de diaclasas. La dirección predominante del fracturamiento es NE-SW con valores de orientación entre 0° y 20° que concuerda con la orientación del lineamiento y la falla ubicada al este de la zona 5. Esta tendencia en la orientación también puede estar relacionada a fracturas longitudinales (de tensión) asociadas a la estructura anticlinal presente en el área, y coincide con el trazo de la quebrada La Angula. Otra tendencia significativa es en sentido NW-SE con valores entre 150° y 170° . La distribución total de los ángulos de buzamiento muestra una tendencia entre los 75° y 90° , sin embargo, existen planos de fracturas con ángulos menores a 15° . Según el diagrama de polos y contornos se observaron tres orientaciones principales en la vergencia de los planos de fractura, que de mayor a menor dominio son al este, al oeste y al sur.

- *Zona 6*

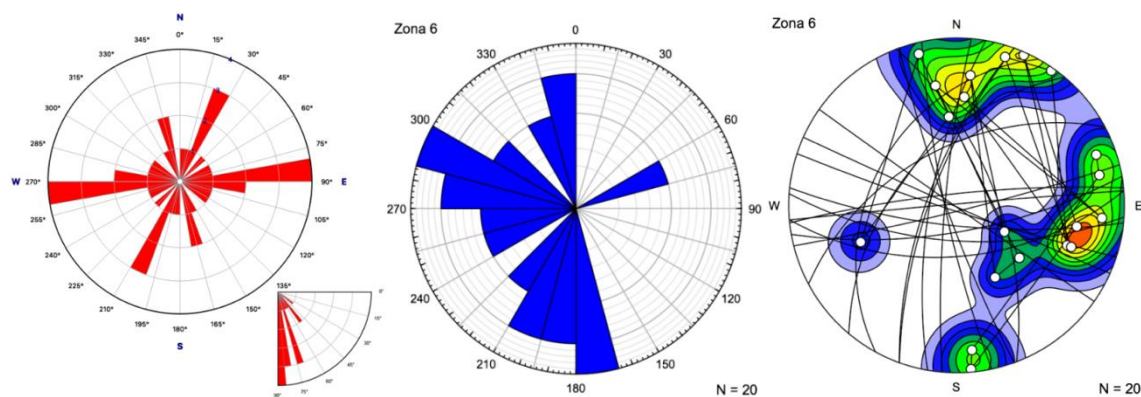


Figura 77. Diagramas de la zona 6.

La zona 6 presenta tres orientaciones principales de fracturamiento, la más representativa está en dirección E-W con valores entre 80° y 90° influenciado por los dos lineamientos existentes en la misma dirección. Otra tendencia significativa ocurre en dirección NE-SW con valores entre 20°

y 30° relacionado con la parte norte del lineamiento presente en la zona 6 con dirección NE, que además coincide con el trazo de la quebrada La Angula. La tercera dirección es NW-SE con valores entre 160° y 170° relacionado con la parte sur del lineamiento presente en la zona 6 con dirección NW. La vergencia dominante de los planos de fracturas es hacia el este, sin embargo, con un menor dominio existen planos con vergencia hacia norte y al sur.

Se procesaron la totalidad de los datos (187) con el fin de observar el rumbo predominante de los planos de diaclasas y su inclinación en toda el área de estudio.

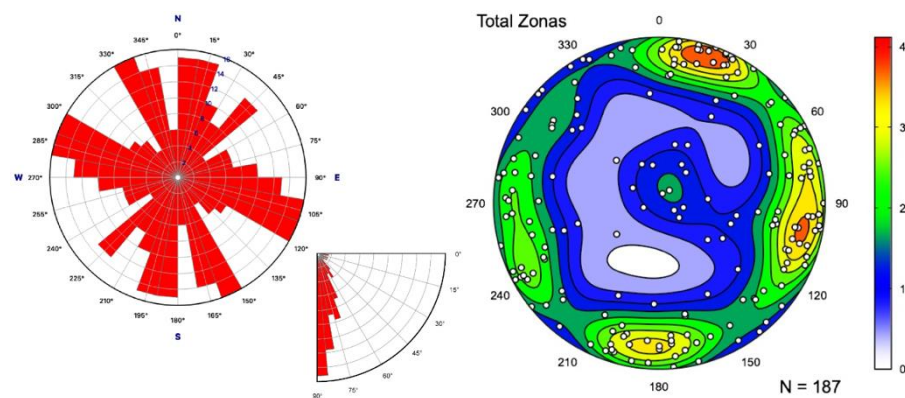


Figura 78. Diagramas de la totalidad de datos recolectados en la zona de estudio.

En general el área de estudio se caracteriza por presentar cuatro direcciones dominantes de fracturamiento, de mayor a menor influencia son: 1) NW-SE con valores entre 100° y 120° , 2) NW-SE con valores entre 150° y 170° , 3) NE-SW con valores entre 0° y 20° , 4) NE-SW con valores entre 40° y 50° . El diagrama de densidad de contornos muestra 4 direcciones preferenciales en la inclinación de los planos de fractura, hacia el norte, al este, al sur y hacia el oeste.

Las dos direcciones principales de las diaclasas tienen relación con lineamientos y fallas identificados, donde mejora la infiltración de aguas a profundidad, mejorando su capacidad de infiltración y flujo de la misma.

5.5. Densidad e intensidad de fracturamiento

Para realizar el análisis del fracturamiento se hizo una clasificación mediante el método de la ventana de muestreo circular para determinar los parámetros de intensidad (I), densidad (D) y longitud promedio (L) de fracturas en cada uno de los afloramientos abarcados dentro de la zona de estudio.

Para determinar los rangos de clasificación de los datos de intensidad y densidad se utilizó un método estadístico básico, en primer lugar, se eliminaron los datos fuera de la máxima y mínima desviación estándar con el fin de eliminar sesgos en el establecimiento de los rangos. Posteriormente, se resta el valor mínimo al valor máximo del conjunto de datos, el resultado obtenido se dividió en el número de rangos a definir para determinar la amplitud de cada rango.

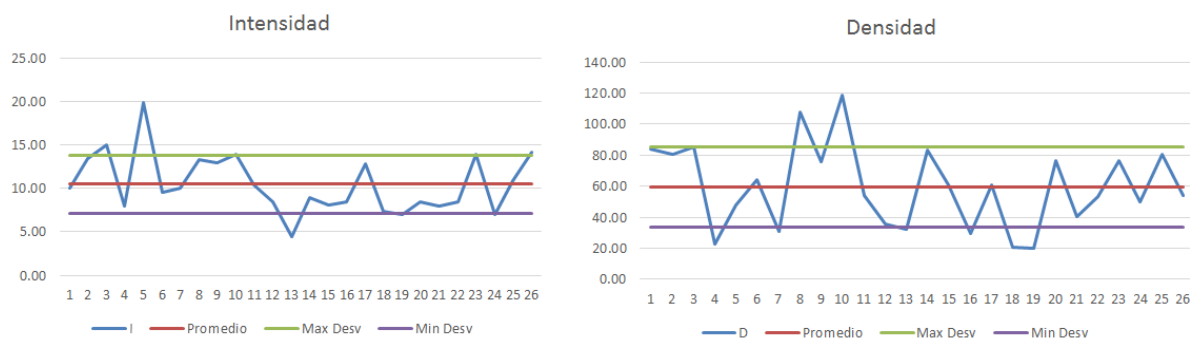


Figura 79. Gráficas donde se aprecia los valores de intensidad y densidad fuera de la desviación estándar.

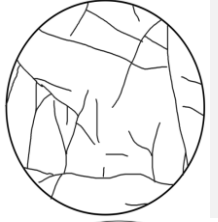
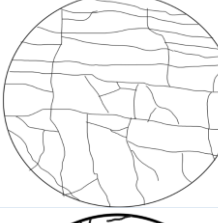
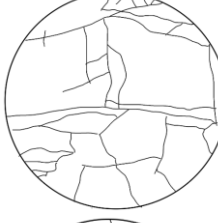
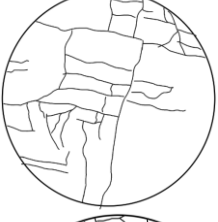
Con base en la explicación anterior, los datos de intensidad serán clasificados como muy bajo (<8.56), bajo (8.56 - 10.17), medio (10.17 - 11.78), alto (11.78 - 13.39) y muy alto (>13.39) y los datos de densidad como muy bajo (<33.11), bajo (33.11 - 46.16), medio (46.16 – 59.21), alto (59.21 – 72.26) y muy alto (>72.26), cada uno se representa con un color característico.



Figura 80. Digitalización de las fracturas en los afloramientos utilizando la ventana de muestreo circular. El ejemplo pertenece a la estación de campo LB26.

Tabla 7.
Resultados del método de ventana de muestra circular en el área de estudio (Tabla completa en Apéndice C).

Estación	r(m)	n	m	I	D	L	Representación
LB 01	0.5000	20	132	10.00	84.03	0.12	
LB 02	0.5000	27	127	13.50	80.85	0.17	

LB 03	0.5000	30	134	15.00	85.31	0.18	
LB 05	0.5000	16	36	8.00	22.92	0.35	
LB 06	0.3400	27	35	19.85	48.19	0.41	
LB 07	0.5000	19	101	9.50	64.30	0.15	
LB 08	0.5000	20	48	10.00	30.56	0.33	
LB 09	0.3000	16	61	13.33	107.87	0.12	
LB 10	0.5000	26	119	13.00	75.76	0.17	

LB 11	0.5038	28	189	13.89	118.51	0.12
-------	--------	----	-----	-------	--------	------



Nota: Abreviaturas: radio de la ventana circular en metros (r); número de intersecciones entre la línea de muestreo circular y las trazas de fractura (n); número de puntos terminales de fractura dentro del área de muestreo circular (m); intensidad del fracturamiento (I); densidad del fracturamiento (D); longitud promedio de las fracturas en metros (L).

Para realizar el método de la ventana circular se utilizó un radio aproximado de 0,5 metros, sin embargo, en algunos afloramientos con poca exposición de fracturamiento fue necesario utilizar un radio menor, variando entre 0,3 y 0,5 metros como se puede apreciarse en la tabla presentada en el apéndice C.

Con base en los resultados obtenidos de la anterior tabla se elaboraron dos mapas que muestran la distribución de los resultados del método de ventana circular en densidad e intensidad de fracturamiento. Los análisis se realizaron por zonas definidas previamente.

La longitud promedio de fracturas en relación con el radio de la ventana circular, el 80 % de los diagramas no alcanza la longitud de 0,3 m, lo que nos indica un carácter local de las fracturas y su propagación está condicionada por estructuras mayores.

Debido a presencia de estructuras como los sinclinales y anticlinales cartografiados, así como los lineamientos estructurales y fallas o zonas de falla identificadas que al relacionarlas con el resultado de densidad, intensidad y longitud de fracturamiento condiciona la infiltración de agua a mayor profundidad, aumentando tanto la porosidad como la permeabilidad del terreno, mejorando su capacidad de actuar como un acuífero fracturado.

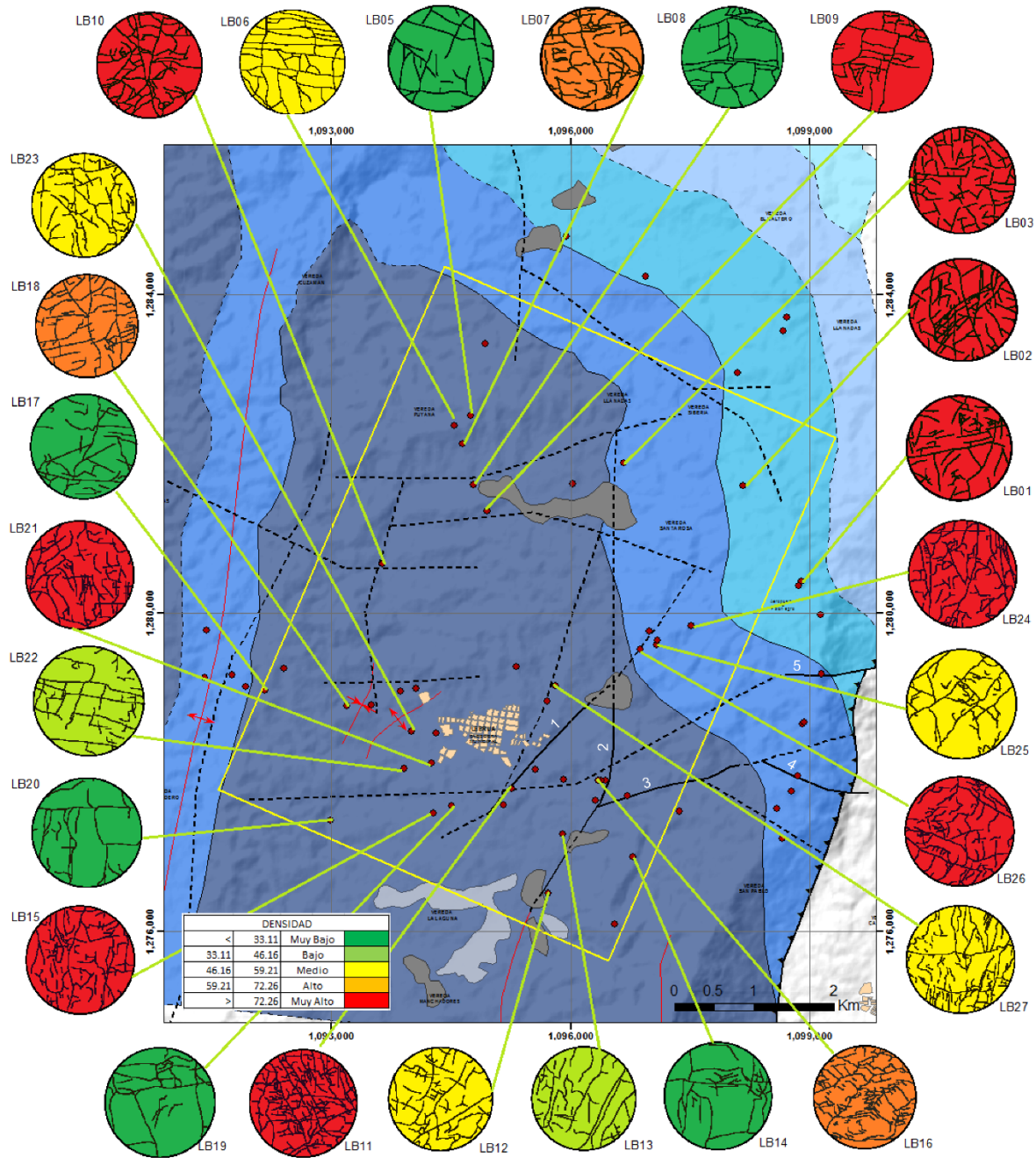


Figura 81. Mapa geológico mostrando la distribución de la densidad de fracturamiento mediante el método de ventana de muestreo circular.

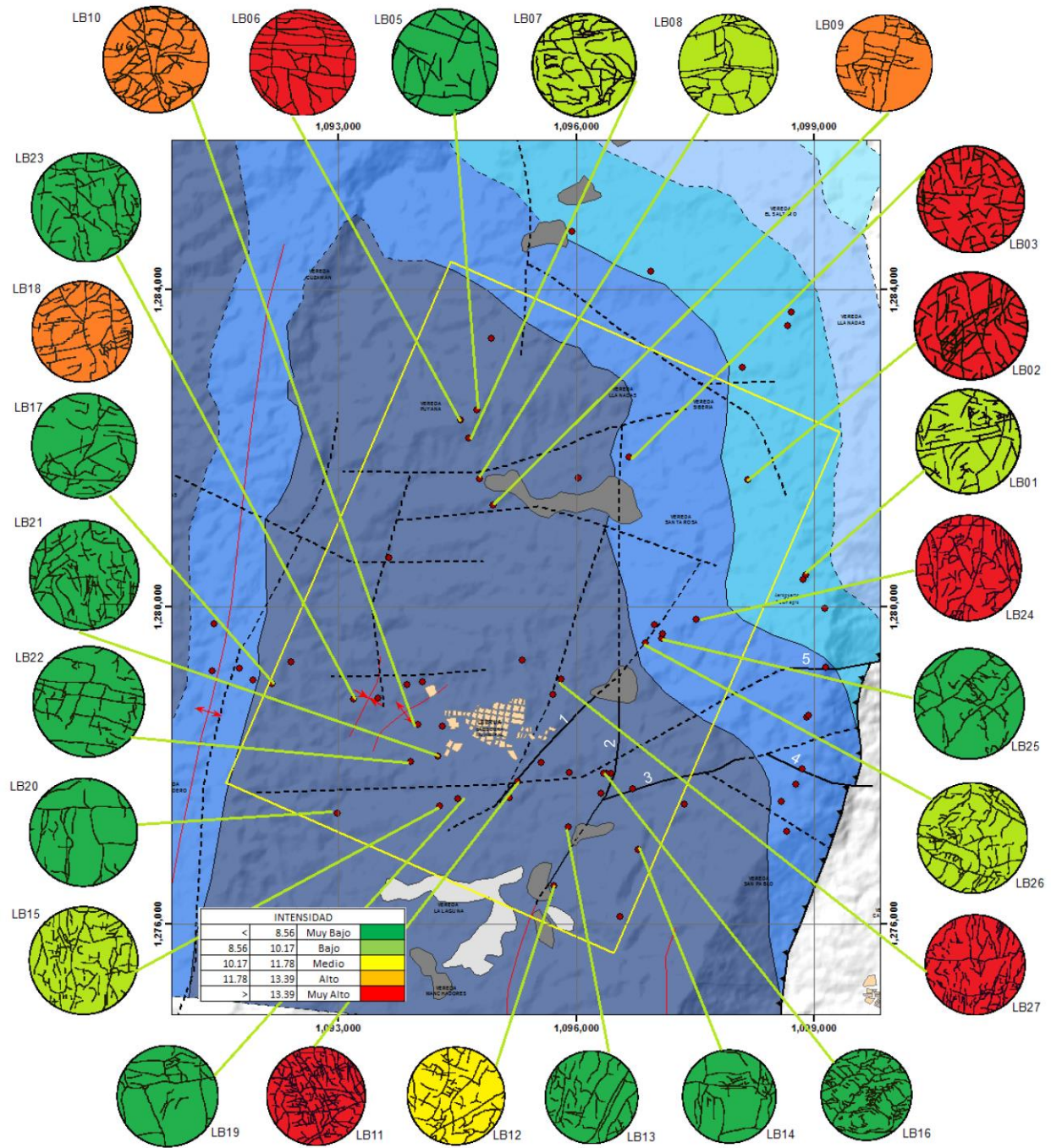


Figura 82. Mapa geológico mostrando la distribución de la intensidad de fracturamiento mediante el método de ventana de muestreo circular.

- *Zona 1*

En la zona 1 se realizaron 5 ventanas de muestra correspondientes a las estaciones de campo LB05, LB06, LB07, LB08 y LB09 ubicadas geomorfológicamente en dos espolones bajos de longitud larga. Los valores de intensidad y densidad son muy variables, de muy bajos a muy altos, sin embargo, hacia la parte sur de la zona, próximo a uno de los lineamientos con dirección este-oeste existe una alta intensidad y muy alta densidad de fracturamiento. Además, sobre el espolón más largo de la vereda Puyana hay una ventana con un valor muy alto de intensidad de fracturamiento.

- *Zona 2*

Al norte del aeropuerto Palonegro se estableció la zona 2 donde se presentan 2 ventanas de muestra correspondientes a las estaciones de campo LB02 y LB03. El fracturamiento en las ventanas se evidencia con rangos muy altos de intensidad y densidad en cercanía a los lineamientos con dirección norte-sur presentes en la zona.

- *Zona 3*

En la zona 3 se realizó un total de 5 ventanas de muestra de las estaciones de campo LB11, LB12, LB13, LB14 y LB16. Se evidencia un incremento en los valores de densidad de fracturamiento a medida que se acerca a la Falla 2. Por otro lado, los rangos de intensidad varían respecto a las estructuras que afectan dicha zona; en la Falla 2 se obtuvieron rangos de intensidad de fracturamiento de muy bajos a medios, y un valor muy alto de intensidad en la Falla 1.

- *Zona 4*

Las ventanas de muestra de las estaciones de campo LB01, LB24, LB25, LB26 y LB27 pertenecen a la zona 4 y se ubican al noreste del casco urbano de Lebrija. Se presenta un 60 % en valores muy altos de densidad y un 40 % en valores medios de densidad de fracturamiento. Además, existen dos ventanas con intensidad de fracturamiento muy altas, la ventana de la estación LB27 se relaciona con el lineamiento presente en dirección noreste-suroeste.

- *Zona 5*

En la zona 5 se realizaron 6 ventanas de muestra correspondientes a las estaciones de campo LB15, LB19, LB20, LB21, LB22 y LB23 ubicadas en el suroeste de la zona de estudio. En general la intensidad del fracturamiento es homogénea con valores muy bajos, y en cuanto a la densidad existen dos ventanas con valores muy altos relativamente cerca al lineamiento con dirección este-oeste que atraviesa la zona 5.

- *Zona 6*

Al este del área de estudio se estableció la zona 6 donde se presentan 3 ventanas de muestra de las estaciones de campo LB10, LB17 y LB18. Los valores de intensidad y densidad se relacionan de tal forma que son más altos en cercanía al lineamiento norte-sur que existe paralelo a la quebrada la Angula. Los resultados de la ventana LB10 están controlados por el cruce de dos estructuras, el lineamiento norte-sur anteriormente mencionado y el lineamiento este-oeste.

Generalmente en toda el área de estudio las diaclasas tienden a presentarse en conjuntos sistemáticos de tipo ortogonales, sin embargo, en muchos afloramientos se identificaron

diaclasas no sistemáticas; con menor frecuencia se observaron diaclasas sistemáticas de tipo conjugadas (Figura 83).



Figura 83. Sistemas de diaclasas conjugadas (ángulo de intersección aproximado de 30° a 60°) y ortogonales (ángulo de intersección aproximado de 90°).

6. Discusión

6.1. Relación de diaclasas con tensores

En proximidades a la zona del proyecto se han realizado estudios geológicos y estructurales que han permitido el análisis de indicadores cinemáticos para determinar los tensores de esfuerzos de la región. Cetina y Patiño (2013) en su trabajo de grado lograron identificar tres etapas distintivas asociadas al desarrollo del flanco oeste del anticlinal de Los Cobardes. Se tomó el resultado de los datos agrupados en la última etapa que se procesaron sin incluir los datos de las zonas de transferencia, es decir, sin influencia de tensores locales, con el fin de relacionar el resultado del

análisis estereográfico de diaclasas con la dirección de esfuerzo que represente un tensor regional.

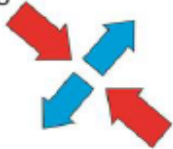
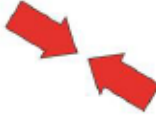
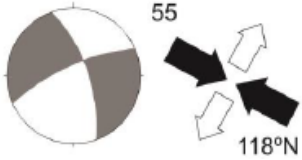
	RÉGIMEN DISTENSIVO	RÉGIMEN TRANSCURRENTE	RÉGIMEN COMPRESIVO	RÉGIMEN PREDOMINANTE Y DIRECCIÓN DE MÁXIMO ALARGAMIENTO/ACORTAMIENTO
ETAPA TRES	12 	43 	48 	 55 118°N

Figura 84. Regímenes de esfuerzos hallados sin incluir los datos de las zonas de transferencia y asociados a la última etapa de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. El régimen predominante es representado por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y las direcciones de máximo alargamiento/acortamiento son obtenidas con base en el método P-T. Adaptado de Cetina y Patiño (2016).

Los tensores fueron determinados al oeste del área de estudio, en el sector de la falla La Sorda, falla Portugal y la falla Pujamanes (Figura 85). Considerando el mismo tensor para la zona de trabajo (118° N), la primera familia de diaclasas con valores entre 100° y 120° estarían asociadas a fracturas de tensión paralelas al esfuerzo principal, la segunda familia de diaclasas con valores entre 150° y 170° se relacionan con fracturas de cizalla que son formadas con un ángulo cercano a 30° del esfuerzo principal.

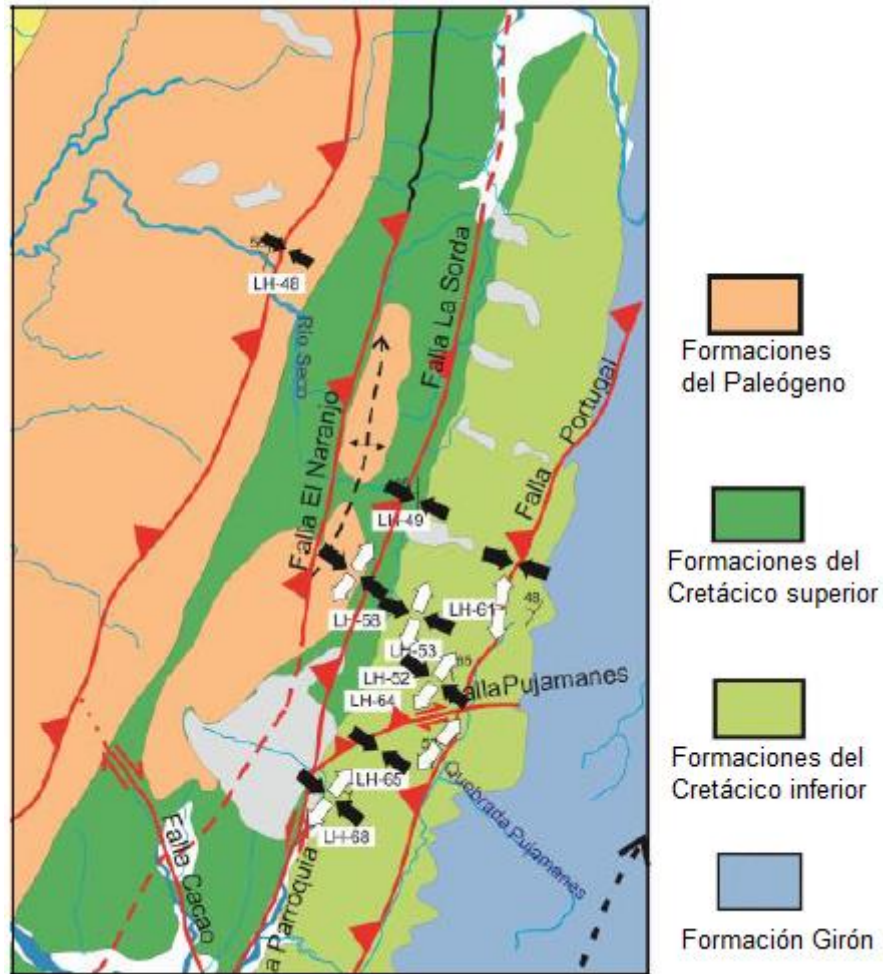


Figura 85. Naturaleza de los esfuerzos actuales en el flanco oeste al norte del Anticlinal de Los Cobardes. Adaptado de Cetina y Patiño (2013).

Osorio (2016) realizó el tratamiento en conjunto de 48 datos de estrías en sector de Río Lebrija (Figura 86) que dio como resultado un tensor transpesivo ($R: 0.36 - 0.37$; $Sh_{max}: 313^\circ - 315^\circ$). Suponiendo un tensor similar para la zona de estudio, entonces, la primera dirección dominante de los planos de fracturas estaría relacionada a diaclasas de tensión y la segunda dirección dominante de fracturamiento se relacionaría a diaclasas de cizalla, encontrando una coincidencia entre los dos trabajos relacionados.

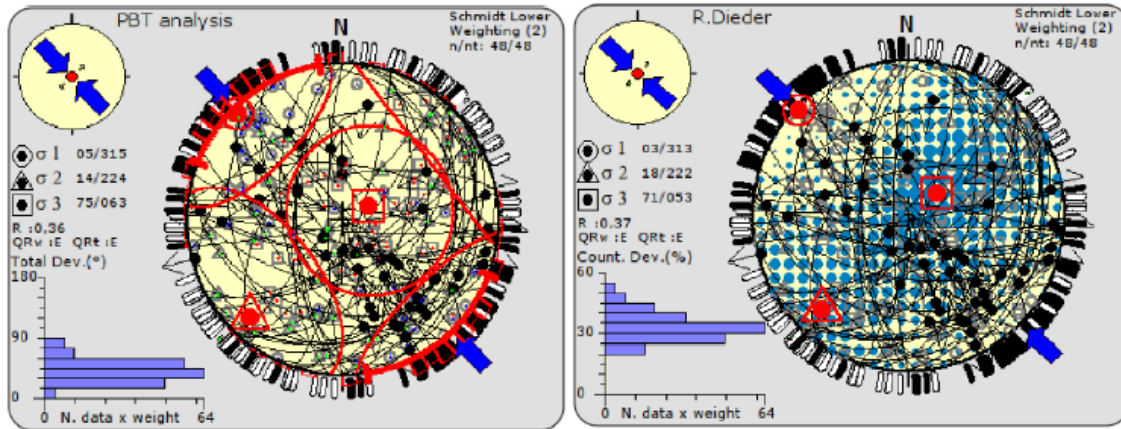


Figura 86. Tensores de esfuerzo para los 48 datos de estrías recolectados en el sector Río Lebrija mediante el método PBT y el método de diedros rectos. Adaptado de Osorio (2016).

El tensor de esfuerzo actual presenta una dirección casi perpendicular a los ejes de las estructuras sinclinales y anticlinales encontradas, por lo anterior se puede relacionar el esfuerzo con la formación de estos pliegues. La tercera familia de diaclasas con mayor influencia en la zona de estudio oscila entre valores de 0° y 20° que se pueden asociar a fracturas de tensión de tipo longitudinal (Figura 14) paralelas a los ejes de las estructuras.

Del mismo modo los lineamientos cartografiados guardan relación con las direcciones de las dos familias principales de fracturamiento, infiriendo una relación directa de los lineamientos con el tensor de esfuerzo, que se traduce en una mayor intensidad, relacionada con la longitud y profundidad de cada lineamiento, representando interés hidrogeológico para definir zonas de infiltración, conectividad y dirección de las aguas subterráneas.

6.2. Relación de la información hidrogeológica con geológica obtenida

Se presenta la relación estratigráfica, estructural y geomorfológica con la hidrogeología con el fin de presentar un mapa aproximado de los posibles flujos de agua subterránea de la zona de estudio.

Las direcciones de flujo se fundamentaron en tres parámetros, el primero, los buzamientos de los estratos en las diferentes estructuras geológicas (sinclinales y anticlinales) presentes en la zona, el segundo, la porosidad secundaria de las rocas que está determinada por disolución (meteorización química) y por fracturamiento; y, por último, la dirección de las estructuras, lineamientos, diaclasas y el eje de los sistemas plegados identificados.

Los resultados de los lineamientos presentados en el mapa geológico muestran tres tendencias principales, N-S, NE-SW y E-W. Varios de estos lineamientos coinciden con el curso de las quebradas, como en el caso de la quebrada La Angula y La Pantanera, que tienen un trazo paralelo a los lineamientos N-S. Las quebradas de Maldonado, Las Animas y La Pantanera coinciden con los lineamientos en dirección E-W. Estos lineamientos posiblemente se asocian a fallas y condicionan la orientación e intensidad de fracturamiento como se analizó en “análisis estereográfico de diaclasas”. Estos lineamientos pueden estar favoreciendo la infiltración de las aguas superficiales, sin embargo, también pueden representar límites, que condicionan la dirección de flujo de las aguas subterráneas.

Son cuatro las orientaciones dominantes de las diaclasas en la zona de estudio, siendo de mayor influencia en la zona las que se presentan con direcciones NW-SE con valores entre 100° y 120° y NW-SE con valores entre 150° y 170°; con menor frecuencia diaclasas con direcciones NE-SW con valores entre 0° y 20° y NE-SW con valores entre 40° y 50°. Se pueden relacionar

estas orientaciones con la influencia en los drenajes de la zona, observado en cambios abruptos en la dirección de su cauce. La intensidad e intensidad de fracturamiento es variada a lo largo de la zona; aunque, la densidad de fracturamiento es alta en zonas cercanas a lineamientos o zonas de falla cartografiados, la relación con estas zonas de falla y lineamientos en la zona puede aumentar tanto la porosidad secundaria, como la permeabilidad en las rocas a profundidad. En los afloramientos estudiados se recolectaron datos relacionadas a características de diaclasas como la apertura, describiendo si se presentaban diaclasas abiertas o cerradas según lo observado. Un total de 187 datos de diaclasas fueron tomados, dando como resultado un 73% de total de los datos como diaclasas abiertas con valores de apertura que varían entre 1 mm a 3 mm, y un 27% diaclasas cerradas. Que las diaclasas presenten apertura favorece la infiltración y movimiento de aguas.

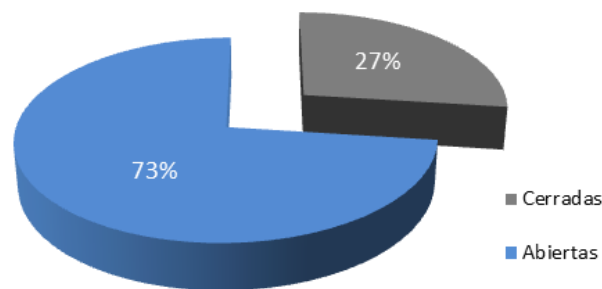


Figura 87. Diagrama de torta mostrando el porcentaje en diaclasas abiertas y cerradas.

Geomorfológicamente, la zona de estudio presenta dos ambientes morfogenéticos, denudacional y morfoestructural. El ambiente denudacional presenta morfología relativamente plana, con pendientes bajas y alta meteorización que favorecen la infiltración de aguas subterráneas, como lo son, la zona central donde se levanta el casco urbano, la planicie del aeropuerto Palonegro y al norte de mismo se deben considerar; mientras que las geoformas de

origen morfoestructural presentan pendientes más altas que favorece la esorrentía superficial y en menor proporción la infiltración, como son las laderas sinclinales y los espolones bajos al norte de la zona.

En el área de estudio se cartografiaron tres miembros de la Formación Girón, que presentan porosidad secundaria por fracturamiento y meteorización química por disolución en los afloramientos observados. Los tres miembros tienen interés hidrogeológico, pero presentan un mayor potencial los miembros E y G debido a su litología dominante de areniscas y conglomerados que en superficie presentan permeabilidad. El miembro F puede comportarse como un acuitardo debido a su litología, pero puede estar afectada por porosidad secundaria aumentando su permeabilidad.

Entendiendo que los planos de diaclasas favorecen la infiltración de las aguas de forma vertical, el factor principal que condiciona las posibles direcciones de flujo de agua subterránea son los planos de estratificación de las rocas. La distribución espacial de los miembros geológicos está determinada por dos estructuras mayores, un anticlinal que se encuentra al oeste de la zona y un sinclinal ubicado al este; éste último es considerado como la estructura de interés hidrogeológica en la zona. También, en cercanías al casco urbano se definieron dos estructuras menores, un sinclinal y un anticlinal que controlan la dirección y la confluencia del agua subterránea hacia la quebrada La Angula. Los flancos de las estructuras anteriormente mencionadas definen el movimiento del agua subterránea en la parte central y sur de la zona de estudio hacia el este o el oeste. Hacia la parte norte de la zona la dirección del agua está orientada hacia el sur según el buzamiento de los estratos.

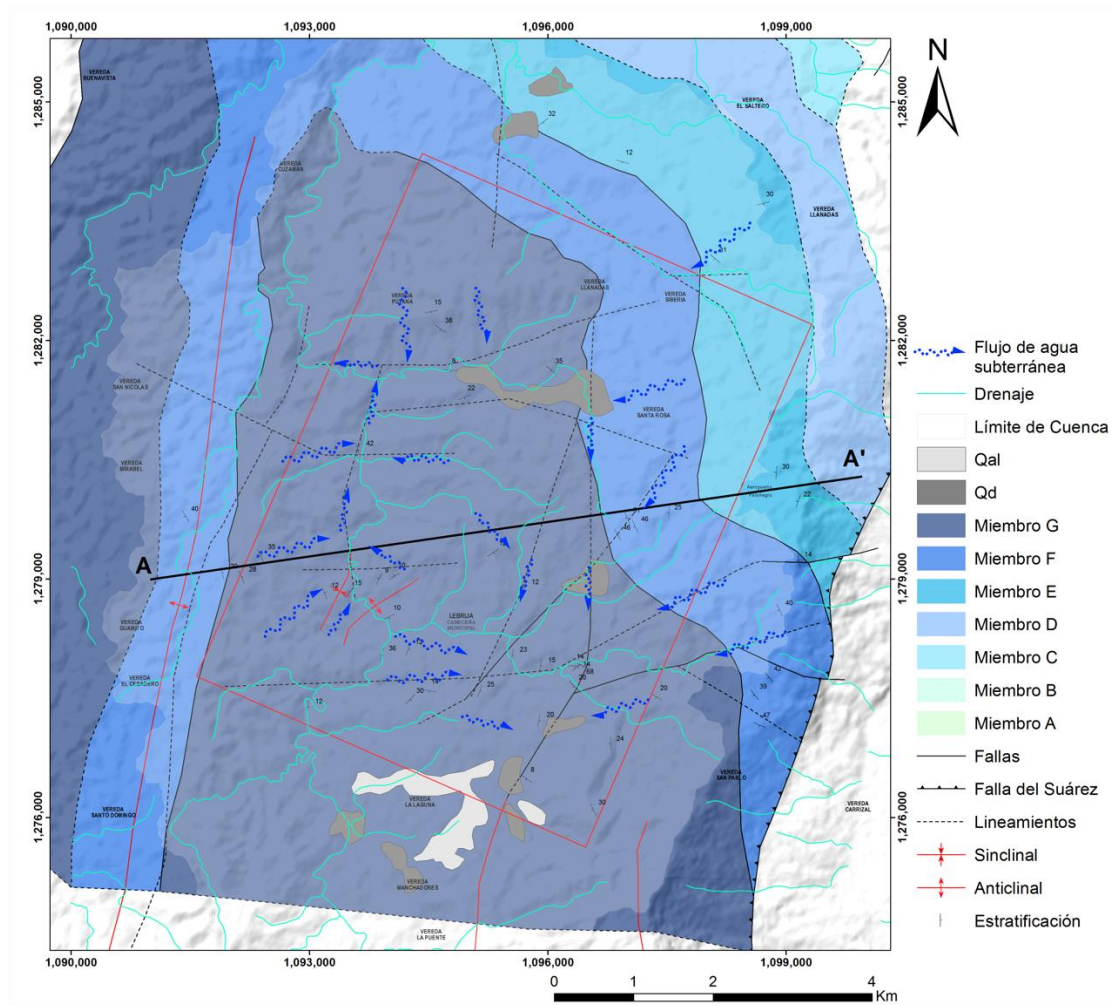


Figura 88. Mapa geológico mostrando las direcciones de flujo de aguas subterráneas.

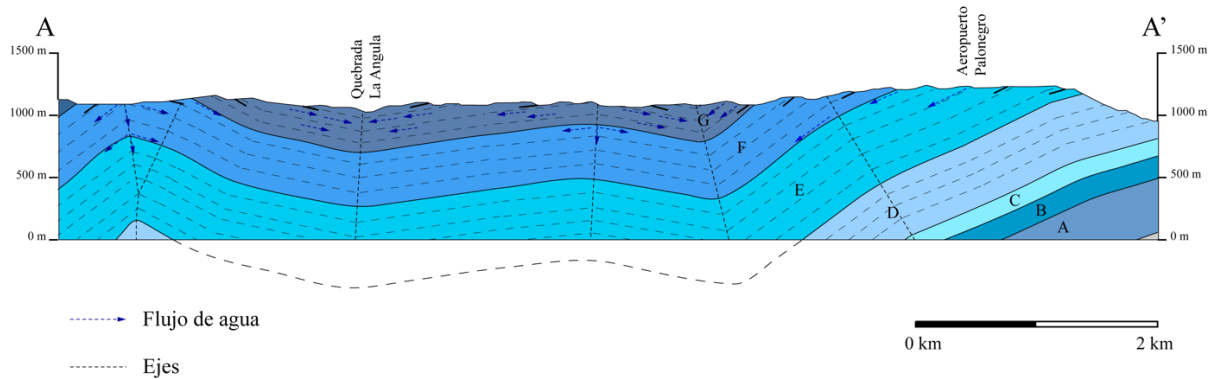


Figura 89. Perfil geológico A-A' mostrando las direcciones de flujo de agua a profundidad.

7. Conclusiones

La cartografía geológica a escala 1:25.000 permitió la identificación de los tres miembros superiores de la Formación Girón en el área de estudio. El miembro E, el miembro F y el miembro G. Relacionados principalmente con una estructura sinclinal de interés hidrogeológico.

El área de estudio presenta cuatro direcciones preferenciales de fracturamiento, de mayor a menor influencia son: 1) NW-SE con valores entre 100° y 120° , 2) NW-SE con valores entre 150° y 170° , 3) NE-SW con valores entre 0° y 20° , 4) NE-SW con valores entre 40° y 50° . Con su análisis se pudo encontrar que muchas de las familias de diaclasas guardan relación con los lineamientos y fallas cartografiadas. Además, se observó que el cauce de algunos drenajes coincide con el trazo de estas estructuras.

El miembro G presenta mayor potencial hidrogeológico asociado principalmente al aumento de la porosidad secundaria por fracturamiento de la roca producto de la tectónica local y regional. Posiblemente pueda asociarse también porosidad secundaria por disolución debido a la constante meteorización química a la que se expone la roca, permitiendo la percolación de aguas, pero se debe revisar con un estudio petrográfico en la zona.

El mapa geológico con las posibles direcciones de flujo de agua subterránea locales, presenta los movimientos de las aguas hacia los ejes de las estructuras sinclinales presentes en la zona de estudio, dirección controlada principalmente por la inclinación de los estratos. Determinando dos posibles zonas de acumulación de aguas, el sinclinal ubicado al oeste en la quebrada La Angula, y el sinclinal mayor ubicado al este del área de estudio.

Los rasgos estructurales y los patrones de fracturamiento condicionan la porosidad secundaria y la dirección del flujo de aguas subterráneas a través de diaclasas, fallas, o pliegues. Algunas de estas estructuras permiten la infiltración y circulación del agua, convirtiéndose en zonas de recarga del acuífero fracturado donde la densidad e intensidad de fracturas sea mayor, su conectividad sea óptima (continua y profunda) y su apertura favorezca la infiltración de aguas.

Las características geológicas como litología, estructuras y geomorfología, apoyadas con el procesamiento de datos de diaclasas y el uso del método de la ventana de muestreo circular, ofrecieron información de las propiedades hidrogeológicas de los miembros identificados en la zona de estudio. De este modo, el presente trabajo es un estudio inicial, pionero, que da el primer paso para proponer el modelo hidrogeológico conceptual al este del municipio de Lebrija.

8. Recomendaciones

Realizar el análisis petrográfico de las formaciones geológicas de la zona en función de las porosidades totales y eficaces (asociadas a porosidad primaria o porosidad secundaria) y estimar cualitativamente la permeabilidad de las rocas.

Identificar mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX) y microscopia electrónica de barrido (SEM), la composición y granulometría de la matriz, el tipo de porosidad y su conexión entre ellos para los miembros cartografiados.

Se recomienda utilizar estudios geofísicos que permitan identificar con mayor grado de precisión la situación de las fracturas a profundidad, así como obtener perfiles de perforación

mucho más detallados litológicamente para establecer cuál otro miembro de la Formación Girón puede considerarse como acuífero en los sectores trabajados.

Se recomienda realizar estudios de permeabilidad en los depósitos cuaternarios con el fin de determinar la infiltración efectiva en las zonas de recarga.

Se recomienda considerar como preliminar las conclusiones obtenidas que serán complementadas con estudios geofísicos e hidráulicos que permitan definir con mejores parámetros el potencial hidrogeológico de la zona.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, J. (2002). Estructura Tectónica y Modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena. *Publicaciones Especiales de INGEOMINAS*, 25, 163.
- Alcaldía de Lebrija (2016). *Plan de Desarrollo de Lebrija 2016-2019: Ambiente, vida y desarrollo*. Alcaldía de Lebrija, Santander, Lebrija.
- Aparicio, F. (1992). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México: Editorial Limusa.
- Barragán, E. Forero, A. (2014). *Análisis mesoestructural en el corredor aledaño al río Servitá entre enciso y el río Chicamocha, Santander* (tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Bejarano, D. y Navas, A. (2018). *Análisis estructural de los patrones de fracturamiento y su relación con el flujo de aguas subterráneas en inmediaciones del municipio de Tona, Macizo de Santander* (tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Brooks, K. Ffolliott, P. y Magner, J. (2012). *Hydrology and the management of watersheds*. Iowa: Blackwell Publishing.
- Carrión, A. Veroslavsky, G., Vives, L. y Rodríguez, L. (2016). Influencia de los lineamientos estructurales sobre el flujo del sistema acuífero guaraní en la provincia de corrientes. *Asociación Geológica Argentina*, 73(4), 478-492.

- Carvajal, H. (2008). *Primeras aproximaciones a la estandarización de la geomorfología en Colombia*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Carvajal, H. C. (2004). *Proyecto compilación y levantamiento de la información geomecánica. Propuesta metodológica para el desarrollo de la cartografía geomorfológica para la zonificación geomecánica*. Bogotá: INGEOMINAS.
- C.D.M.B. (2007). *Plan de ordenamiento y manejo ambiental: subcuenca Lebrija alto*. Bucaramanga: Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga.
- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, 16(1), 5-96.
- Cediel, F. (2001). El Grupo Girón, una molasa (?) Mesozoica (?) de la Cordillera Oriental (?) de Colombia (?). *Boletín de Geología*, 23(38), 88.
- Cetina, L. y Patiño, H. (2013). *Determinación de los tensores de esfuerzos asociados a la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, Santander* (Trabajo de grado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 182.
- Clavijo, J. (1985). La secuencia de la Formación Los Santos en la Quebrada Piedra Azul: registro de una hoya fluvial evanescente. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaña (eds.), *Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo IV. Ingeominas Publicación Geológica Especial*, 16, 18.

- Colegial, J., Gómez, S., y Rojas, N. (2006). Cartografía geológica y caracterización estructural de la subcuenca de la quebrada río Sucio, municipio de Tona, Santander, orientados a definir un modelo hidrogeológico conceptual. *Boletín de Geología*, (2), 49-61.
- Cruz, L. (1998). *Cartografía de rocas sedimentarias, guías de Campo 1*. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Cruz, L. y Mier, R. (2014). *Cartografía de rocas sedimentarias, guías de la asignatura Campo 1*. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Cuellar, M. López, J., Osorio, J. y Carillo, E. (2012). Análisis estructural del segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar. *Boletín de Geología*, 34(2), 73-101.
- Díaz, G., Suárez, M., León, L y Carrillo, E. (1998). *Evidencias neotectónicas de la Falla del Suárez en su confluencia con el sistema de Fallas de Bucaramanga* (Trabajo de grado). Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, 190.
- Diederix, H., Hernández, C., Torres, E., y Botero, P. (2008). *Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosimológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga*. Informe interno Ingeominas, 85.
- 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.*, 41.

- Flórez, S. y Nuñez, A. (2015). *Análisis cinemático y estilo estructural de la Falla del Suárez entre El Hato y La Fuente, Santander* (tesis de grado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga., 145.
- Folk, R. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill Publishing Co.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. New York: Cambridge University Pres.
- Hiscock, K. M. y Bense V. F. (2014). *Hydrogeology Principles and Practice*. UK: Blackwell Science Ltd.
- INGEOMINAS, y UIS. (2010). *Exploración de aguas subterráneas en la región central de Santander*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Jiménez, G. López, O, Jaimes, L y Mier, R. (2016). Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 312-319.
- Jover, R. Ferreiro, I, Sentana, I. y Díaz M.C. (2002). Aplicaciones de la proyección estereográfica en ingeniería geológica. *XIV Congreso Internacional de Ingeniería Gráfica*, 10.
- Julivert, M. (1958). La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga. *Boletín de Geología* (1), 7-44.
- Keller, E. y Rockwell, T. (1984). *Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity. Developments and applications of geomorphology*. Editado por J. E. Costa y P.J. Fleisher. Berlin: Springer Verlag Heidelberg.

- Langenheim, R. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. *Boletín de Geología*, 3, 35-50.
- Lisle, R. y Lesión, P. (2004). *Técnicas de Proyecciones Estereográficas para Geólogos e Ingenieros Civiles*. Cardiff, Gales: Universidad de Glamorgan.
- López, E. y Barrero, J. (2002). *Upper Crust Models of Colombia- Chapter 3-Continental Deformed Crust (Section cs 3-11)*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Mabee, S.B. Hardeastle, K.C. y Wise, D.U. (1994). *A method of collecting and analysing lineaments for regional-scale fractured-bedrock aquifer studies*. *Groundwater* 32, 884-894.
- Maliva, R. (2016). *Aquifer Characterization Techniques*. Switzerland: Springer International Publishing.
- Manganeso. Generalidades. (sf). Obtenido de Repositorio Institucional de la Universidad Nacional de La Plata: http://sedici.unlp.edu.ar/bitstream/handle/10915/2681/II_-_Manganeso._Generalidades.pdf?sequence=6
- Martínez, J. (2002). *Geología estructural y Dinámica global*. España: Departamento de geología de la Universidad de Salamanca.
- Miall, A. (2000). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg.
- Moreno, G. y García, O. (2006). Caracterización cuantitativa de patrones de fracturamiento mediante ventanas circulares y análisis fractal. *Geología Colombiana*, (31), 73-104.

- Navas, J. (1963). Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental). *Boletín Geológico*, 12, 19-33.
- Osorio, D. (2016). *Estratigrafía y deformación de la Formación Girón en el Anticlinal de Los Cobardes, sectores de Zapatoca y río Lebrija*. (tesis de grado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- París, G. Machette, M.N., Dart, R.L. y Haller, K.M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. Scale 1:2'500.000. *Science for a changing world*, USGS., 60.
- Pulido, O. (1979). Geología de las planchas 135, San Gil y 151, Charalá, Cuadrángulo I12. *Boletín Geológico*, 23(2), 69.
- Ragan, D. (2009). *Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Raghunath, H. (2006). *Hydrology: Principles, Analysis and Design*. New Delhi: New Age International (P) Limited, Publishers.
- Royero J. y Vargas. R. (1999). Geología del Departamento de Santander. Escala 1:300.000. Bogotá: INGEOMINAS.
- Royero, J., y Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico generalizado Departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa INGEOMINAS, 92.
- Sánchez, F. (2014). *Conceptos fundamentales de hidrogeología*. Recurso electrónico Universidad de Salamanca: España. Recuperado de <http://hidrologia.usal.es/>.

- SGC y UIS. (2014). Servicio Geológico Colombiano (SGC) y Universidad Industrial de Santander (UIS). 2014. Memoria explicativa del mapa geomorfológico aplicado a movimientos en masa escala 1:100.000. Plancha 109 Rionegro, departamento de Santander. Bucaramanga.
- SGC. (2012). Propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos analíticos aplicados a la zonificación de amenaza por movimientos en masa escala 1:100.000. Bogotá.
- Singhal, B. y Gupta, R. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Netherlands: Springer.
- Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *Bull. Geological Society of America*, 54(9), 1281-1304.
- Van Der Pluijm, B. y Marshak, S. (2004). *Earth Structure: An introduction to structural geology and tectonics*. (Vol. II). United states of America: Norton & Company.
- Vargas, G. y Niño, A. (1992). *Patrones de fracturamiento asociados a la Falla de Bucaramanga* (tesis de grado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 95.
- Velandia, F. (2017). *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga* (tesis doctoral). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 222.
- Verstappen, H. y Van Zuidam, R. (1992). El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos. ITC, 88.

Ward, D., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., Gómez, E. (1977). Mapa Geológico Del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga, escala 1:100.000. Colombia: INGEOMINAS.

Werner, J. (1996). *Introducción a la Hidrogeología*. México: Universidad autónoma de Nuevo León.