

**MORFOMETRÍA DE LOS ABANICOS ALUVIALES DEL RIO CHIRIAIMO -
SAN JOSÉ DE ORIENTE, RIO GUATAPURÍ – VALLEDUPAR Y RIO JEREZ –
DIBULLA Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA: TRES AMBIENTES
TECTÓNICOS EN LA ZONA NORTE DE COLOMBIA.**

LAURA ARISTIZÁBAL HERNÁNDEZ

**ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
UNIVERSIDAD EAFIT
2016**

**MORFOMETRÍA DE LOS ABANICOS ALUVIALES DEL RIO CHIRIAIMO -
SAN JOSÉ DE ORIENTE, RIO GUATAPURÍ – VALLEDUPAR Y RIO JEREZ –
DIBULLA Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA: TRES AMBIENTES
TECTÓNICOS EN LA ZONA NORTE DE COLOMBIA.**

LAURA ARISTIZÁBAL HERNÁNDEZ

**Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de
Geólogo**

ASESORES:

Ingeniero geólogo. MARCO FIDEL GAMBOA RAMIREZ

Geólogo-PhD. JOSE FERNANDO DUQUE TRUJILLO

**ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
UNIVERSIDAD EAFIT
2016**

Contenido

RESUMEN	9
INTRODUCCIÓN	4
1. OBJETIVOS.....	6
1.1 OBJETIVO GENERAL	6
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
2. METODOLOGÍA	7
3. GENERALIDADES DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO	9
3.1 LOCALIZACIÓN.....	9
3.2 ESTUDIOS ANTERIORES	10
3.3 CLIMA	11
3.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
3.4.1 Evolución Tectónica y Geología Estructural.....	13
3.4.2 Estratigrafía.....	21
3.4.3 Geomorfología	25
3.5 Marco Geológico Local	29
3.5.1 Geología estructural.....	29
3.5.2 Estratigrafía.....	42
4. MARCO CONCEPTUAL - VARIABLES MORFOMÉTRICAS	48
4.1 Área de la cuenca y del abanico aluvial (Ac y Aa)	49
4.2 Perímetro de la cuenca y del abanico aluvial (Pc y Pa).....	51
4.3 Longitud de la cuenca y del abanico aluvial (Lc y La).....	51
4.4 Longitud del cauce principal (Lc).....	51
4.5 Longitud Máxima de la cuenca (Lm)	52
4.6 Ancho de la cuenca y del abanico aluvial (Wc y Wa)	52
4.7 Relaciones de Forma.....	52
4.7.1 Coeficiente de compacidad o Índice de Gravelius (Kc)	53
4.7.2 Relación de Horton (Rf).....	54
4.7.3 Relación de elongación (Re).....	54
4.7.4 Relación de circularidad (Rci)	55
4.7.5 Factor forma (Kf)	55
4.8 Pendiente promedio de la cuenca	56
4.8.1 Método de cuadrícula orientado a un vector	57
4.9 Pendiente promedio del cauce principal	57
4.10 Altura Promedio de la cuenca	58
4.11 Ordenamiento de una cuenca.....	59
4.12 Densidad de Drenaje (Dd)	60
4.13 Frecuencia de corrientes (F).....	62
4.14 Índices morfométricos de actividad tectónica	63
4.14.1 Índice de asimetría de las cuencas hidrográficas (AF).....	63
4.14.2 Factor de simetría topográfica transversal	64
4.14.3 Correlación estructural, dirección de fallas y drenajes	65
5. RESULTADOS.....	66
5.1 Insumos básicos.....	66
5.1.2 Modelo de elevación digital (DEM).....	66
5.1.3 Modelo de sombras.....	69
5.1.4 Mapa de pendientes.....	71

5.1.5	Mapa de relieve relativo	73
5.2	Características Morfométricas de las cuencas hidrográficas	76
5.2.1	Cuenca del río Chiraimo Zona 1.....	76
5.2.2	Cuenca del río Guatapurí	80
5.2.3	Cuenca del río Jerez	83
5.3	Características morfométricas de los abanicos aluviales.	87
5.3.1	Abanico aluvial de la cuenca del río Chiraimo.....	87
5.3.2	Abanico aluvial de la cuenca del río Guatapurí	89
5.3.3	Abanico aluvial de la cuenca del río Jerez	91
5.4	Evidencias tectónicas	93
5.4.1	Índice de asimetría de las cuencas hidrográficas.....	93
5.4.2	Índice de simetría topográfica transversal de las cuencas hidrográficas.....	98
5.4.3	Correlación estructural, dirección de fallas y drenajes.	102
6.	ANÁLISIS, INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	115
7.	CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES	124
8.	BIBLIOGRAFIA	128

FIGURAS

Figura 1. Metodología aplicada en este estudio.....	8
Figura 2. Mapa de localización de las cuencas y los abanicos aluviales de estudio. Poner ríos principales	10
Figura 3. Deformación y migración tectónica del noroccidente del bloque Maracaibo o Subcuenca de Maracaibo (MSP) desde el Cretáceo hasta el Neógeno (Tomado de Cediel <i>et al.</i> , 2003).	14
Figura 4A. Modelo de levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, (Modificado por Montes <i>et al.</i> , 2005).	17
Figura 4B. Modelo propuesto por Cediel <i>et al.</i> , (2003), como mecanismo de levantamiento de la SNSM.	17
Figura 5. Características tectónicas y estructurales de la parte noroccidental de Suramérica, bloque Maracaibo y las principales fallas del área de estudio; SMF, Oca y falla Boconó (Tomado de Ayala <i>et al.</i> , 2009).	19
Figura 6. Evolución estructural de la cuenca Cesar-Ranchería (Tomado de Gonzales <i>et al.</i> , 2007).	21
Figura 7. Mapa geológico simplificado de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tomado de Tschanz <i>et al.</i> , 1969 y 1974, modificado por Ordoñez <i>et al.</i> , 2002).	25
Figura 8. Localización de la regiones estructurales de la Sierra Nevada de Santa Marta descritas por Colmenares <i>et al.</i> , (2007).	30
Figura 9. Provincias estructurales del Valle del Cesar y Serranía de Perijá. De oriente a occidente se muestra la distribución de las tres provincias estructurales (Tomado de Gómez <i>et al.</i> , 2010).	32
Figura 10. Pliegues relacionados con cabalgamientos con vergencia occidental de origen andino, anticlinales estrechos y sinclinales amplios, con rumbo aproximado NE-SW (Gómez <i>et al.</i> , 2010).	32
Figura 11. Modelo propuesto por Kellogg (1984 en 1982), como mecanismo de levantamiento para la Serranía del Perijá y los Andes de Mérida.	33
Figura 12. Mapa planimétrico con la ubicación de los lineamientos: 1) Fundación y 2) Guatapuri (Tomado de IGAC 1972 en Ujueta, 2007). Escala original 1:500000.	34
Figura 13. Corte regional que muestra el sistema de fallas del piedemonte, perijerano. Fallas	35
Figura 14. Perfil geológico de las estructuras de cabalgamientos, las Fallas La Colonia, la Yaya y la Falla del Cerrejón que afecta las unidades Cretácicas del piedemonte de la Serranía del Perijá (Tomado de Gómez <i>et al.</i> , 2010).	36
Figura 15. Falla de la colonia, estructura pre Andina afectada por la inversión tectónica de los eventos orogénicos andinos (Tomado de Gómez <i>et al.</i> , 2010.)	37
Figura 16. Mapa fotogeológico y estructural del flanco Noroccidental de la Serranía del Perijá (Tomado de Ujueta Y Llinás 1990).	39

Figura 17. Evolución tectónica de la margen occidental de la sierra de Perijá. (Tomado de Gómez <i>et al.</i> , 2010).....	40
Figura 18. Zona A, denominada por Audermard, (1996) de la traza de la falla Oca-Ancón.	41
Figura 19. Curvas hipsométricas características del ciclo de erosión (Tomado de Strahler, 1964).....	58
4.11 Ordenamiento de una cuenca.....	59
Figura 20. Sistema de ordenamiento de una cuenca, modelo de Horton y Strahler (Tomado de Grohmann <i>et al.</i> , 2011).....	60
Figura 21. Bloque diagrama donde se muestra los índices de asimetría (Tomado de Keller y Pinter, 1996).....	63
Figura 22. Diagrama de la variable del factor de simetría topográfica transversal.....	65
Figura 23. Modelo de elevación digital de la zona 1.....	67
Figura 24. Modelo de elevación digital de la zona 2.....	67
Figura 25. Modelo de elevación digital de la zona 3.....	68
Figura 26. Mapa de sombras de la zona.....	69
Figura 27. Mapa de sombras de la zona 2.....	70
Figura 28. Mapa de Sombras de la zona 3.....	70
Figura 29. Mapa de Pendientes de la zona 1.....	72
Figura 30. Mapa de pendientes de la zona 2.....	72
Figura 31. Mapa de pendientes de la zona 3.....	73
Figura 32. Mapa de Relieve relativo de la zona 1.....	74
Figura 33. Mapa de Relieve relativo de la zona 2.....	74
Figura 34. Mapa de Relieve relativo de la zona 3.....	75
Figura 35. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Chiraimo.....	78
Figura 36. Perfil Longitudinal del río Chiraimo – Pendiente promedio.....	79
Figura 37. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Guatapurí.....	81
Figura 38. Perfil longitudinal del río Guatapurí – Pendiente promedio.....	82
Figura 39. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Jerez.....	85
Figura 40. Perfil longitudinal del río Jerez – Pendiente promedio.....	86
Figura 41. Perfil Longitudinal del abanico de la zona 1 (San José de Oriente).....	88
Figura 42. Perfil transversal del abanico aluvial de la zona 1.....	88
Figura 43. Perfil transversal de la zona de “quiebre” entre el ápice y la cuenca del abanico aluvial.....	89
Figura 44. Perfil longitudinal del abanico aluvial del río Guatapurí y Pendiente promedio.....	90

Figura 45. Perfil transversal del abanico aluvial.	90
Figura 46. Perfil longitudinal del abanico aluvial del río Jerez –Oca.	91
Figura 47. Perfil transversal parte oriental del abanico aluvial.	92
Figura 48. Perfil transversal de la parte media del abanico aluvial del río Jerez.	92
Figura 49. Perfiles transversales de la microcuenca del río Chiriaimo.	94
Figura 50. Perfil transversal de la cuenca del río Guatapurí.	95
Figura 51. Perfiles transversales de la cuenca del río Jerez (W-E).....	98
Figura 52. Índice de simetría transversal para la Cuenca de la zona 1.....	99
Figura 53. Índice de simetría transversal para la Cuenca de la zona 2.....	100
Figura 54. Cuenca del río Jerez y sus índices de simetría topográfica transversal.....	101
Figura 55. Mapa de lineamientos fotogeológicos.	104
Figura 56. Perfil longitudinal del cauce principal, Río Chiriaimo.....	105
Figura 57. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 1.....	105
Figura 58. Perfil longitudinal del cauce principal, río Guatapurí.	107
Figura 59. Mapa de lineamientos fotogeológicos.	108
Figura 60. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 2.....	109
Figura 61. Mapa de lineamientos fotogeológicos.	112
Figura 62. Perfil longitudinal del cauce principal.	113
Figura 63. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 3.....	113
Tabla 38. Direcciones por categorías de la red de drenajes de la zona 3.....	114

TABLAS

Tabla 1. Clima general de las tres zonas de estudio.....	11
Tabla 2. Clasificación de las cuencas según su tamaño (IDEAM, 2010 y Olivas et al., 2007).	50
Tabla 3. Clases de valores de longitud del cauce principal (Aguilar et al., 2009).	52
Tabla 4. Clasificación de las formas de una cuenca (Tomado de Olivas et al., 2008).....	53
Tabla 5. Clases de los valores de forma.	54
Tabla 6. Clasificación de la pendiente según Guilarte (1978) y SGC (2012). ..	56
Tabla 7. Clasificación de las pendientes del cauce principal.....	58

Tabla 8. Rangos de Jerarquización de corrientes (Tomado de Fuentes, 2004).	60
Tabla 9. Clases de orden de corrientes (Tomado de Fuentes, 2004).	62
Tabla 10. Relación entre la densidad de drenaje y las características del suelo de la cuenca (Aguilar et al., 2011).	62
Tabla 11. Clasificación de la pendiente.	71
Tabla 12. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Chiriaimo.	76
Tabla 13. Índices de relación de forma de la cuenca del río Chiriaimo.	77
Tabla 14. Altitud y pendientes promedio de la cuenca del río Chiriaimo	78
Tabla 15. Ordenamiento de los drenajes según el método de Horton y Strahler.	79
Tabla 16. Densidad y Frecuencia de drenajes.	80
Tabla 17. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Guatapurí.	80
Tabla 18. Índices de relación forma de la cuenca del río Guatapurí.	81
Tabla 19. Altitud y pendientes promedio de la cuenca.	82
Tabla 20. Ordenamiento de la cuenca del río Guatapurí.	83
Tabla 21. Densidad y frecuencia de drenajes.	83
Tabla 22. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Jerez.	84
Tabla 23. Índices de relación de forma de la cuenca del río Jerez.	84
Tabla 24. Altitud y pendientes promedio de la cuenca del río Jerez.	86
Tabla 25. Ordenamiento de la cuenca del río Jerez.	86
Tabla 26. Densidad y Frecuencia de drenaje.	87
Tabla 27. Índice de asimetría de la cuenca del río Chiriaimo (San José de Oriente).	94
Tabla 28. Índice de asimetría de la cuenca del río Guatapurí (Valledupar).	96
Tabla 29. Índice de asimetría de la cuenca del río Jerez (Oca).	97
Tabla 30. Índice de simetría topográfica transversal	99
Tabla 31. Índice de simetría topográfica transversal	100
Tabla 32. Índice de simetría topográfica transversal	101
Tabla 33. Lineamientos fotogeológicos de la zona 1.....	103
Tabla 34. Direcciones preferenciales de la red de drenajes de la cuenca de la zona 1.	106
Tabla 35. Lineamientos fotogeológicos de la zona 2.....	108
Tabla 36. Direcciones preferenciales de la red de drenajes de la cuenca de la zona 2.	109
Tabla 37. Lineamientos fotogeológicos de la zona 2.....	111
Tabla 38. Direcciones por categorías de la red de drenajes de la zona 3.	114

RESUMEN

En este documento se presenta la caracterización morfométrica y estructural de tres cuencas hidrográficas del Caribe Colombiano y sus respectivos abanicos aluviales, utilizando herramientas de sensores remotos como modelos de elevación digital, imágenes satelitales y fotografías aéreas. Esto con el fin de analizar como condicionan los estilos estructurales a los que pertenecen las cuencas hidrográficas con la morfología que presentan sus abanicos aluviales asociados. Evaluando las relaciones entre los procesos tectónicos, erosivos (fluviales) y depositacionales tanto de la cuenca como del abanico aluvial.

Dentro de la caracterización morfométrica y estructural se utilizaron variables y/o índices cuantitativos como las variables dimensionales de área, perímetro y longitud tanto de la cuenca como del cauce principal, variables de forma como índice de Gravelius, elongación, Horton y circularidad y variables tectónicas como el índice de simetría topográfica transversal y asimetría acompañadas con diagramas de rosas que esquematizan las direcciones preferenciales de las estructuras que afectan tanto la cuenca como el abanico aluvial.

INTRODUCCIÓN

En el análisis de cuencas hidrográficas se han utilizado diversas técnicas geomorfológicas, morfométricas y estructurales que permiten comprender de una mejor manera como ha sido la evolución de una cuenca y cuales han sido los procesos que la han afectado a través del tiempo.

En el presente trabajo se busca establecer una relación entre esas características geomorfológicas y morfométricas con las condiciones estructurales presentes en cada cuenca y determinar cómo afecta o influye esa relación en la morfología de abanicos aluviales, teniendo presente que se encuentran en tres ambientes estructurales diferentes del Caribe colombiano.

Las herramientas que se tuvieron en cuenta para la realización de este estudio fueron: el software ARGIS (versión 10.3), el modelo de elevación digital (DEM) con una resolución espacial de 12,5 x 12,5m, Google Earth y fotografías aéreas de la zona 3 (vuelo 2712- fotografías: 107-110, 2004).

El primer abanico está localizado en el flanco occidental de la Serranía de Perijá, serranía que está caracterizada por tener un frente de cinturón de cabalgamiento. El segundo abanico aluvial está ubicado sobre la zona oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, zona caracterizada por ser tectónicamente pasiva dominada por una subsidencia debida a la flexión de la sierra y el tercer abanico está localizado en la parte norte de la Sierra Nevada de Santa Marta sobre la traza de la falla Oca, la cual posee un importante componente de rumbo dextral.

HIPOTESIS

El estilo estructural presente en una zona específica condiciona de manera importante la geomorfología de las cuencas y de los abanicos aluviales asociados. Dicha relación puede ser evaluada a partir de una caracterización morfológica de la superficie en función de las características tectónicas y deformacionales del área.

PROBLEMÁTICA

El poco conocimiento sobre la relación existente entre la morfología de los abanicos aluviales y las características estructurales y deformacionales en tiempos recientes del área de estudio, las cuales dificultan el proceso de identificación y diagnóstico de nuevas amenazas naturales como eventos de fluvio - torrenciales, afectando así las poblaciones aledañas a estos abanicos aluviales.

PREGUNTA

¿Las características morfológicas de los abanicos aluviales son reflejo de las condiciones neotectónicas que presenta el área de estudio?

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar la caracterización morfoestructural de las cuencas y los abanicos aluviales del río Chiriamo; municipio de San José de Oriente, río Guatapurí; municipio de Valledupar y río Jerez; oeste del caserío de Campana-Guajira al sur del municipio de Dibulla, a partir de sensores remotos.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Conformar una base de datos sobre aspectos básicos de abanicos aluviales, geomorfología asociada y sobre los respectivos ambientes estructurales que se presentan en la zona de estudio.
- Delimitar los abanicos aluviales y sus respectivas cuencas hidrográficas utilizando sensores remotos.
- Realizar los respectivos raster de entrada de cada zona; base cartográfica, modelos de sombras, mapa de pendientes y mapa de mapa de relieve relativo.
- Calcular las variables morfométricas de cada abanico aluvial y cuenca hidrográfica por medio del software ARGIS y sus ecuaciones respectivas.
- Demarcar las estructuras presentes en las zonas de estudio utilizando como ayuda los mapas realizados.
- Realizar una caracterización geomorfológica de los abanicos y sus respectivas cuencas a partir de los resultados obtenidos por las variables morfométricas.
- Caracterizar el estilo estructural del área de estudio y analizar el papel que juegan estas estructuras dentro del área.
- Integrar las caracterizaciones geomorfológicas y estructurales.
- Analizar la relación presente entre la morfología de los abanicos aluviales, la morfología de las cuencas y sus respectivos ambientes tectónicos, a partir de los datos morfométricos obtenidos anteriormente.
- Compilar los resultados obtenidos para clarificar las conclusiones del estudio realizado.

2. METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos del proyecto se plantearon diferentes etapas que se desarrollaron de la siguiente manera (Figura 1):

1. Recopilación bibliográfica a partir de la búsqueda y adquisición de información que permitió obtener conocimientos básicos sobre los componentes de un abanico aluvial, el cómo se forman y todas sus características básicas y principales, mediante las bases de datos que provee la universidad de EAFIT, y datos obtenidos en estudios previos. También buscar información sobre cómo se desarrolla un estudio morfométrico y conocer cuáles son las variables a tener en cuenta para el desarrollo del mismo. Por último se compiló información sobre la tectónica de la zona, con el fin de entender el comportamiento de las fallas implicadas, las estructuras y las características estructurales que presentan los tres tipos de ambientes tectónicos en los que se encuentran los abanicos y poder hacer una posible relación entre éstas variables con la formación de los mismos.

2. Trabajo de laboratorio donde se elaboraron mapas de modelos de sombras, pendientes, relieve relativo y fotolineamientos de estructuras correspondientes a fallas regionales o locales. Se realizaron los respectivos cálculos de las variables morfométricas tanto de las cuencas hidrográficas como de los abanicos aluviales usando el software ARGIS 10.3 y ecuaciones matemáticas. Además se demarcaron rasgos estructurales como fallamientos, plegamientos, lineamientos etc. Todo esto con el fin de tener la información suficiente para poder analizar las relaciones entre los factores geomorfológicos y estructurales de los tres abanicos aluviales y poder mirar que implicaciones tienen sobre éstos los ambientes estructurales a los que pertenecen.

3. Se realizó la integración de la información obtenida de los diferentes mapas y ecuaciones para facilitar los procesos de análisis.

4. Después de obtener la integración de mapas y las descripciones de las variables geomorfológicas y estructurales, se realizó el análisis de los

productos obtenidos con el fin de examinar las relaciones que se puedan presentar entre las diferentes variables y las estructuras para poder establecer una caracterización final de los abanicos aluviales.

5. En esta última etapa se presentaron los mapas obtenidos con sus diferentes correlaciones y descripciones y los resultados en general que se obtuvieron y poder presentar los objetivos cumplidos del proyecto. Esto se desarrolló por medio de un trabajo escrito y una presentación oral.

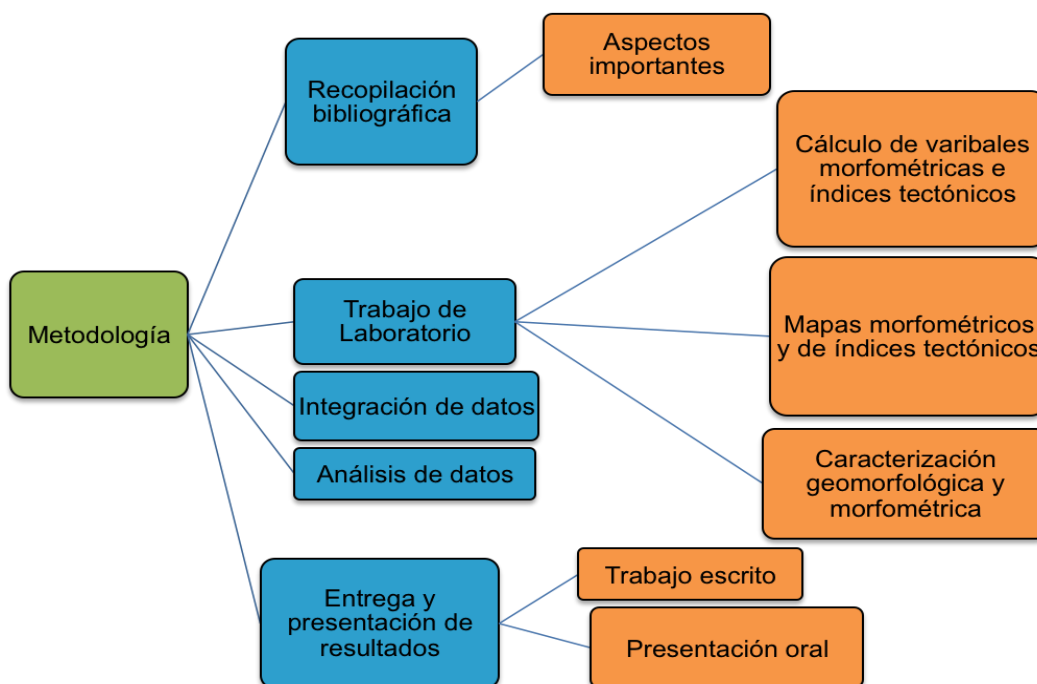


Figura 1. Metodología aplicada en este estudio.

3. GENERALIDADES DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

En este capítulo se describen los aspectos generales de las tres áreas de estudio, como: localización, estudios anteriores, clima, geología regional y geología local.

3.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio está comprendida en tres zonas del norte de Colombia, las cuales se localizan en la plancha 35 (San José de Oriente), plancha 27 (Valledupar) y plancha 13 (Dibulla) escala 1:100.000 (INGEOMINAS, 2007 y 2002) (Figura 2).

La primera zona denominada como zona 1, se encuentra ubicada en el piedemonte de la Serranía del Perijá en el extremo noreste de Colombia. Hace parte del Departamento del Cesar y del municipio de San José de Oriente. Esta serranía constituye uno de los dos ramales en los que se divide la Cordillera Oriental, el otro ramal continúa hacia Venezuela configurando la Cordillera de Mérida.

La extensión de la Serranía de Perijá es de 425 km, con un área aproximada de 556.000 hectáreas, en un rango altitudinal de 500 a 3.550 msnm. Las mayores alturas son Cerro Pintao (3.300 msnm), Sabana Rubia (3.250 msnm), el Cerro El Avión (3.550 msnm), y el Cerro Tres Tetas (3.450 msnm). Además el 66% equivalente a 370.000 hectáreas del área de la Serranía está en la zona de Reserva Forestal los Motilones (Gómez *et al.*, 2010).

El área de estudio denominada como zona 2 (Figura 2) se encuentra ubicada en el piedemonte de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) en su extremo suroriental, a orillas del río Guatapurí, sobre el municipio de Valledupar, el cual limita al este con la zona 1.

La SNSM es la formación litoral montañosa más alta del mundo con una forma piramidal, una superficie aproximada de 17.000 km² y alturas de 5.775 msnm en sus picos nevados, siendo los de mayor altura el Pico Simón Bolívar y el Pico Cristóbal Colón. En inmediaciones a Valledupar los cerros que más sobresalen son tres cerros: el “Cicolac”, al nororiente con 330 msnm, el de la

“Popa” con 310 msnm al oeste y el “Murillo” con 1430 msnm, que constituye el cerro más predominante de la ciudad (Colmenares *et al.*, 2007).

Por último el área de estudio denominada como zona 3 (Figura 2) se encuentra ubicada al suroeste del Departamento de la Guajira en el piedemonte de la SNSM en el extremo norte y al sureste del municipio de Dibulla. En esta zona el relieve de la SNSM desciende desde los 1500 msnm hasta los 0 msnm, siendo esta última zona donde desembocan algunos ríos que vienen de la Sierra, incluyendo el río Jerez (SGC-EAFIT., 2015).

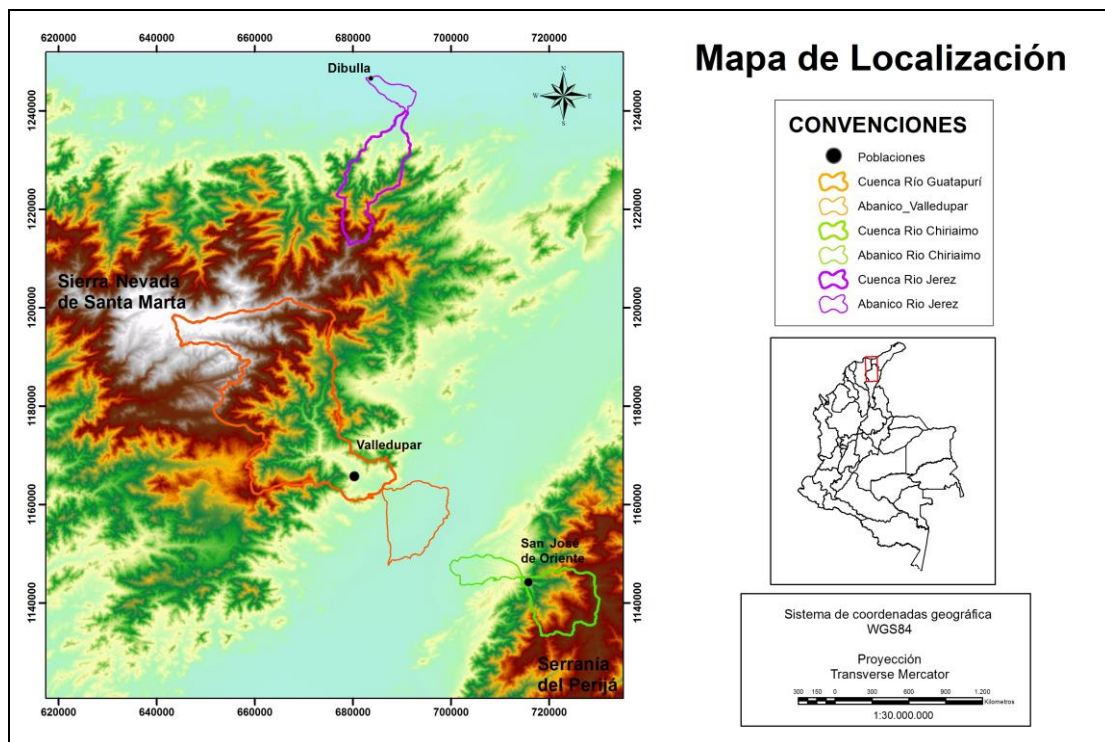


Figura 2. Mapa de localización de las cuencas y los abanicos aluviales de estudio. Poner ríos principales

3.2 ESTUDIOS ANTERIORES

En las áreas de estudio son muy pocos los trabajos que se han realizado sobre caracterizaciones morfotectónicas de abanicos aluviales y sus respectivas cuencas.

Los autores que realizaron estos trabajos son: Idárraga *et al.*, 2011, quien realizó una caracterización morfotectónica de unos abanicos aluviales en el piedemonte del extremo occidental de la SNSM, SGC-EAFIT., 2015, realiza

una caracterización geomorfológica general de las planchas 13-Dibulla y 27-Valledupar, donde incluyen los depósitos de abanicos aluviales.

Algunos trabajos que se han desarrollado en otras áreas de Colombia son el realizado por Diederex *et al.*, 2006, donde se habla de un modelado morfotectónico de la falla de Ibagué y unas caracterizaciones generales de su abanico aluvial y el trabajo desarrollado por Van der Wiel y Van der Breghe (1992) sobre los abanicos presentes en una cuenca del Departamento del Huila, entre otros.

Igualmente alrededor del mundo se han llevado a cabo este tipo de trabajos en abanicos aluviales y sus respectivas cuencas, algunos de estos son los desarrollados por Guerra y Gonzáles (2002) en Táchira-Venezuela, Angillieri y Perucca (2014) en Argentina, Gonzáles (2004) en Zadorra-España, Calvache *et al.*, (1997) y Viseras *et al.*, (2003) en España, Guzzetti *et al.*, (1997) en Italia y Bull (1964) en California, estos por mencionar algunos.

3.3 CLIMA

En la siguiente tabla se presentan las temperaturas promedio de las tres zonas de estudio, donde se puede observar que las zonas 1 y 2 comparten temperaturas muy similares, mientras que la zona 3 presenta temperaturas mucho mayores.

Tabla 1. Clima general de las tres zonas de estudio.

Zonas de estudio	Temperaturas (°C)	Precipitación (mm anual)
Zona 1 (Peña, 2011)	Zonas bajas: 27°C	Zonas bajas: <1.000
	Zonas medias: 17-24°C	Zonas medias: 1.000-1.500
	Zonas altas: <4°C	Zonas altas: 1.300-2.300
Zona 2 (Van der Hammen, 1984).	Zonas bajas: 27°C	Zonas bajas: 1.000
	Zonas altas: < 3°C	Zonas altas: 1.500-2.000
Zona 3 (IGAC, 2009)	Zonas bajas: 26.9 - 27.9°C	Zonas bajas: 1.000- 1.250
	Zonas medias: 18 – 24°C	Zonas medias: 1.000-1.400
	Zonas altas: 12 -18° C	Zonas altas 1.200 - 1.400

En la zona 2 es importante mencionar los eventos de las glaciaciones globales que han sido registradas en la zona, con el fin de entender una posible proveniencia de algunos de los depósitos fluvioglaciales que se presentan en la parte alta de la cuenca en estudio y que probablemente sean parte de los materiales que se encuentran en el depósito aluvial asociado.

Durante el Pleistoceno la SNSM se vio afectada por las glaciaciones globales, cuyo registro más antiguo se conserva en el llamado estadio Aduriameina (> 24.000 años). En el Último Glacial Máximo (20.000 a 14.000 años) se da la formación de los depósitos glaciares del estadio Mamancanaca (Van der Hammen, 1984) (INGEOMINAS, 2003). La última glaciación del Pleistoceno está registrada en el estadio Naboba (11.000 a 10.000 años; Van der Hammen, 1984) y simultáneamente a estos procesos glaciares, se dieron las principales acumulaciones fluvio-glaciales y fluvio-torrenciales que se registran en el sector norte de la SNSM y el Valle Cesar – Ranchería. Un último estadio de glaciación es registrado en el estadio Bolívar de la SNSM, que corresponde a la Pequeña Edad de Hielo (1.550 a 1.850) (Van der Hammen, 1984; Márquez y Hernández, 2012).

Durante los últimos 40 años los glaciares de la SNSM han retrocedido considerablemente, debido a que estamos presenciando un período interglaciar. Mientras en 1957 el área total de glaciares era de unos 105 km², en 1981 éste se redujo a 35 km², estos se fraccionaron en glaciares de diferentes tamaños, pasando de 50 glaciares a 43 para el año 1995. Las alturas límite de estos cuerpos glaciares ya no era de 4.200 msnm como ocurría en tiempos pasados, si no de 5.000 msnm (Van der Hammen, 1984). Todos estos eventos de retroceso recientes han ayudado a que un conjunto de provincias de la parte norte de Colombia se vean afectadas, registrando inundaciones como en la Cuenca Baja del Magdalena y en la Península de la Guajira; movimientos en masa en la SNSM y en la Serranía de Perijá y eventos fluvio-torrenciales y fluvioglaciares en los piedemontes de frente de montaña de la SNSM que posiblemente estén asociados con los materiales del depósito aluvial de la zona 2 (INGEOMINAS, 2002 y 2007).

3.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.4.1 Evolución Tectónica y Geología Estructural

El norte de los Andes presenta una compleja configuración tectónica como resultado de la interacción entre Suramérica y las placas Nazca y del Caribe (Cortés y Angelier, 2005), placas oceánicas que subducen por debajo del bloque Norandino o bloque Maracaibo (Audemard *et al.*, 2005).

La zona de estudio hace parte de esa microplaca llamada Bloque Maracaibo o como es denominada por Cediél *et al.* (2003), región subplaca Maracaibo (MSP), la cual aloja a una serie de provincias litotectónicas y rasgos morfoestructurales, como lo son la SNSM, la Sierra de Mérida, la Serranía del Perijá, el macizo de Santander, la cuenca del Cesar-Ranchería y la cuenca de Maracaibo, subplaca que es considerada por éste autor como autóctona. Debido a su particular posición esta cuenca ha sido sometida a regímenes súperimpuestos de extensión y compresión producto de las interacciones sucesivas entre la placa continental de América del Sur y las placas oceánicas Nazca y del Caribe.

El Bloque Maracaibo corresponde a un dominio intracratónico relativamente estable rodeado por fallas activas, el cual se encuentra limitado al occidente por el sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga, al sureste por la Falla Boconó y hacia el norte separada del bloque Bonaire por el sistema de Falla de Oca-El Pilar (Audemard *et al.*, 2005). Sistemas de fallas que han ayudado a la configuración actual del Bloque Maracaibo y por ende a que se presente la configuración actual de las tres zonas de estudio.

Los eventos de deformación interna del Bloque Maracaibo iniciaron aproximadamente a mediados del Cretácico, en donde las provincias litotectónicas que hacían parte de ésta comenzaron a migrar hacia el noroccidente de Colombia por medio de los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Oca-El Pilar (Figura 3.), lo que contribuyó en parte a la primera configuración de la Sierra de Mérida, el cinturón de Santander, la Serranía del Perijá y la SNSM; la causa de los mecanismos que provocaron esta migración noroccidental del bloque aun no son tan claros (Cediél *et al.*, 2003).

Es importante tener en cuenta que el vector de movimiento y/o de migración del Bloque Maracaibo es completamente independiente del evento de colisión tectónica de dirección este-oeste y del registro estructural asociado generado por los componentes del WTR (Western Tectonic Realm) denominados por Cediel *et al.*, (2003). Estos movimientos de desplazamiento del MSP están más relacionados con la interacción entre la placa Caribe y Nazca y por la actividad de los sistemas de falla de Santa Marta- Bucaramanga y Oca el Pilar, como se muestra en la Figura 3; esquema reconstruido por Cediel *et al.*, (2003) con ayuda de autores como Zambrano *et al.*, 1969 y Shagam 1972.

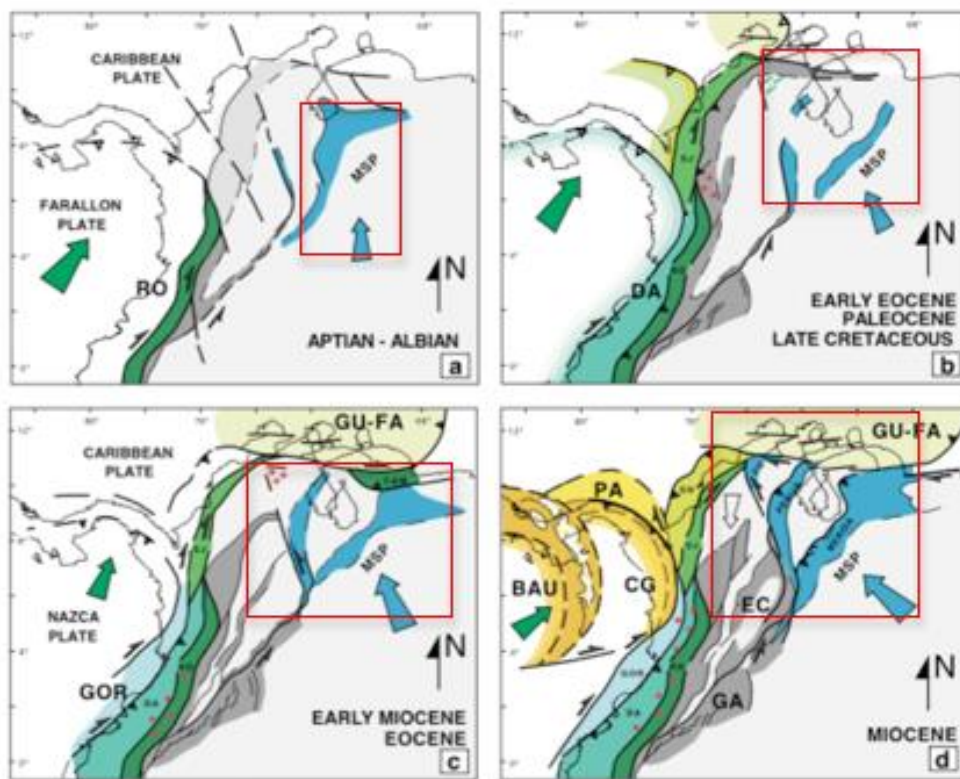


Figura 3. Deformación y migración tectónica del noroccidente del bloque Maracaibo o Subcuenca de Maracaibo (MSP) desde el Cretáceo hasta el Neógeno (Tomado de Cediel *et al.*, 2003).

Otra de las evidencias que se suman a lo planteado por Cediel *et al.*, (2003) sobre los eventos de migración o desplazamiento del Bloque Maracaibo, son los estudios como los realizados por Cardona *et al.*, (2010) donde se propone con base en datos geocronológicos (U/Pb) del basamento Grenvilliano y detritos de los orógenos del Paleozoico temprano de Colombia, que el núcleo Grenvilliano de los macizos (parautóctonos) de Colombia como el de SNSM

fueron formados en la margen noroccidental del cratón Amazónico, los cuales han sido transferidos poco a poco hacia otras zonas más hacia el norte por la acción de las respectivas fallas, reafirmando así el hecho de que el bloque tectónico de la zona de estudio ha sido desplazado desde el suroriente de Colombia hacia su extremo norte.

Todas estas interpretaciones de migración del bloque sumadas a los trabajos presentados por otros autores como Bayona *et al.*, (2010), proponen que además de que este bloque ha migrado desde latitudes inferiores (Jurásico – Cretácico), también ha girado en sentido horario, producto de la interacción de los sistemas de fallas mencionados anteriormente.

Posterior a estos eventos de migración, se registraron las fases de levantamiento, resumidas en tres fases, las cuales fueron descritas por Liscano (2012) y Ayala *et al.*, (2012), estas son:

- La primera fase se presenta en el Cretácico, la cual consiste en la reactivación de las fallas Bucaramanga y Oca - El Pilar y los patrones de sedimentación marino somero que describen el Arco de Mérida.

Además a finales del Cretácico (Campaniano) se presenta un evento de colisión y obducción de un arco volcánico pacífico con la placa suramericana, lo que resultó en el desarrollo de una cuenca antepaís a lo largo de la margen norte del Bloque Maracaibo, generando algunos levantamientos en la Cordillera Central y la SNSM (Ayala *et al.*, 2009).

- La fase dos inicia en el Paleoceno con movimientos transpresionales característicos de los sistemas de falla de Santa Marta - Bucaramanga y Oca - El Pilar y el rápido levantamiento del terreno Guajira-Falcón, asociado al inicio de la subducción de la placa Caribe con la placa de Suramérica. Este evento de subducción causó intrusiones de cuerpos graníticos, colisión de unidades y metamorfismos hacia el sector noroccidental del macizo de Santa Marta (Ayala *et al.*, 2009).

Villamil (1999) y Gómez *et al.* (2005) en los mapas paleogeográficos del Maastrichtiano-Paleoceno interpretaron a la SNSM (zona 1y 3) como

una extensión norte del levantamiento de la Cordillera Central, la cual estaba limitada por fallas inversas y de cabalgamiento que están influenciando el levantamiento de la Serranía del Perijá.

Durante este período (Paleoceno) se asoció el levantamiento de la SNSM a un basculamiento cortical a lo largo de un eje horizontal el cual reactivó estructuras pre-existentes en zonas cercanas como las de la Serranía del Perijá (Montes *et al.*, 2005) (Figura 4A).

Posteriormente en el Eoceno temprano se desarrolló la primera fase de compresión, evidenciada por erosiones locales y cambios en el régimen sedimentario y en el régimen tectónico, pasando a ser transpresivo, el cual prevaleció durante el Eoceno Tardío y Oligoceno, relacionado probablemente con el emplazamiento de los terrenos del Caribe y la interacción de las placas Caribe y Nazca con Suramérica, dándose posteriormente un episodio de tranquilidad tectónica y erosión (Liscano, 2012).

- La fase tres está marcada por el levantamiento de los Andes de Mérida, Serranía del Perijá, Cordillera Oriental y Macizo de Santander, producto de los eventos de deformación generados por la orogenia Andina en el Neógeno (Figura 4A y 4B). El causante de los levantamientos de las dos primeras serranías se dio producto de la colisión del arco volcánico de Panamá con la margen Caribe durante el Neógeno, donde se desarrollaron cuencas marinas de antepaís a lo largo de estas márgenes (Liscano, 2012). Este levantamiento generó deformación interna en el Bloque Maracaibo evidenciándose por medio de los plegamientos litosféricos formados y las estructuras presentes hacia esta zona (Audemard *et al.*, 2005). A su vez se produjo un aumento en las tasas de subsidencia de las cuencas adyacentes (Ayala *et al.*, 2009), generando a su vez procesos erosivos y depositacionales, sobre las zonas de estudio.

Desde un punto de vista más local en lo que respecta a las estructuras presentes en la SNSM y Serranía del Perijá, Cediel *et al.*, (2003) propusieron

un sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia hacia el noroccidente con el cual la SNSM se ha ido levantando en asociación a un sistema de fallas de retro-cabalgamiento en su flanco sureste, hacia la Serranía del Perijá (Figura 4B). Además se han utilizado modelos elásticos para sugerir su levantamiento (Figura 4A) y rotación actual como resultado de la interacción de la falla sinistral de Santa Marta-Bucaramanga y la falla dextral de Oca (Montes *et al.*, 2005). Modelos que están relacionados con lo planteado inicialmente donde se le atribuía a estos sistemas de fallas el desplazamiento y rotación inicial del Bloque Maracaibo.

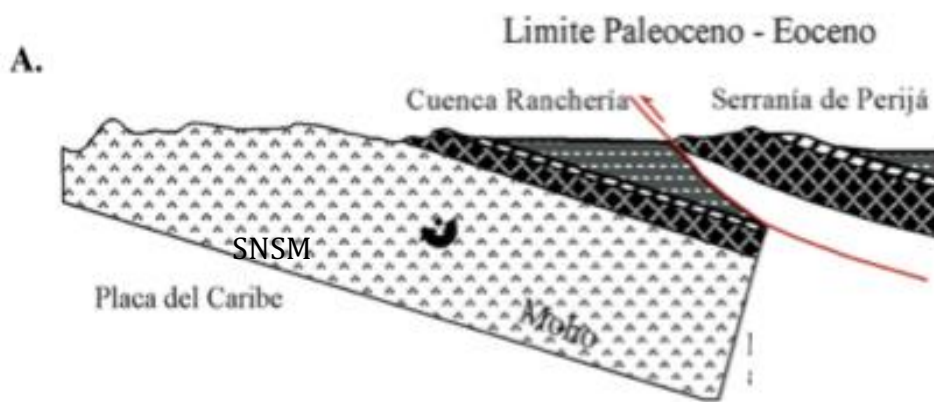


Figura 4A. Modelo de levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, (Modificado por Montes *et al.*, 2005).

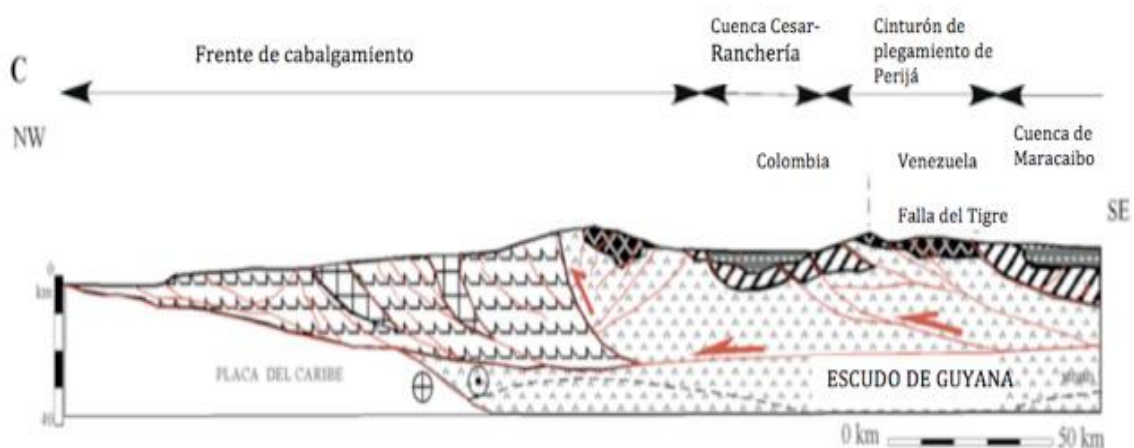
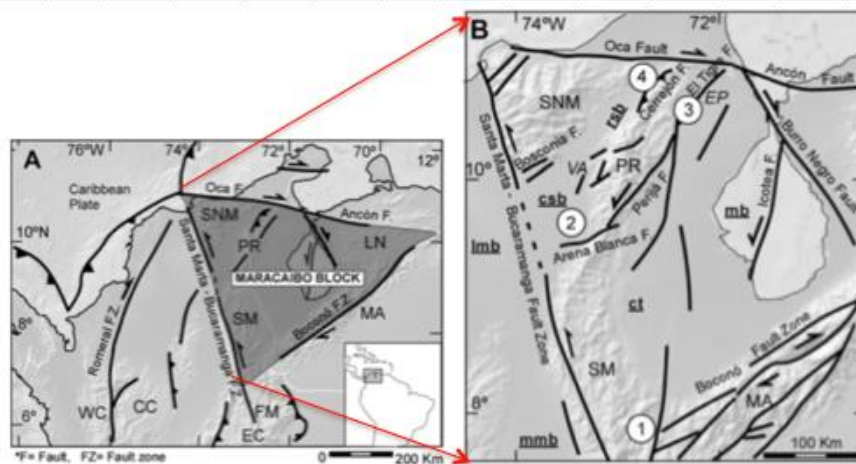


Figura 4B. Modelo propuesto por Cediel *et al.*, (2003), como mecanismo de levantamiento de la SNSM.

En la SNSM se han registrado varios pulsos de levantamiento posteriores a su levantamiento inicial (Protosierra) entre 65 y 50 Ma (Villagómez, 2010) y antes y durante la rotación que se inició en el Eoceno medio (~45 Ma; Montes *et al.*, 2005).

Estos pulsos de levantamiento se presentaron entre el Oligoceno y Mioceno (33 y 16 Ma), los cuales ocurrieron a medida que se daba el proceso de rotación de la SNSM (Villagómez, 2010), situándola en su posición actual, con un fallamiento preferente este-oeste y Noroeste-sureste, producto de la rotación de las estructuras heredadas (INGEOMINAS, 2002). Además se plantea que parte de la tasa de levantamiento se deba posiblemente a la subducción de la placa Caribe bajo Suramérica, la cual al tener un efecto boyante está chocando la placa suramericana en este punto, levantándola (Pleistoceno (?)) y permitiendo que la SNSM alcance su altura actual de 5.750 m.s.n.m. (Villagómez, 2010).

Paralelo y asociado a los procesos de levantamiento y rotación anteriormente descritos, la región de la Serranía de Perijá (zona de estudio 2) hacia el Eoceno-Oligoceno se estaba levantando y cabalgando sobre la parte suroriente de la SNSM formando un cinturón de cabalgamiento con vergencia al noroeste, lo cual generó fallamiento de bloques y simultáneamente eventos de sedimentación sobre la subcuenca del Cesar (Figura 4A) (González *et al.*, 2007). Estas estructuras de cabalgamiento que están generando el levantamiento de la Serranía están siendo impulsadas por la interacción compresiva entre las placas Caribe y Nazca como se mencionó anteriormente, levantamiento que tiene como plano principal la falla del Cesar-Ranchería (Montes *et al.*, 2009; Bayona *et al.*, 2010; Cediél *et al.*, 2003).



Macizos/ Serranías:	Altos del basamento:
SNM: Macizo de Santa Marta	Ep: El Palmar
PR: Serranía del Perijá	VA: Verdesia
SM: Macizo de Santander	Cuencas:
FM: Macizo de Floresta	mbs: Cuenca de Maracaibo
MA: Andes de Mérida	ct: Cuenca del Catatumbo
EC: Cordillera Oriental	csb: Subcuenca del Cesar
CC: Cordillera Central	rsb: Subcuenca del Ranchería
WC: Cordillera Occidental	lmb: Cuenca baja del Magdalena
mmb: Cuenca media del Magdalena	

Figura 5. Características tectónicas y estructurales de la parte noroccidental de Suramérica, bloque Maracaibo y las principales fallas del área de estudio; SMF, Oca y falla Boconó (Tomado de Ayala *et al.*, 2009).

Con respecto a uno de los sistemas de fallas regionales mencionados anteriormente, la Falla Santa Marta – Bucaramanga hace parte de una de las estructuras que limitan a la SNSM (Figura 5). Este sistema de fallas que fue activado durante la colisión continental Grenvilliana (Cediél *et al.*, 2003) contribuye a que una parte del basamento Grenvilliano como el que se encuentra en la SNSM, haya migrado desde el cratón amazónico hacia el norte de Colombia (MacDonald y Hurley, 1969). Además esta falla fue reactivada en el Aptiano-Albiano y se caracteriza por tener una longitud de 550 km desde el caribe hasta la Cordillera Oriental, con una penetración profunda en la corteza y desplazamientos de 45 a 110 km aproximadamente (MacDonald y Hurley, 1969).

Esta estructura permanece activa y se evidencia en los análisis geomorfológicos y estudios geofísicos que se le han realizado como el planteado por Diederix *et al.*, (2009), en donde se registraron posibles tasas de

desplazamiento de 15 mm/año a finales del Pleistoceno y Holoceno. Además otros estudios de neotectónica como los realizados por Idárraga *et al.*, y Romero (2010) de algunas áreas del suroeste de la SNSM y el realizado por Jiménez *et al.*, (2015) sobre dataciones del abanico aluvial de Bucaramanga, confirman como la falla posee actividad reciente, influenciando en la migración de algunas unidades del Bloque Maracaibo.

La Falla Oca- El Pilar de tipo transcurrente con tendencia este-oeste y un movimiento lateral derecho, marca el límite norte del Bloque Maracaibo, sistema de falla que se extiende 650 km desde la costa Caribe colombiana hasta el noroccidente de Venezuela (Figura 5) (Mac Donald y Hurley, 1969). Este sistema de fallas converge con el sistema de fallas Boconó, San Sebastián y el Pilar; siendo esta última parte del sistema de falla de Oca hacia el este (Audemard, 1996). Esta falla se considera una falla de gran actividad, la cual desde mediados del Cretácico ha registrado un desplazamiento estimado entre 65 y 180 km., presentado un esfuerzo máximo en dirección NNW-SSE y un mínimo en dirección WSW-ENE (Colmenares *et al.*, 2007). Movimiento que está relacionado con el empuje de la Placa Caribe que subduce al continente, a esta estructura se le atribuye parte del desplazamiento de la SNSM en sentido horario (Gonzales *et al.*, 2007.).

Unidades geomorfológicas relacionadas a este sistema de fallas Oca el Pilar (desplazamientos en la línea de costa y escarpes de falla), sugieren que posiblemente haya sido activada durante el Holoceno, tiempo en el que se registraron una serie de sismos (Audemard, 1996).

En conclusión todos estos eventos tectónicos del Bloque Maracaibo se pueden resumir de la siguiente manera según Gonzáles *et al.*, (2007), (Figura 6):

1. El fallamiento extensional Jurásico localizado en el Cesar en los sectores occidentales de Ranchería y en la Sierra de Perijá.
2. Una subsidencia térmica ocurrida durante el Cretácico temprano a medio.
3. En el Oligoceno se presenta compresión y cabalgamiento dentro de la Cuenca Cesar-Ranchería y en la margen oeste de la Serranía del Perijá.

4. Fallamiento de rumbo durante el Plioceno y desarrollo de las Fallas de Santa Marta y Oca- El Pilar. En general la reactivación de fallas y erosión masiva de todos los elementos estructurales caracterizan la historia del Plioceno en la región.

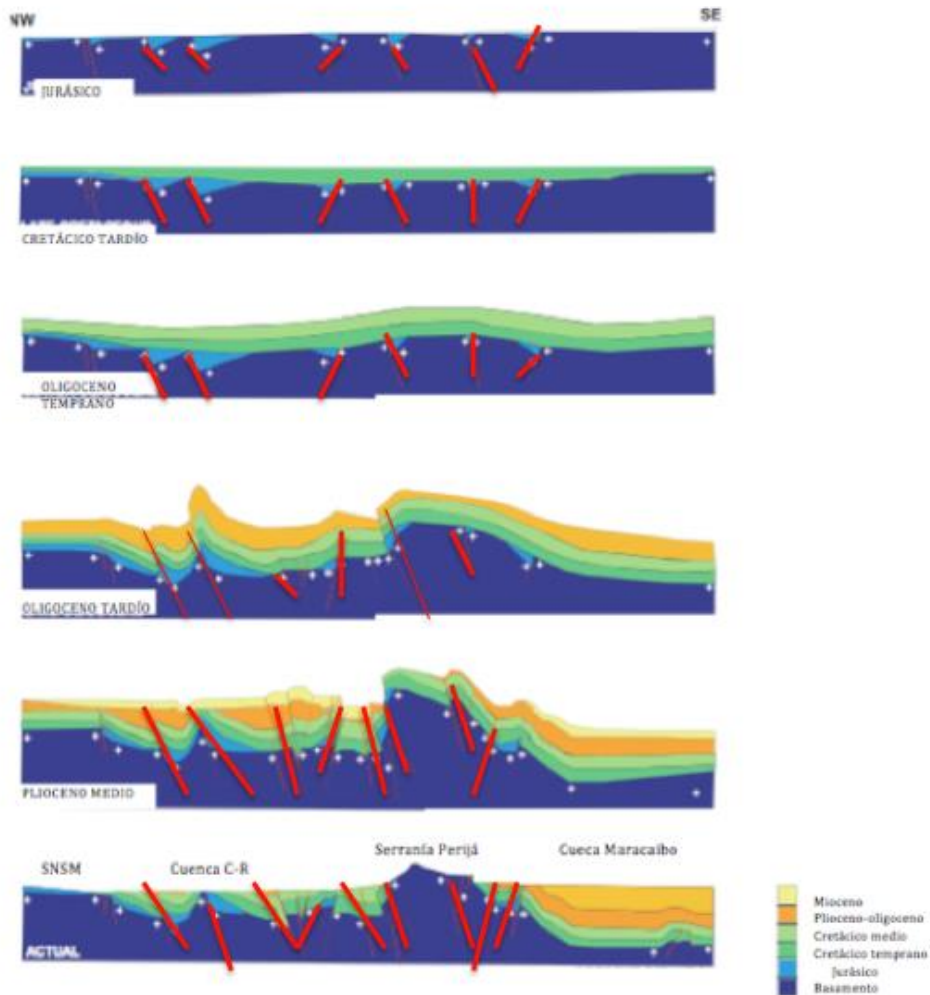


Figura 6. Evolución estructural de la cuenca Cesar-Ranchería (Tomado de Gonzales *et al.*, 2007).

3.4.2 Estratigrafía

En la estratigrafía de las zonas de estudio sobresalen unidades estratigráficas que van desde edades paleozoicas hasta edades cuaternarias, las cuales presentan no solo una gran variedad de litologías, sino también una diversidad de ambientes de formación.

Las descripciones de las unidades estratigráficas presentes se han dividido por regiones de acuerdo al área de estudio.

3.4.2.1 Región Zona 1 (Serranía del Perijá)

Las rocas aflorantes en la Serranía del Perijá están representadas por un basamento de rocas metamórficas cambro-ordovícicas o posiblemente precámbricas, sobre las que reposa una gruesa secuencia de sedimentitas de origen diverso (continental hacia la base del Devónico Medio y Carbonífero, y transicional a marino somero en el Devónico Superior y Pérmico) (Gómez *et al.*, 2010).

Además en el Devónico inferior ocurre la depositación de una secuencia de areniscas que están posiblemente asociadas a la transgresión ocurrida en el Caledoniano?, al mismo tiempo se desarrolló un volcanismo que dio lugar a rocas de composición tobácea, las cuales se encuentran intercaladas con la secuencia anteriormente mencionada (Radelli, 1962).

Hacia finales del Pérmico sobre el área que ocuparía la Serranía del Perijá se produjo una orogénesis con metamorfismo intenso, lo que causó el emplazamiento de riodacitas hacia la parte norte de la serranía, evento que es considerado una evidencia de la ocurrencia de un magmatismo profundo hacia esta zona de la Serranía (Radelli, 1962).

Es importante tener presente que durante el Paleozoico se depositó una sucesión de facies indicativa de una profundización progresiva durante el Devónico y un retorno a condiciones de dominio continental a costero transicional durante el Carbonífero. Esta asociación facial sugiere la existencia de avances y retrocesos del nivel eustático del mar a escala regional y evidencian una actividad tectónica importante por lo menos durante la fase terminal del Devónico e inicios del Carbonífero, asociada a la Orogenia Hercínica (Gómez *et al.*, 2010).

Hacia el Jurásico esta zona estuvo representada por ambientes extensionales de composición volcano-sedimentaria con intrusivos de composición ácida a intermedia, lo que marcó la presencia de dos ciclos volcánicos diferentes; el último ciclo se presentó hacia el final de la sedimentación continental que se desarrolló en la serranía durante este período (Radelli, 1962).

El Cretácico se caracterizó por la presencia de sedimentitas fundamentalmente de origen marino de edades que van desde el Barremiano-Aptiano hasta el Maastrichtiano-Campaniano. Estas unidades estratigráficas cretácicas junto con las unidades Jurásicas, se encuentran distribuidas a lo largo de toda la Serranía del Perijá (Gómez *et al.*, 2010).

Los depósitos Cuaternarios que se presentan a ambos lados del piedemonte de ésta serranía son principalmente conos, abanicos aluviales; estáticos y activos, y terrazas, los cuales han sido denominados como torrenciales y de edad Plioceno Superior – Pleistoceno (Ujueta y Llinas, 1990).

Los abanicos más representativos de toda la Serranía del Perijá son:

El abanico de La Jagua del Pilar (Urumita), el abanico del noreste del municipio de Conejo y el abanico de San José de Oriente, los cuales se caracterizan por presentar una alta disección y evidencias de varios pulsos deposicionales (Tschanz *et al.*, 1969).

3.4.2.2 Región suroriental de la Zona 2 (SNSM).

La región suroriental de la SNSM está compuesta por una gran variedad litológica debido a que afloran unidades desde edad precámbrica hasta unidades de edad reciente (Gómez *et al.*, 2010).

Tschanz *et al.*, (1969), dividió la SNSM en dos regiones, la región noroeste y la región sureste, separadas por el lineamiento de Sevilla, el cual hacia el período Pérmico y Eoceno pudo haber sido un importante límite de bloques tectónicos que ayudó a desarrollar la faja metamórfica de Sevilla. Éste lineamiento a su vez controló el emplazamiento y generación de magmas entre el Pérmico y el Jurásico. En ambos lados del lineamiento, las rocas del basamento varían en grado metamórfico y edad, y las rocas ígneas plutónicas solo en edad (Tschanz *et al.*, 1974).

Con base a estudios geológicos de petrografía, geocronología y trabajo de campo efectuados por autores como McDonald y Hurley (1969), Tschanz *et al.*, (1969) y (1974) y Restrepo *et al.*, (1997), estas dos regiones fueron divididas por tres provincias geotectónicas con series metamórficas distintas. De occidente a oriente: 1) Santa Marta, 2) Sevilla y 3) Sierra Nevada. Las provincias uno y dos están separadas estructuralmente por el sistema de fallas

de Guachaca (Ordoñez *et al.*, 2002), y las provincias dos y tres por el lineamiento de Sevilla (Tschanz *et al.*, 1974).

La provincia de Sierra Nevada es la más grande y antigua, se diferencia de las otras dos por la presencia de un basamento Precámbrico (Tschanz *et al.*, 1974; Ordoñez *et al.*, 2002; Herrera *et al.*, 2008), representado por gneises, granulitas y anfibolitas. Además de la presencia de algunos eventos magmáticos ocurridos durante el Mesozoico, que dieron lugar a los batolitos jurásicos de la SNSM (Figura 7) (Ordoñez *et al.*, 2002).

La provincia de Sevilla está ubicada al noroeste de la anterior provincia, compuesta principalmente por un cinturón polimetamórfico con tendencia noreste, que alberga bloques alóctonos de la provincia Sierra Nevada. Este cinturón fue intruído posteriormente por rocas plutónicas del Pérmico, Mesozoico y Cenozoico (Herrera *et al.*, 2008).

La provincia Santa Marta corresponde a la esquina septentrional de la SNSM y está comprendida por dos cinturones metamórficos de edad mesozoica, con tendencia noreste intruidos por el Batolito de Santa Marta (Duque, 2010).

Además hacia el sureste y noreste de la provincia Sierra Nevada se presenta una secuencia volcano-sedimentaria de edad Jurásica y unos depósitos cuaternarios constituidos por abanicos aluviales, aluviones recientes, terrazas aluviales y llanuras de inundación (Bayona *et al.*, 2007).

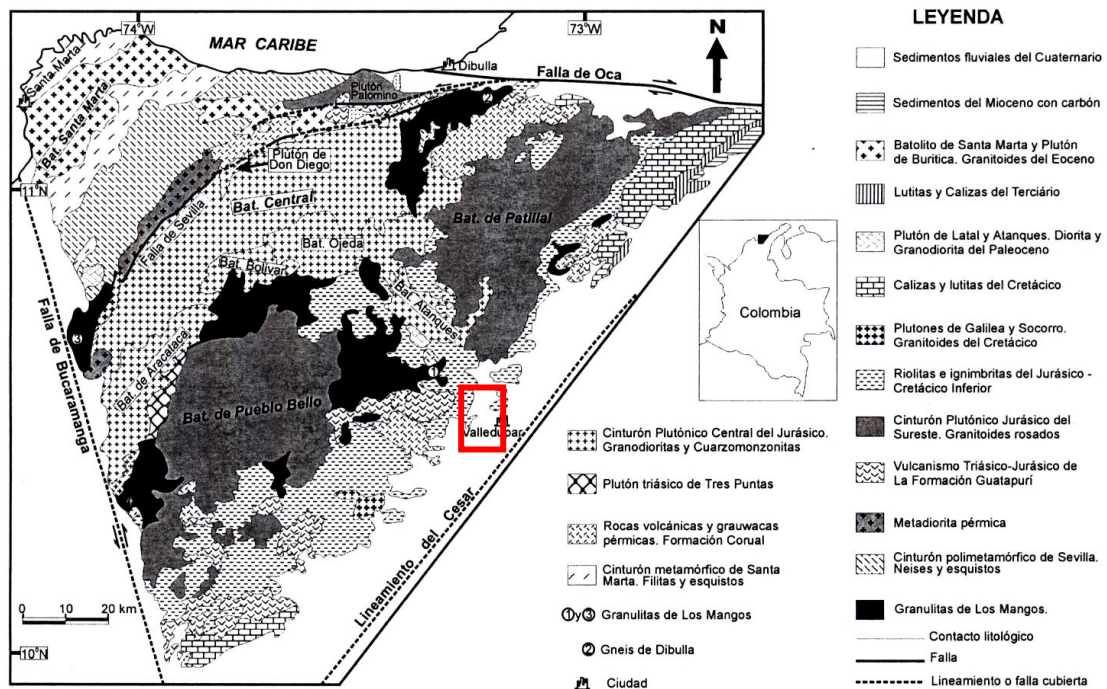


Figura 7. Mapa geológico simplificado de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tomado de Tschanz *et al.*, 1969 y 1974, modificado por Ordoñez *et al.*, 2002).

3.4.2.3. Región Zona 3 (Dibulla – Oca)

En esta región se presentan menos unidades litoestratigráficas con respecto a las regiones anteriores, las cuales tienen también edades que van desde el Precámbrico hasta el reciente.

En esta zona también se presentan formaciones de edad precámbrica y permotriásica que fueron intruidas por granodioritas jurásicas y batolitos como el batolito central, Aracata, Atánquez y Bolívar (Gómez *et al.*, 2015).

Todas estas unidades litoestratigráficas están afectadas por la presencia de una falla con comportamiento transcurrente de dirección este-oeste (falla Las Vueltas), y una falla de cabalgamiento de dirección noreste-suroeste que atraviesa el cauce principal del río Jerez y parte de su cuenca (INGEOMINAS, 2007).

3.4.3 Geomorfología

Para entender la génesis de los suelos y la formación de los paisajes donde se encuentran distribuidos, es necesario tener en cuenta que, además de los movimientos tectónicos que culminaron con el plegamiento de los estratos y

elevación de las cordilleras, han ocurrido en el tiempo otros eventos (cambios climáticos, actividad volcánica, glaciaciones, erosión y movimientos en masas), que han ejercido profunda influencia en el relieve y naturaleza de los suelos del departamento del Cesar, área que incluye las tres zonas de estudio.

Los ríos Cesar y Ranchería son los ríos más importantes de la región, los cuales han influenciado en cierta medida en el moldeamiento del paisaje. El Río Cesar nace en la SNSM y corre en dirección suroeste mientras que el río Ranchería que nace también en la SNSM corre hacia el noreste (Ujueta y Llinas, 1990).

Desde un punto de vista morfológico en el Departamento del Cesar, los suelos se han formado en unidades genéticas de relieve dominadas por paisajes montañosos y colinados denudativos y estructural denudativos, planicies o llanuras aluviales de piedemonte y desborde, piedemontes y altillanuras lacustres y fluviales degradadas. Las formas altas y onduladas han sido modeladas por procesos glaciáricos y tectodinámicos endógenos (plegamiento y fracturamiento), procesos morfodinámicos exógenos como la acción fluviogravitacional y la erosión, que actúan sobre las unidades ya sea modificándolas o moldeándolas (Márquez y Hernández, 2012). Además las partes bajas han sido moldeadas por procesos agradacionales producto de la acción de procesos geomorfológicos diluviales, coluviales, eólicos, aluviales o fluviales (Peña, 2011).

En las zonas montañosas del departamento del Cesar, específicamente en la zona de la SNSM; zona de estudio 2, la actividad glaciárica ha sido muy importante para el modelado del paisaje (Van der Hammen, 1984), las cuales han producido varias formas de relieve como morrenas, circos y valles glaciales, los cuales se extienden desde los 3500 msnm hacia los picos nevados. Estas geoformas de origen denudativo moldeadas por erosión glaciárica afectan las laderas largas e irregulares del clima de páramo y las laderas largas y rectilíneas de las zonas de clima muy frío (IGAC, 2009).

Con respecto a las geoformas que se presentan más hacia el suroriente de la SNSM en cercanías a Valledupar, están afectadas por tres procesos principales degradacionales específicos: escurrimiento superficial del agua, el cual se manifiesta en el arrastre de capas delgadas de suelo por disgregación y transporte de materiales (erosión laminar y erosión en cárcavas originando

erosión remontante); flujos subsuperficiales de agua que ocasionan arrastre de partículas bajo la cobertura vegetal (escurrimiento difuso); y remoción en masa tipo desplazamientos múltiples y movimiento de materiales rotacional y traslacional por acción del agua y la gravedad. Además se presenta la gelifración, típica en clima de páramo, la cual causa el fracturamiento de rocas acentuando los desprendimientos de materiales y depositación de arenas en las partes bajas, dichos materiales se presentan en las laderas de alta montaña como en la parte noroccidental del municipio de Valledupar y en formas de abanicos (Márquez y Hernández, 2012).

También se presentan montañas denudativas distribuidas desde los 2.800 msnm hasta alturas inferiores a los 800 msnm, presentes en ambientes climáticos periglaciares fríos, medios, cálidos húmedos y cálidos secos donde se presentan materiales ígneo-metamórficos y sedimentarios en el sector de la Sierra Nevada. Estos procesos denudativos también son característicos hacia la Serranía del Perijá donde afectan rocas sedimentarias y/o metamórficas presentes en clima templado y cálido húmedo (Márquez y Hernández, 2012).

El relieve quebrado a escarpado que posee la SNSM y la Serranía del Perijá ha sido moldeado por efecto de las corrientes de agua que nacen en sus partes altas y por la acción de la gravedad, originando un paisaje actual de laderas irregulares con cimas agudas y/o redondeadas (Gómez *et al.*, 2010).

Sobre el área de clima frío en límites con el clima templado en la SNSM, se presentan complejos procesos de degradación, siendo en general una zona donde la erosión superficial se observa en todo lugar; al norte de esta zona, en la cuenca media del río Guatapurí, se observan desprendimientos y caída de rocas y suelos por efecto de la gravedad, escurrimiento difuso y concentrado y erosión inducida por efecto del sobrepastoreo y terracetas por acción del ganado en suelos de materiales de baja cohesión (erosión en caminos de ganado o “patas de vaca”) (Márquez y Hernández, 2012).

Dentro de la SNSM las cimas y/o picos que más sobresalen son el Pico Cristóbal Colón y Pico Simón Bolívar; montañas consideradas por algunos autores como gemelas, debido a su similar altura, pero Pico Cristóbal Colón fue designada la montaña costera más alta del mundo y de Colombia, y la quinta con más prominencia en el mundo con altura de 5.775 msnm (Van der Hammen, 1984).

En estas zonas altas de la Sierra existe una zonación geomorfológica que responde a factores climáticos de glaciación, estas zonas son: Supra-glacial, Glacial, Sub-glacial, pendientes boscosas y tierras bajas. La meteorización física afecta en un grado mayor a las primeras tres zonas, donde el control litológico no tiene mayor importancia y la meteorización química que se presenta en las dos últimas zonas, donde el control litológico se vuelve importante (Tschanz *et al.*, 1969).

Por otra parte hacia la zona oriental del departamento del Cesar en la Serranía del Perijá, los principales ríos que drenan el flanco occidental y que fluyen hacia el noreste son tributarios del río Ranchería y solamente algunos, en la parte más al sur de la Serranía, como los ríos Marquezote, Villanueva y Molino, son afluentes del río Cesar. La organización general de la red de drenaje de este sector del Cesar, esta estructuralmente controlado por fracturas y por estratificación de las rocas (Ujueta y Llinas, 1990).

En la Serranía del Perijá donde predomina el clima templado húmedo y seco, se han presentado algunos procesos degradacionales que han afectado y transformado severamente el paisaje. Simultáneamente, dada la pérdida total de la vegetación natural, la topografía y el clima, se produce escurrimiento superficial del agua evidenciándose en erosión laminar, en surcos y cárcavas, que producen flujos subsuperficiales de agua (escorrentía difusa y concentrada) en las zonas de escasa cobertura.

En el área son evidentes los procesos de remoción en masa como deslizamientos traslacionales, derrumbes y flujo de detritos, causados por la acción de las aguas de escorrentía y la gravedad (SGC-EAFIT., 2015). Además hacia el occidente de esta zona se presentan geoformas relativamente planas con elevaciones sobre el nivel del mar que fluctúan entre 100 y 200 msnm, que comprende parte del Valle del río Cesar al sur, y el Valle del río Ranchería, al norte. En esta zona aparecen colinas bajas redondeadas formadas por rocas del Terciario; algunas cubiertas por depósitos Cuaternarios, terrazas y abanicos aluviales bien desarrollados de diferente magnitud (Márquez y Hernández, 2012).

En el sector norte del departamento del Cesar en la vertiente norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, zona que incluye una parte del Departamento de la Guajira y área de estudio 3, SGC-EAFIT., (2015), proponen que hacia esta

zona se presenta una configuración de unidades de paisaje variable desde planicies costeras y playas hasta valles y zonas de alta montaña cada una de ellas con unidades geomorfológicas particulares que implican una serie de ambientes morfogenéticos y geológicos tales como ambientes denudacionales, fluviales, eólicos, marinos y estructurales que definen las unidades geomorfológicas que se presentan.

Dentro de las unidades geomorfológicas que se definen en esta zona están aquellas que se encuentran relacionadas al área litoral de las costas bajas y las costas elevadas. Dentro de las costas bajas se presentan playas, llanuras costeras, Salares y llanuras de inundación, y en las zonas de costa elevada se encuentran las terrazas aluviales, pedimentos, planicies aluviales, valles intramontanos, abanicos aluviales, colinas y montañas (Rodríguez y Londoño, 2002).

3.5 Marco Geológico Local

3.5.1 Geología estructural

Según las denominaciones que han realizado algunos autores como Audermard (1996) y Colmenares et al., (2007), las tres zonas de estudio pertenecen a la zona estructural a la que ellos mismos denominaron como las regiones estructurales I, IV y V (Figura 8).

La región estructural I está localizada al norte de la SNSM, compuesta por dos dominios principales: estructuras de rumbo dextrales este – oeste; asociadas con la falla Oca y terminaciones compresivas con vergencia al noroeste ubicadas hacia el occidente de esta zona de la Sierra (Colmenares *et al.*, 2007; Audermard 1996).

La región estructural IV perteneciente a la zona 2, comprende la zona entre las Fallas Cerro Pelao-Arigraní al norte, Cesarito al sur y Caracolicito al occidente. Muestra la mayor complejidad estructural de las tres regiones. Está caracterizada por tener estructuras de rumbo dextrales en el oriente y desarrollo de estructuras compresivas penetrativas, que se conectan a estructuras de rumbo orientadas N-S en el occidente (Figura 8) (Colmenares *et al.*, 2007).

Por último la región V; zona de estudio 1, está constituida por un cinturón de cabalgamiento con vergencia al noroeste, localizada a lo largo del piedemonte noroccidental de la Serranía de Perijá y los valles de Cesar y Ranchería, cuya falla maestra parece ser la Falla Riecito-Cerrejón. Las otras fallas presentes en el subsuelo del valle corresponderían a “*shortcuts*” de la falla principal (Figura 8) (Colmenares *et al.*, 2007).

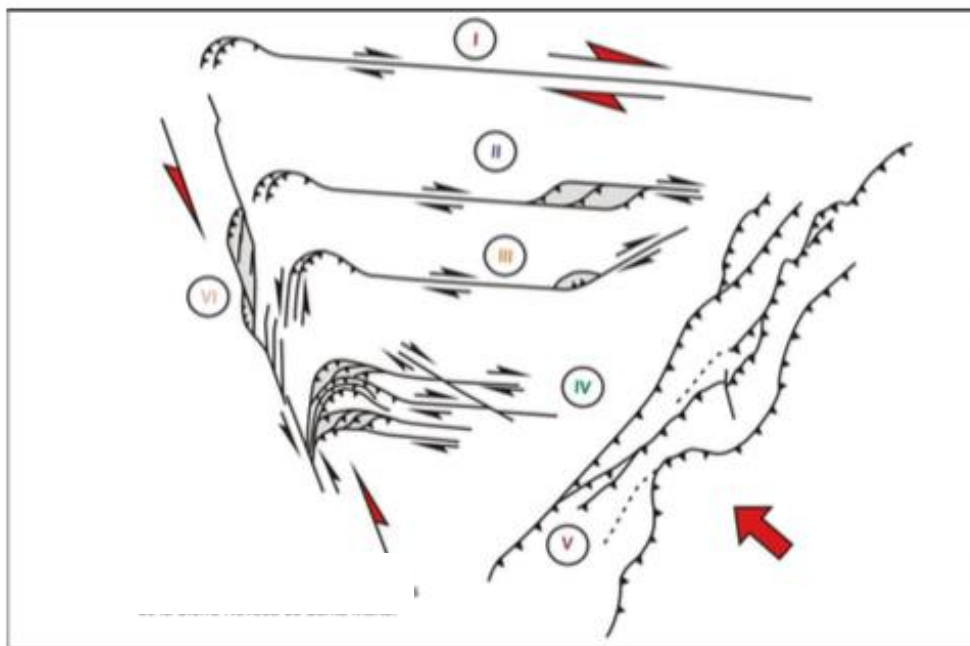


Figura 8. Localización de la regiones estructurales de la Sierra Nevada de Santa Marta descritas por Colmenares *et al.*, (2007).

Gómez *et al.* (2010) presenta otras denominaciones estructurales donde divide el bloque Maracaibo en tres provincias estructurales teniendo en cuenta la similitud que presentan en el origen, carácter y geometría de las estructuras junto con las relaciones espaciales y distribución geográfica de las zonas. Estas provincias son:

- **Provincia Cordillerana (I)**

Esta provincia se encuentra entre el cinturón de pliegues y cabalgamientos del Piedemonte Occidental de la Serranía de Perijá y el sistema de pliegues y fallas de cabalgamiento frontales con vergencia occidental en territorio Venezolano (Figura 9). La formación de cabalgamientos con vergencia oeste y de anticlinorios a manera de estructuras semi-dómicas evidencian la existencia

de un sistema combinado de “thrust y wrenching” (empuje y desgarramiento) como mecanismo direccionador en la formación de la estructura de la serranía del Perijá.

- **Provincia Occidental (II)**

Esta Provincia se extiende desde las estribaciones orientales de la SNSM al occidente hasta los pliegues y cabalgamientos más externos del Piedemonte de la Serranía de Perijá al oriente (Figura 9). Se caracteriza por un amplio monoclinado inclinado hacia el este y hacia el occidente se evidencia la relación paraconforme entre las unidades del paleoceno y del Cretáceo.

- **Provincia Piedemonte Occidental de La Serranía de Perijá (III)**

El cinturón de pliegues y lineamientos del Piedemonte Occidental de la Serranía del Perijá corresponde a una provincia estructural localizada entre el sistema de fallas de Yaya al oriente y los cabalgamientos frontales de la serranía, asociados con el sistema del cerrejón (Figura 9). Se trata de un arreglo de estructuras caracterizado por anticlinales relativamente estrechos y alargados y sinclinales amplios y de moderada extensión, con rumbo aproximado NE–SW. Estos pliegues se relacionan básicamente con cabalgamientos con vergencia occidental de origen andino (Figura 10).

La evolución estructural de esta última provincia parece estar controlada por la formación de superficies de despegue asociadas a fallas de basamento propagadas a las secciones Cretáceas y Terciarias de la parte interna de la provincia. Las fallas configuran una trayectoria escalonada desde el basamento (Cambro –Ordovícico), hacia horizontes del Cretáceo Superior– Paleógeno, donde alcanza la superficie (Figura 14) (González *et al.*, 2007). Estas estructuras están asociadas con el levantamiento de ésta Serranía indicando que los eventos compresivos han sido la tectónica predominante, durante y posterior a su formación, los cuales han tenido una mayor intensidad de ocurrencia hacia el Mio-Plioceno (González *et al.*, 2007; Kellogg, 1982) (Figura 11).



Figura 9. Provincias estructurales del Valle del Cesar y Serranía de Perijá. De oriente a occidente se muestra la distribución de las tres provincias estructurales (Tomado de Gómez *et al.*, 2010).

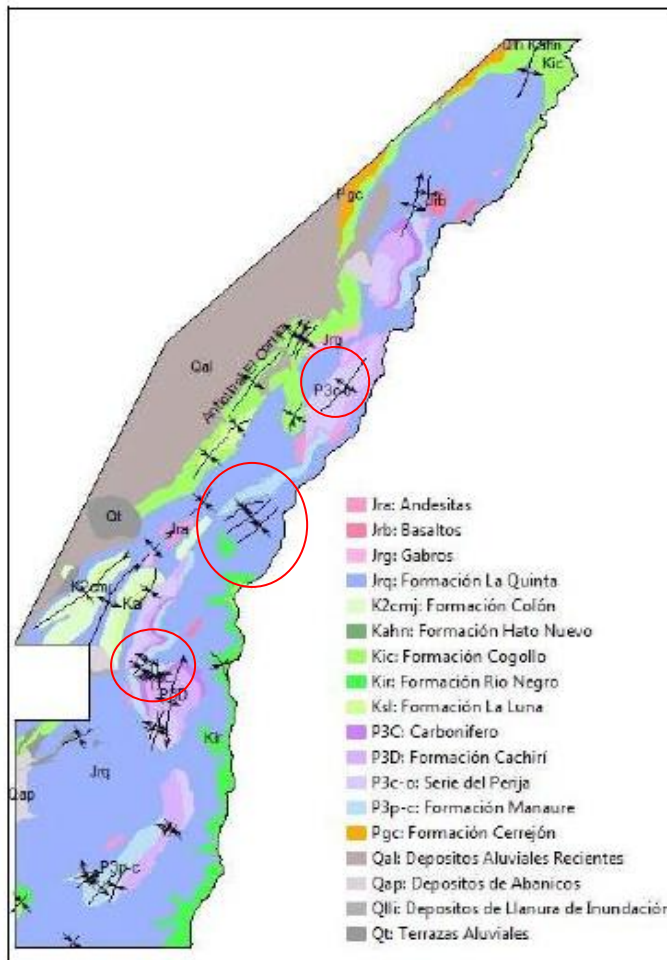


Figura 10. Pliegues relacionados con cabalgamientos con vergencia occidental de origen andino, anticlinales estrechos y sinclinales amplios, con rumbo aproximado NE-SW (Gómez *et al.*, 2010).

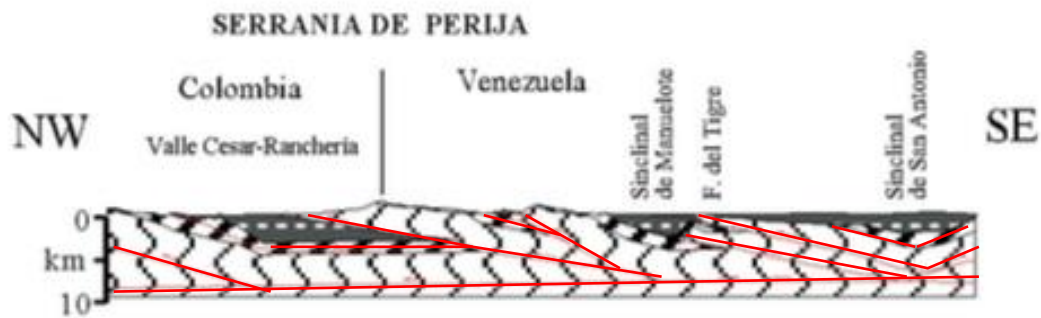


Figura 11. Modelo propuesto por Kellogg (1984 en 1982), como mecanismo de levantamiento para la Serranía del Perijá y los Andes de Mérida.

Por otra parte los sistemas de fallas y/o estructuras que afectan propiamente a las tres zonas de estudio son:

Lineamiento Guatapurí (Zona 2)

La revisión de la cartografía y de mapas topográficos del Macizo de Santa Marta, en escala 1:500.000, 1976 del IGAC, pone de manifiesto la existencia de fracturas NO-SE, dentro de las que se incluye el lineamiento Guatapurí que ejerce un control por 52 Km sobre la zona zona de estudio 2 (Figura 12), sobre el río del mismo nombre desde el Valle del Cesar hasta su nacimiento, a partir de allí se expresa morfológicamente como una divisoria de aguas recta de dirección NW-SE que alcanza la Costa Caribe al este de Santa Marta (Ujueta, 2007). Este lineamiento se encuentra afectando la cuenca en estudio y el respectivo abanico aluvial, ambos relacionados con el río Guatapurí.

Sobre Valledupar se presenta un dominio de movimientos inversos con dirección este-noreste y un sistema transcurrente de fallamiento dextral que afectan las unidades del Jurásico. Otras fallas locales pero sin desplazamiento uniforme (inverso, normal and cizalla) están presentes entre las fallas de este sector (Tschanz *et al.*, 1974).

dirección NNE-SSO que atraviesan la Serranía. La terminación de esta falla según Ujueta (2007), es en la Falla Arenas Blancas estructura con dirección NE-E, pero Kellogg (1982) en Ujueta (2007) considera que la Falla no termina ahí, sino que continúa hacia el SW hacia la Falla de Santa Marta. Además se encuentra limitando a la Subcuenca del Cesar (González *et al.*, 2007).

- **Fallas inversas-cabalgamiento.**

La Falla Cerrejón limita la Subcuenca del Ranchería y se considera el elemento estructural que permitió el levantamiento de la Serranía del Perijá. Se extiende desde la Falla Oca al norte hasta el sur del Departamento del Cesar (González *et al.*, 2007). Es una falla de cabalgamiento de bajo ángulo con buzamiento hacia el SE, con un desplazamiento mínimo de $1,7 \pm 0,6$ Km. en la vertical y $7,8 \pm 2$ Km. en la horizontal (Figura 13), hacia un tramo de su traza se divide en la Falla Cerrejón Este y Falla Cerrejón Oeste (Figura14) (Kellog, 1982).

Su reactivación en el Cenozoico durante la orogenia andina generó una estructura con despegue en el basamento, rampas profundas y trayectoria escalonada con rampas en las secuencias estratigráficas del Cretáceo Superior y paleógeno-Neógeno.

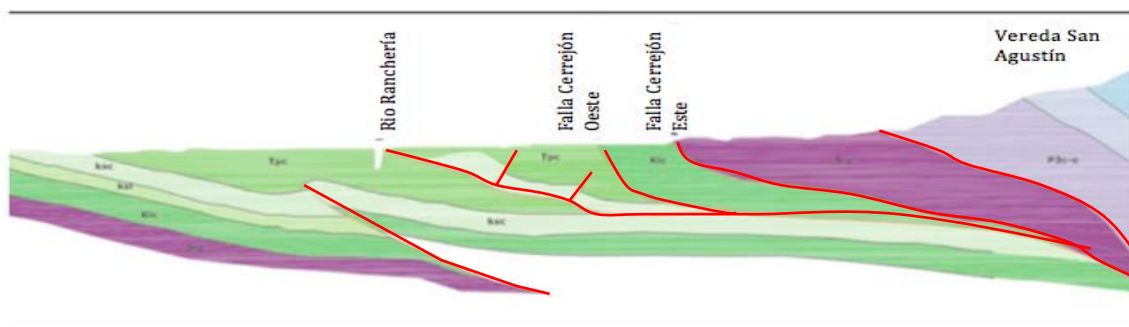


Figura 13. Corte regional que muestra el sistema de fallas del piedemonte, perijero. Fallas con despegue en basamento paleozoico y propagación escalonada a las secuencias superiores del cretáceo (Tomado de Gómez *et al.*, 2010).

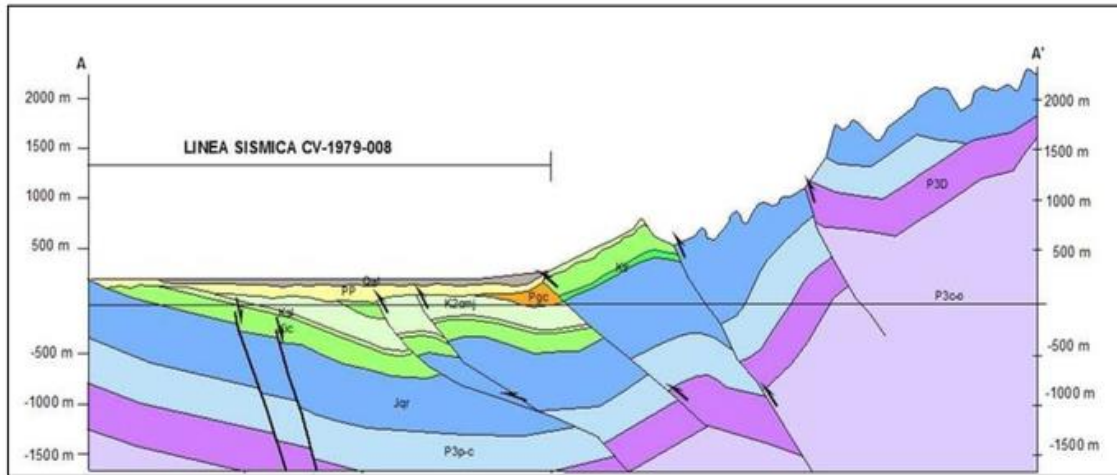


Figura 14. Perfil geológico de las estructuras de cabalgamientos, las Fallas La Colonia, la Yaya y la Falla del Cerrejón que afecta las unidades Cretácicas del piedemonte de la Serranía del Perijá (Tomado de Gómez *et al.*, 2010).

La Falla Yaya es una falla inversa de alto ángulo con marcados rasgos geomorfológicos en el drenaje y la topografía, su cinemática genera anticlinales de rampa desde el basamento Cámbrico–Ordovícico hasta las sedimentitas Paleozoicas del Permo- Carbonífero como el anticlinorio de Yaya (Figura14). Corresponde a una estructura Preandina reactivada durante la orogenia Andina (Gómez *et al.*, 2010.) y junto con la falla del Cerrejón constituyen quizás, las principales estructuras de inversión en el Valle del Cesar.

La Falla de la Colonia es una falla de tipo inverso, su extensión es de aproximadamente 25 Km, con dirección NNE-SSW (Figura 15). Está desplazada por las fallas Marquezotico, Marquezote, Villanueva y El Molino y es una estructura pre - Andina reactivada durante la orogenia Andina (Gómez *et al.*, 2010.)

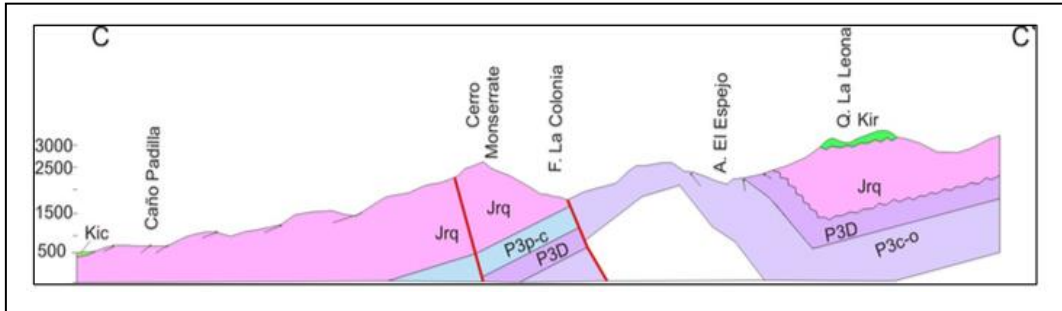


Figura 15. Falla de la colonia, estructura pre Andina afectada por la inversión tectónica de los eventos orogénicos andinos (Tomado de Gómez *et al.*, 2010.)

La Falla Las Minas es una falla de tipo inverso de ángulo alto y buzamiento al este de dirección aproximada $N40^{\circ}E$; se extiende desde la Falla Capuchino, al sur, y termina al norte contra la Falla Marimondas (Ujueta y Llinás, 1990).

Fallas con tendencia NW

Estas son estructuras con tendencias diferentes a las mencionadas anteriormente, son de tipo transcurrente y normales principalmente.

- **Fallas transcurrentes**

La Falla El Tigre ha sido interpretada como una falla transpresiva con vergencia SE o de cabalgamiento con vergencia NW (Bayona *et al.*, 2007). Quijada y Cassani (1997) en Cediél, (2003), sugieren una reactivación normal de esta Falla durante el Paleoceno Tardío - Eoceno Temprano.

- **Fallas Normales**

Dentro de este tipo de fallas se encuentran las Fallas Capuchino y Villanueva.

La falla Capuchino corresponde a una falla normal con el bloque NE levantado, y pone en contacto rocas devónico - carboníferas con rocas mesozoicas. Se manifiesta por el lineamiento que controla parcialmente el río Capuchino, con tendencia $N40^{\circ}W$ y se extiende aproximadamente por 12 Km (Ujueta y Llinás, 1990).

La Falla Villanueva es una falla de tipo normal con el bloque norte levantado que se extiende dentro del área de estudio por 15 km., la cual pone en contacto sedimentos devónicos - carboníferos con sedimentos del Grupo Girón y del cretáceo. Esta falla se encuentra controlando las cabeceras de algunos arroyos y quebradas hasta la confluencia con el Río Villanueva (Ujueta y Llinás, 1990).

La Falla El Molino es un lineamiento al sureste de El Molino que se extiende por cerca de 7 Km siguiendo parcialmente el arroyo el Molino (Figura 16) (Ujueta y Llinás, 1990).

- **Otras estructuras**

La Falla Masterban se extiende 9 km desde la cresta de la Serranía del Perijá al este hasta cercanías de la localidad de Conejo al occidente (Figura 16). Esta falla corta de este a oeste la falla de Monte Lía, Las Minas y Cerrejón. Quizá esta falla sea la responsable del levantamiento de las rocas más antiguas que afloran en la región. Su extremo occidental queda cubierto por depósitos cuaternarios (Ujueta y Llinás, 1990).

Fallas con tendencia E-W

Dentro de estas estructuras se encuentran: las fallas Juan Simón y Marimondas.

- **Fallas normales**

La Falla Juan Simón se localiza al oriente de la localidad de Conejo. Fue descrita por Ujueta y Llinás (1990) como una falla de tipo normal, de poca extensión (9 km) y dirección este-oeste, la cual pone en contacto estratos del Devónico Carbonífero del norte con estratos de la Formación La Quinta al sur.

La falla Marimondas descrita por los mismo autores es una falla de tipo normal donde el bloque sur de la Serranía levanta sedimentitas del Devónico Carbonífero y el bloque norte que presenta hundimiento representa unidades de la Formación La Quinta (Figura 16).



Figura 16. Mapa fotogeológico y estructural del flanco Noroccidental de la Serranía del Perijá (Tomado de Ujueta Y Llinás 1990).

La ubicación de las fallas del sector de la Serranía del Perijá anteriormente descritas se puede observar en la figura anterior.

Por otra parte en el extremo norte de Suramérica, se originó un campo de esfuerzos con una componente paralela al orógeno que indujo movimientos de rumbo lateral derechos como el registrado en el sistema de fallas Oca-El Pilar, activo durante el Mioceno – Plioceno Inferior y otra componente dominada por una combinación de movimientos de rumbo lateral izquierdos e inversos a lo largo del sistema de fallas de Perijá entre el Plioceno y el reciente (Figura 17).

La cizalla de rumbo lateral izquierdo del sistema de fallas de Perijá mejoró sustancialmente las tasas de levantamiento y erosión, dando lugar a gruesos depósitos aluviales localizados hacia los 1.000 y 2.000 metros de altura sobre el nivel del mar en cercanías a los Municipios de Manaure y San José de Oriente, corregimiento de Media Luna (Municipio de San Diego), cuenca alta del río Casacará (Gómez *et al.*, 2010).

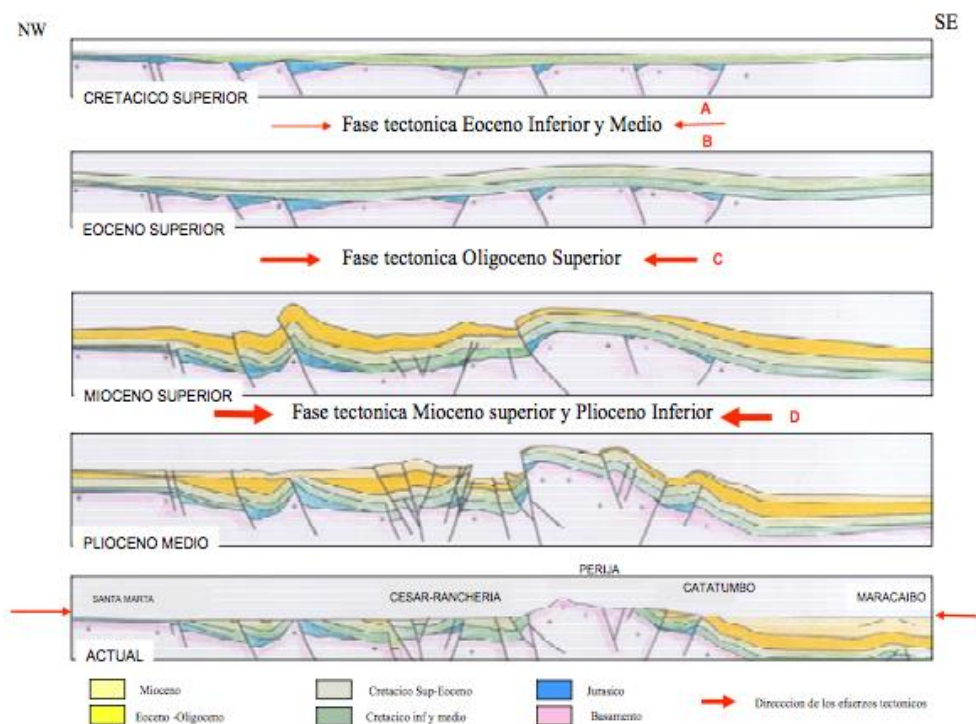


Figura 17. Evolución tectónica de la margen occidental de la sierra de Perijá. (Tomado de Gómez *et al.*, 2010).

Zona de estudio 3 (Dibulla - Rio Jerez).

En esta zona de estudio el principal dominio tectónico está dado por el sistema de fallas de Oca-Ancón, el cual tiene una dirección preferencial E-W y un movimiento de cizallamiento lateral derecho, su traza se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta hasta Boca de Aroa.

A lo largo de toda la traza de la falla Audemard (1996) y Colmenares et al., (2007), realizaron una división en cinco segmentos, perteneciendo al segmento I o región 1 (Figura 18). Este segmento es el más simple con respecto a la parte estructural en comparación con el resto de segmentos, el cual está compuesta por una traza principal que se trunca con la Serranía del Perijá. La parte más occidental de la traza parece ser la que controla esta línea costera de la Sierra Nevada de Santa Marta, donde se presentan algunas fallas menores potencialmente activas, ubicadas al sur de la falla, las cuales convergen con la traza principal en una estructura de “cola de caballo”.



Figura 18. Zona A, denominada por Audermard, (1996) de la traza de la falla Oca-Ancón.

Todas las estructuras mencionadas anteriormente en las diferentes áreas de estudio han influenciado a que la estructuración de los bloques litotectónicos mencionados en un inicio por Cediel *et al.*, (2003) pertenecientes al bloque Maracaibo, dispongan de la configuración actual, en donde la interacción de las placas Caribe y Suramérica continúan generando efectos compresivos en todo este bloque. También el moderado pero continuo levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de Perijá siguen presentándose, siendo

fuentes de aporte de sedimentos para las áreas de Cesar y Ranchería (González *et al.*, 2007).

3.5.2 Estratigrafía

Las características más importantes de las unidades estratigráficas presentes en las tres zonas de estudio; abanicos aluviales y cuencas, se describen a continuación.

3.5.2.1 Zona de estudio 1 (Abanico aluvial de San José de Oriente - Serranía del Perijá)

Hacia el período Cámbrico –Ordovícico, en este sector de la Serranía del Perijá se depositó una formación litoestratigráfica denominada Series Perijá compuesta por una sucesión de rocas metamórficas afectadas por un metamorfismo de bajo grado (Gómez *et al.*, 2010). La mayor exposición de estas unidades se presenta hacia la parte nororiental y sur de la cuenca en estudio, en cercanías al municipio de Manaure (Bayona *et al.*, 2007). Posteriormente en el Devónico-Carbonífero se depositó una sucesión de rocas sedimentarias dentro de las cuales se encuentra la Formación Cachirí. Esta sucesión basal se encuentra aflorando principalmente sobre el municipio de San José de Oriente y representa unidades depositadas por un régimen fluvial, marcado por un cambio de ambiente de plataforma interna, indicando la presencia de un sistema transgresivo (Gómez *et al.*, 2010).

Hacia el Pérmico se depositó la Formación Manaure una sucesión sedimentaria aflorante hacia el noreste de la cuenca de estudio, la cual es indicativa de depósitos de alta energía generados por dispersión de flujos concentrados y ambientes oxigenados de flujos densos y turbulentos. También marcado por ambientes más tranquilos de condiciones anóxicas. Este proceso fue seguido por un metamorfismo de bajo grado que afectó la zona hacia este período (Gómez *et al.*, 2010).

También se tiene registro de unidades mesozoicas pertenecientes al período Jurásico y Cretácico. La Formación la Quinta hace parte de las unidades Jurásicas, la cual ha sido dividida en dos segmentos. El primer segmento está conformado por una sucesión en la que se intercalan rocas volcánicas efusivas

y paquetes de conglomerados intruídos por pequeños cuerpos hipoabisales y el segundo segmento constituido principalmente por rocas clásticas con intercalaciones de rocas volcánicas (Ujueta y Llinas, 1990).

Esta depositación jurásica se caracterizó por la presencia de un evento de continentalización, emersión y fallamiento de bloques, lo que generó un ambiente tectónico distensivo de graben con presencia de fallas normales, las cuales fueron reactivadas e invertidas durante subsiguientes eventos compresivos (Gómez *et al.*, 2010).

Por otra parte todo el Cretácico de la Serranía del Perijá aparece como una franja con tendencia N20°E aproximadamente, separado por fallas inversas con vergencia al NWW hacia el valle del río Ranchería (Bayona *et al.*, 2007).

Dentro de las unidades que se depositaron en este período, está la Formación sedimentaria Río Negro distribuida a lo largo de toda la Serranía del Perijá, caracterizada por presentar ambientes sedimentarios de canales y depósitos de flujos de escombros y ambientes de baja energía. Esta unidad se relaciona con períodos de inundaciones superimpuestos (Gómez *et al.*, 2010).

Dentro de las unidades cretácicas, también se presenta el Grupo Cogollo compuesto por rocas sedimentarias indicativas de un ambiente de depositación tanto de plataforma interna como externa (Bayona *et al.*, 2007). Este Grupo está caracterizado por la presencia de dos cinturones fallados y plegados que lo ponen en contacto discordante con la Formación la Quinta, donde el cinturón occidental está influenciado por la falla del Cerrejón y el oriental por la falla La Yaya (Arias y Morales, 1999).

Por último se depositaron las unidades del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), que se encuentran ocupando principalmente los valles de los ríos Cesar y Ranchería, dentro de las cuales sobresalen, geoformas de terrazas altas, abanicos aluviales relacionados a fallas de piedemonte y llanuras de inundación (Gómez *et al.*, 2010).

Los depósitos aluviales que han sido erosionados por diferentes procesos, hacen parte de los materiales presentes en las terrazas altas que destacan áreas llanas con escarpes, adyacentes a depósitos aluviales recientes, presentes en su mayoría en la cuenca del río Cesar hacia las zonas de piedemonte de esta Serranía. Además se depositaron abanicos estáticos y activos que gradan a terrazas en las zonas no montañosas, asociados a fallas

de piedemonte (Tschanz *et al.*, 1969).

Dentro de estos depósitos está el abanico aluvial en estudio que se caracteriza por ser un depósito de grandes dimensiones, compuesto principalmente por materiales no consolidados de composición sedimentaria e ígnea, disectado en su mayoría por corrientes intermitentes en sentido oriente – occidente (Arias y Morales, 1999).

3.5.2.2. Zona de estudio 2 (Abanico de Valledupar – Sierra Nevada de Santa Marta)

En el suroriente de la SNSM se encuentra ubicado el abanico aluvial de Valledupar, zona con una gran variedad de unidades litológicas (Gómez *et al.*, 2010).

Dentro de las Formaciones que se depositaron durante el Precámbrico están las Granulitas de los mangos, compuesta por un conjunto de rocas metamórficas bandeadas que se hallan ampliamente distribuidas en toda la SNSM (Ordoñez *et al.*, 2002). Esta unidad se encuentra afectada por intrusiones Jurásicas (Batolitos de Bolívar y Pueblo Bello y Patillal) y están asociadas hacia el oeste por el sistema de fallas de Sevilla, Don Diego y Las Vueltas y hacia el este por al sistema de fallas de Ariguanicito, Palmarito y Ranchería (Tschanz *et al.*, 1969).

Posteriormente hacia el Devónico-Carbonífero se depositó una secuencia de rocas sedimentarias, las cuales fueron suprayacidas por la depositación de la Formación Corual hacia el Permo-Triásico, la cual está compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas indicativas de ambientes ígneos y marinos profundos (Arias y Morales, 1999).

Hacia el periodo Triásico se depositaron los Pórfidos Keratofíricos (rocas espilíticas) que se encuentran en forma de afloramientos aislados al oeste y al norte de Valledupar. Además se presentan plutones hipoabisales que intruyen las Formaciones Guatapurí y Corual (SGC-EAFIT., 2015).

En el período Triásico-Jurásico la Formación Guatapurí se deposita sobre los piedemontes nororiental, sur y oriental de la SNSM y en la zona del río

Gutapurí en Valledupar, la cual incluye una serie de intercalaciones de rocas volcánicas, sedimentarias y depósitos vulcanoclásticos (INGEOMINAS, 2007).

Posteriormente se da lugar a la depositación de una secuencia de ignimbritas del Jurásico medio-superior. Dentro de esta secuencia están la Formación Las ignimbritas de la caja de ahorros que corresponden principalmente a una secuencia de rocas vulcanoclásticas y la Formación ignimbritas de los clavos que está compuesta por Brechas e ignimbritas que cubren los intrusivos de edad Jurásica (Colmenares *et al.*, 2007). Estas podrían haber sido contemporáneas con el emplazamiento de los batolitos de Pueblo Bello y Patillal (Tschanz *et al.*, 1974)

La Formación la Quinta perteneciente a este período Jurásico, también se encuentra en esta zona de estudio, la cual se encuentra distribuida como una franja de dirección SW-NE (SGC-EAFIT., 2015).

La Riolita de Golero, depositada en éste periodo Jurásico se localiza en una buena parte del área de Valledupar, la cual corresponde a una sucesión de rocas volcánicas (SGC-EAFIT., 2015).

Adicional a esto se tienen los batolitos de Pueblo Bello y Patillal (Jurásicos) que se extienden como un cinturón discontinuo con orientación SW – NE, más o menos paralelo al valle de los ríos Cesar y Ranchería, al complejo batolítico central y a otros trenes estructurales importantes, estos batolitos se sitúan hacia el este de la SNSM. Estos dos cuerpos presentan características texturales y composicionales similares, por lo que se han considerado como una sola unidad (Tschanz *et al.*, 1969).

Por otra parte los depósitos cuaternarios de la SNSM y sus estribaciones, son de diversas clases y se encuentran asociados según su origen a diferentes zonas topográficas y geomorfológicas dentro de un sistema orogénico complejo y único en su tipo. Los depósitos que son de nuestro interés son aquellos que se encuentran asociados a las vertientes hidrográficas regionales como los depósitos aluviales localizados en zonas bajas en sectores de complejos fluvioacustres de grandes llanuras y valles fluviales (terrazas y aluviones recientes) (colmenares *et al.*, 2007).

Los depósitos de abanicos aluviales constituyen una franja de depósitos de frente de montaña con dirección noreste – suroeste, paralela al piedemonte del flanco oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta, desde el sur del río Guatapurí hasta inmediaciones del río Ranchería, dentro de los cuales sobresale el abanico de Valledupar (Colmenares *et al.*, 2007).

Los depósitos aluviales de edad reciente son materiales de topografía suave compuestos por materiales no consolidados de arenas, gravas y bloques de composición metamórfica, ígnea y sedimentaria, lo que evidencia la erosión de todas las unidades geológicas de la Sierra (INGEOMINAS, 2007).

También se tiene registro de terrazas aluviales, que se encuentran localizadas principalmente hacia el oeste del río Cesar y al este de la falla San Diego; suroriente de la zona de estudio (Colmenares *et al.*, 2007).

Por último se tiene la presencia de llanuras aluviales correspondientes a depósitos recientes de zonas planas y semiplanas. En el área entre Valledupar y Bosconia, en el piedemonte de la Sierra Nevada, este depósito aluvial es de muy poco espesor, cubre las rocas ígneas de la parte sur y deja pequeños cerros aislados (Arias y Morales, 1999).

3.5.2.3. Zona de Estudio 3 (Abanico Aluvial del Río Jerez- Dibulla).

Esta es la zona de estudio del abanico aluvial del río Jerez, ubicado al norte de la SNSM, sobre la falla de Oca, al sur del municipio de Dibulla.

En la cuenca hidrográfica del abanico aluvial en estudio, se presentan rocas metamórficas de edad precámbrica, pertenecientes a la Formación denominada como Granulitas de los mangos, la cual está infrayaciendo la Formación permo-triásica (Formación Corual) que está compuesta por rocas sedimentarias e ígneas. Esta se encuentra ubicada en la parte alta de la cuenca del río Jerez (Gómez *et al.*, 2015).

También se tienen la presencia de rocas y cuerpos ígneos Jurásicos; en la parte alta de la cuenca del río en mención y los batolitos Central, Aracata, Atánquez y Bolívar, los cuales se encuentran en la parte alta de la cuenca.

Por último se presentan depósitos cuaternarios, dentro de los cuales sobresalen los depósitos aluviales como abanicos, terrazas y depósitos de llanura aluvial (Gómez *et al.*, 2015).

4. MARCO CONCEPTUAL - VARIABLES MORFOMÉTRICAS

Las cuencas hidrográficas se pueden concebir como una unidad y/o área natural delimitada por divisores topográficos definida territorialmente por una superficie de agua en común de drenaje conectada entre si y que es descargado a través de un río principal y/o una salida simple (Londoño, 2001).

La forma en la que están dispuestos los patrones de drenaje de una cuenca describen la manera en como los tributarios están conectados entre ellos y a la corriente principal, los cuales tienen influencias heredadas de controles estructurales y litológicos que influyen en la disección del paisaje resultante (Einsele, 1992).

Las cuencas hidrográficas son sensibles a procesos de deformación tectónica y el patrón de drenaje se ve afectado según sea la intensidad de la misma. Es por esto que con la ayuda de parámetros y/o variables morfométricas y geomorfológicas se ha podido caracterizar los diferentes cambios que han sufrido las cuencas producto de estas deformaciones y de la evolución del paisaje (Londoño, 2006).

Los índices geomorfológicos utilizados en este trabajo están basados en un análisis morfométrico de tres cuencas hidrográficas y tres abanicos aluviales asociados, las cuales permiten realizar una aproximación matemática a distintos aspectos morfológicos relacionados con la deformación tectónica. Las relaciones entre éstos parámetros morfométricos proporcionan información sobre los procesos geomorfológicos que operan en el paisaje a diferentes escalas (Villar, 1996).

Estos análisis morfométricos se basan en variables cuantitativas que se derivan del Modelo de Elevación Digital (DEM). Según Bull (1977), los abanicos aluviales, las corrientes que los alimentan y sus cuencas de drenaje hacen parte de un sistema hidrológico abierto, en donde los cambios que se generan entre una o más variables; tamaño, pendiente, forma etc. tenderán a causar un reajuste en la morfología de la cuenca y el abanico aluvial asociado buscando alcanzar un estado de equilibrio.

Las variables que se tendrán en cuenta para llevar a cabo los objetivos de estudio planteados al inicio del trabajo fueron desarrolladas en el software

ARGIS y se describen a continuación. Además éstas variables se trabajaran en unidades de kilómetros cuadrados (km²).

4.1 Área de la cuenca y del abanico aluvial (Ac y Aa)

El área de la cuenca se define como la proyección horizontal de la superficie de la cuenca, la cual se calcula por medio de la medición directa del trazado de un polígono que delimita la cuenca en estudio sobre el mapa topográfico, siendo el valor total el área planimétrica medida sobre ese polígono (Kostaschuk *et al.*, 1986).

Este parámetro es uno de los más importantes, ya que por medio de éste se puede determinar el volumen de agua que ingresa por precipitación, la magnitud de los caudales, la cantidad y la capacidad de producción de materiales, parámetros de depositación entre otras cosas (Calvache *et al.*, 1977).

De la misma forma se hace la medición de esta variable para los abanicos aluviales, en donde estará dado por el valor total planimétrico medido sobre cada abanico delimitado previamente (Calvache *et al.*, 1997).

Villar (1996) y Bull (1977), expresaron una relación entre las áreas tanto de la cuenca como del abanico aluvial mediante la ecuación “ $\% = (Aa / Ac) * 100$ ”, donde Aa es el área del abanico y Ac el área de la cuenca.

El área de una cuenca puede indicar que cuanto más alto sea su valor, mayor es la cantidad de sedimento y descarga que puede salir de ella, pero a su vez se disminuye la influencia de fuentes puntuales contribuyentes de sedimentos dentro de la misma (Villar, 1996). Esta capacidad erosiva también depende de parámetros como la erodabilidad que presentan los diferentes tipos de variaciones litológicas (Guzzetti *et al.*, 1997).

Por ejemplo los abanicos aluviales procedentes de cuencas compuestas por rocas metamórficas son más grandes que los derivados de cuencas compuestas por rocas sedimentarias, debido a que éstas últimas pueden tener menor resistencia a la erosión, lo que tiende a formar valles más amplios y laderas de menor pendiente que hace que la cantidad de sedimentos producidos se almacenen en los cauces de la cuenca y no en el abanico aluvial (Leece, 1990).

Los movimientos tectónicos y el clima regional también son variables que afectan al área y la morfología del abanico aluvial (Bull, 1962).

Las cuencas de drenaje de gran tamaño pueden aportar menor cantidad de sedimentos al abanico que las cuencas de menor tamaño (Guzzetti *et al.*, 1997), Hooke (1968) en Villar (1996) sugirió varias razones del por qué sucede lo anterior:

- Sólo una parte de las cuencas de drenaje de gran tamaño puede contribuir activamente con sedimentos al abanico, además si el canal principal tiene una pendiente más suave que los canales tributarios que le aportan sedimento, éstos probablemente, no serán transportados al abanico, lo cual causará que los sedimentos se queden recubriendo las laderas, impidiendo la meteorización y reduciendo de esta forma el aporte de sedimentos (Villar, 1996).
- Las laderas de las cuencas de drenaje de mayor tamaño generalmente tienen pendientes más suaves que las cuencas que son más pequeñas, lo que resulta en una reducción de la capacidad de transporte de los sedimentos (Kostaschuk *et al.*, 1986).

Por lo general el área de una cuenca presenta un carácter proporcional con la longitud de la misma y una relación inversamente proporcional con la densidad de drenaje y el relieve relativo (Fernández, 2012).

De acuerdo al tamaño y/o área de una cuenca, el IDEAM (2010), las clasifica de la siguiente manera:

Tabla 2. Clasificación de las cuencas según su tamaño (IDEAM, 2010 y Olivas *et al.*, 2007).

UNIDAD HIDROGRÁFICA	ÁREA (km²)
Gran cuenca o cuenca grande	>800
Cuenca o cuenca intermedia	200 - 800
Subcuenca o cuenca pequeña	25 – 200
Microcuenca o cuenca muy pequeña	3 - 25

Cuando un abanico aluvial excede los 300 km², se considera como un abanico grande, si éste posee un área menor a los 70 km², éste es considerado como pequeño (Guzzetti *et al.*, 1997).

4.2 Perímetro de la cuenca y del abanico aluvial (Pc y Pa)

Esta corresponde a la longitud del límite exterior de la cuenca y del abanico, es decir la longitud de la línea que marca la divisoria de aguas en el caso de la cuenca y en el caso del abanico la longitud de la línea de su límite exterior (Angillieri y Perucca, 2014). El Perímetro es una variable importante ya que su valor se tiene en cuenta para realizar el cálculo de otras variables morfométricas como el Índice de Gravelius y la relación de circularidad (Calvache *et al.*, 1997).

4.3 Longitud de la cuenca y del abanico aluvial (Lc y La)

La longitud de la cuenca es la medida de una línea recta orientada en dirección paralela al cauce principal. Esta línea se traza sobre el mapa topográfico desde el punto inferior donde comienza la cuenca hasta el nacimiento del cauce principal (Viseras *et al.*, 2003). La longitud del abanico aluvial se hace de la misma manera, siguiendo la dirección del cauce principal hasta su desembocadura (Viseras *et al.*, 2003).

4.4 Longitud del cauce principal (Lc)

Es la distancia medida entre el nacimiento y la desembocadura del drenaje principal, esta medida se traza siguiendo su curso (Vásquez *et al.*, 2014).

Esta variable tiene una evidente relación con los tiempos promedios de crecidas y sus respectivos desplazamientos. Una longitud mayor indica mayores tiempos de desplazamientos y por ende mayores duraciones de las crecidas (Aguilar *et al.*, 2009).

Según el valor de la longitud los cauces se clasifican en:

Tabla 3. Clases de valores de longitud del cauce principal (Aguilar *et al.*, 2009).

Rangos de longitud (km)	Clases de longitud del cauce
6,9 – 10,9	Corto
11- 15	Mediano
15,1 – 19,1	Largo
> 19,1	Muy largo

4.5 Longitud Máxima de la cuenca (Lm)

Es la máxima distancia medida desde la desembocadura hasta la divisoria de aguas en sus límites extremos; ésta se mide sobre una línea recta paralela al eje del drenaje principal (Calvache *et al.*, 1997).

4.6 Ancho de la cuenca y del abanico aluvial (Wc y Wa)

Es la relación entre las medidas de área y longitud, ésta equivale a una medida promedio de la distancia que hay entre lado y lado de la cuenca y del abanico. Es importante porque ayuda a determinar clasificaciones en los parámetros de forma (Fernández, 2012).

4.7 Relaciones de Forma

Se define como la configuración geométrica de la cuenca y del abanico aluvial tal y como está proyectada sobre el plano horizontal. Cada cuenca tiene una forma determinada, sin embargo por lo general éstas tienden a ser de formas ovoides con la desembocadura ubicada al extremo angosto de la cuenca. Dentro de estas relaciones de forma se encuentran las variables de: Coeficiente de compacidad o Índice de Gravelius, Relación de elongación, Relación de Horton, Relación de circularidad y el Factor Forma (Villar, 1996). Estas variables permiten analizar el medio físico de una cuenca y un abanico aluvial mediante parámetros matemáticos que generan resultados más sistemáticos.

Además se puede establecer una caracterización más detallada de la dinámica de la escorrentía superficial de una cuenca, pudiendo establecer cómo serán los comportamientos del flujo de los cauces en el tiempo.

4.7.1 Coeficiente de compacidad o Índice de Gravelius (Kc)

Este índice fue propuesto por Gravelius en 1914 como un indicador adimensional que compara la forma de una cuenca con la de una circunferencia, cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca en estudio. Es decir este índice define la forma de la cuenca, respecto a la similitud con formas redondas. Su valor se calcula a partir de la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de la circunferencia (Fuentes, 2004).

La ecuación de este coeficiente corresponde a:

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Donde:
 Kc = Coeficiente de compacidad o índice de Gravelius
 P = Perímetro de la cuenca (km)
 A = Área de la cuenca (km²)

De acuerdo a los valores obtenidos, los rangos de clasificación con respecto a la forma de las cuencas son:

Tabla 4. Clasificación de las formas de una cuenca (Tomado de Olivas *et al.*, 2008)

Clases	Valores de Kc	Formas
Kc1	1 - 1.25	Redonda a oval redonda
Kc2	1.25 - 1.5	Oval redonda a oval elongada
Kc3	1.5 - 1.75	Oval elongada a rectangular elongada

Los valores de Kc no pueden ser menores que uno y pueden alcanzar hasta el valor de 3, en este caso cuanto más alejado esté de la unidad más alargada será la cuenca y cuanto más irregular sea su forma mayor será su coeficiente de compacidad. Además entre más cercano sea el valor de Kc a uno, mayor será la concentración de aguas de escurrimiento en la cuenca.

Este índice indica que las cuencas con formas alargadas tenderán a presentar una menor cantidad de descarga sobre sus abanicos aluviales debido a que no

todos los tributarios están a la misma distancia de la boca de la cuenca (Fernández, 2012).

4.7.2 Relación de Horton (Rf)

El factor de relación de forma según Horton es un factor adimensional que expresa la relación existente entre el área de la cuenca y el cuadrado de la longitud máxima de la misma (Olivas *et al.*, 2009).

$$R_f = \frac{A}{L_m^2}$$

Donde:
 Rf: Factor de forma de Horton
 A: Área de la cuenca (km²)
 Lm: Longitud máxima de la cuenca (km)

Entre más altos sean los valores de esta relación, más achatada será la forma de la cuenca.

Según esto CORTOLIMA (2009), clasifica las formas de las cuencas en:

Tabla 5. Clases de los valores de forma.

Rangos de Kf	Clases de forma
0.001 – 0.18	Muy poco achatada
0.19 – 0.36	Ligeramente achatada
0.37 – 0.54	Moderadamente achatada

4.7.3 Relación de elongación (Re)

Definida por S.A. Schumm (1956) como el coeficiente adimensional entre el diámetro de un círculo de área igual a la de la cuenca y la longitud máxima de la misma (Gutiérrez *et al.*, 2012).

$$R_e = 1.128 \frac{\sqrt{A}}{L_m}$$

Donde
 Re = Relación de elongación
 D = Diámetro de un círculo de igual área que la cuenca (km)
 Lm = Longitud máxima de la cuenca (km)
 A = Área de la cuenca (km²)

Cuando el valor de elongación se acerca a uno indica que la cuenca presenta un alto grado de elongación y si se aleja de la unidad menor grado de elongación va a tener la cuenca (González, 2004).

Este índice también indica que cuanto más redonda sea una cuenca más retardo existe entre el momento de precipitación y el momento de crecida en la desembocadura, pero al mismo tiempo más súbita es la crecida y por ende más alto el riesgo de inundación (Calvache *et al.*, 1977).

4.7.4 Relación de circularidad (Rci)

Es el coeficiente de la relación entre el área de la cuenca y la de un círculo cuyo perímetro es igual al de la cuenca. Fue definido por Miller en 1953 y esta se expresa por medio de la siguiente fórmula (Gutiérrez *et al.*, 2012):

$$R_{ci} = \frac{4\pi A}{P^2}$$

Donde:
Rci = Relación de circularidad (adimensional)
A = Área de la cuenca (km²)
P = Perímetro de la cuenca (km)

Cuando el valor de esta relación es igual a uno la cuenca se considera circular y cuando el valor es 0.785 se considera cuadrada. Estos son los únicos valores que tienen una clasificación en esta relación (González, 2004).

4.7.5 Factor forma (Kf)

El factor forma una relación entre el ancho promedio de la cuenca y el largo promedio de la cuenca.

$$K_f = B/L = A/L^2$$

Donde:
B= Ancho promedio del área de captación
L= Longitud de la cuenca
K_f = Factor forma
A= Área de la cuenca en km²
L= Longitud Axial de la cuenca o longitud del cauce principal

Un valor del factor forma superior a la unidad proporciona un grado mayor de achatamiento para la cuenca, lo que permite que ésta tenga una mayor tendencia a concentrar escurrimientos de una lluvia intensa y forme fácilmente

grandes crecidas. Si el valor del factor es bajo la cuenca estará sujeta a menos crecidas que una de la misma área y mayor factor de forma (Monsalve, 1995).

Los rangos de clasificación para este factor son los mismos que se plantearon para el índice de relación de Horton.

4.8 Pendiente promedio de la cuenca

Este parámetro representa el valor más significativo de pendiente. Es la pendiente ponderada para toda la cuenca, definida como la inclinación promedio de la topografía de la cuenca, la cual depende de éste último factor y del área de la misma. Existen varios métodos para su determinación; Método de Horton, Alvord, Nash etc., siendo el Método de Alvord el que se implementará para el caso de estudio (Villar, 1996).

Los rangos que se utilizaron para su clasificación fueron los planteados por Guilarte (1978), escogidos debido a que permite obtener un mayor detalle de las zonas planas e intermedias que son las que más se presentan en las áreas de estudio, permitiendo así obtener una mayor visualización; el SGC (2011, 2012 y 2013) utilizó un rango similar para análisis que requieran un detalle parecido al del caso de estudio. Los rangos de clasificación de pendientes son:

Tabla 6. Clasificación de la pendiente según Guilarte (1978) y SGC (2012).

Pendientes medias	Terrenos
0-3%	Plano
3-7%	Suave
7-12%	Medianamente accidentado
12-20%	Accidentado
20-35%	Fuertemente accidentado
35-50%	Muy fuertemente accidentado
50-75%	Escarpado
>75%	Muy escarpado

4.8.1 Método de cuadrícula orientado a un vector

Este Método también es conocido como el Método de Alvord, el cual analiza la pendiente existente entre cada curva de nivel, para esto se requiere calcular la longitud de todas las curvas de nivel e implementar la siguiente ecuación (Suárez, 2010).

$$J = 100 * \frac{\sum Li(E)}{A}$$

Donde
J = Pendiente media de la cuenca (%)
 $\sum Li$ = Sumatoria de las curvas de nivel dentro de la cuenca (km)
E = Intervalo entre curvas de nivel (km)
A = Área de la cuenca (km²)

Esta variable se considera un elemento importante en cuanto a la influencia que puede llegar a tener la erosión dentro de la cuenca.

4.9 Pendiente promedio del cauce principal

Este parámetro es la relación de la variación de la altura entre el punto más elevado y más bajo del río en estudio y la longitud del mismo. Para esto se tiene la ecuación (Olivas *et al.* 2008):

$$i = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{Lc} * 100$$

Donde:
i = Pendiente media del cauce principal (%)
Hmax = Altura máxima del afluente principal
Hmin = Altura mínima del afluente principal
Lc = Longitud del cauce

Según Olivas *et al.*, (2008), las pendientes del cauce se clasifican tal y como se muestra en la siguiente tabla:

Tabla 7. Clasificación de las pendientes del cauce principal.

Clasificación de pendientes (%)	
Valores de pendiente	Tipo de relieve
2-5	Llano
5-10	Suave
10-15	Accidente medio
15-25	Accidentado
25-50	Fuertemente accidentado
50	Escarpado
Mayor a 50	Muy escarpado

El cálculo de esta variable es un parámetro que permite apreciar el potencial que tiene un río principal para erosionar y conocer su velocidad de flujo.

4.10 Altura Promedio de la cuenca

Este parámetro representa el valor medio de la altura de la cuenca y se determina con base en un histograma de distribución de alturas a partir del cual puede construirse una curva hipsométrica. La curva hipsométrica es un gráfico adimensional de la variación altitudinal de la cuenca y se obtiene calculando el porcentaje del área que está por debajo de una determinada altura y/o curva de nivel (Olivas *et al.*, 2008).

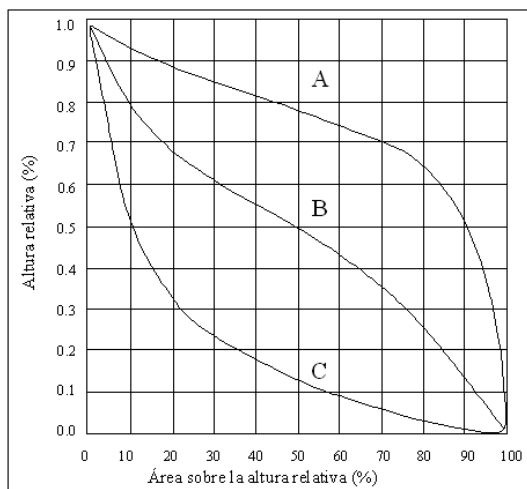


Figura 19. Curvas hipsométricas características del ciclo de erosión (Tomado de Strahler, 1964).

La curva hipsométrica muestra tres tendencias de líneas que se interpretan de la siguiente manera según Fernández (2012):

En la curva A se refleja una cuenca con un gran potencial erosivo, donde predomina la producción de sedimentos, ésta corresponde a ríos jóvenes o rejuvenecidos por procesos como la caída de nivel base o la tectónica, el levantamiento diferencial entre otros, los cuales poseen un grado de madurez bajo; etapa de vida fluvial correspondiente a la fase de juventud.

En la curva B se refleja una cuenca donde no predomina ninguno de los dos procesos ni erosivo ni de depositación debido a que el levantamiento y la erosión se tratan de compensar generando así una curva intermedia o en equilibrio; es un estado estacionario que cataloga la cuenca en una fase madura.

En la curva C se refleja una cuenca donde predominan los procesos de depositación de sedimentos y es una curva característica de una cuenca sedimentaria. Además corresponde a ríos en fase de vejez.

4.11 Ordenamiento de una cuenca

El esquema de jerarquización de la red de drenaje o método cuantitativo de análisis de las redes de drenaje (Figura 20) que se aplicó en el trabajo, fue el desarrollado por el ingeniero hidráulico Robert Horton, modificado por Arthur Strahler, debido a que es el método más usado, sencillo de aplicar y más fácil de relacionar con otros parámetros morfométricos. Para la aplicación de este sistema se debe tener en cuenta los siguientes parámetros para su clasificación (Olivas *et al.*, 2009):

- Las corrientes cabeceras que no tienen corrientes tributarias, pertenecen a la categoría de primer orden
- Cuando dos corrientes de primer orden se unen forman la categoría de segundo orden
- Cuando las corrientes de segundo orden discurren hacia abajo y se encuentran con otro cauce de segundo orden, se forman las corrientes de categoría de tercer orden, y así sucesivamente

Este parámetro indica el estado de madurez de una cuenca, es decir entre mas alta sea la categoría de clasificación más alto será el grado de madurez y desarrollo fluvial de la cuenca. También un orden mayor indica en general la presencia de controles estructurales del relieve y mayor posibilidad de que ocurran procesos erosivos (Fuentes, 2004).

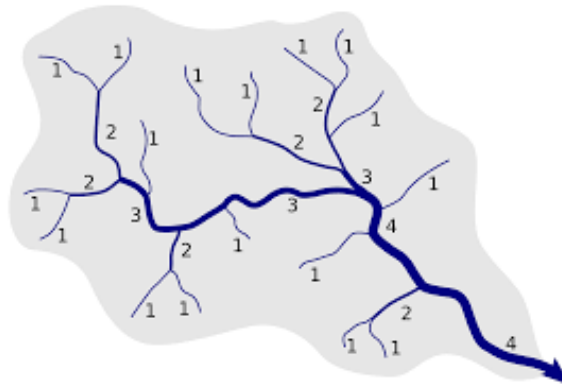


Figura 20. Sistema de ordenamiento de una cuenca, modelo de Horton y Strahler (Tomado de Grohmann *et al.*, 2011).

Los siguientes son los rangos de órdenes establecidas para cada tipo de cauce:

Tabla 8. Rangos de Jerarquización de corrientes (Tomado de Fuentes, 2004).

Clases de orden de corriente	
Rangos de ordenes	Clases de orden
1-2	Bajo
2.1 - 4	Medio
4.2 - 6	Alto

4.12 Densidad de Drenaje (Dd)

Se conoce como densidad de drenaje a la cantidad de ríos y quebradas que llegan o tributan al río principal dentro del área de la cuenca (CORTOLIMA, 2009).

$$Dd = \frac{\sum L}{A}$$

Donde:
 D = Densidad de drenaje
 ΣL = Sumatoria de las longitudes totales de los cauces ó longitudes de cauces por unidad de área
 A = Área de la cuenca

Este índice permite tener un mejor conocimiento de la complejidad y el grado de desarrollo del sistema hidrográfico, además provee información sobre la relación de los atributos de forma y los procesos de drenaje que operan a lo largo del curso de las corrientes de la cuenca. Más precisamente, éste índice refleja controles topográficos, litológicos, pedológicos y vegetacionales y está controlada por las características litológicas (permeabilidad), estructura de los materiales, densidad de vegetación y clima (Fernández, 2012).

La densidad de drenaje varía inversamente con la extensión de la cuenca. Con el fin de catalogar una cuenca bien o mal drenada a partir del análisis de ésta variables, se puede considerar que valores de 0.5 km o mayores indican la eficiencia de la red de drenaje (Fuentes, 2004). A mayor densidad de drenaje, más dominante es el flujo en el cauce frente al flujo en ladera, lo que se traduce en un menor tiempo de respuesta de la cuenca (Ibisate, 2004).

También la red de drenaje es un indicador de la respuesta de la cuenca ante un aguacero por la relación entre la infiltración y la escorrentía, y está influenciada por las lluvias y la topografía de la cuenca. Por esto se tiene que para valores altos de densidad la cuenca se considera como bien drenada lo que corresponde a grandes volúmenes de escurrimiento, al igual que mayores velocidades de desplazamiento de las aguas, lo que ocasiona crecidas en las corrientes (Fuentes, 2004).

En cuencas planas y de alta densidad de drenaje, se espera que haya una mayor estabilidad del régimen de caudales, debido a la presencia de drenaje subsuperficial y al aporte subterráneo (Docampo *et al.*, 1989).

La siguiente tabla muestra la clasificación de la densidad de drenaje de una cuenca:

Tabla 9. Clases de orden de corrientes (Tomado de Fuentes, 2004).

Clases de densidad de drenaje	
Rangos de densidad	Clases
0.1 – 1.8	Bajamente drenada
1.9 – 3.6	Media - Moderadamente drenada
3.7 – 5.6	Bien drenada

Además se puede establecer una relación entre la densidad de drenaje y las características del suelo de la cuenca, tal como se muestra a continuación:

Tabla 10. Relación entre la densidad de drenaje y las características del suelo de la cuenca (Aguilar *et al.*, 2011).

Característica	Densidad Alta	Densidad Baja	Observaciones
Resistencia a la erosión	Fácilmente erosionable	Resistente	Asociado a la formación de cauces
Permeabilidad	Poco permeable	Muy permeable	Nivel de infiltración y escorrentía
Topografía	Pendientes fuertes	Llanura	Tendencia al encharcamiento y tiempos de concentración

4.13 Frecuencia de corrientes (F)

Es una medida no métrica que relaciona el número total de canales y el área de la cuenca, es decir nos permite saber el número de cauces por unidad de área, considerando cada cauce desde el punto en que inicia hasta cuando cambia de orden (Ibiate,2004). Este parámetro al igual que la densidad de drenaje, es una medida de la textura del drenaje y en consecuencia del grado de disección del paisaje (Docampo *et al.*, 1989).

4.14 Índices morfométricos de actividad tectónica

4.14.1 Índice de asimetría de las cuencas hidrográficas (AF)

Las cuencas de drenaje son sensibles a la deformación tectónica y el patrón de sus cauces se verá afectado en mayor o en menor medida según la intensidad de la deformación y la capacidad que posee la cuenca para absorberla.

El índice de asimetría de la cuenca de drenaje intenta cuantificar este comportamiento el cual sintetiza la ausencia o existencia de basculamiento a escala de la cuenca de drenaje, mediante una relación porcentual entre las áreas ocupadas por las dos márgenes del cauce principal (Keller y Pinter, 1996). La relación adimensional es:

$$AF_D = (A_D/A_T) * 100$$

Donde “AF_D” es el valor del índice (porcentaje) calculado para la margen derecha del cauce principal, “A_D” es el área correspondiente a la margen derecha, y “A_T” el área total de la cuenca de drenaje.

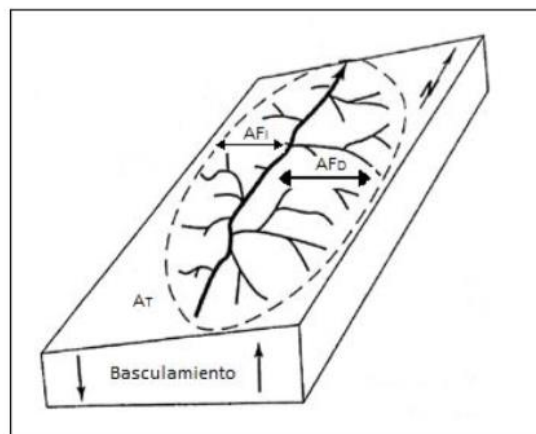


Figura 21. Bloque diagrama donde se muestra los índices de asimetría (Tomado de Keller y Pinter, 1996).

Para las redes de drenajes que tienen características de flujo estables, el valor de “AF” debe de ser igual a 50%, valor que es muy sensible a basculamientos perpendiculares. Si el valor de la variable “AF” es mayor o menor que 50%, se considera que la cuenca ha sufrido procesos tectónicos deformacionales y/o de basculamiento (Keller y Pinter, 1996).

Cuando la variable “AF” es mayor que el 50% el basculamiento de la cuenca se da en dirección hacia el occidente o hacia la margen izquierda (Figura 21); geomorfológicamente habría una evidencia que ayudaría a corroborar esto y son las longitudes de los tributarios del drenaje principal, en este caso los tributarios del margen derecho del cauce principal serían de mayores longitudes en comparación con los de la margen izquierda. Si el basculamiento se presentara en dirección contraria (este), los tributarios de la margen izquierda serían los que tendrían las longitudes más largas en comparación con los de la margen derecha, además el valor de “AF” sería menor que el 50% (Keller y Pinter, 1996).

Este método no tiene en cuenta ningún control litológico y asume un mismo tipo de roca para toda la cuenca, tampoco tiene en cuenta los climas locales entre otras.

4.14.2 Factor de simetría topográfica transversal

Este índice es muy sensible a los basculamientos generados por la incidencia de deformación tectónica, es más local que el índice anterior, porque considera distintos valores para una misma cuenca hidrográfica. La relación utilizada para su cálculo es:

$$T = DA/DD$$

Donde “DD” representa la distancia existente entre el límite de la cuenca y la línea divisoria dentro de la propia cuenca de drenaje (línea teórica que iguala el área de los dos márgenes del cauce principal), y “DA” define la distancia (medida sobre el segmento rectilíneo anterior) desde la divisoria interna de la cuenca de drenaje hasta el cauce principal que la disecta.

Para una cuenca hidrográfica son posibles tantos segmentos rectilíneos como puedan definirse, por esto se define este índice como más preciso que el anterior debido a su único valor obtenido. Para una cuenca hidrográfica totalmente simétrica, el valor de “T” será igual a cero. Cuanto más se aproxime este valor a uno, mayor asimetría existirá entre las dos márgenes del cauce principal que corta a la cuenca, pudiendo definirse incluso sentidos de

basculamiento locales y preferentes para una misma cuenca (Keller y Pinter, 1996) (Figura 22).

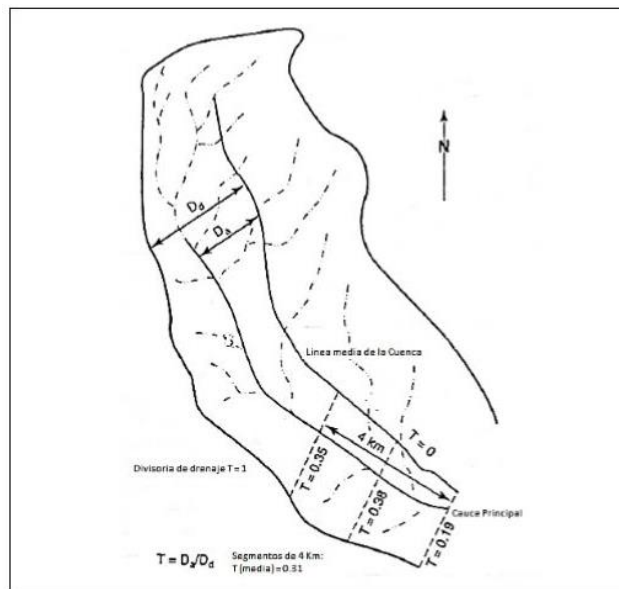


Figura 22. Diagrama de la variable del factor de simetría topográfica transversal.

4.14.3 Correlación estructural, dirección de fallas y drenajes

Las fallas, las estructuras y los drenajes han sido objeto de correlación de muchos estudios sobre cuencas hidrográficas, debido a que cada uno de estos parámetros ayuda a reflejar los procesos de ajuste geológico que ha sufrido y/o sufre la cuenca. El perfil longitudinal del cauce principal hace parte de éstos parámetros ya que es una de la características más sensibles que tiene la cuenca, su forma ayuda a reflejar el ajuste que ha recibido el río producto de factores como el clima y la tectónica que producen cambios en el relieve y en la composición como tal del material que compone la cuenca. Estos cambios se ven reflejados en los puntos de inflexión o knickpoints que se generan en el perfil.

5. RESULTADOS

5.1 Insumos básicos

Los elementos que hacen parte de los insumos básicos son todos aquellos mapas que se generaron a partir del modelo de elevación digital que se utilizaron para poder llevar a cabo los objetivos planteados en el trabajo. A continuación se presenta una descripción general de los insumos empleados y sus características asociadas.

5.1.2 Modelo de elevación digital (DEM)

Es una representación visual y numérica de datos que representan la distribución espacial de la altitud de una superficie del terreno. A partir de un modelo de elevación del terreno es posible calcular otras variables determinantes como los son la pendiente, las curvaturas del terreno, las orientaciones de laderas, las dimensiones de una cuenca y hasta la forma en como el sol ilumina la superficie (SGC, 2012).

Para las tres zonas de estudio, se ha generado un modelo de elevaciones a partir de curvas de nivel realizadas cada 10 m, el cual está georeferenciado al geoide WGS84 (Figuras 23, 24, 25 y anexos 1,2 y 3). Este modelo consiste en una malla continua de celdas o píxeles (Raster) a la cual se le asigna la denominación DEM. Dicha malla de puntos podría tener el tamaño de celda o píxel deseado. Para este caso se usó un tamaño de píxel de 12,5 m X 12,5 m (SAR DATASET, 2006-2011), debido a la escala tan detallada del trabajo.

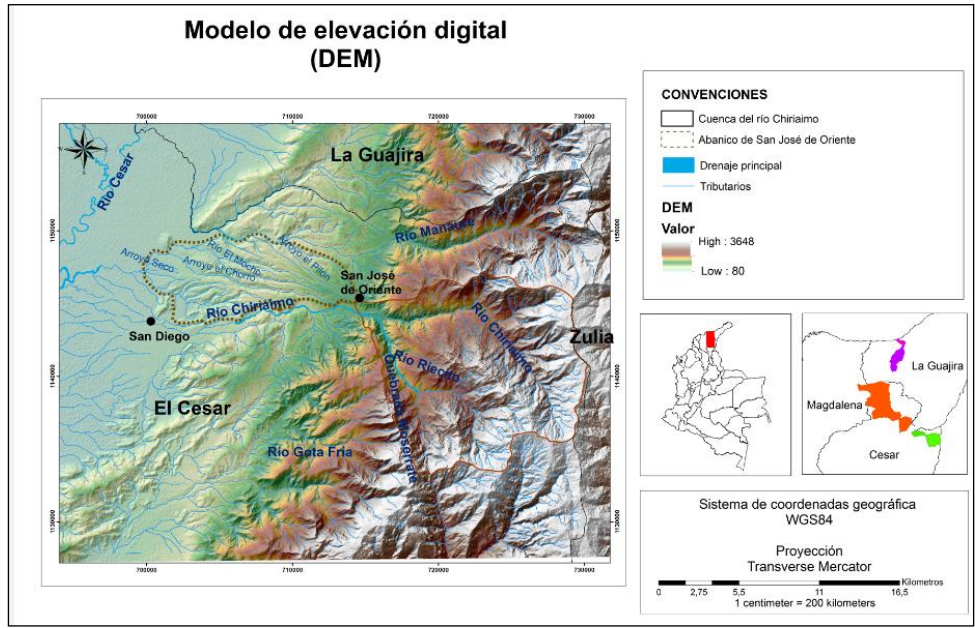


Figura 23. Modelo de elevación digital de la zona 1

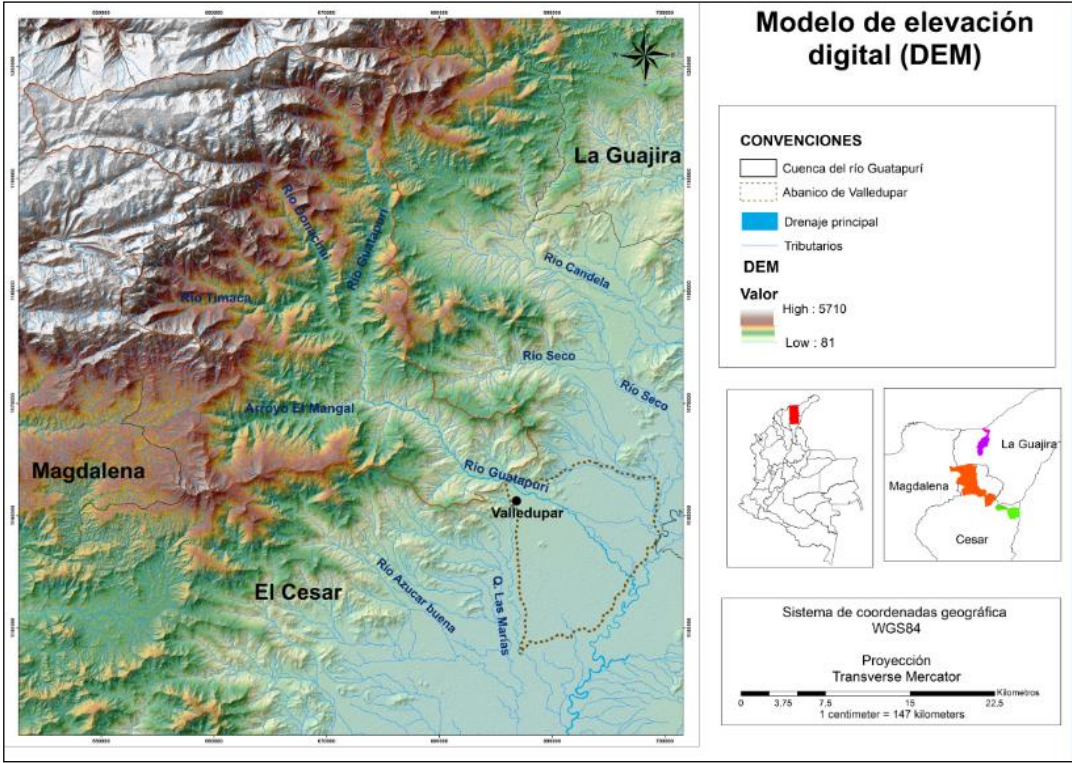


Figura 24. Modelo de elevación digital de la zona 2

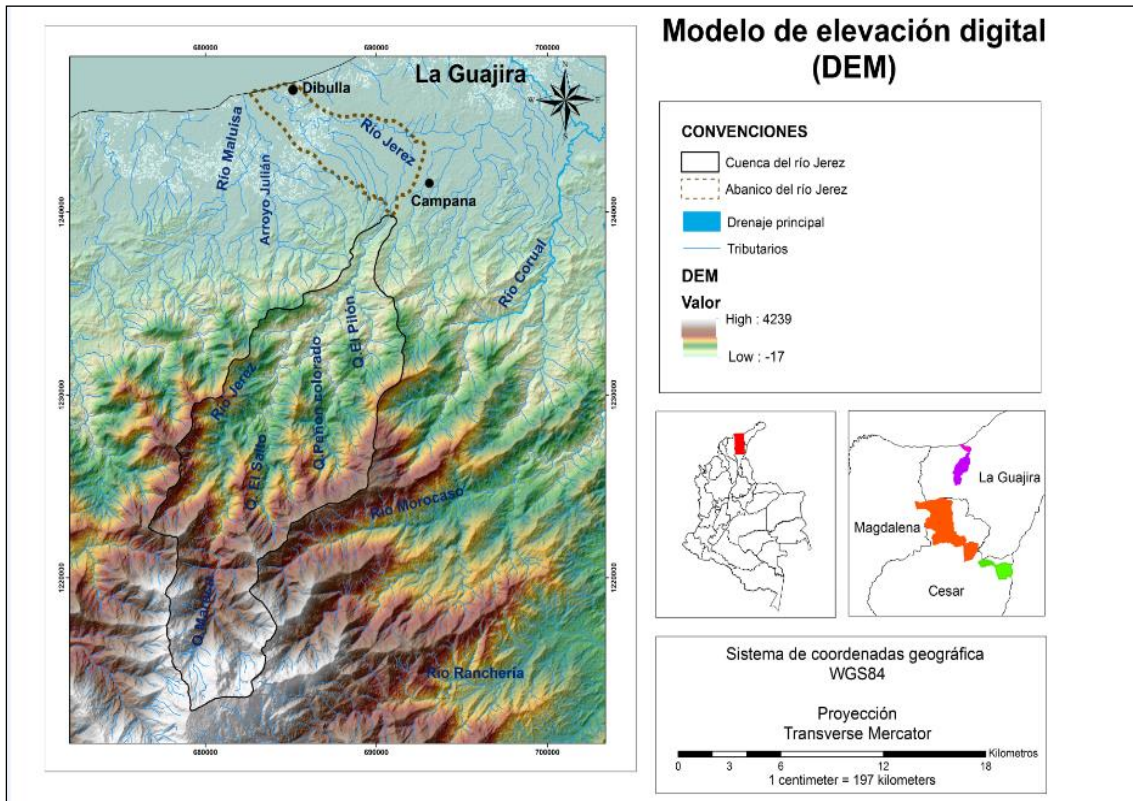


Figura 25. Modelo de elevación digital de la zona 3.

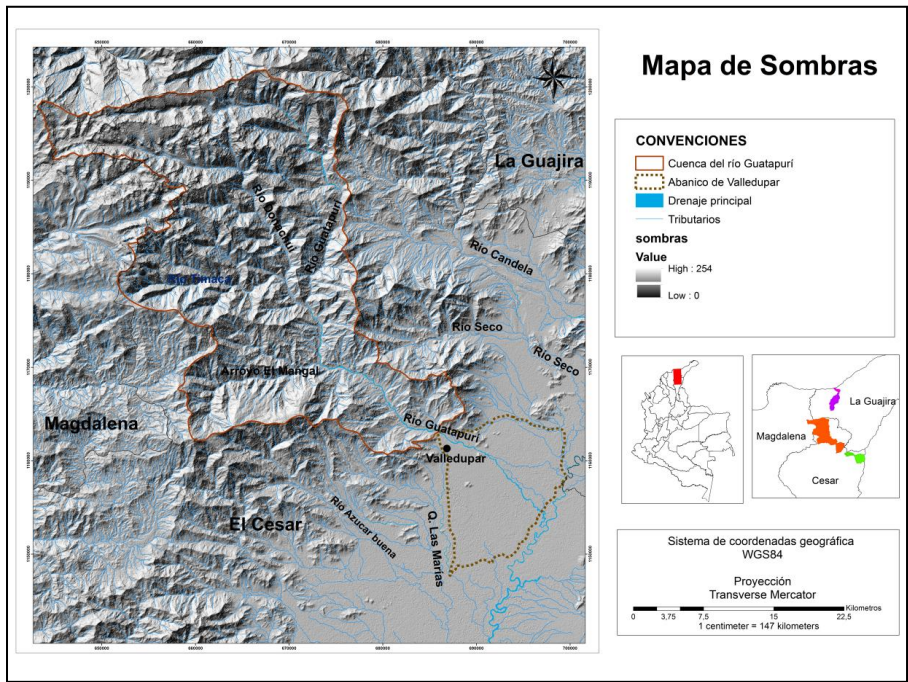


Figura 27. Mapa de sombras de la zona 2.

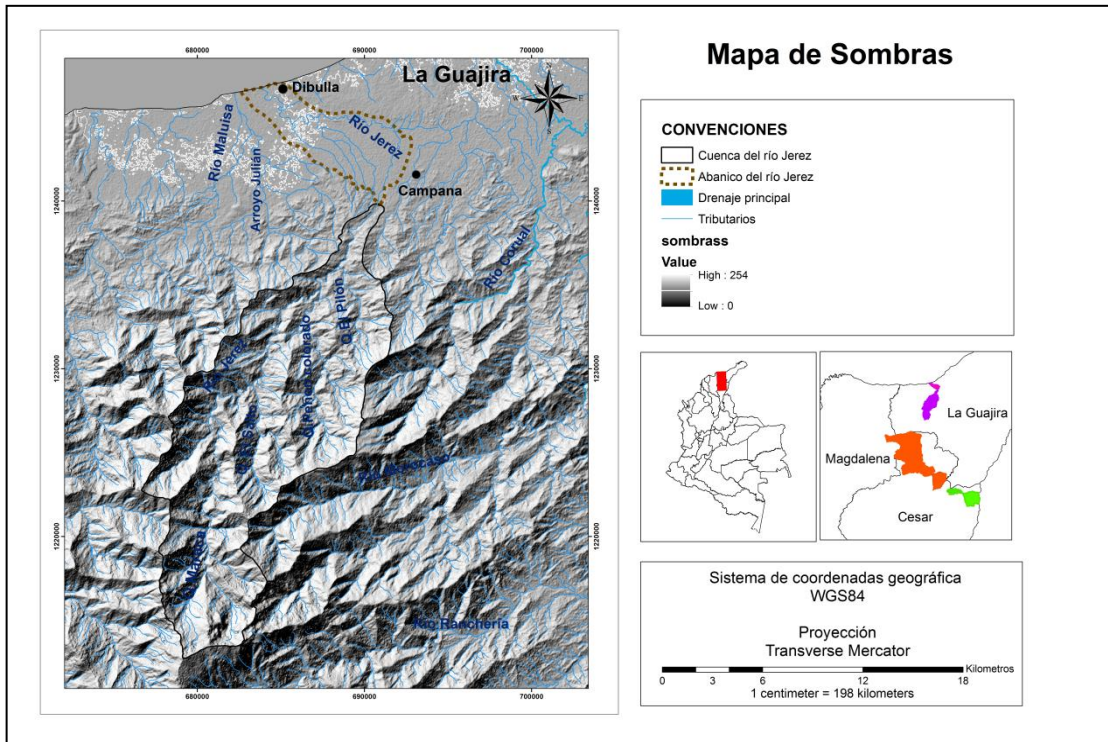


Figura 28. Mapa de Sombras de la zona 3.

5.1.4 Mapa de pendientes

La pendiente se define como el ángulo existente entre la superficie del terreno y la horizontal. Su valor se expresa en grados de 0° a 90° o en porcentaje y se relaciona con la litología y el clima.

Los rangos que se utilizaron para su clasificación fueron los planteados por Guilarte (1978), escogidos debido a que permite obtener un mayor detalle de las zonas planas e intermedias que son las que más se presentan en las áreas de estudio, permitiendo así obtener una mayor visualización; el SGC (2011, 2012) utilizó un rango similar para análisis que requerían un detalle similar al del caso de estudio (Figuras 29, 30, 31 y anexos 7,8 y 9). Los rangos de clasificación pendientes son:

Tabla 11. Clasificación de la pendiente.

Pendientes medias	Terrenos
0-3%	Plano
3-7%	Suave
7-12%	Medianamente accidentado
12-20%	Accidentado
20-35%	Fuertemente accidentado
35-50%	Muy fuertemente accidentado
50-75%	Escarpado
>75%	Muy escarpado

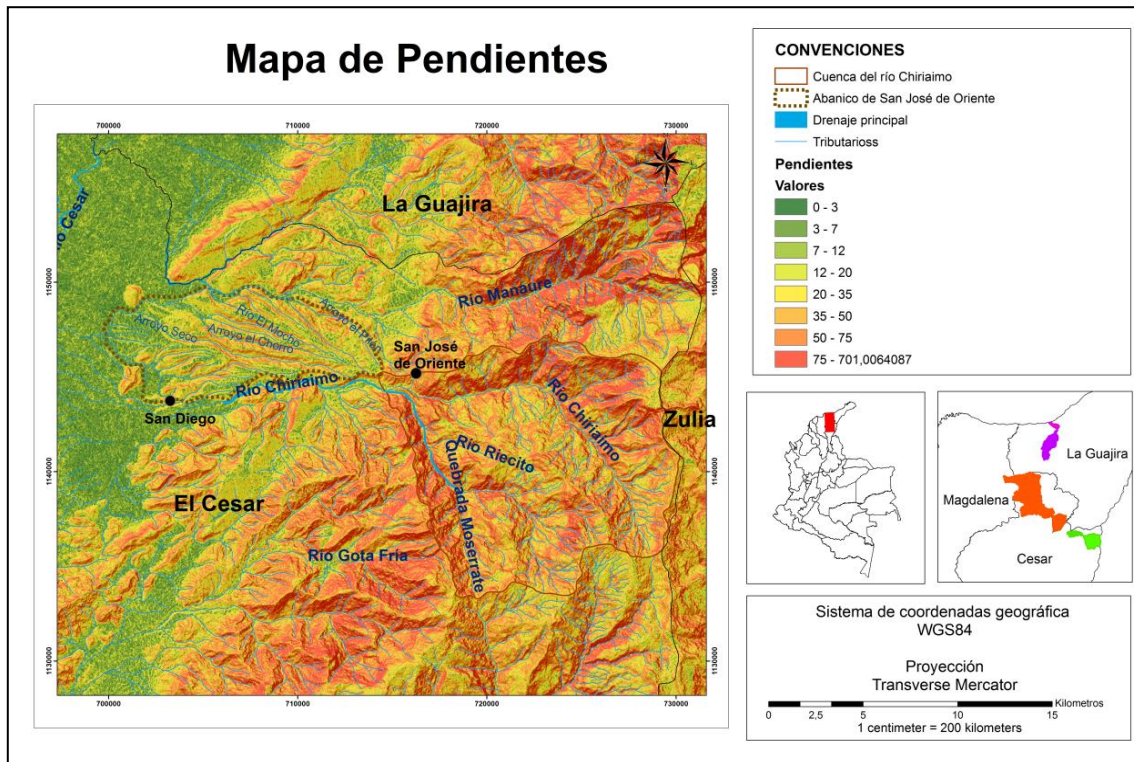


Figura 29. Mapa de Pendientes de la zona 1.

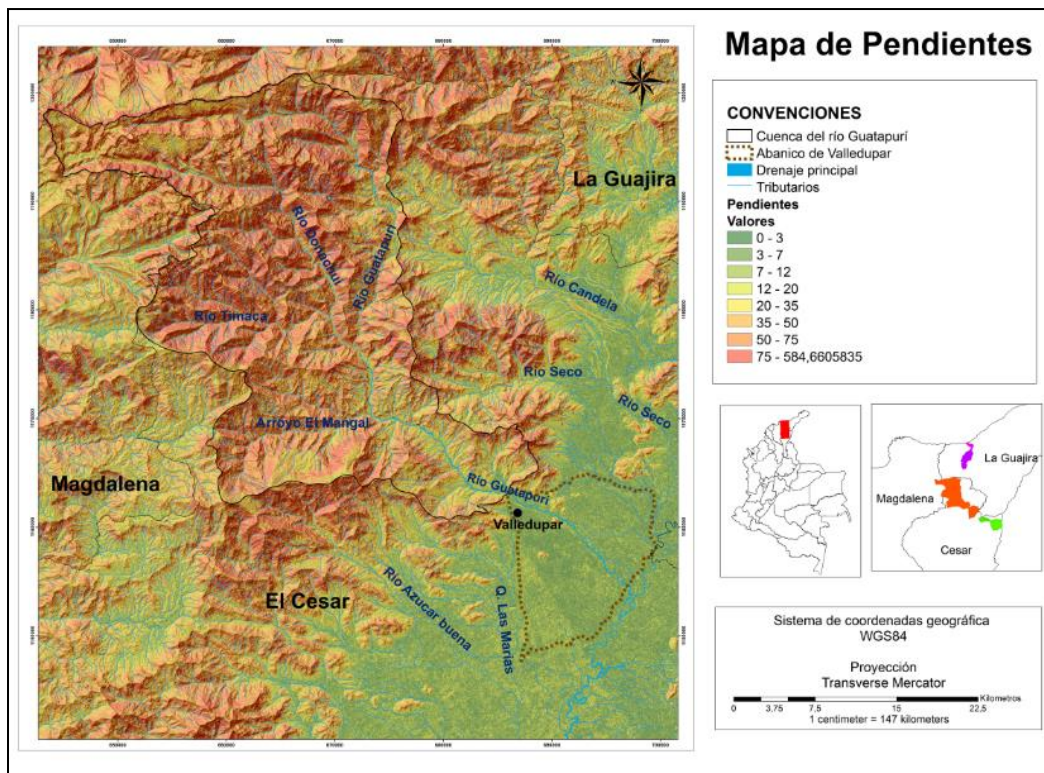


Figura 30. Mapa de pendientes de la zona 2.

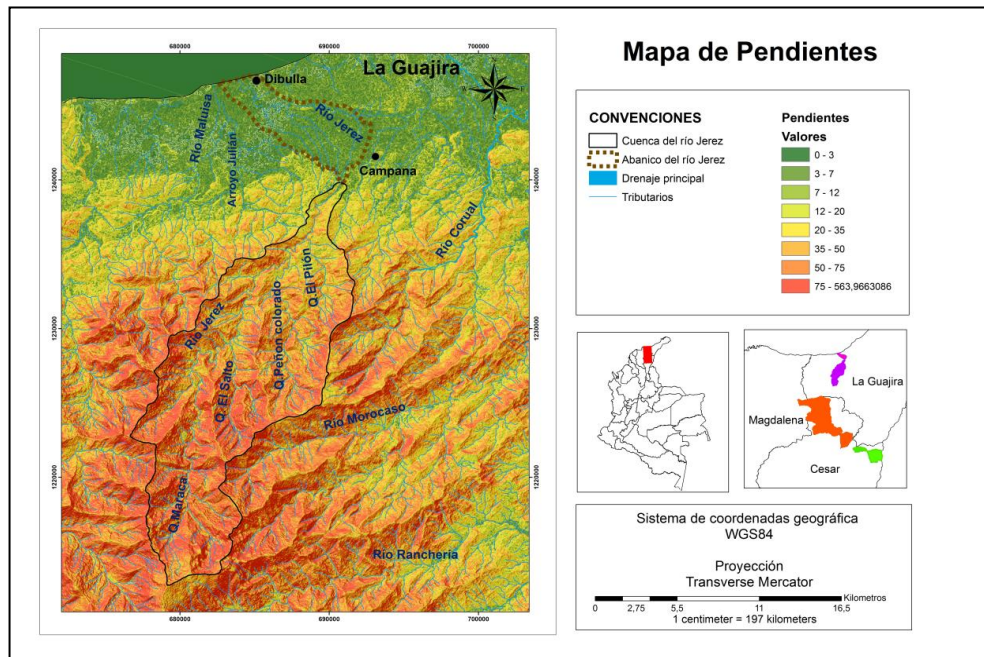


Figura 31. Mapa de pendientes de la zona 3.

5.1.5 Mapa de relieve relativo

El índice de relieve relativo se define como la diferencia entre la mayor elevación y la menor elevación por unidad de área y se expresa como la máxima diferencia de altura del terreno por metros (SGC, 2013). Esta diferencia de altura se presenta con relación a un nivel base del terreno, midiendo su variación indiferente de su altura con respecto al nivel del mar (Figuras 32, 33, 34 y anexos 10,11 y 12). Esta variable está directamente relacionada con la resistencia de los materiales a nivel superficial, asociados a la recurrencia de eventos de inestabilidad en materiales más erosionados o en aquellos que por su resistencia desarrollan un relieve con intervalos de altura extremadamente altos y pendientes escarpadas y abruptas (Londoño, 2016)

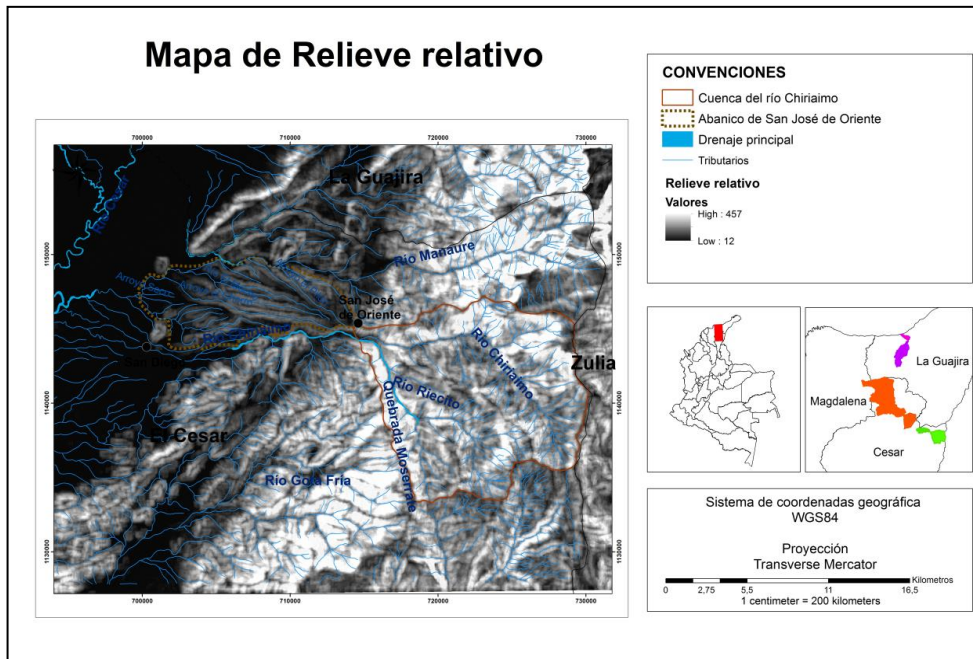


Figura 32. Mapa de Relieve relativo de la zona 1.

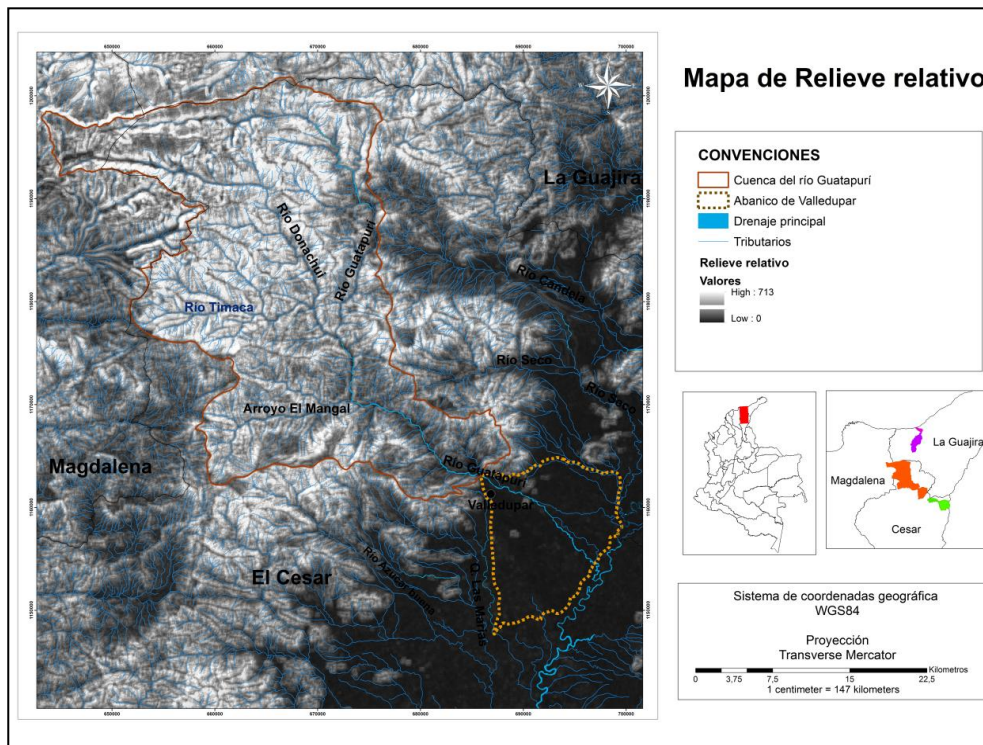


Figura 33. Mapa de Relieve relativo de la zona 2.

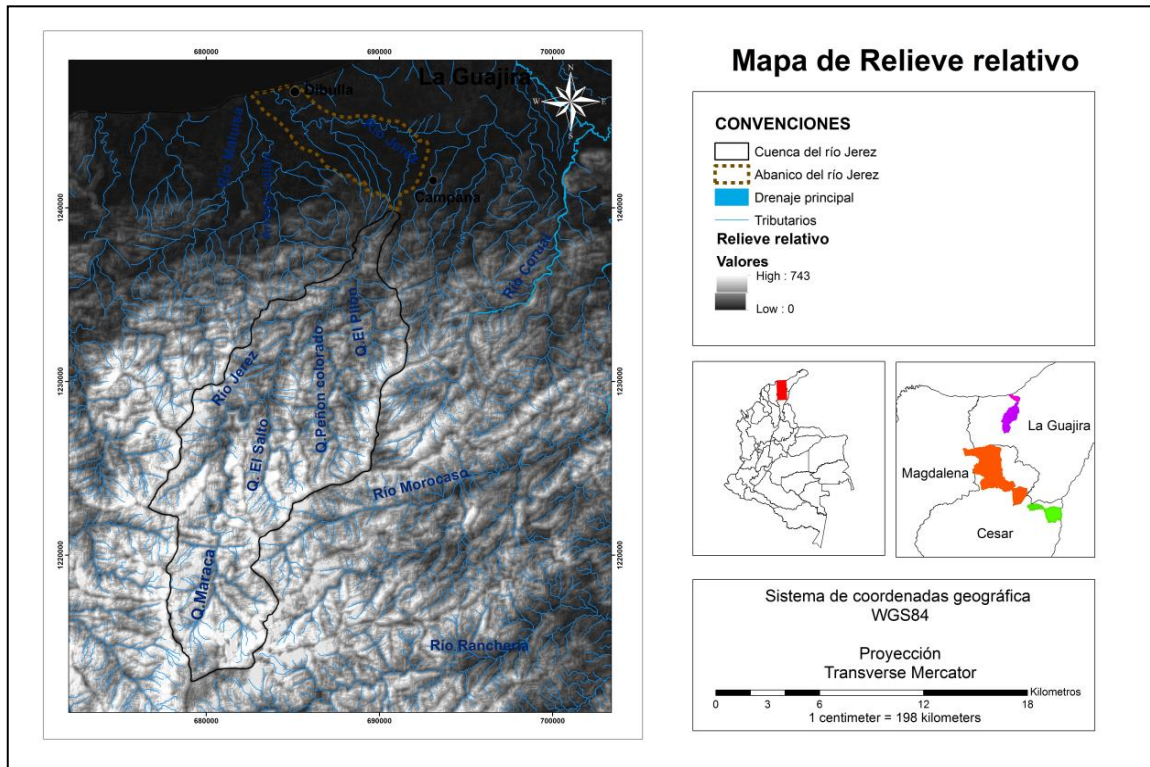


Figura 34. Mapa de Relieve relativo de la zona 3.

5.2 Características Morfométricas de las cuencas hidrográficas

Todos los resultados morfométricos de las cuencas hidrográficas y los abanicos aluviales de las 3 zonas de estudio fueron compilados en una tabla comparativa presentada en la sección de anexos más específicamente en el anexo 19. A lo largo de éste capítulo se mostraran los resultados por separado para cada zona de estudio, si se requiere observar o evaluar las tres zonas de manera comparativa y consecutiva se recomienda ir al anexo 19.

5.2.1 Cuenca del río Chiraimo Zona 1

De acuerdo a la clasificación presentada por el IDEAM (2002) para las unidades hidrográficas teniendo en cuenta la variable área, esta cuenca se encuentra dentro del rango de clasificación de subcuenca (25-200 km²) o siguiendo la clasificación planteada por Campos (1992) como cuenca pequeña (25-250 km²).

La relación del área de la cuenca contra el área del abanico fue de 39%, es la relación más alta con respecto a la relación de las otras cuencas. Esto indica que existe una alta diferencia entre la proporcionalidad del área de la cuenca con el área del abanico aluvial.

Su cauce principal fue clasificado como muy largo según los parámetros planteados por CORTOLIMA (2009) y Aguilar et al., (2009), encontrándose dentro del rango de longitudes mayores a 19 km para este caso.

Las variables perímetro, longitud y longitud máxima de la cuenca no poseen rangos de clasificación como tal, por esta razón sus valores se presentan a continuación en la tabla 12.

Tabla 12. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Chiraimo.

Cuenca del río Chiraimo					
Área (km ²)	Perímetro (km)	Longitud cuenca (km)	Longitud máx. de la cuenca (km)	Longitud cauce principal (km)	Ancho de la cuenca (km)
154,26	54,32	16,69	28,79	20,21	9,24

Con respecto a los índices de relación de forma de la cuenca, el valor obtenido para el coeficiente de compacidad o índice de Gravelius clasifica la cuenca como redonda a oval redonda (Tabla 4). La ecuación utilizada para su cálculo fue la planteada por Graveluis (1914) la cual ha sido utilizada a través del tiempo por muchos autores. Otro índice de forma, calculado fue el de relación de circularidad planteado por Miller (1953) donde la cuenca según el valor obtenido fue considerada con una tendencia a ser circular.

La relación Horton, la relación de forma y la relación de elongación; planteada por Schumm (1956) determinaron que la cuenca además de tener tendencia circular y/o redonda como se describió anteriormente, presenta una forma ligeramente achatada.

Tabla 13. Índices de relación de forma de la cuenca del río Chiriaoimo.

Índices de relación forma de la cuenca				
Índice de compacidad de Gravelius	Relación Horton	Relación de elongación	Relación de circularidad	Relación forma
1,22	0,19	0,49	0,66	0,38

El método de cuadrícula orientado a un vector o método de Alvord fue el que se escogió para calcular la pendiente promedio de la cuenca, debido a que es un método simple y preciso para su determinación. Esta variable se calculó a partir de la sumatoria de todas las longitudes de las líneas de contorno, el intervalo entre curvas y el área de la cuenca, aplicando la ecuación respectiva para éste método. El valor obtenido para la pendiente de la cuenca fue de 54%, la cual según la clasificación planteada por Guilarte (1978), para estudios geomorfológicos de pequeña escala, la clasifica como una pendiente escarpada.

La altitud promedio de la cuenca se calculó a partir de la curva hipsométrica, la cual se obtuvo calculando el porcentaje de área que está por debajo de una determinada altura. Al obtener estos datos se halla un porcentaje de área acumulada para esos rangos de altura y se grafican generando así la curva hipsométrica. El valor de altitud promedio calculado fue de 2206,48 msnm.

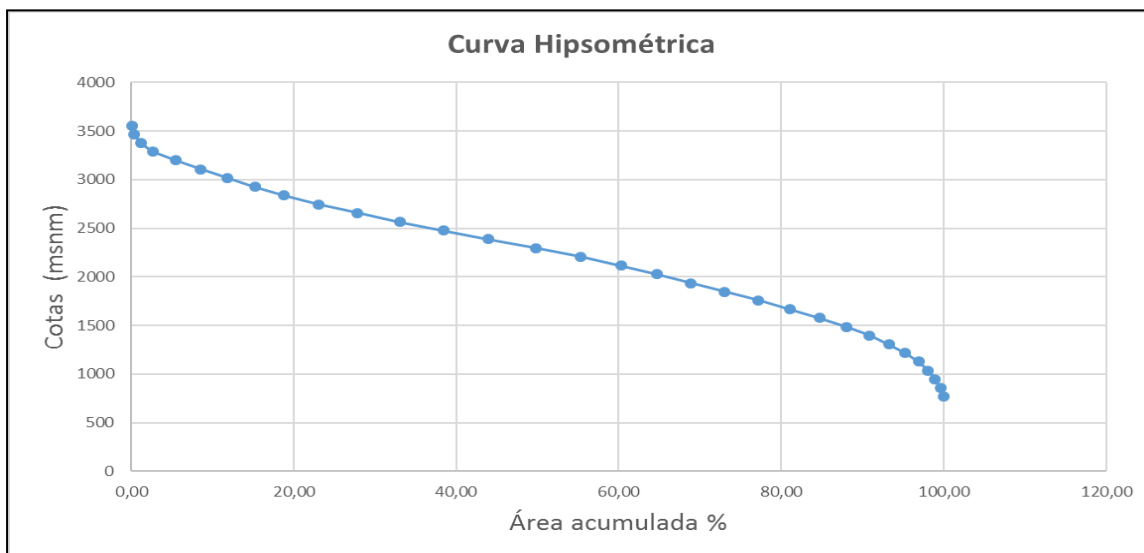


Figura 35. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Chiraimo.

De acuerdo a los datos obtenidos en la curva anterior se puede observar que el mayor porcentaje de área acumulada en la cuenca se presenta en zonas más planas y/o curvas de nivel con menor altitud. Este porcentaje de área va disminuyendo a medida que las cotas aumentan.

Según el modelo de curva hipsométrica planteado por Stahler (1964), la curva obtenida se encuentra dentro de la línea de tendencia de una curva A (Figura 19), donde se refleja un predominio de procesos erosivos. Esta curva indica que la cuenca presenta un bajo grado madurez y que se encuentra en una etapa de vida fluvial correspondiente a la fase de juventud.

La pendiente promedio del cauce principal fue calculada a partir de su perfil longitudinal, al cual se le sustrajo el 10% de los datos de los extremos de la tabla a partir de la cual se calculó (Figura 36 y Anexo 16). Posteriormente se halló la ecuación de la recta y se calculó la pendiente en su equivalente en porcentaje. Este valor fue de 58,98%, como se observa en la siguiente tabla.

Tabla 14. Altitud y pendientes promedio de la cuenca del río Chiraimo

Índices de altitud y pendientes promedio		
Pendiente promedio de la cuenca	Pendiente promedio del cauce principal	Altitud promedio de la cuenca (msnm)
54%	58,98%	2206,5

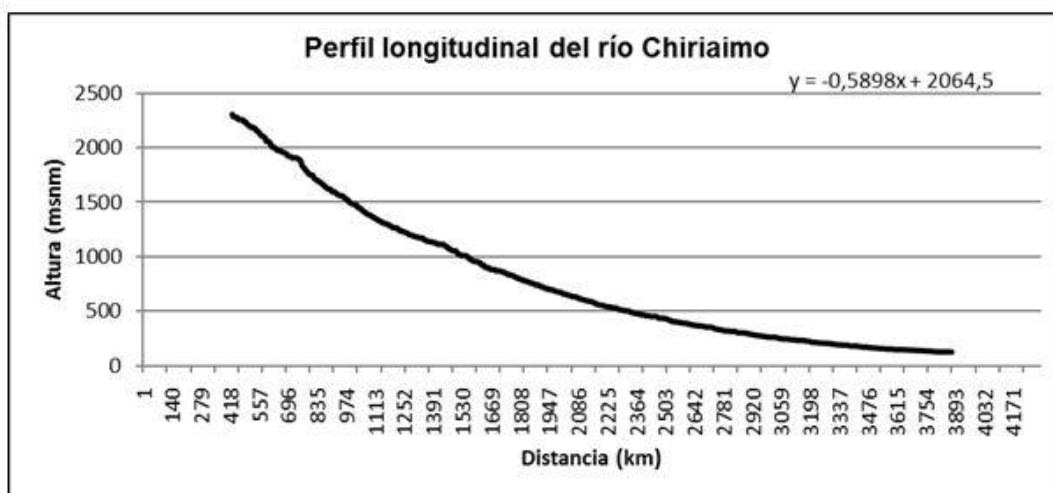


Figura 36. Perfil Longitudinal del río Chiriaimo – Pendiente promedio.

Dentro de las características de drenaje que se tuvieron en cuenta está el ordenamiento de la cuenca, el cual se llevó a cabo a partir de la clasificación de drenajes según el método de Horton y Strahler, utilizando el mapa topográfico respectivo se determinaron los órdenes de los drenajes y se realizó el conteo de la cantidad de drenajes que pertenecían a cada orden, resultando una cuenca de orden cuatro (Tabla 15).

Tabla 15. Ordenamiento de los drenajes según el método de Horton y Strahler.

Ordenamiento de la cuenca	
Orden	Número de drenajes
1er	128
2do	25
3er	6
4to	1
Total	160
Cuenca de orden 4	

Otro de los parámetros de drenaje que se tuvieron en cuenta fue la densidad de drenaje, la cual se obtuvo a partir de la ecuación planteada por Fuentes (2004), usada por varios autores en estudios previos y posteriores. En esta variable se tiene que calcular la sumatoria de todas las longitudes de los cauces y usar el valor hallado del área de la cuenca. Por medio de esto se pudo determinar que la cuenca es una superficie moderadamente drenada.

Por último está el parámetro de frecuencia de corrientes el cual relaciona el número de cauces por unidad de área, siendo para este caso de frecuencia baja.

Tabla 16. Densidad y Frecuencia de drenajes.

Densidad y Frecuencia de drenajes	
Densidad	Frecuencia de corrientes
1,57	0,93

5.2.2 Cuenca del río Guatapurí

Esta cuenca de acuerdo al tamaño y/o área calculada está clasificada como una gran cuenca (>800 km²) o como una cuenca intermedia a grande (500 -2500 km²), según el IDEAM (2002) y Olivas *et al.*, (2007), respectivamente.

La relación del área de la cuenca contra el área del abanico fue de 18%. Este valor al no ser muy alto, está indicando que existe una proporcionalidad entre ambas áreas, al menor mucho mayor en comparación con la que se presentó en la zona 1.

Esta posee un cauce principal clasificado como un cauce de longitud muy larga de acuerdo a los rangos de clasificación planteados por CORTOLIMA (2009) y Aguilar *et al.*, (2009).

Los datos de las otras variables morfométricas como perímetro, longitud y longitud máxima se presentan en la tabla a continuación.

Tabla 17. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Guatapurí.

Cuenca del río Guatapurí					
Área (km ²)	Perímetro (km)	Longitud (km)	Longitud máx. (km)	Longitud cauce principal (km)	Ancho (km)
862,03	188,74	52,56	68,82	79,22	16,40

Las variables que pertenecen a los índices de relación de forma como el índice de Gravelius clasificó la cuenca como ovalada elongada.

Además la relación de Horton, la relación de circularidad y la relación de forma obtuvieron que la cuenca presenta una forma ligeramente achatada y que no posee relación con formas circulares. Según la relación de elongación la cuenca no presenta un relieve pronunciado, es decir éste suele ser más atenuado.

Tabla 18. Índices de relación forma de la cuenca del río Guatapurí.

Índices de relación forma de la cuenca				
Índice de compacidad de Gravelius	Relación Horton	Relación de elongación	Relación de circularidad	Relación forma
1,80	0,18	0,48	0,30	0,14

Con respecto al cálculo de la variable pendiente promedio de la cuenca el método y la ecuación que se utilizaron fueron los mismos que los aplicados en la cuenca anterior. Para este caso el valor calculado para la pendiente fue de 63%, clasificada como pendiente moderadamente escarpada, según el Guilarte (1978).

La altura promedio se calculó a partir de los datos obtenidos de áreas acumuladas bajo cotas de nivel específicas, obteniendo como valor promedio 2989,5 msnm. A esta variable también se le realizó la curva hipsométrica para observar las variaciones de las áreas acumuladas de cada rango altitudinal; esta se puede observar a continuación.

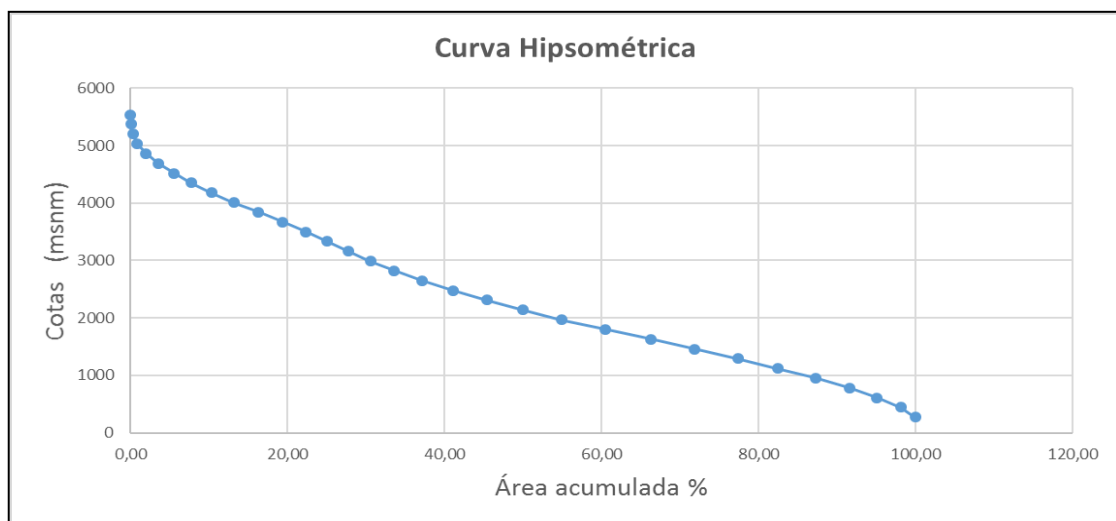


Figura 37. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Guatapurí.

De acuerdo a los datos obtenidos de la curva anterior la cuenca se encuentra dentro de la tendencia de una curva B del modelo de curva hipsométrica planteado por Strahler (1964) (Figura 19), donde se refleja un equilibrio en los procesos de erosión y depositación de sedimentos y por ende una cuenca en un estado estacionario. Está en comparación con la curva de la anterior cuenca es más atenuada o cóncava, lo que puede indicar que esta tiene mayor madurez o que los frentes de erosión ya han avanzado mucho más en esta cuenca, es decir ha estado más tiempo expuesta a la erosión sin perturbaciones tectónicas considerables.

La pendiente promedio del cauce principal calculada a partir del perfil longitudinal de la cuenca (Figura 38 y Anexo 17), al cual se le sustrajeron el 10% de los datos de los extremos de su tabla, fue de 43,78%. Esta se clasifica como una pendiente ligeramente escarpada (Olivas *et al.*, 2008).

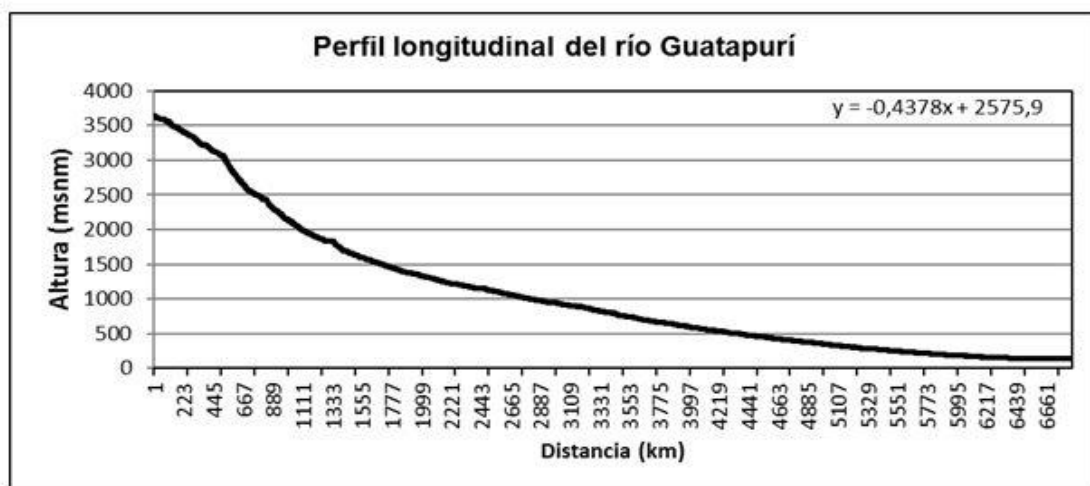


Figura 38. Perfil longitudinal del río Guatapurí – Pendiente promedio.

Tabla 19. Altitud y pendientes promedio de la cuenca.

Índices de altitud y pendientes promedio		
Pendiente promedio de la cuenca	Pendiente promedio del cauce principal	Altitud promedio de la cuenca (msnm)
63%	43,78%	2989,5

Dentro de los parámetros de drenaje, el ordenamiento de la cuenca determinado a partir del método de Horton y Strahler dio una clasificación de orden cinco, con un total de 569 drenajes, a partir de los cuales se hicieron las respectivas clasificaciones de acuerdo al orden al que pertenecían. En la tabla que se muestra a continuación se presenta el número de drenajes que pertenecen a los respectivos órdenes.

Tabla 20. Ordenamiento de la cuenca del río Guatapurí.

Ordenamiento de la cuenca	
Orden	Número de drenajes
1er	457
2do	91
3er	16
4to	4
5to	1
Total	569
Cuenca de orden 5	

La densidad de drenaje es otro de estos parámetros el cual se halló por medio de la ecuación utilizada para la cuenca anterior, donde se tiene en cuenta las longitudes de todos los cauces y el valor calculado del área. Para esta cuenca éste valor fue de 1,2016 lo que la clasifica como bajamente drenada.

Además la frecuencia de corrientes determinó que la relación entre el número de cauces por unidad de área no es muy alto, siendo éste de 0.6.

Tabla 21. Densidad y frecuencia de drenajes.

Densidad y Frecuencia de drenajes	
Densidad	Frecuencia de corrientes
1,57	0,61

5.2.3. Cuenca del río Jerez

De acuerdo al tamaño de la superficie de la cuenca (182,5058 km²) y siguiendo la clasificación utilizada para las dos cuencas anteriores, ésta se clasifica como una subcuenca o como una cuenca pequeña.

La relación del área de la cuenca contra el área del abanico fue de 16%. Este valor al no ser muy alto, está indicando que existe una proporcionalidad entre ambas áreas, esta relación es muy similar a la que se obtuvo en la cuenca de la zona 2, donde los valores de relación no son tan altos.

Su cauce principal fue clasificado como muy largo de acuerdo a los rangos de determinados por CORTOLIMA (2009) y Aguilar *et al.*, (2009).

Los valores hallados para las variables morfométricas de área, perímetro, longitud y longitud máxima de la cuenca hallados a partir del DEM, se presentan en la siguiente tabla.

Tabla 22. Índices morfométricos generales de la cuenca del río Jerez.

Cuenca del río Jerez					
Área (km ²)	Perímetro (km)	Longitud (km)	Longitud máx. (km)	Longitud cauce principal (km)	Ancho (km)
182,50	76,35	28,96	33,90	60,85	6,30

Con respecto a las variables de forma, el valor de índice de Gravelius (1,5825), clasificó como oval elongada a la forma de la cuenca. La relación de Horton y la relación de forma la adicionaron la determinación de achatada y la relación de elongación la característica de elongada alargada, al igual que el índice de relación de circularidad que obtuvo una forma más cercana a la forma alargada que a la circular.

Tabla 23. Índices de relación de forma de la cuenca del río Jerez.

Índices de relación forma de la cuenca				
Índice de compacidad de Gravelius	Relación Horton	Relación de elongación	Relación de circularidad	Relación forma
1,58	0,16	0,45	0,39	0,05

Para el cálculo de la pendiente promedio de la cuenca se utilizó nuevamente el método y la ecuación usados en los dos casos anteriores. Este valor fue de 60%, clasificada como una pendiente moderadamente escarpada, según el Guilarte (1978). La altitud promedio obtenida a partir de los datos de la curva hipsométrica realizada, fue de 2042,5 msnm.

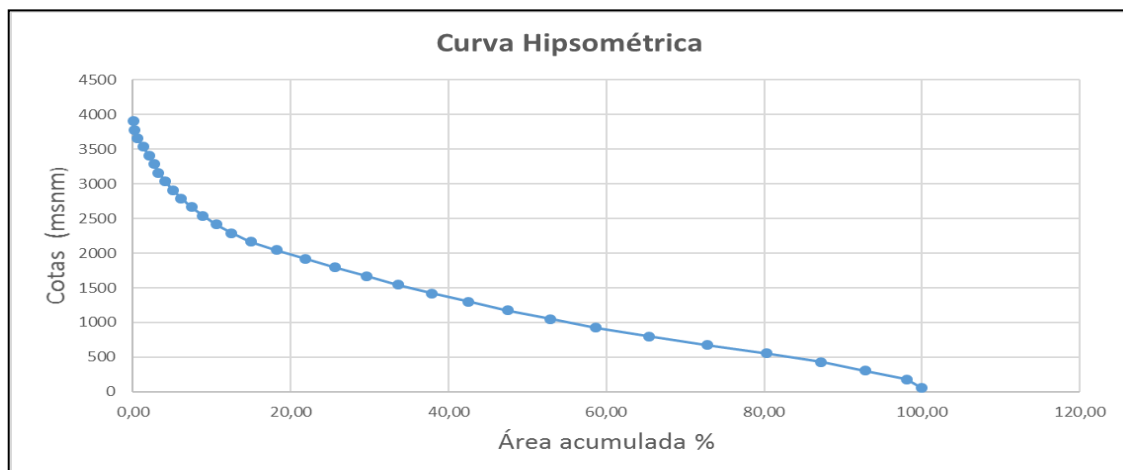


Figura 39. Curva Hipsométrica de la cuenca del río Jerez.

De acuerdo a los datos de la curva anterior la cuenca se encuentra dentro de la clasificación de una curva C, según el modelo propuesto Strahler (1964) (Figura 19), donde se refleja un dominio de procesos de depositación de sedimentos y una fase de vida fluvial de madurez. Además corresponde a las características propias de una cuenca sedimentaria.

A partir del perfil longitudinal (Figura 40 y Anexo 18) se calculó la pendiente promedio del cauce principal, tal como se calculó en las dos cuencas anteriores. Este valor fue 26,56% la cual se clasifica como ligeramente escarpada, según la clasificación de pendientes planteada por el Guilarte (1978).

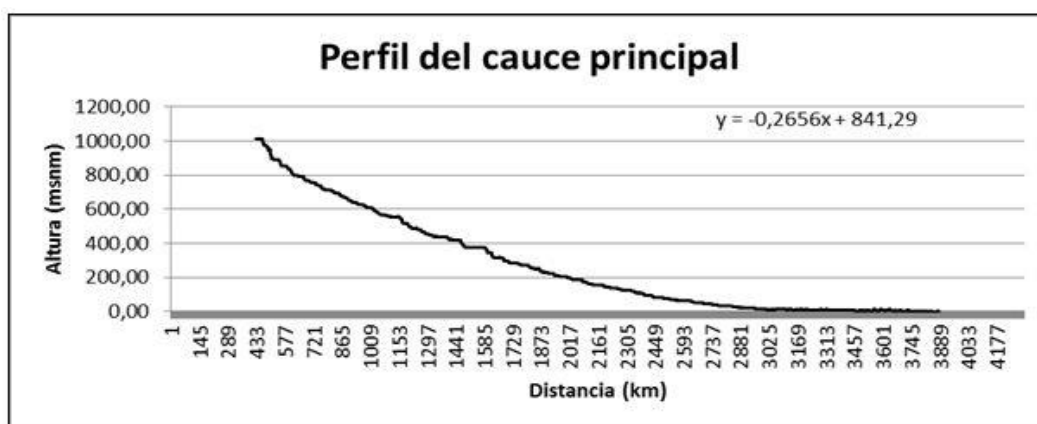


Figura 40. Perfil longitudinal del río Jerez – Pendiente promedio.

Tabla 24. Altitud y pendientes promedio de la cuenca del río Jerez.

Índices de altitud y pendientes promedio		
Pendiente promedio de la cuenca	Pendiente promedio del cauce principal	Altitud promedio de la cuenca (msnm)
60%	26,56%	2042,5

De acuerdo al valor obtenido para el ordenamiento de drenaje de la cuenca, ésta se clasifica como una de orden cuatro. El total de drenajes que se tuvieron en cuenta fueron de 160 drenajes, los cuales se distribuyen en los diferentes órdenes tal como se muestra a continuación.

Tabla 25. Ordenamiento de la cuenca del río Jerez.

Ordenamiento de la cuenca	
Orden	Número de drenajes
1er	128
2do	25
3er	6
4to	1
Total	160
Cuenca de orden 4	

Por último la densidad de drenaje y la frecuencia se obtuvieron siguiendo los mismos parámetros que se realizaron en las dos cuencas anteriores.

El valor obtenido para la densidad de drenaje fue de 1,4366, valor que la clasifica como una cuenca poco y/o bajamente drenada, con un número de cauces por unidad de área bajo, con apenas 0,7 drenajes por unidad de área.

Tabla 26. Densidad y Frecuencia de drenaje.

Densidad y Frecuencia de drenajes	
Densidad	Frecuencia de corrientes
1,44	0,73

5.3 Características morfométricas de los abanicos aluviales.

5.3.1 Abanico aluvial de la cuenca del río Chiraimo

De acuerdo a los cálculos obtenidos de las variables morfométricas, éste abanico aluvial presenta un área de 60,38 km² y un perímetro de 39,07 km, el cual de acuerdo a la clasificación de abanicos según el tamaño planteado por Guzzetti *et al.*, 1997 y otros autores, el abanico es considerado como pequeño. Este depósito visto en planta posee una morfología predominantemente alargada y/o elongada con presencia de achatamiento en dirección hacia el ancho.

La longitud del abanico medida desde el ápice hasta la parte más distal fue de 14,82 km y su ancho fue de 4,07 km, lo que corrobora lo anteriormente mencionado sobre su característica de elongación y achatamiento.

La pendiente promedio fue calculada según su perfil longitudinal (Figura 41 y Anexo 16), realizado desde el ápice hasta su parte distal, una vez obtenido el perfil se sacó la ecuación de la línea y se realizó su respectivo cálculo. La pendiente promedio fue de 4,94%.



Figura 41. Perfil Longitudinal del abanico de la zona 1 (San José de Oriente).

Con base en su perfil longitudinal y otros perfiles longitudinales adyacentes, se pudo observar que el abanico aluvial se encuentra inclinado hacia el occidente, en dirección hacia el río Cesar-Ranchería (Figura 41), el cual posee sus mayores alturas hacia el ápice y sus menores alturas hacia la parte distal; en algunas zonas de la parte distal se presentan algunos altos. Este perfil también muestra como la pendiente va variando a lo largo del abanico, la cual se mantiene relativamente constante desde la parte alta hasta la intermedia y luego presenta una mayor variación.

Además este abanico aluvial presenta una alta disección fluvial tal y como se puede evidenciar en su perfil transversal (Figura 42 y Anexo 16), donde se muestra los “quebres” asociados de la disección de los cauces que lo conforman.

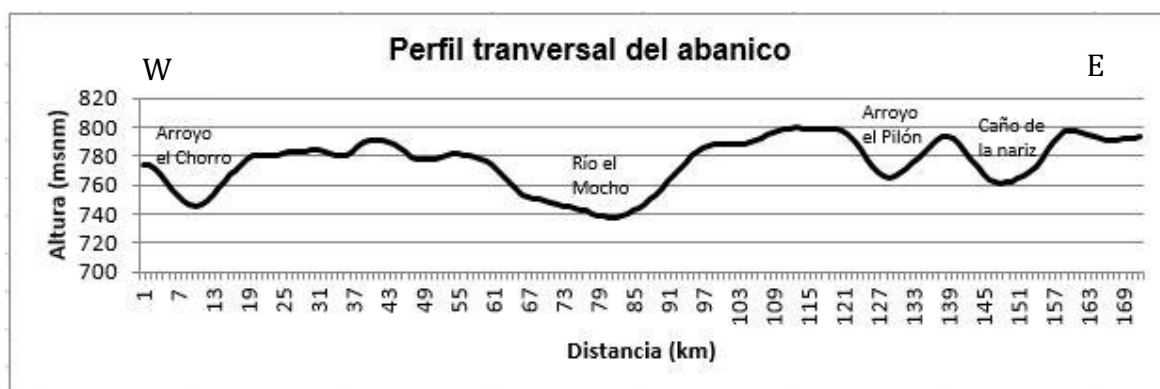


Figura 42. Perfil transversal del abanico aluvial de la zona 1.

Este abanico se encuentra desconectado tanto de la cuenca hidrográfica como del cauce principal que la compone, esto se evidencia en el curso actual del cauce que se encuentra rodeando al abanico en su extremo sur, en lugar de disectarlo y en el quiebre o irregularidad topográfica que se presenta entre el ápice del abanico y la parte baja de su cuenca (Figura 43 y Anexo 16).

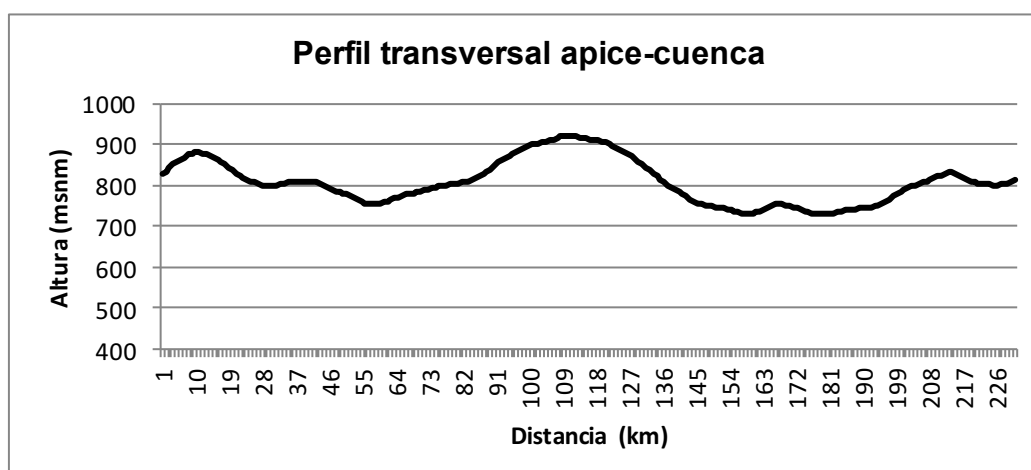


Figura 43. Perfil transversal de la zona de “quiebre” entre el ápice y la cuenca del abanico aluvial.

De acuerdo al perfil anterior, se puede observar como el sector occidental de la parte baja de la cuenca que está a 890 metros de altura va aumentando en altitud al llegar a la zona de “quiebre” entre el ápice y la cuenca del abanico, que está a 930 metros. Posteriormente se vuelve a presentar un descenso de altitud al llegar al sector oriental de la parte baja de la cuenca, donde se presentan alturas de 730 metros. Lo anterior es una muestra de cómo el abanico se ha ido levantando con el tiempo y como esto ha generado una zona de desgarré entre el ápice del mismo y su cuenca.

5.3.2 Abanico aluvial de la cuenca del río Guatapurí

Para este abanico aluvial el área calculada a partir del polígono que se utilizó para delimitar su superficie fue de 154,51 km² con un perímetro de 55,98 km. Según este valor y la clasificación usada en varios estudios como los de Guzzetti *et al.*, (1997) es considerado como un abanico aluvial mediano.

Con base en sus características geomorfológicas vistas en planta, el abanico posee una forma con una tendencia semicircular, donde las medidas de su ancho (10,03 km) son relativamente proporcionales a las de su longitud (15,30 km). Además es un

abanico que está conectado con su respectiva cuenca hidrográfica y su cauce principal se encuentra disectandolo hasta que éste llega a su desembocadura. La pendiente promedio es de 1,14%, la cual se calculó a partir del método utilizado en la cuenca anterior. Éste posee una inclinación hacia el oriente en dirección hacia el río Cesar-Ranchería, donde sus alturas máximas se presentan hacia la zona del ápice y sus zonas más bajas hacia su parte distal (Figura 44 y Anexo 17). En su perfil longitudinal se puede observar como su pendiente muestra una tendencia relativamente constante a lo largo de todo el abanico.

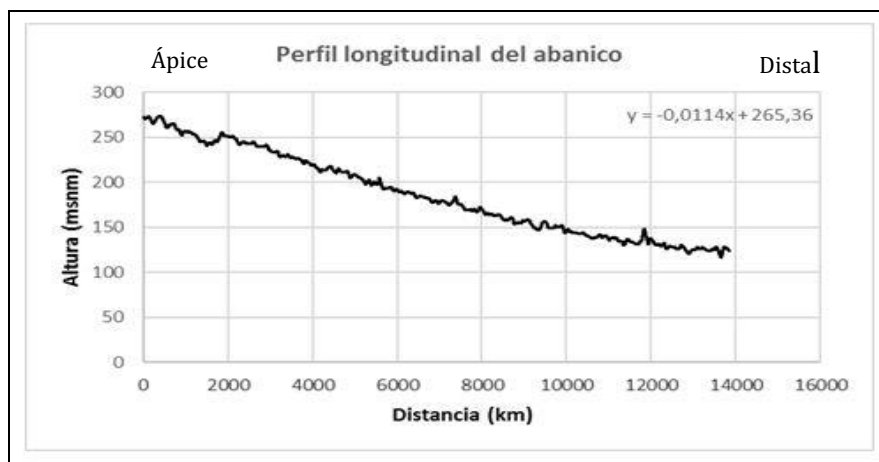


Figura 44. Perfil longitudinal del abanico aluvial del río Guatapurí y Pendiente promedio.

Según algunos perfiles transversales que se realizaron, el abanico presenta una forma convexa hacia su parte central, la cual se va atenuando hacia sus extremos (Figura 45 y Anexo 17).

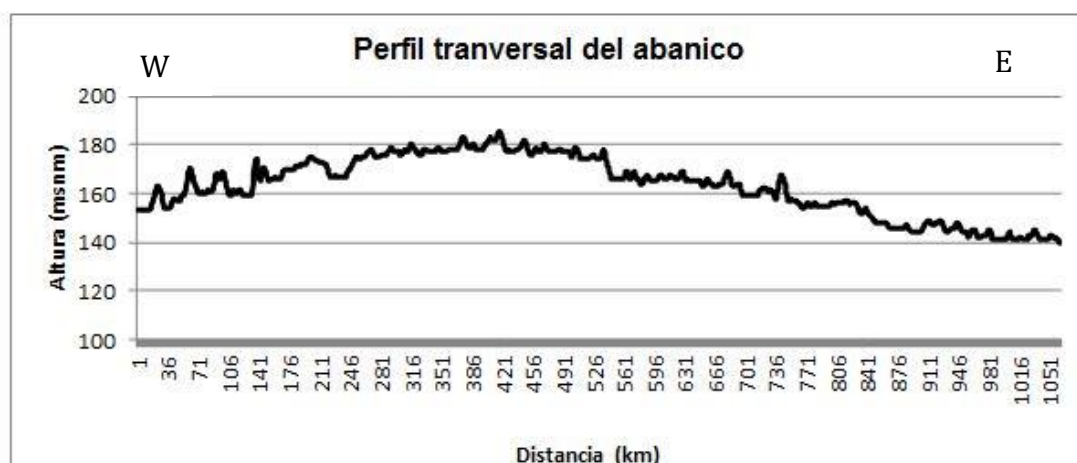


Figura 45. Perfil transversal del abanico aluvial.

Es un abanico que posee una disección fluvial baja. A partir de sus perfiles transversales se pudieron identificar algunas zonas de convexidad, las cuales están bien marcadas a lo largo de todo el abanico, presentado algunas zonas planas.

5.3.3 Abanico aluvial de la cuenca del río Jerez

De acuerdo a los datos obtenidos, este abanico aluvial cuenta con un área de 30,99 km² y un perímetro de 28,53 km, los cuales se calcularon a partir del polígono delimitado para su superficie como en los dos casos anteriores. Según la clasificación de forma de Guzzetti *et al.*, (1997), ampliamente utilizada en estudios de abanicos, éste es clasificado como un abanico pequeño.

Desde el punto de vista geomorfológico y visto en planta, éste posee una forma elongada hacia el occidente y achatada en dirección hacia su ancho. Además éste presenta junto con los cauces que lo disectan una desviación en dirección hacia el oeste, desde la parte media y distal del abanico. Este abanico se encuentra conectado con su cuenca hidrográfica y su cauce principal (río Jerez).

Los datos obtenidos de su ancho y su longitud son 2,92 km y 6136 km respectivamente, los cuales confirman la característica de elongación descrita anteriormente.

Su pendiente promedio es de 0,48% y posee una inclinación hacia el occidente, donde sus máximas alturas se encuentran en las partes cercanas al ápice y sus alturas mínimas en la parte distal del abanico (Figura 46 y Anexo 17)

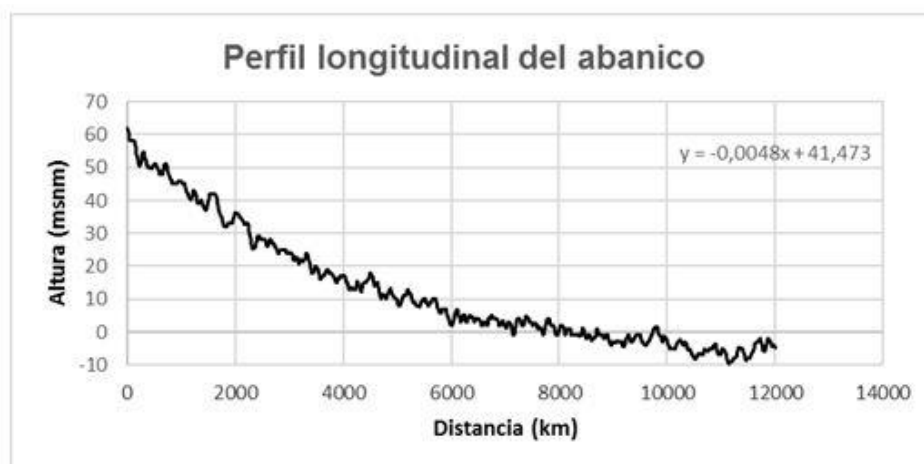


Figura 46. Perfil longitudinal del abanico aluvial del río Jerez –Oca.

Además de presentar alturas mayores sobre la zona cercana al ápice, este abanico presenta mayores alturas hacia el extremo sur del abanico (teniendo el norte en la parte superior del mapa) y menores alturas hacia la parte norte, lo que indica que el abanico además de estar inclinado hacia el occidente, está inclinado levemente hacia el norte (Figura 47 y Anexo 17).



Figura 47. Perfil transversal parte oriental del abanico aluvial.

En el siguiente perfil (Figura 48 y Anexo 17) se muestra como la forma del abanico desde el punto de vista transversal no tiene la tendencia convexa que normalmente tienen los abanicos aluviales al realizarles su perfil transversal.

Este abanico está compuesto por varios cauces que generan una incisión de muy poca profundidad, tal como se muestra en la incisión marcada por los valles del siguiente perfil, además se puede observar algunas zona “planas” que están marcando la incidencia de la falla oca.

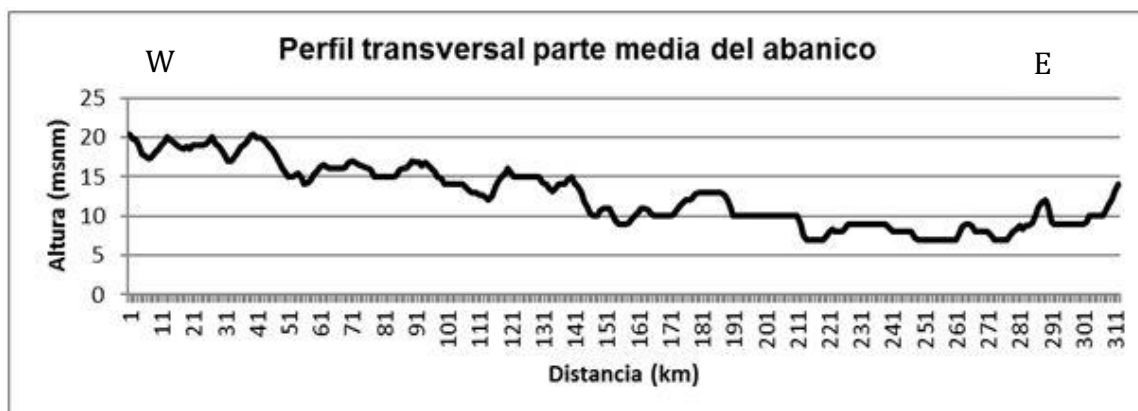


Figura 48. Perfil transversal de la parte media del abanico aluvial del río Jerez.

5.4 Evidencias tectónicas

5.4.1 Índice de asimetría de las cuencas hidrográficas

Para el cálculo de esta variable se utilizó en primera instancia la delimitación de cada cuenca, posteriormente siguiendo el cauce principal y esta delimitación de la divisoria hidrográfica, se trazaron dos polígonos en las dos márgenes (izquierda y derecha) del cauce principal, con el fin de calcular sus áreas y aplicar una relación porcentual entre ambas y el área total de la cuenca, esto aplicando la ecuación descrita en páginas anteriores.

- **Cuenca, Zona 1 (San José de Oriente)**

En esta zona se realizó una división de la cuenca en dos microcuencas, una correspondiente al río Chiriaimo y la otra al río Riecito. Este índice tectónico se aplicó a la microcuenca del río Chiriaimo que es el río más influyente de la zona.

Según los datos de la siguiente tabla, la margen "AFd" posee un 61,98% del área total de la cuenca en comparación con la margen "AFi" que posee un 38,01%. Estos valores se alejan del 50% que es el valor base para determinar si hay o no influencia deformacional. Como en este caso los valores de las dos márgenes se alejan 11,98% del 50% quiere decir que la cuenca tuvo o tiene una incidencia de una actividad deformacional y/o una intensidad de basculamiento. En este caso como el valor de "AFd" es mayor que 50%, el basculamiento se da en la margen derecha del cauce principal, es decir en dirección hacia el occidente. Geomorfológicamente se puede observar que los drenajes hacia esta margen (este) son de mayores longitudes y las pendientes más inclinadas con respecto a los de la margen izquierda, lo que corrobora ésta dirección de basculamiento (Figura 49).

Tabla 27. Índice de asimetría de la cuenca del río Chiriamo (San José de Oriente).

ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO DE ACTIVIDAD TECTÓNICA					
INDICE DE ASIMETRÍA DE LA CUENCA ZONA 1 (San José de Oriente)	Área Margen derecha (km ²)	Área margen izquierda (km ²)	Área total (km ²)	AFd (%)	AFi (%)
	54,55	33,39	87,99	61,98	38,01

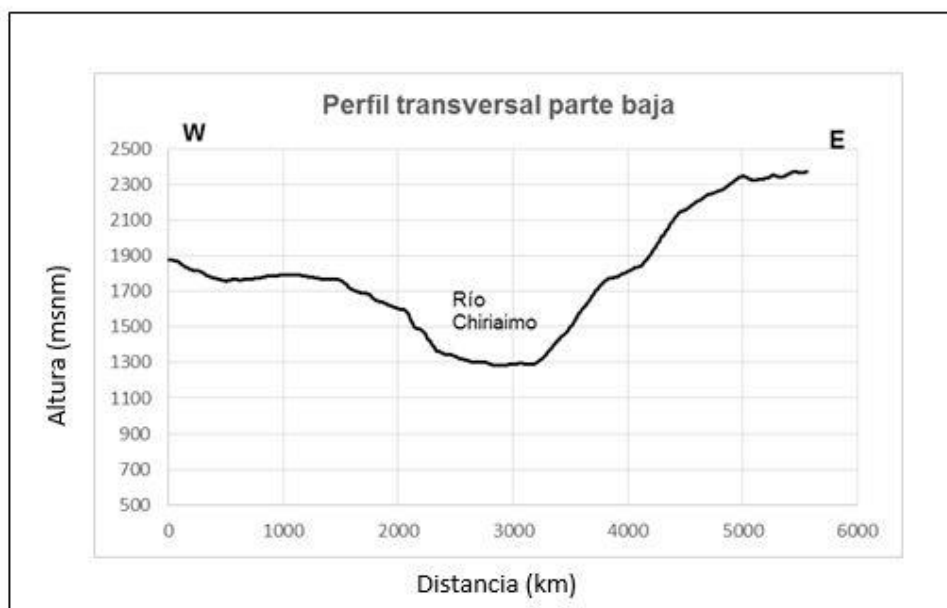
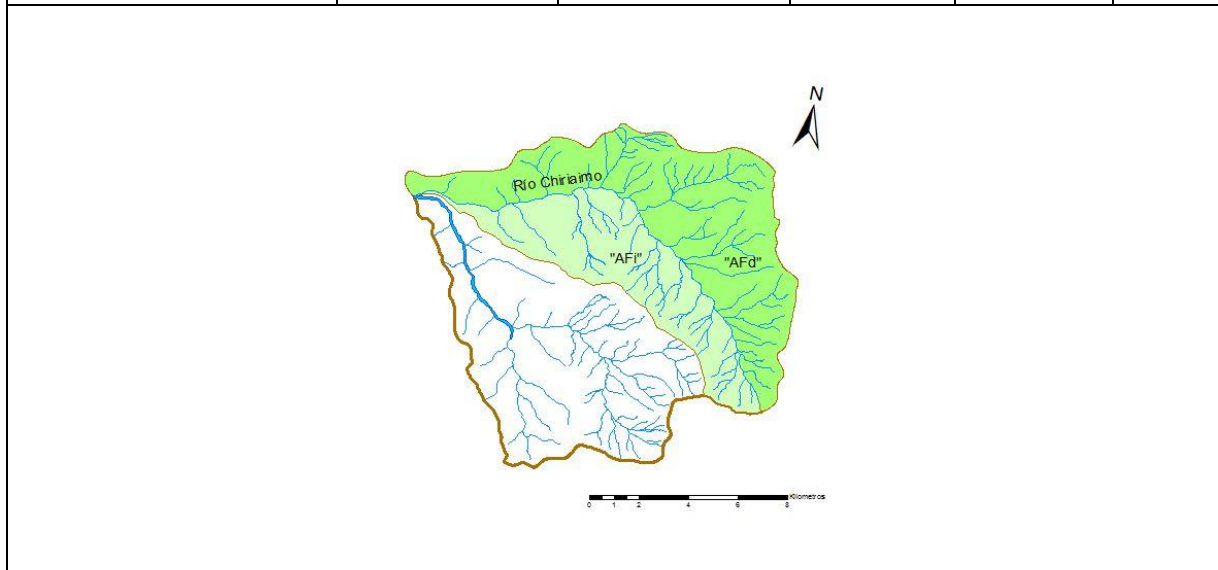


Figura 49. Perfiles transversales de la microcuenca del río Chiriamo.

- **Cuenca, Zona 2 (Valledupar)**

Según los datos obtenidos en la tabla 28, la zona 2 o cuenca del río Guatapurí presenta índices de asimetría de 19,69% y 80,31% de la margen derecha e izquierda del cauce principal respectivamente. Estos índices se alejan 30,31% del valor base (50%), lo que muestra que la cuenca tuvo o tiene influencia de tectónica deformacional y/o una alta intensidad de basculamiento. Al tener un valor de “AFd” menor que el 50%, la mayor cantidad de basculamiento se da en la margen izquierda del cauce principal, esto se puede evidenciar en la longitud de sus tributarios, que para este caso son mayores que la de los tributarios de la margen derecha, esta última margen además no posee tanta área o superficie de la cuenca, lo que ayuda a que sus drenajes sean de menores longitudes. Además en el siguiente perfil transversal (Figura 50) de la cuenca, se puede observar como el basculamiento se presenta con dirección hacia el este, corroborando lo anteriormente mencionado.

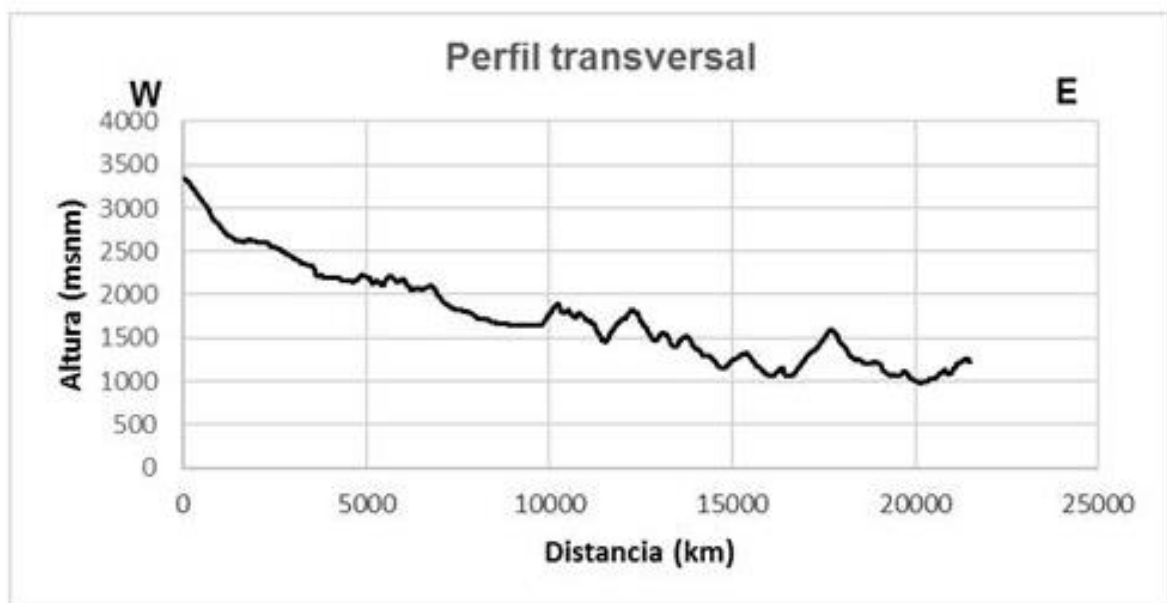


Figura 50. Perfil transversal de la cuenca del río Guatapurí.

Tabla 28. Índice de asimetría de la cuenca del río Guatapurí (Valledupar).

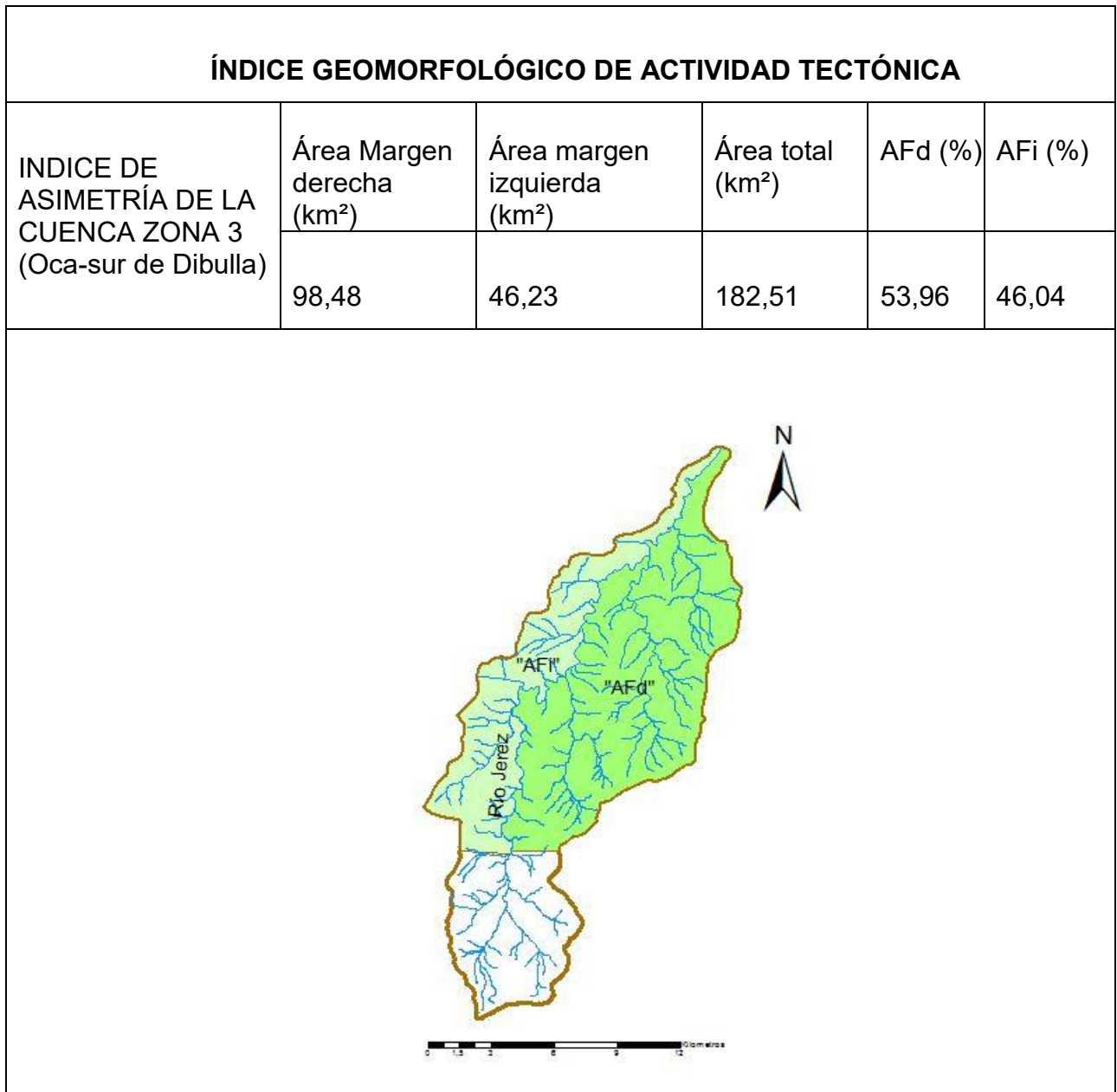
ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO DE ACTIVIDAD TECTÓNICA					
INDICE DE ASIMETRÍA DE LA CUENCA ZONA 2 (Valledupar)	Área Margen derecha (km ²)	Área margen izquierda (km ²)	Área total (km ²)	AFd (%)	AFi (%)
		169,70	690,83	862,04	19,69

- **Cuenca, Zona 3 (Oca)**

Según los datos obtenidos en la siguiente tabla, la cuenca del río Jerez posee un índice de asimetría de la margen derecha del cauce principal de 53,96% y un índice de 46,04% para la margen izquierda. Estos dos valores se alejan del valor base (50%) solo 3,96%, lo que muestra que la cuenca tiene menor influencia de tectónica deformacional y/o baja intensidad de basculamiento con respecto a las otras cuencas. El valor de “AFd” al ser mayor que el 50%, está indicando que la cuenca tiene un leve basculamiento de la margen derecha del cauce principal, es decir una inclinación con dirección hacia el occidente. Los tributarios del cauce principal hacia esta margen son de mayores

longitudes, lo que puede corroborar lo anteriormente descrito. Como en este caso los valores de los índices de asimetría están muy cercanos al 50%, el basculamiento es muy leve, es por esto que en los perfiles transversales (Figura 51) no se alcanza apreciar un cambio significativo de la pendiente en las márgenes del cauce principal.

Tabla 29. Índice de asimetría de la cuenca del río Jerez (Oca).



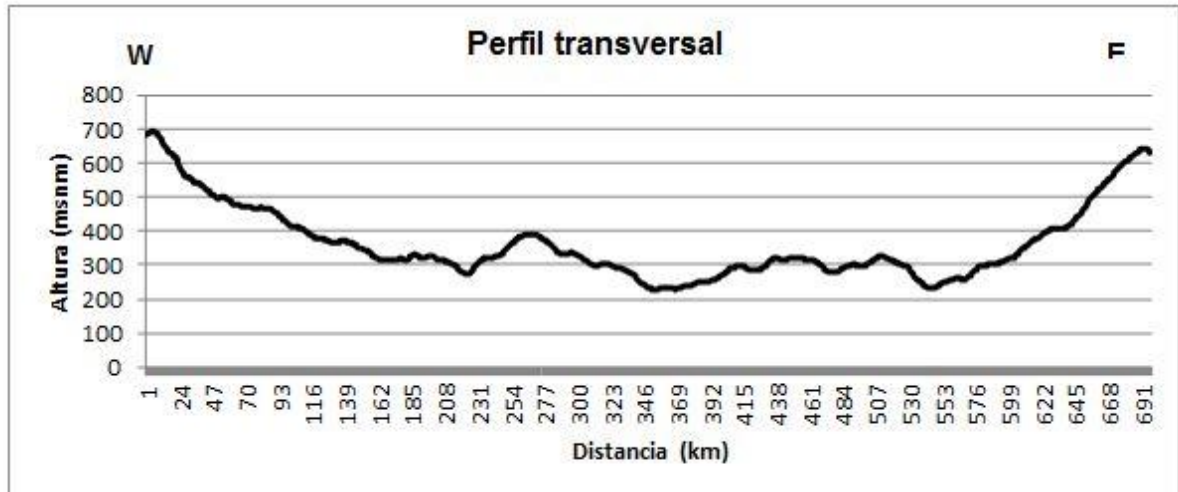


Figura 51. Perfiles transversales de la cuenca del río Jerez (W-E).

Teniendo en cuenta todos los datos anteriores de tectónica deformacional para las tres cuencas, se puede observar como la cuenca de la zona 2 (Valledupar) es la zona que más influencia deformacional y/o intensidad de basculamiento posee, por el contrario, la zona 3 (Oca) es la que menor intensidad de basculamiento presenta.

5.4.2 Índice de simetría topográfica transversal de las cuencas hidrográficas

Para calcular esta variable se tuvieron en cuenta la relación entre la distancia que hay desde la divisoria interna de la cuenca, hasta el cauce principal que la disecta y la distancia existente entre el límite exterior de la cuenca y la línea de divisoria interna (Figura 52).

- **Cuenca, Zona 1 (San José de Oriente)**

Teniendo en cuenta los valores de las variables “Dd” y “Da”, que componen el índice de simetría, se obtuvieron los siguientes datos, para cinco tramos diferentes de la cuenca, elegidos arbitrariamente:

Tabla 30. Índice de simetría topográfica transversal.

ÍNDICE GEOMÓRFOLOGICO DE ACTIVIDAD TECTÓNICA										
ÍNDICE DE SIMETRÍA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL Zona 1	T1= 0,33		T2=0,58		T3=0,46		T4=0,30		T5=0,12	
	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)
	4,61	1,54	6,46	3,74	6,96	3,18	8,16	2,46	4,69	0,56
T Media = 0,36										

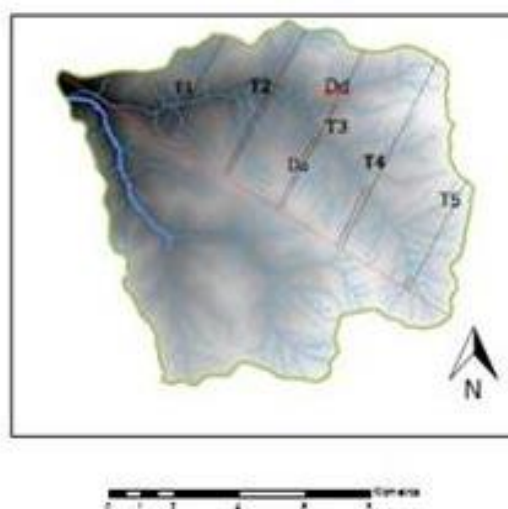


Figura 52. Índice de simetría transversal para la Cuenca de la zona 1.

Según los datos de la tabla anterior el área de la cuenca que presenta mayor simetría, es la zona de la cabecera o parte alta, donde los índices de simetría son más cercanos a 0, por el contrario la zona que menor simetría presenta es la zona intermedia, donde los valores tienen un mayor acercamiento a uno, es decir una mayor asimetría entre las dos márgenes del cauce principal que corta a la cuenca.

- **Cuenca, Zona 2 (Valledupar)**

En la siguiente tabla, se muestran los valores obtenidos de las variables que componen el índice de simetría, estos son:

Tabla 31. Índice de simetría topográfica transversal.

ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO DE ACTIVIDAD TECTÓNICA												
ÍNDICE DE SIMETRÍA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL Zona 2	T1= 0,22		T2=0,52		T3=0,82		T4=0,81		T5=0,46		T6= 0,55	
	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Da (km)	Dd (km)
	4,61	1,54	6,46	3,74	6,96	3,18	8,16	2,46	4,69	0,56	3,79	2,10
	T Media = 0,56											

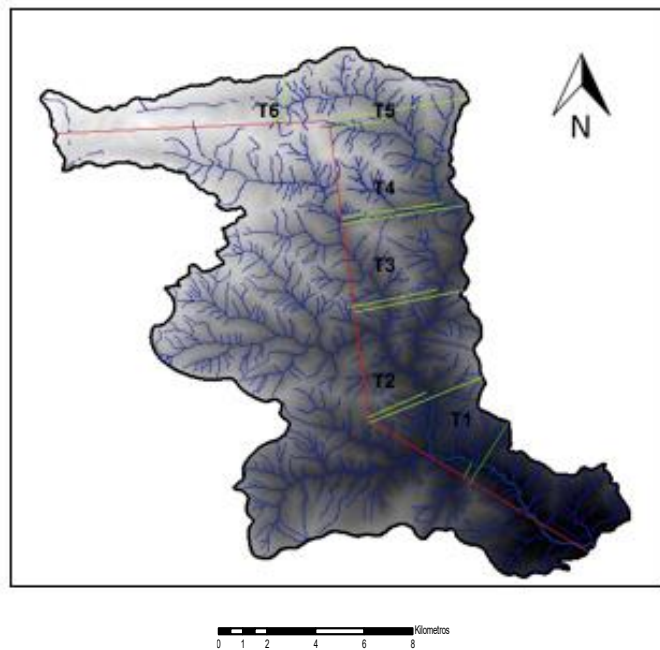


Figura 53. Índice de simetría transversal para la Cuenca de la zona 2.

Según los datos anteriores la zona que mayor simetría presenta es la zona de la parte baja de la cuenca, donde el índice de simetría está más cercano a 0. Hacia la zona intermedia se presentan índices de simetría más altos, valores más cercanos a 1, lo que indica que ésta área posee una mayor asimetría entre los dos márgenes del cauce principal de la cuenca.

- **Cuenca Zona 3 (oca)**

Los valores de índice de simetría que se obtuvieron para esta cuenca, a partir de las variables “Dd” y “Da” son:

Tabla 32. Índice de simetría topográfica transversal

ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO DE ACTIVIDAD TECTÓNICA														
ÍNDICE DE SIMETRÍA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL Zona 3	T1= 0,53		T2=0,16		T3=0,42		T4=0,41		T5=0,33		T6= 0,24		T7=0,92	
	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Da (km)	Dd (km)	Da (km)	Dd (km)
	0,92	0,48	2,34	0,36	3,84	1,61	3,99	1,62	4,41	1,47	2,56	0,61	2,81	2,59
T Media = 0,43														

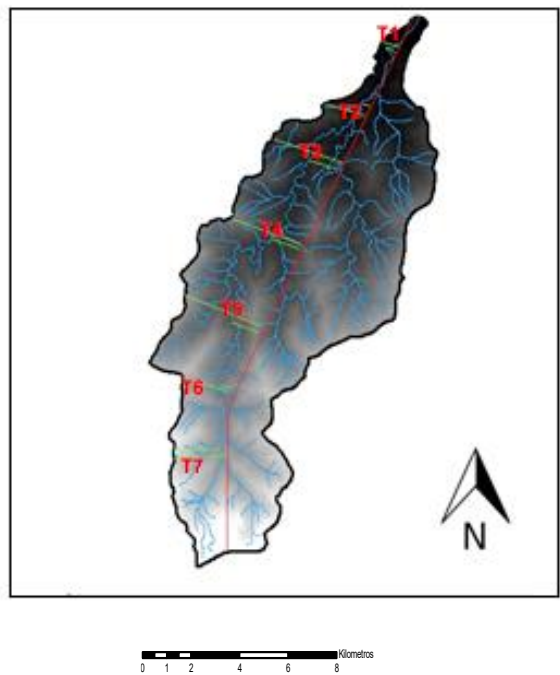


Figura 54. Cuenca del río Jerez y sus índices de simetría topográfica transversal.

Teniendo en cuenta los datos anteriores, las zonas donde se hallaron T2 y T6, son las áreas de la cuenca donde se presenta una mayor simetría. En la zona intermedia, donde se hallaron los valores de T1, T3, T4 y T5 los valores son mayores, lo que indica que la cuenca hacia estas zonas es menos simétrica. Hacia la zona de T7, se presenta

la menor simetría de la cuenca y por ende una mayor asimetría entre las dos márgenes del cauce principal.

El valor más alto obtenido de éste índice tectónico con respecto a las tres cuencas fue el de la cuenca de la zona 2 (Valledupar), lo que muestra como ésta zona es la de menor simetría, por el contrario la zona que presentó el valor más pequeño fue la cuenca de la zona 1, la cual vendría siendo la más simétrica. Lo anterior podría estar indicando que la cuenca de la zona 2 posee mayor influencia de tectónica deformacional.

5.4.3 Correlación estructural, dirección de fallas y drenajes.

En este capítulo se presentan las correlaciones estructurales donde se realizaron diagramas de rosas para obtener las direcciones preferenciales de los lineamientos, fallas y drenajes de cada zona de estudio, con el fin de compararlos y poder identificar qué relaciones pueden existir entre sus respectiva direcciones.

- **Cuenca del río Chiraimo, Zona 1**

En esta zona de estudio el número de datos que se midieron para la realización del diagrama de rosas de lineamientos generales fueron de 62, los cuales muestran una dirección preferencial noreste–suroeste, con unos pocos lineamientos con dirección noroeste – sureste y este – oeste (Tabla 33).

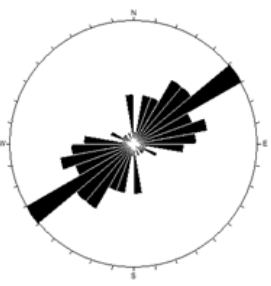
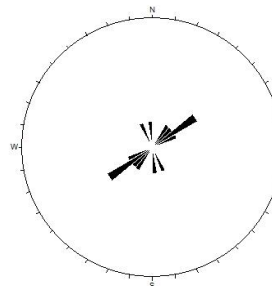
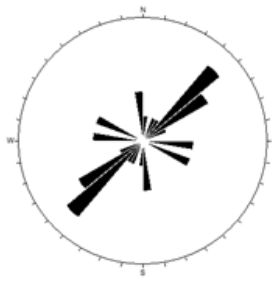
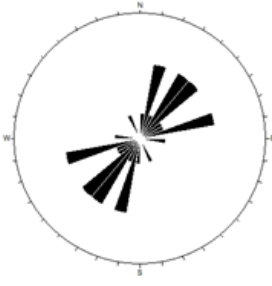
Las fallas regionales principales que afectan la zona de estudio corresponden a la falla Riecito, falla San Diego, falla Quita Frío, falla San José, falla Media Luna y falla la Colonia (Figura 55). Todas estas estructuras tienen tendencia noreste-suroeste, siendo la falla la Colonia la que presenta un cambio significativo en su traza con dirección hacia el noroeste-sureste.

Los lineamientos menores que se identificaron en la zona de estudio fueron 32, los cuales tienen una tendencia preferencial noreste–suroeste, con unos pocos en dirección oeste–este y noroeste–sureste. La mayoría de estos lineamientos se identificaron afectando áreas de los tributarios de la red de drenaje y sobre el abanico (Figura 56).

Los lineamientos mayores que se identificaron fueron 23, los cuales tienen una dirección preferencial hacia el noreste–suroeste y en menor medida con dirección noroeste–sureste y este –oeste. Estos lineamientos tienen una distribución más heterogénea con respecto a la de los lineamientos menores, ya que la mayoría de

los datos no se concentran solo en una sola dirección, como si ocurre en los lineamientos menores. Además estos lineamientos mayores se encuentran afectando dentro de la cuenca a los drenajes principales y en las zonas aledañas se encuentran afectando las laderas, donde se ven estructuras bien definidas sobre el paisaje, la mayoría con direcciones preferenciales hacia el noreste – suroeste.

Tabla 33. Lineamientos fotogeológicos de la zona 1.

Lineamientos fotogeológicos			
Lineamientos generales	Fallas principales	Lineamientos mayores	Lineamientos menores
NE-SW (> tendencia)	NE-SW (>tendencia)	NE-SW(> tendencia)	NE-SW (> tendencia)
NW-SE(< tendencia)	NW-SE (<tendencia)	NW-SE (< tendencia)	W-E NW – SE (<tendencia)
			

Los lineamientos que se identificaron sobre el abanico aluvial, se encuentran sobre la margen sur, donde mostraron una dirección preferencial hacia el noreste – suroeste, coincidiendo con la misma dirección de algunos drenajes pequeños que se encuentran sobre esta zona.

Esta zona de estudio posee dos microcuencas, una en la que se encuentra el drenaje principal de la cuenca general; río Chiriaimo y otra en la que se encuentra el río Riecito. La primera es la que tiene direcciones de drenajes preferenciales hacia el noreste-suroeste y la segunda la que tiene direcciones hacia el noroeste-sureste. Estos ríos principales se encuentran siguiendo lineamientos regionales que afectan la cuenca. El río Chiriaimo sigue un lineamiento con dirección noroeste-sureste, el cual cambia significativamente en dirección este-oeste y el río Riecito se encuentra siguiendo el lineamiento identificado como la falla la Colonia con dirección noroeste-sureste (Figura 55 y anexo 13).

Mapa de lineamientos fotogeológicos

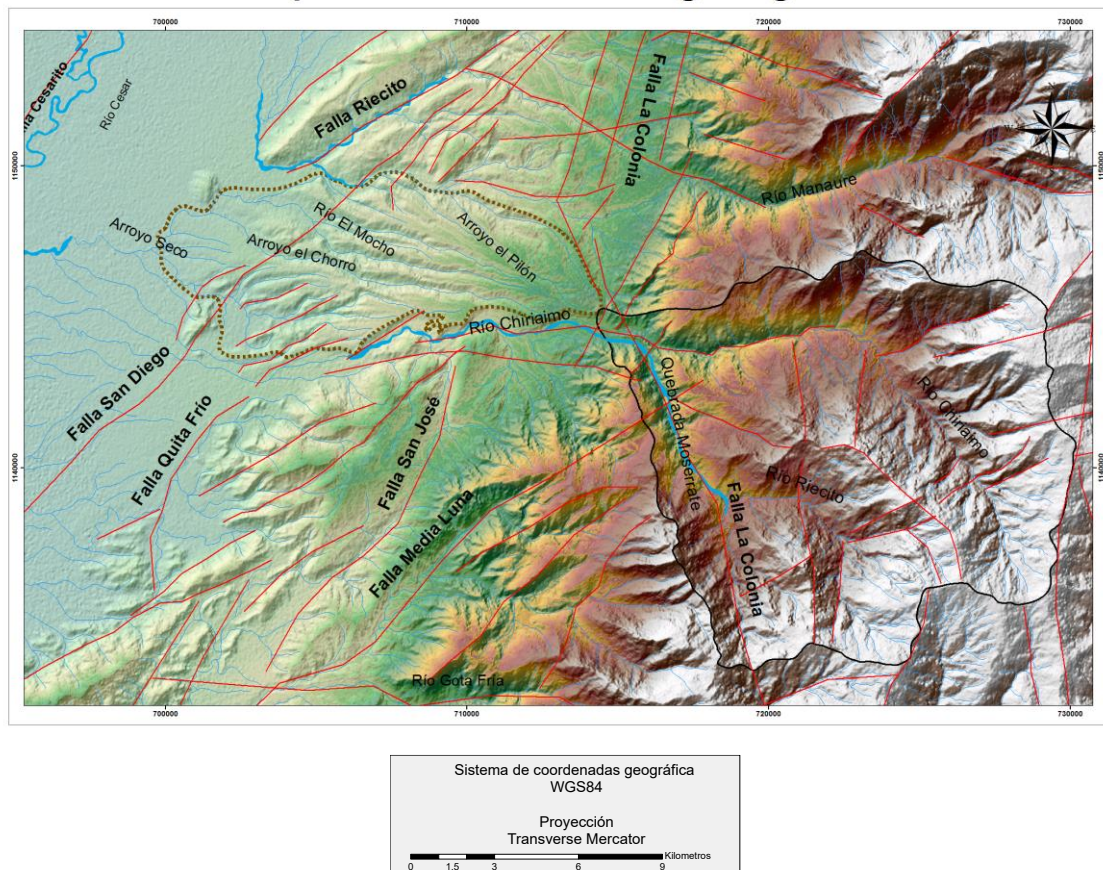


Figura 55. Mapa de lineamientos fotogeológicos.

Los lineamientos marcados en el siguiente perfil, afectan en cierta medida a la dirección del cauce principal, influenciando posiblemente el cambio de curso hacia el noroeste.

El lineamiento que se encuentra más hacia la parte baja del gráfico, está asociado con una estructura marcada en el mapa de lineamientos como lineamiento menor que posee dirección noreste-suroeste.

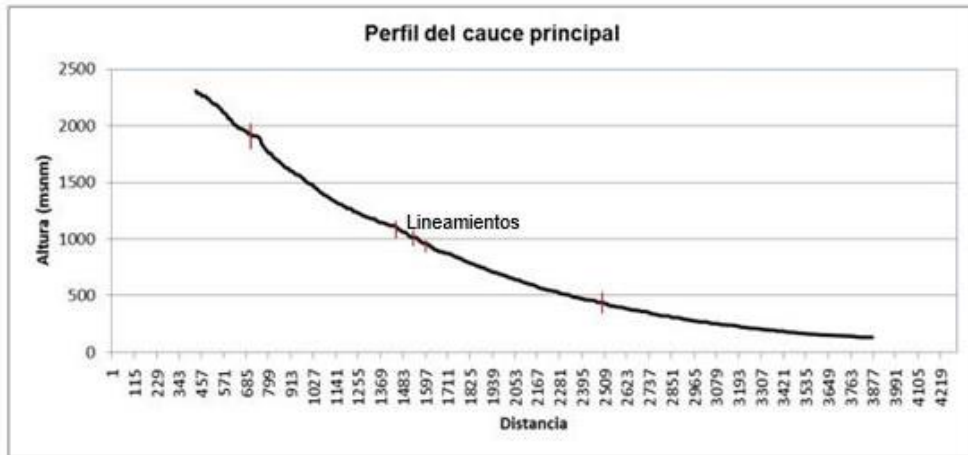


Figura 56. Perfil longitudinal del cauce principal, Río Chiriaimo.

Además de los datos de lineamientos se realizaron otras mediciones de las direcciones preferenciales de los drenajes que componen la cuenca, dividiéndolos de acuerdo al orden de drenaje al que pertenecen.

Desde el punto de vista genérico, la cuenca posee una red de drenajes con una distribución muy heterogénea donde no hay una concentración única y/o definida de los drenajes hacia alguna dirección. Como se puede observar en la figura 57, los drenajes presentan tres direcciones preferenciales como noreste-suroeste, este – oeste, noroeste – sureste.

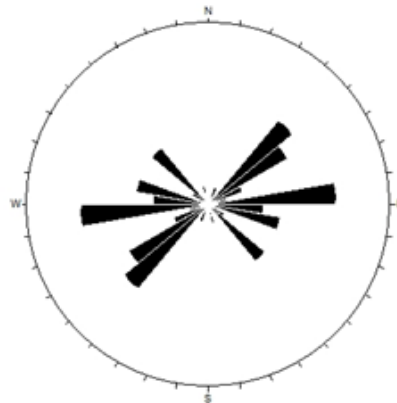
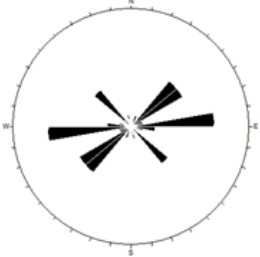
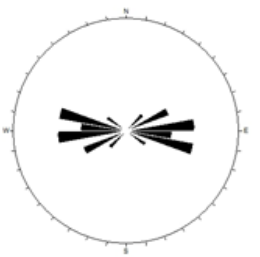
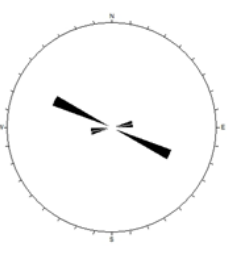
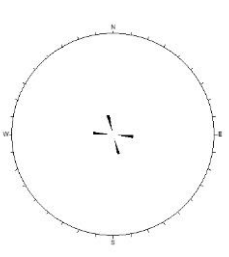


Figura 57. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 1.

Tabla 34. Direcciones preferenciales de la red de drenajes de la cuenca de la zona 1.

Direcciones preferenciales de los drenajes de la cuenca, Zona 1			
Primer orden	Segundo orden	Tercer orden	Cuarto orden
NE- SW (> tendencia) NW-SE (< tendencia)	E-W (>tendencia) NE – SW (<tendencia)	NW-SE	NW-SE
			

Los drenajes categorizados como drenajes de primer orden, no presentan una concentración de datos en una sola dirección, pero hay datos que muestran una tendencia significativa en dirección noreste–suroeste y este-oeste, en menor medida noroeste–sureste.

Los drenajes de segundo orden presentan dos tendencias una con dirección este–oeste y otra con dirección noreste-suroeste y noroeste–sureste.

Los drenajes de tercer orden tienen una concentración de datos con dirección preferencial hacia el noroeste–sureste con unos pocos hacia el noreste–suroeste.

Los drenajes de cuarto orden se presentan en menor cantidad y poseen dos direcciones preferenciales hacia el noroeste-sureste y este-oeste, éste cambio corresponde a un cambio de dirección en el curso del drenaje principal (río Chiriaimo).

Con respecto a los drenajes que se presentan en el abanico aluvial, estos poseen direcciones predominantes hacia noroeste-sureste.

- **Cuenca del río Guatapurí, Zona 2.**

En esta zona de estudio los datos de lineamientos tenidos en cuenta fueron 64 planos, los cuales muestran una dirección preferencial noreste –suroeste y unos pocos de dirección este–oeste y noroeste–sureste; se incluyeron no solo

lineamientos que afectan a la cuenca sino también a sus áreas cercanas y abanico (Tabla 35).

Las fallas regionales principales que afectan el área de estudio son: falla Maizmorochó, falla Cesarito, falla Golero, falla Las Minas, falla Tierra Nueva, falla Río Seco, falla Atiquimaqueo, falla Mamancanaca, falla Donachui, falla Curiba, falla Ranchería y falla Nevada, las cuales poseen una tendencia hacia el noreste-suroeste, las fallas Las Minas, Donachui y Golero presentan un cambio en la dirección de su traza, siendo para este caso este-oeste (Figura 59).

Los lineamientos menores que se identificaron fueron de 25 planos, los cuales muestran una dirección preferencial hacia noreste-suroeste, éstos se encuentran afectando la cuenca como tal y la parte del ápice del abanico aluvial.

Los lineamientos mayores que no hacen parte de las fallas regionales que se identificaron fueron de 37 planos, los cuales presentan una tendencia regional con dirección noreste-suroeste, este-oeste y noroeste-sureste, éstos se encuentran afectando la cuenca y sus áreas aledañas.

Como se evidencia en el perfil longitudinal (Figura 58) del cauce principal, la cuenca está afectada estructuralmente, donde se muestran las fallas regionales que afectan su curso, generando knickpoints que evidencian esta alteración. Las fallas son: La falla Curiba, Donachui, Mamancanaca, Atiquimaqueo, Río Seco y Tierra Nueva con una dirección preferencial noreste-suroeste (Figura 59 y anexo 14).



Figura 58. Perfil longitudinal del cauce principal, río Guatapurí.

Con respecto a la red de drenaje se realizaron mediciones de sus direcciones preferenciales, dividiéndolos de acuerdo al orden de drenaje al que pertenecen. Desde un punto de vista más genérico, teniendo en cuenta todos los drenajes sin importar su orden, la cuenca posee una red de drenaje con una tendencia noreste-suroeste y en menor medida noroeste-sureste y norte-sur; ésta última se debe a un cambio en el curso del drenaje principal (río Guatapurí) (Figura 60).

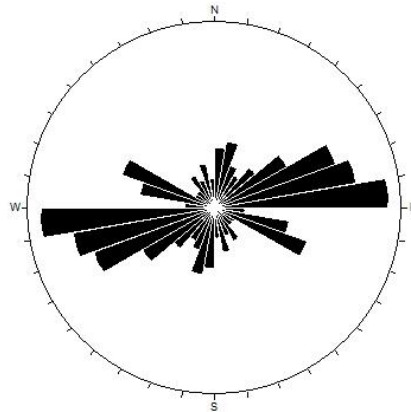
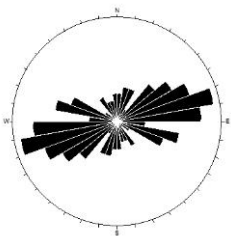
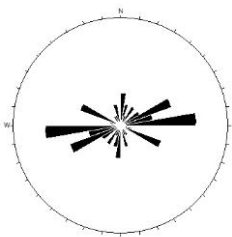
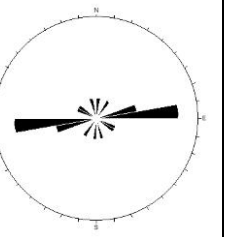
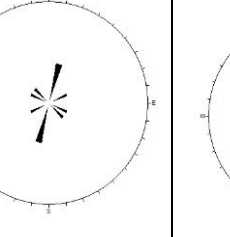



Figura 60. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 2.

Tabla 36. Direcciones preferenciales de la red de drenajes de la cuenca de la zona 2.

Direcciones preferenciales de los drenajes de la cuenca, Zona 2				
Primer orden	Segundo orden	Tercer orden	Cuarto orden	Quinto orden
NE – SW (>tendencia)	NE–SW y E-W (>tendencia)	E-W y NE-SW (>tendencia)	NE-SW (>tendencia)	NW-SE
NW – SE y N-S (<tendencia)	N-S y NW-SE (<tendencia)	N-S y NW-SE (<tendencia)	NW-SE (<tendencia)	
				

Como se puede observar en la tabla anterior, los drenajes clasificados como de primer orden se caracterizan por presentar dos tendencias, una con dirección preferencial hacia noreste-suroeste, y otra con dirección noroeste-sureste y en menor medida norte-sur.

Los drenajes de segundo y tercer orden se caracterizan por tener direcciones preferenciales hacia el noreste-suroeste, con unos pocos hacia el noroeste-sureste y norte-sur. Los de cuarto orden tienen una dirección preferencial bastante clara con dirección hacia el noreste-suroeste.

El drenaje de quinto orden corresponde al drenaje principal de la cuenca, el río Guatapurí, el cual como se puede observar en su respectivo diagrama posee una tendencia hacia el noroeste-sureste, sin embargo a lo largo de su curso se presentan algunos cambios con dirección norte-sur y noreste-suroeste.

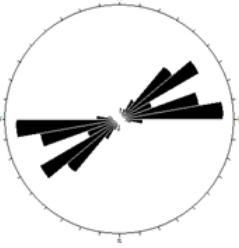
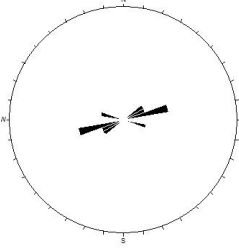
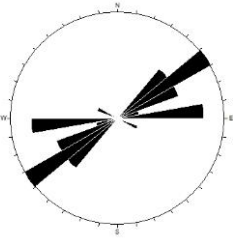
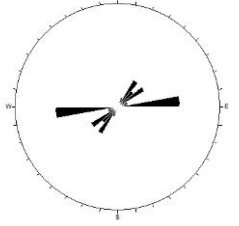
Además se observa como a medida que el orden de drenajes aumenta, disminuye la concentración de datos, producto de una menor abundancia por parte de estos tipos de drenajes.

Por su parte el abanico aluvial presenta direcciones de drenajes hacia el noroeste-sureste y noreste-suroeste; éste último corresponde a la dirección del drenaje regional que delimita el abanico, el río Cesar – Ranchería y la falla por la que pasa este río, la falla Cesarito.

- **Cuenca del río Jerez, Zona 3.**

En esta zona de estudio el número de lineamientos que se lograron identificar fueron de 40 planos, los cuales tal como se puede apreciar en el siguiente diagrama de rosas de lineamientos generales, donde se muestra una dirección preferencial noreste-suroeste, con unos pocos datos en dirección este-oeste. En este caso podemos observar como en esta zona, no se presentan datos con dirección norte-sur, como si ocurre en las zonas anteriores.

Tabla 37. Lineamientos fotogeológicos de la zona 2.

Lineamientos fotogeológicos			
Lineamientos generales	Fallas principales	Lineamientos mayores	Lineamientos menores
NE-W	NE-SW (>tendencia)	NE-SW (> tendencia)	NE-SW (>tendencia)
E-W	NW-SE (< tendencia)	NW-SE (< tendencia)	E-W (<tendencia)
			

Las fallas regionales principales que afectan al área de estudio son: las fallas Carrizal, San Francisco, San Miguel, San Antonio, Corual, Maroma, las vueltas y Oca (Figura 61 y anexo 15), las cuales presentan una dirección preferencial hacia el noreste-suroeste con excepción de la falla Oca que posee una tendencia este-oeste. De estas fallas regionales las que tienen incidencia directa sobre la cuenca son las fallas San Francisco, San Antonio y Corual y la única que tiene influencia sobre el abanico directamente es la falla Oca, el resto afectan zonas aledañas de la cuenca

Los lineamientos menores que hacen parte de esta zona, poseen una dirección preferencial este-oeste, los cuales se encuentran afectando una parte de la cuenca y parte de las zona cercanas al abanico aluvial (Tabla 37). Los lineamientos mayores junto con las fallas regionales, se encuentran afectando la cuenca hacia su parte baja e intermedia, con una tendencia este-oeste. Hacia su parte alta, estos lineamientos cambian un poco su dirección, pasando de ser este-oeste a ser noreste-sureste.

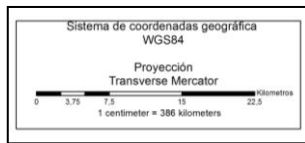
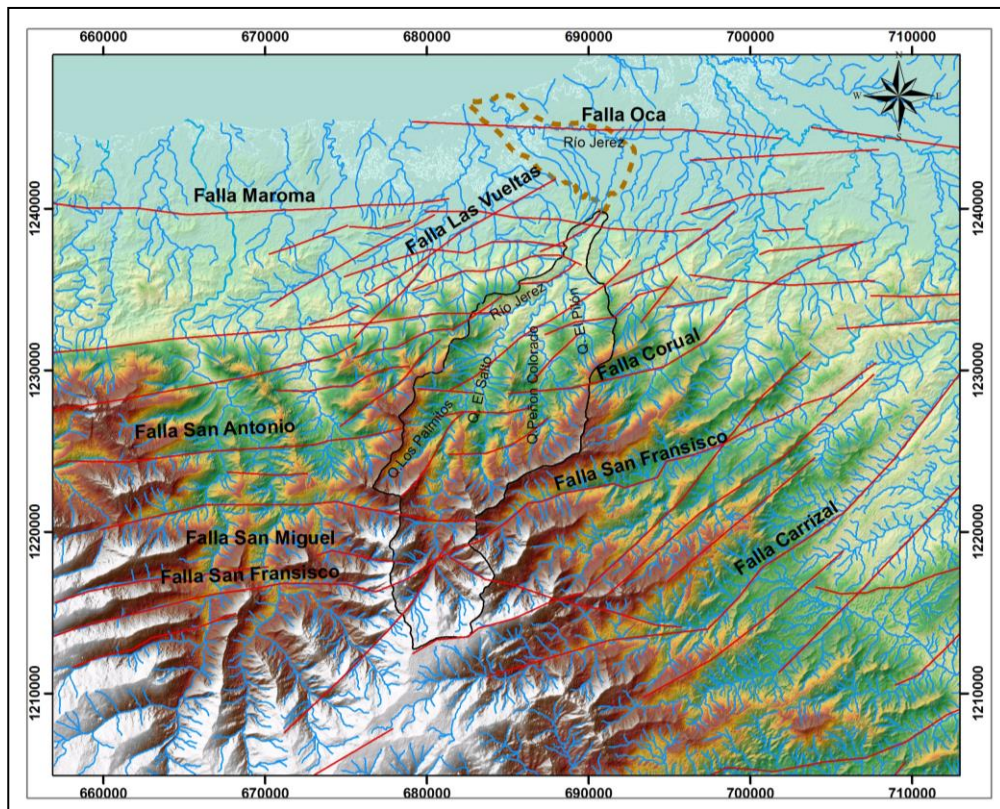


Figura 61. Mapa de lineamientos fotogeológicos.

Esta incidencia de las fallas sobre la cuenca también se puede evidenciar en el perfil longitudinal (Figura 62) del cauce principal en el cual se puede observar como éste ha sido afectado a lo largo de su curso.

Con respecto a los datos obtenidos de la red de drenaje a nivel general, la cuenca presenta una tendencia norte-sur y este-oeste y en menor medida hacia el noreste-suroeste y noroeste-sureste (Figura 63).

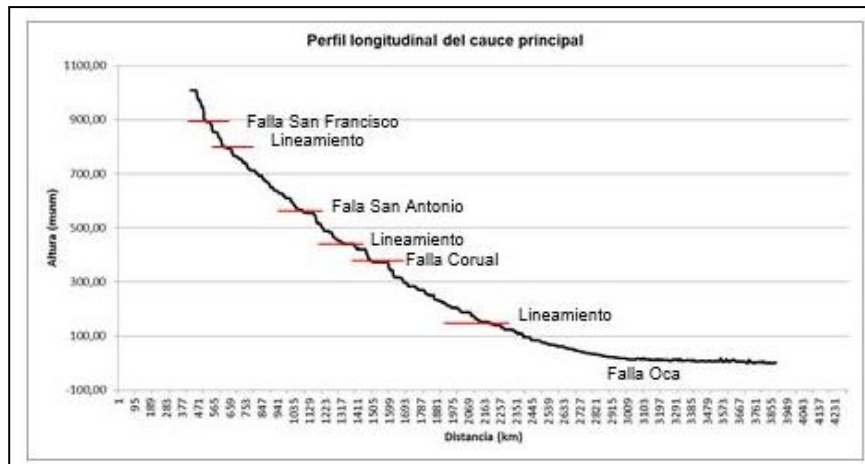


Figura 62. Perfil longitudinal del cauce principal.

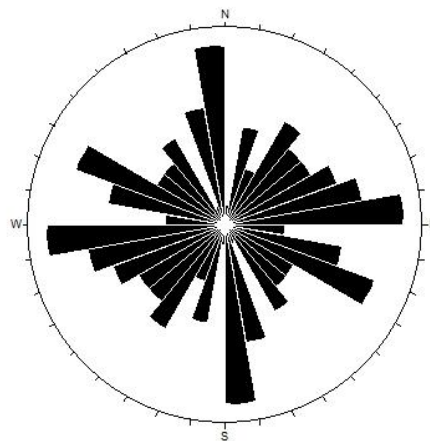
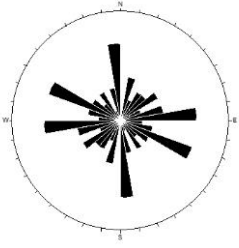
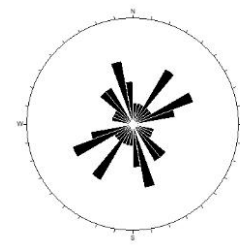
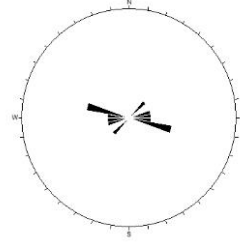
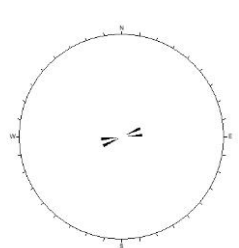


Figura 63. Diagrama de rosas de toda la red de drenaje de la zona 3.

Teniendo en cuenta las clasificaciones realizadas para la red de drenajes, se tiene que para los drenajes de primer orden las direcciones que más predominan son noroeste-sureste, este-oeste y en menor medida noroeste-sureste. Para los drenajes de segundo orden las direcciones preferenciales son noreste-suroeste y noroeste-sureste. Los de tercer orden presentan direcciones predominantes hacia el noroeste-sureste y en menor medida este-oeste y noreste-suroeste y los de cuarto orden direcciones preferenciales hacia el noreste-suroeste (Tabla 38).

Tabla 38. Direcciones por categorías de la red de drenajes de la zona 3.

Direcciones preferenciales de los drenajes de la cuenca, Zona 3			
Primer orden	Segundo orden	Tercer orden	Cuarto orden
NW-SE, E-W y N-S (>tendencia) NE-SW (< tendencia)	NE-SW (>tendencia) NW-SE (< tendencia)	NW-SE y E-W (>tendencia) NE-SW (< tendencia)	NE-SW y E-W
			

Con respecto a los drenajes que posee el abanico aluvial, las direcciones que sobresalen son noreste-suroeste, estos drenajes están afectados en mayor medida por los lineamientos que se trazaron en la zona.

6. ANÁLISIS, INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

- **Zona 1, Cuenca del río Chiriaimo.**

Las variables morfométricas al ser una medida cuantitativa de la forma del paisaje permiten que éste se puede caracterizar de una manera más detallada y/o específica, permitiendo hacer relaciones y comparaciones entre las mismas variables y entre las áreas en las que éstas se aplican. Además es una herramienta básica que permite identificar si las zonas de estudio han sufrido alguna deformación e influencia tectónica.

La relación de variables entre el área de la cuenca y el área del abanico es muy utilizada para este tipo de análisis, ya que permite saber en qué proporción incrementa el tamaño y/o área del abanico con respecto al incremento que presenta el área de la cuenca.

Teniendo en cuenta la variable área, la cuenca del río Chiriaimo es clasificada como la cuenca más pequeña en comparación con las otras dos cuencas de estudio, con tan solo 154,2561 km², teniendo igualmente valores pequeños para el resto de sus dimensiones; perímetro (54,3247 km), longitud (16,6926 km) y longitud máxima (28,7936 km). Lo anterior permite suponer que la cantidad de sedimentos producidos y depositados sobre el abanico aluvial son menores con respecto a los de las otras dos áreas de estudio, resultando así como el abanico aluvial más pequeño. En este caso el área del abanico aluvial nos muestra que esto no se cumple, debido a que es el segundo abanico más grande (área 60,3772 km²) con la cuenca más pequeña.

Esta proporcionalidad de la relación de áreas entre cuenca y abanico no se cumple evidenciándose en el porcentaje que dio su relación, siendo en este caso de 39%. Este valor nos muestra la alta diferencia que existe entre la proporción del área de la cuenca y el abanico aluvial en comparación con la relación presente en las otras zonas de estudio, lo que indica que factores como los índices de forma (índice de Gravelius, elongación, Horton y relación de circularidad), pendiente del cauce principal y la tectónica pueden estar influenciando para que esto no se cumpla.

El valor calculado para la pendiente clasifica la cuenca como una de baja pendiente y el índice de elongación, índice de Gravelius, Horton y relación de circularidad la clasifican como una cuenca redonda a oval redonda, lo que muestra como la cuenca

tiene una alta capacidad de erosión y por ende una alta capacidad de producción y depositación de sedimentos hacia zonas más bajas, en este caso sobre el abanico aluvial. Lo anterior indica que a pesar de que la cuenca tenga una pendiente baja, su forma redondeada ayuda a que el abanico aluvial reciba un gran aporte de sedimentos por parte de la cuenca.

Esta forma genera que los sedimentos sean transportados en un mayor tiempo hacia zonas bajas, siendo la concentración de materiales hacia ésta zona mucho mayor en comparación con cuencas que tienen formas elongadas. Esto debido a que en las cuencas con formas circulares todos los drenajes que depositan materiales lo hacen al mismo tiempo, generando un pico de depositación mucho más alto en comparación con cuencas elongadas, donde el aporte de materiales no proviene de la cuenca como conjunto si no de fuentes puntuales que depositan los materiales en tiempos diferentes generando así un pico de despositación menor.

Además la variable de curva hipsométrica muestra como la cuenca tiene una tendencia de una cuenca joven donde los procesos de erosión y depositación son los que predominan (Figura 35), esto indica que hubo algún proceso; no se sabe si es netamente tectónico o hay otros factores influyentes, que marcan un rejuvenecimiento de la cuenca, lo que produce unas condiciones de alta energía potencial que ayudan a que los frentes de erosión actúen, contribuyendo así a que el abanico aluvial aumente los procesos de erosión y depositación y por ende sus dimensiones.

También el hecho de que la pendiente del cauce principal sea la pendiente más alta con respecto al de las otras cuencas propicia a que una alta cantidad de sedimentos sean producidos y transportados hacia el abanico aportando a su progradación.

Los índices tectónicos (asimetría y simetría transversal) también son variables claves que permiten entender un poco más el por qué ésta relación de área abanico-cuenca no se cumple.

El índice de asimetría calculado muestra que la cuenca presenta un basculamiento hacia la margen derecha de su cauce principal (río Chiriaimo) con dirección noroeste, lo que se ve evidencia en las altas pendientes que posee esta margen y en las longitudes de sus tributarios que son mayores con respecto a las de la margen izquierda. Además el índice de simetría transversal indica que la cuenca localmente tiene un mayor grado de asimetría hacia su parte baja y alta, lo que muestra un mayor grado de afectación tectónica sobre estas áreas de la cuenca.

Esto junto con el hecho de que la cuenca y el abanico aluvial pertenecen a un dominio tectónico de cabalgamiento que está causando que las unidades de la cuenca cabalguen sobre el abanico (anexo 20), están generando que los procesos de erosión en la cuenca se intensifiquen, generando que haya una mayor disposición de sedimentos y por ende materiales de aporte para el abanico.

Además este cabalgamiento está provocando que el abanico aluvial sea desgarrado y separado de su cuenca, y levantado y basculado desde su ápice, lo que intensifica la disección de sus drenajes que causan una mayor erosión de sus laderas generando más sedimentos.

Esta alta disección fluvial (anexo 21), está provocando que los depósitos más jóvenes del abanico se depositen hacia su parte distal y no hacia su parte proximal, provocando una progradación hacia zonas más alejadas del frente de montaña.

La densidad de drenaje es otra variable que muestra como la cuenca aporta gran cantidad de sedimentos al abanico a pesar de su tamaño y pendiente. Al ser una cuenca pequeña la densidad de drenajes es alta, ya que son inversamente proporcionales, lo que indica que hay un alto número de ríos y tributarios por unidad de área que aportan, transportan y depositan una mayor concentración de sedimentos en un mismo tiempo hacia las partes bajas.

Este parámetro también puede dar un indicativo desde el punto de vista litológico, ya que al haber una densidad de drenaje alta se podría inferir que la permeabilidad de las rocas que componen la cuenca (sedimentarias) probablemente sea baja, ayudando a que el flujo de sedimentos y agua sean depositados hacia las zonas bajas donde está el abanico.

Todo lo anterior contribuye a que la relación de áreas entre la cuenca y el abanico aluvial no sea proporcional, como si ocurre en las otras dos zonas de estudio, donde se presenta una condición denudacional convencional.

Esta interpretación a manera de discusión, nos está mostrando como una cuenca hidrográfica puede no responder con las condiciones convencionales denudacionales, en donde lo que se esperaría sería encontrar un depósito (abanico aluvial) con una relación proporcional al tamaño de su cuenca hidrográfica. Esto permite discutir el rol que pueden desempeñar otras variables morfométricas como los índices de forma e índices de actividad tectónica que permitan entender un poco más los comportamientos no tan convencionales que se presenta entre cuenca y abanico.

Por ejemplo la pendiente de la cuenca nos muestra que ésta no siempre es una variable determinativa en la producción de sedimentos, ya que en este caso la pendiente es catalogada como baja, sino que hay otros factores como la tectónica que contrarrestan lo anterior, aportando una gran cantidad de sedimentos que me generan grandes depósitos aluviales.

Esto también nos muestra la gran capacidad que tienen ambientes estructurales como los de cabalgamiento en la producción de sedimentos que hacen que variables como la relación de proporción de áreas y la pendiente no sean determinativas a la hora de generar grandes depósitos aluviales.

Este estilo estructural de cabalgamiento con una tectónica activa, también puede causar efectos contrarios a la progradación del depósito o abanico aluvial. Esta neotectónica está marcando un rejuvenecimiento en la cuenca evidenciado por los procesos erosivos que allí predominan, lo que hace pensar en cómo esta neotectónica puede afectar la progradación del abanico aluvial de manera negativa, al generar una alta incisión y disección sobre él mismo facilitando e intensificando procesos erosivos dentro de él que remuevan y retrabajen el material previamente depositado.

Cabe pensar cuál de éstos dos procesos erosivos es el que predomina; los procesos provenientes de la cuenca que me afectan positivamente al depósito? o los procesos erosivos provenientes del mismo abanico aluvial que lo afectan negativamente removiendo y retrabajando el material previamente depositado?.

Lo anterior es un tema que se puede discutir más a fondo con otros estudios y trabajos de campo que nos permitan medir tasas de erosión y depositación más precisas, medir cuantos niveles de depósitos han sido registrados sobre él y los alcances que cada nivel ha tenido.

Aparentemente el presente estudio nos está mostrando que el abanico aluvial esta progradando hacia partes más distales producto de toda la dinámica tectónica mencionada anteriormente, pero también esto mismo pone a pensar en que tanto esta dinámica tectónica o actividad puede afectar negativamente la progradación del mismo.

- **Zona 2, Cuenca del río Gutapurí.**

Con respecto a la zona 2, la cuenca del río Guatapurí es la que presenta las mayores dimensiones con respecto a las otras cuencas, con un área de 862,0358 km², un perímetro de 188,7449 km, una longitud de 52,5656 km, una longitud máxima de 68,8236 km y un ancho de 16,3992km., lo que indicaría que ésta cuenca tiene mayor capacidad de producción de sedimentos y mayor cantidad de descarga. En este caso se cumple la proporción de que a mayor área de cuenca mayor tamaño del abanico aluvial, donde la relación numérica da un porcentaje del 18%, lo que indica que evidentemente esta proporción de áreas si se cumple.

En este caso la cuenca al presentar mayor grado de circularidad y simetría hacia su parte baja, indica que los sedimentos que provienen de esta zona son depositados por los drenajes en un mismo periodo de tiempo, lo que contribuye a que se deposite una mayor concentración de material sobre el abanico aluvial. A pesar de que la cuenca hacia zonas más altas presenta mayor irregularidad, la cantidad de sedimentos que sigue erosionando es alta, debido a que posee una pendiente alta tanto de la cuenca como del cauce principal.

La pendiente promedio de la cuenca mencionada anteriormente es clasificada como moderadamente escarpada, siendo la de mayor inclinación en comparación con todas las cuencas (63%), lo que propiciaría a que se presente un buen aporte de sedimentos por parte de la misma. En este caso el aporte de sedimentos del cauce principal es menor con respecto al que genera la cuenca, debido a que su pendiente posee menor inclinación y grandes longitudes.

La densidad de drenaje es un poco más baja con respecto a las otras zonas de estudio, lo que indica que hay un menor número de drenajes y quebradas por unidad de área, según esto estaría causando que la cuenca tenga un tiempo de respuesta mayor frente a una crecida y menores velocidades de flujo, pero el hecho de que la cuenca tenga una pendiente tan alta, hace que estos dos últimos parámetros no se cumplan a cabalidad, contribuyendo así a que se presente una mayor capacidad erosiva. Además el hecho de que la zona este afectada tectónicamente y presente un alto grado de basculamiento en comparación con las otras dos cuencas intensifica esta característica erosiva.

Además esta cuenca presenta índices de forma como el índice de Gravelius y de circularidad que indican que la cuenca tiene una forma irregular, lo que se evidencia

en los valores altos que se obtuvieron para el primer índice y los valores bajos que se obtuvieron para el segundo. Adicionalmente el índice de Horton muestra como la cuenca presenta evidencias de achatamiento e irregularidad en áreas puntuales, presentando los mayores grados hacia su parte alta. Esta característica propicia a que se presenten procesos de erosión alta y depositación hacia su parte baja, teniendo mayor disponibilidad de materiales para ser depositados en el abanico.

Otra variable que corrobora lo descrito anteriormente es el alto ordenamiento de la red de drenajes que indica como la cuenca presenta un alto grado de madurez, desarrollo fluvial y control estructural del relieve a nivel general, generando una mayor posibilidad de que ocurran procesos erosivos; esto también se evidencia en la estructuración que tiene la curva hipsométrica que muestra que hacia su parte alta dominan los procesos erosivos y hacia sus parte más baja procesos de depositación (Figura 37).

El control estructural se puede evidenciar en el patrón característico de su red de drenaje, el cual presenta dos tendencias una de tipo dendrítico hacia las zonas más bajas de la cuenca donde se presenta una litología más homogénea de rocas cristalinas y donde la pendiente es un poco más suave y otra de tipo paralelo hacia las zona más altas e intermedias donde las corrientes y los tributarios son paralelos entre sí. Este cambio puede ser producto de la variación de la pendiente y de la presencia de estructuras como fallamientos y lineamientos que son correlacionables con las direcciones preferenciales de la red de drenajes (noreste-suroeste).

El dominio tectónico de basculamiento (anexo 22) que se presenta en esta zona está generando un levantamiento hacia la parte alta de la cuenca y un hundimiento hacia su parte baja, provocado por el levantamiento de la SNSM. Lo que genera unas condiciones propicias para que se presenten altas pendientes y variables morfométricas como las anteriores características, las cuales causan que este depósito presente un área tan extensa, con los mayores datos de longitud, anchura, pendiente y espesor.

Este abanico aluvial presenta evidencias de tres grandes pulsos de depositación, los cuales fueron identificados a partir de las observaciones geomorfológicas realizadas para este proyecto. El primero es el pulso más grande y más antiguo localizado hacia el extremo occidental donde se encuentra la población de Valledupar, pulso que se encuentra a una mayor altura en comparación a los otros dos, posiblemente su origen haya estado ligado a condiciones climáticas diferentes

a las que se presentan actualmente relacionadas quizás con el dominio fluvio-glaciar que se pudo haber presentado hacia la parte alta de la cuenca, generando así las características de éste primer pulso (Van der Hammen, 1984).

El segundo pulso se encuentra localizado hacia el extremo oriental del abanico aluvial, éste pulso es el más pequeño en extensión y alcance, y no presenta una relación directa con el cauce principal o el curso del río Guatapurí si no con el curso de un drenaje secundario, lo que evidencia que éste depósito posea un patrón de drenaje de tipo dicotómico.

El tercer pulso es el segundo más grande y está localizado siguiendo la dirección actual del río principal; el río Guatapurí, el cual está adyacente al primer pulso. Debido a la alta incisión de éste drenaje y a la diferencia de alturas entre pulsos, los dos más jóvenes no van a tener una incidencia sobre el pulso antiguo en el cual yace Valledupar, por ende no afectaran el área urbana al que éste está asociada; solo se verán afectadas las pequeñas construcciones que están cercanas a las márgenes del río.

En este caso a modo de discusión la zona 2 nos muestra como la pendiente promedio de la cuenca si juega un papel importante en la erosión de sedimentos y por ende aporte para los abanicos aluviales. En este caso todas las variables morfométricas nos están mostrando comportamientos denudacionales convencionales donde se presenta la relación de proporción entre área cuenca y área abanico aluvial.

Lo anterior permite pensar que posiblemente en las zonas con un estilo estructural de alto basculamiento (anexo 22) se presente una correlación entre el tamaño de las cuencas y el tamaño de sus depósitos aluviales, cosa que como se evidenció no ocurre en ambientes de cabalgamiento.

La densidad de drenaje es la única variable de las calculadas que puede estar indicando una disminución en el aporte de sedimentos provenientes de la cuenca, ya que al presentar una densidad baja podría estar marcando una característica litológica con alta permeabilidad que pueda causar que el agua se infiltre más, disminuyendo así su capacidad erosiva sobre las laderas y por ende menor cantidad de materiales disponibles para ser depositados sobre el abanico aluvial.

Entonces si se tiene un abanico aluvial tan grande será que este parámetro no es tan influyente sobre la aportación de materiales sobre el depósito?

- **Zona 3, Cuenca del río Jerez.**

En esta zona se presenta una cuenca con área 182,5058 km², longitud 28,9658 km y ancho 6,3007 km que están indicando que ésta es la segunda cuenca más grande en dimensiones con respecto a las otras dos, según esto y siguiendo la relación de que a mayor área mayor es el tamaño del depósito aluvial, se debería esperar que el abanico sea el segundo más grande cosa que no ocurre, de acuerdo a su área calculada se muestra como éste es el abanico de menor tamaño. Es por esto que se analizará la influencia que tienen el resto de variables morfométricas sobre este comportamiento.

Las variables de forma como el índice de Gravelius, índice de Horton y relación de circularidad muestran que la cuenca es la que mayor elongación posee, lo que indica que los sedimentos producidos al interior de la cuenca se depositan en menor concentración, debido a que la depositación proviene de fuentes puntuales y en periodos diferentes, lo que hace que el pico de concentración de materiales hacia la parte del abanico sea baja, en comparación con una cuenca de forma menos achatada o elongada. Esto contribuye a que su abanico aluvial sea el más pequeño. La pendiente promedio de la cuenca es la segunda más alta, lo que estaría indicando que la cuenca tiene una buena capacidad de producción de sedimentos y que por ende su abanico recibe buena cantidad de materiales, sin embargo no son suficientes, esto sumado a que la pendiente promedio de su cauce principal sea la de menor valor, están marcando que el abanico aluvial asociado no es de grandes dimensiones.

Esta reducción de sedimentos al abanico aluvial puede ser causado por otro tipo de control que esté afectando a la cuenca, como lo puede ser una mayor resistencia en la litología o una menor incidencia por parte de una tectónica que causa una alta erosión de materiales.

La densidad de drenaje al no ser muy alta está indicando que la cuenca no tiene valor alto de cauces por unidad de área lo que contribuye a que se presente una disminución en el aporte directo y eficaz de sedimentos sobre el abanico.

La curva hipsométrica caracteriza a la cuenca como madura, en donde se presenta un mayor dominio de procesos de depositación en lugar de procesos de producción, es una cuenca tectónicamente más tranquila en comparación con la de la zona 1, lo

que podría explicar también el hecho de que el abanico no reciba grandes aportes y por ende no ser tan grande.

La influencia tectónica se ve reflejada en los índices tectónicos calculados como los índices de asimetría y simetría transversal que al dar valores tan cercanos al 50% (valor base) están indicando que la cuenca posee un grado muy leve de basculamiento y no muy alto de asimetría. Esto conlleva a que esta zona con respecto a las otras dos sea la que menor grado de basculamiento presente, lo que podría indicar que entre más alto sea el grado de basculamiento de una cuenca, mayor será el depósito aluvial generado, lo que se corroboraría con las características presentes en la cuenca de la zona 2.

La afectación tectónica que presenta la zona es de tipo transcurrente el cual se evidencia en la alineación este-oeste que presentan sus drenajes y en el desplazamiento que sufre tanto su abanico aluvial como el curso de su río principal (río Jerez) producto del movimiento de la falla oca, la cual está modificando la morfología del abanico volviéndolo más alargado y más achatado (anexo 23). Este tipo de ambiente tectónico no está causando basculamientos ni alta capacidad erosiva como ocurre en las otras dos zonas, pero si está marcando una alta actividad que está alterando y desplazando la morfología como tal del abanico aluvial.

Lo anterior permite pensar que en un estilo estructural transcurrente la pendiente promedio de una cuenca no es tan influyente a la hora de generar grandes depósitos ya que a pesar de que su valor es alto, la cuenca no está formando un depósito tan grande como en el caso de la zona 1 y 2, esto nos está mostrando que tanto los ambientes transcurrentes como los de cabalgamiento comparten el hecho de no darle peso a esta variable, diferenciándose a su vez en que los estilos transcurrentes no tienen grandes capacidades erosivas como si las tienen los de cabalgamiento.

7. CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES

- En general las cuencas analizadas poseen formas que oscilan entre circular elongada y ovalada elongada, siendo la cuenca de la zona 1 la que mayor circularidad presenta y la cuenca de la zona 3 la que mayor elongación y/o achatamiento posee, lo que indica que entre mayor sea el grado de circularidad mayor será la capacidad de la cuenca para transportar y depositar sedimentos hacia su parte baja, debido a que todos los drenajes que la componen depositan los materiales hacia esta zona al mismo tiempo, lo que permite que haya una mayor concentración de los mismos hacia el abanico. En este caso el tiempo de depositación es mucho mayor, es decir se demoran más en ser depositados, pero se presentan en mayor concentración que en el caso de una cuenca más elongada. Esto a su vez puede indicar que cuencas más circulares pueden ser más propensas a que ocurran procesos de amenaza fluvial como eventos de avenidas torrenciales que puedan afectar las localidades que están cercanas, debido a la alta concentración de materiales que puede transportar y depositar una cuenca de este tipo.
- La importancia de tener una cuenca con alta pendiente se ve reflejado en la cuenca de la zona 2, donde ésta variable intensifica la eficacia de la depositación de sedimentos sobre el abanico aluvial, debido a su alta capacidad para erosionar y transportar materiales hacia zonas más bajas, generando así que el depósito (abanico) sea el de mayores dimensiones en comparación con los otros de las zonas de estudio. En la zona 1 esta variable al ser la del menor valor de las tres cuencas, está indicando que la pendiente no es una variable tan influyente en la producción de sedimentos por parte de la cuenca, lo que indica que éstos provienen de otros factores como los de forma e índices tectónicos.
- La cuenca de la zona 3 posee el mayor grado de achatamiento y el menor valor de pendiente del cauce principal, lo que causa una disminución en la eficacia de la depositación de sedimentos hacia el abanico. Al tener este tipo de forma la cantidad de aporte de materiales por parte de los cauces que componen la cuenca se da de manera puntual, es decir cada cauce aporta sus sedimentos en tiempos diferentes, causando que el pico de

concentración de materiales hacia zona bajas no sea tan alto como en el caso de un cuenca circular. Esto aporta a que el abanico aluvial del río Jerez (zona 3) sea el más pequeño.

- El valor más alto de la pendiente promedio del cauce principal fue el del río Chiraimo (zona 1), lo que está mostrando la gran capacidad erosiva y de arrastre de sedimentos que tiene el río. Esto indica que el abanico aluvial está recibiendo un gran aporte de éste para su progradación.
- Las variables morfométricas como la baja pendiente del cauce principal, la tectónica incidente (transcurrente), la forma de achatamiento presente y la baja densidad de drenaje muestran el por qué el abanico aluvial de la zona 3 es el de menor tamaño en comparación con las otras dos zonas de estudio. Esto debido a que estas condiciones propician a que se presente una baja concentración en el aporte y depositación de sedimentos hacia el abanico. A pesar de que la zona presenta tectonismo activo, el tipo de estilo estructural presente no está generando una gran erosión o disposición de materiales sobre este depósito.
- La variable de curva hipsométrica para el caso de la zona 3, muestra una curva de una cuenca madura, donde los procesos de erosión y arrastre no son altos, lo que también contribuye a que el abanico aluvial sea de tan bajas dimensiones.
- El índice tectónico de asimetría muestra como la cuenca de la zona 2 es la que mayor grado de basculamiento posee, lo que puede influenciar en el hecho de que su abanico aluvial sea el de mayores extensiones. La cuenca de la zona 1 también se está basculando en menor grado, pero muestra como su abanico aluvial es el que está presentando el mayor grado de basculamiento con respecto a los otros dos, producto del cabalgamiento directo que lo afecta que hace que éste sea el de mayores pendientes, incisiones y espesores. Por lo tanto es de esperarse que en un ambiente de este tipo se tengan abanicos aluviales de altas pendientes y alta incisión.
- Según las características morfométricas obtenidas para la zona 3, en un ambiente tectónico transcurrente es de esperarse que los abanicos aluviales asociados sean de pendientes muy bajas y de espesores y dimensiones pequeñas, pero son los que mayor grado de desplazamiento poseen, afectando así en alto grado su morfología.

- En las tres zonas de estudio la influencia de estructuras, lineamientos y/o fallas también se ve reflejada en la forma y disposición de la red de drenaje. En las tres zonas, los drenajes obedecen a las direcciones preferenciales que presentan las estructuras principales que los afectan, siendo para el caso de la zona 1 un control de dirección NE- SW. En la zona 2 un control con dirección NE-SW, en menor medida E-W, y en la zona 3 un control con dirección E-W y NE-SW, lo que muestra como las tres zonas comparten una dirección preferencial NE-SW, dirección que está asociada posiblemente a una afectación más regional proveniente de la interacción de las Placas Caribe y Suramérica que afectan en gran medida a la zona estudio, provocando este patrón estructural tan marcado en las tres cuencas.
- En un ambiente tectónico de cabalgamiento como el que se presenta en la zona 1, las caracterizaciones de las variables morfométricas serán más determinativas que en zonas con ambientes transcurrentes (zona 3) y de basculamiento leve (zona 2). Es decir van a mostrar una mayor evidencia de cómo la tectónica presente (cabalgamiento) está afectando y/o alterando la morfología de la cuenca y su respectivo abanico aluvial. A esto se le suma el hecho de que es un estilo estructural donde se presentan procesos de alto grado denudativo. Lo anterior refleja el por qué no se presenta una proporcionalidad entre el área de la cuenca y el área del abanico aluvial.
- Desde un punto de vista del riesgo asociado a los abanicos aluviales, en la zona 1 las dos poblaciones cercanas (San Diego y San José de Oriente) podrían resultar afectadas por parte de la progradación e incisión del abanico. Las variables morfométricas calculadas nos comprueba y reafirma que la zona pertenece a un ambiente tectónico con alta capacidad de erosión y depositación de materiales. A esto se le suma que la población de San diego está ubicada en una zona muy cercana al área activa de depositación del abanico aluvial, lo que podría explicar el por qué saldría afectada.
- En la zona 2 este riesgo asociado al abanico aluvial, estaría afectando a las localidades que se establecieron en la margen oriental del abanico aluvial en zonas cercanas al área de inundación del rio Guatapurí, ya que hacia esta margen del abanico se registran los actuales eventos de depositación activa. Es importante mencionar que la población de Valledupar ubicada sobre la margen occidental del abanico no resultará afectada por el canal de

deposición activo que posee el mismo, ya que ésta población se encuentra en una zona de mayor altura.

- En la zona 3 el riesgo asociado al abanico aluvial, no afectará ninguna población ya que no hay alguna establecida sobre el área que ocupa este depósito. Lo anterior sirve para alertar sobre el hecho de que en esta zona no se pueden realizar proyectos de infraestructura debido a que el abanico presenta deposición y tectonismo activo que lo está desplazando, pudiéndolas afectar en el caso de que se asentaran sobre éste.
- Se recomienda desarrollar trabajo de campo con el fin de poder realizar caracterizaciones detalladas de los materiales que componen los abanicos aluviales. Además se podría buscar la presencia de estructuras que evidencien de manera más local como los abanicos han sido afectados tectónicamente.
- Este trabajo de campo permitiría identificar de una manera más detallada y precisa el número de niveles de deposición que posee cada abanico aluvial, a los cuales se les medirían sus respectivas pendientes con el fin de conocer cuántos pulsos de levantamiento han tenido sus cuencas y como éstos han ido cambiando en el tiempo.

8. BIBLIOGRAFIA

- Ambientes Continentales 1. En:
<http://www.geociencias.unam.mx/~rmolina/documents/alluvialfanslecture.pdf>
- Angel, A. 1998. Yupas en la frontera de la tradición y el cambio. En:
https://books.google.com.co/books?id=7vaWIED7FYC&pg=PA35&lpg=PA35&dq=evolucion+tectonica+de+la+sierra+de+perija&source=bl&ots=LDdvEehkGB&sig=3q1mZHWCI0Yh0gtoR9BSP2n0_I&hl=es419&sa=X&ved=0CBwQ6AEwAGoVChMI3enXudIxlwIVQh4eCh2AQQpE#v=onepage&q=evolucion%20tectonica%20de%20la%20sierra%20de%20perija&f=false
- Angillieri, Y. y Perucca, L. 2014. Caracterización morfométrica de la Cuenca del río Seco a propósito de las fuertes precipitaciones de enero de 2013, Departamento Sarmiento, San Juan, Argentina. Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana, 66(2), 235-245. EN:
[http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/6602/\(2\)Esper.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/6602/(2)Esper.pdf)
- Arias, A., y Morales, C. 1969. Mapa geológico generalizado del Departamento del Cesar. Memoria explicativa
- Audemard, F. 1996. Paleoseismicity studies on the Oca-Ancon fault system, northwestern Venezuela. Tectonophysics 259, 67-80.
- Audemard, F., Romero, G., Rendon, H. y Cano, V. 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. Sciencedirect. En:
http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/mazueraf/materias/seminario/Papers_B2006/quaternary_fault_kinematics.pdf
- Audemard, F. y Singer, A. 1990. Active fault recognition in northwestern Venezuela and its seismogenic characterization: Neotectonic and Paleosismic approach. Geofísica Internacional. Vol. 33.
- Ayala, C., Bayona, G., Ojeda, C., Cardona, A., Valencia, V., Padrón C., Yoris F., y Mesa, J., García, A. 2009. Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el Campaniano y el Paleógeno en la subcuenca de Cesar: aportes a la evolución tectónica del área. En:
<http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/32092/html>

- Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, Camilo., Roncancio, J., y Cordani, U. 2010. Paleomagnetic data and K–Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 817-831.
- Bayona, G., Lamus, F., Cardona, A., Jaramillo, C., Montes, C., y Tchegliakova, N. 2007. Procesos orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia) y áreas adyacentes definidos por análisis de procedencia. *Geología Colombiana* N° 32. ISSN 0072-0992.
- Bull, W. (1977). The alluvial-fan environment. *Progress in physical geography*, 1(2), 222-270.
- Bull, W. (1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California (No. 352-E). En: <http://pubs.usgs.gov/pp/0437a/report.pdf>
- Cardona, A., Valencia, V., Garzon, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz J., y Weber M., 2010. Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 772-783.
- Case, I. y Macdonald, W. 2012. Regional Gravity Anomalies and Crustal Structure in Northern Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 1973; 84, no. 9; 2905-2916.
- Calvache, M., Viseras, C., y Fernández, J. (1997). Controls on fan development evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21(1), 69-84.
- Cediél, F., Shaw, R. y Cáceres, C. 2003. Tectonic Assembly of the Northern Andean Block.
- Charlton, R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Ed. Abingdon, Oxon; New York: Routledge.

- Chicangana, G., Kammer, A., Vargas, c., Ordoñez, C., Páez H., Ferrari, A., y López S. 2011. El posible origen de la sismicidad somera que se presenta en la región que corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de Perijá y la Península de La Guajira, noreste de Colombia.
- Chorley, R., Schumm, S. y Suggen, D. 1956. *Geomorphology Book*.
- Cleef, A. M., Rangel, O., van der Hammen, T., y Jaramillo, R. (1984). La vegetación de las selvas del transecto Buritaca. *Studies on tropical Andean ecosystems*. 2, 267-407.
- Colmenares, F., Mesa, A., Roncancio, J., Arciniegas, E., Pedraza, P., Cardona, A., Romero, A., Silva, C., Alvarado, S., Romero, O., y Vargas, A. 2007. Geología de la planchas 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27, 33 y 34. Proyecto: "Evolución geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta"
- Colmenares, L. y Zoback, M. 2003. Stress Field and Seismotectonics of Northern South America. Department of Geophysics, Stanford University, California, USA.
- Cortes, M. y Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403 29-58.
- CORTOLIMA, 2009. Plan de ordenación y manejo ambiental de la microcuenca de las quebradas Las Panelas y Las Balsas.
- Davis, G., Bump, A., Garcia, P. y Ahlgren, S. 1999. Conjugate Riedel deformation band Shear zones. *Journal of Structural Geology*.
- Diederix, Hans., Audemard, F., Osorio, J.A., Montes, N., Velandia, F. y Romero, J. 2006. Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la asociación geológica Argentina*. 61(4), 492-503. En: <http://bdrsnc.ingegominas.gov.co/ARCHICUATER/pdf/2006RAGAMorfotect%F3nicafallalbage.pdf>
- Docampo, L., De Bicuña, B.G., Rico, E., y Rallo, A. 1989. Morfometría de las cuencas de la red hidrográfica de Bizkaia (País Vasco, España). En:

http://www.limnetica.com/Limnetica/Limne05/L05u051_Morfometria_cuencas_Vizcaya.pdf

- Duque, J. (2010). Geocronología (U/Pb y 40ar/39Ar) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. México. 189 pp.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price. 628 pp. ISBN 3 540 54449 6.
- Fernández, A., Monsalve, M., y Barbosa, F. 1993. Aproximación a la evolución tectónica de la Falla Oca para el Terciario, área Manantiales, Guajira, Colombia.
- Giles, P., Nichols, G., y Wilford, D. 2010 "Alluvial Fans: from reconstructing past environments to identifying contemporary hazards. *Geomorphology*, v. 115, pp. 224.
- Gómez .A.L., Buchely, F., Lancheros, J., Dávila, C., López, C., Romero, O y González, F. 2010. Cartografía geológica y muestreo geoquímico de la parte norte de la Serranía del Perijá, planchas 21,22,27,28,34 y 35.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, Á. y Diederix, H., compiladores. 2015. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Gómez, V. 1996. Abanicos Aluviales: Aportación Teórica a sus aspectos más significativos. Universidad de León. Cuaternario y Geomorfología, 10 (3-4), pp. 77-124. ISSN: 0214-1744. En: [http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/images/vol10_2/cuaternario10\(3-4\)_06 .pdf](http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/images/vol10_2/cuaternario10(3-4)_06.pdf)
- Gonzáles, A. 2004. Análisis morfométrico de la cuenca y de la red de drenaje del río Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas. Boletín de la A.G.E. Núm. 38, Págs. 311-329. En: <http://www.boletinage.com/articulos/38/17%20IBISATE%20311-329.pdf>.

- Gonzáles, M., Umaña, R., Arias, A., Cortes, Y., Moreno, M., Salazar, O., y Jiménez, M. 2007. Prospectividad de la cuenca Cesar-Ranchería. Agencia Nacional de Hidrocarburos. En: http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Estudios-Integrados-y-Modelamientos/Presentaciones%20y%20Poster%20Tcnicos/Cesar_Rancheria.pdf
- Gonzáles, O., Bezada, M. y Millán, Z. 2012. Geomorfología de los sistemas de abanicos aluviales localizados en el trayecto Yaritagua-Guama, estado Yaracuy-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, Vol.53(2) 2012, 255-276. En: <http://www.saber.ula.ve/bitstream/123456789/36889/1/articulo4.pdf>
- Guilarte, R. (1978). Hidrología básica. Facultad de ingeniería, UCV. Caracas Venezuela. 667 p.
- Guerra, F. Y Gonzáles, J. 2002. Caracterización Morfométrica de la cuenca de la Quebrada la Bermeja, San Cristobal, Estado Táchira, Venezuela. Universidad de los Andes de Mérida. *Geoenseñanza*. Vol 7. (1-2). Pág. 88-108. En: <http://www.saber.ula.ve/bitstream/123456789/20840/2/articulo7.pdf>
- Guterrez, Y., Ramirez, G., Gurdian, W., y Lovo, A. 2012. Cuenca y procesos hidrológicos.
- Guzzetti, F., Marchetti, M., y Reichenbach, P. (1997). Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy). *Geomorphology*, 18(2), 119-136.
- Herrera, P., Santa, M., CARMONA, O., y PIMENTEL, M. (2008). Consideraciones Petrográficas, Geoquímicas y Geocronológicas de la parte occidental del Batolito de Santa Marta. *Dyna*, 75(155), 223-236.
- Hooke, R. (1968). Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science*, 266(8), 609-629.
- Idárraga, J., Posada, B y Guzmán, G. 2011. Geomorfología de la zona costera adyacente al piedemonte occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta entre los sectores de pozos Colorados y el río Córdoba, Caribe Colombiano. *INVEMAR* ISSN 0122-9761. En: <http://www.scielo.org.co/pdf/mar/v40n1/v40n1a03.pdf>
- Idárraga, J. y Romero, J. 2010. Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Journal of South American Earth Science*.

- Instituto geográfico Agustín Codazzi – IGAC. 2009. Estudio general de suelos y zonificación de tierras del Departamento de la Guajira. Bogotá D.C.
- Instituto geográfico Agustín Codazzi – IGAC. 2013. Guía técnica para la formulación de los planes de ordenación y manejo de cuencas hidrográficas POMCAS. En: <https://www.minambiente.gov.co/images/GestionIntegraldelRecursoHidrico/pdf/cuencas-hidrograficas/Anexo-Fase-diagnostico-Guia-tecnica-para-la-formulacion-de-POMCAS.pdf>
- INGEOMINAS, 2003. Memoria explicativa de las planchas 25, 32 y 39 Fundación, Monterubio, El Dificil. Escala 1:100.000. 76 págs. Bogotá D.C.
- INGEOMINAS, 2002. Mapa geológico de la Guajira. Escala 1:250.000. 259 págs.
- INGEOMINAS, 2007. Geología de la plancha 13-Dibulla. Escala 1:100.000. Bogotá D.C.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios ambientales (IDEAM). 2010. Sistemas Morfogénicos del Territorio Colombiano.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. INEGI. En: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/queesmde.aspx>
- Jiménez, C. A., Chicangana, G., y Caneva, A. (2013). El posible escenario de un sismo de magnitud $\geq 6,5$ para la ciudad de Villavicencio (Colombia). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 22(2), 171-190.
- Kellog, J. y Bonini ,W. 1982. Subdution of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. Vol. 1. pp 251-276.
- Keller, E., y Pinter, N. 2002. Active tectonics Earthquakes, uplift, and Landscape. Segunda edición.
- Kostaschuk, R., MacDonald, M., y Putnam, P. (1986). Depositional process

and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(5), 471-484.

- Lamus, F., Bayona, G., Caicedo, J. C. y Tchegliacova, N. 2007. Análisis de procedencia de la sucesión paleocena en el sector norte de la cuenca cesar-ranchería: implicaciones en los modelos tectónicos de la Sierra Nevada de Santa Marta y Serranía de Perijá. En: http://www.cgares.org/Directorio/Archivos/7999_1%20Tesis%20Felipe%20Lamus.pdf.pdf
- Larsen, M., Wieczorek, G.F., Eaton, S., Morgan, B., y Torres, H. 2002. Peligros naturales en los abanicos aluviales: el desastre ocasionado por flujos detríticos e inundaciones repentinas en Venezuela. USGS Fact Sheet FS-103-01s. En: http://pubs.usgs.gov/fs/fs-0103-01/fs_103_01-508-SP.pdf
- Lecce, S. 1990. The alluvial fan problem. Arizona State University
- Liscano, A. 2012. Tesis. Universidad de los Andes, Mérida-Venezuela. En: http://tesis.ula.ve/pregrado/tde_arquivos/10/TDE-2012-11-03T22:52:23Z-1866/Publico/liscanoalejandro_parte2.pdf
- Londoño, J.P. 2006. Evaluación Holística del riesgo frente a deslizamientos en áreas urbanas Andinas. Estudio de caso Manizales. Universidad Nacional de Colombia.
- Londoño, C. H., 2001. Cuencas hidrográficas: Bases conceptuales – Caracterización – Planificación – Administración; Universidad del Tolima. 359 págs. En: http://www.ut.edu.co/academico/images/archivos/Fac_Forestal/Documentos/LIBROS/cuencas%20hidrograficas%20bases%20conceptuales%20%20caracterizacion%20%20planificacion%20yorganizacion%20-%20CARLOS%20LONDOO.pdf
- Macdonald, W., y Hurley, P. (1969). Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1867-1872.
- Mantilla, R., Mesa, O.J. y Poveda, G. 2013. Geometría, topología y morfometría de las cuencas magdalena - cauca y atrato a partir de modelos

digitales de terreno. En:
http://www.ihr.uiowa.edu/rmantilla/files/2013/01/GeomTopol_CALI.pdf.

- Márquez C., y Hernández N. 2012. Plan departamental de gestión del riesgo gobernación del departamento del Cesar. PNUD-UNGRD.
- Marulanda O. y Quiñonez C.A. 2013. petrografía y petrología de unidades paleógenas en las cuencas cesar - rancheria y catatumbo y sus implicaciones en la tectónica regional. En:
http://www.cgares.org/Directorio/Archivos/7227_6%20Tesis%20Carolina%20Ojeda%20M.pdf.pdf
- Mejía, J.M. y Nova, E.G. 2009. identificación de las áreas de aporte de los sedimentos aflorantes del cretáceo temprano en la serranía del Perijá. En:
http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/bibliotecaTesisDeGrado/Identificacion_de_las_areas_de_aporte_de_los_sedimentos_aflorantes_del_cretaceo_temprano_en_la_serrania_del_Perija.pdf
- Miall, A. 2014. Fluvial Depositional Systems. Springer. ISBN 978-3-319-00666-6.
- Miller, J.A. y Avijit G. 1999. Varieties of Fluvial Forms.
- Montes, C., Bayona, G., Jaramillo, C., Ojeda, C., Molina, M. Y Herrera F. 2005. Uplift of the Sierra Nevada de Santa Marta and Subsidence in the Cesar-Rancheria Valley: Rigid-beam pivot model.
- Montes, C., Guzmán, G., Bayona, G. Cardona, A., Valencia, V., Jaramillo, C. 2010. Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Rancheria basins. Journal of South American Earth Sciences.
- Montero, R.C., Martinez, E. y Jaraba, D.C. 2012. Mineralización de cobre en el sector de San Diego, Serranía del Perijá. Geología Colombiana. Vol 37. ISSN 0072-0992. En:
<http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/viewFile/22409/eissn3>
- Nova, G.R., Montaña, P., Bayona, G., Rapalini, A. y Montes, C. 2012. Paleomagnetismo en rocas del jurásico y cretácico inferior en el flanco

occidental de la Serranía del Perijá; contribuciones a la evolución tectónica del NW de Suramérica. Boletín de Geología. Vol. 34. Núm. 2. En: http://www.scielo.org.co/scielo.php?pid=S0120-02832012000200006&script=sci_arttext

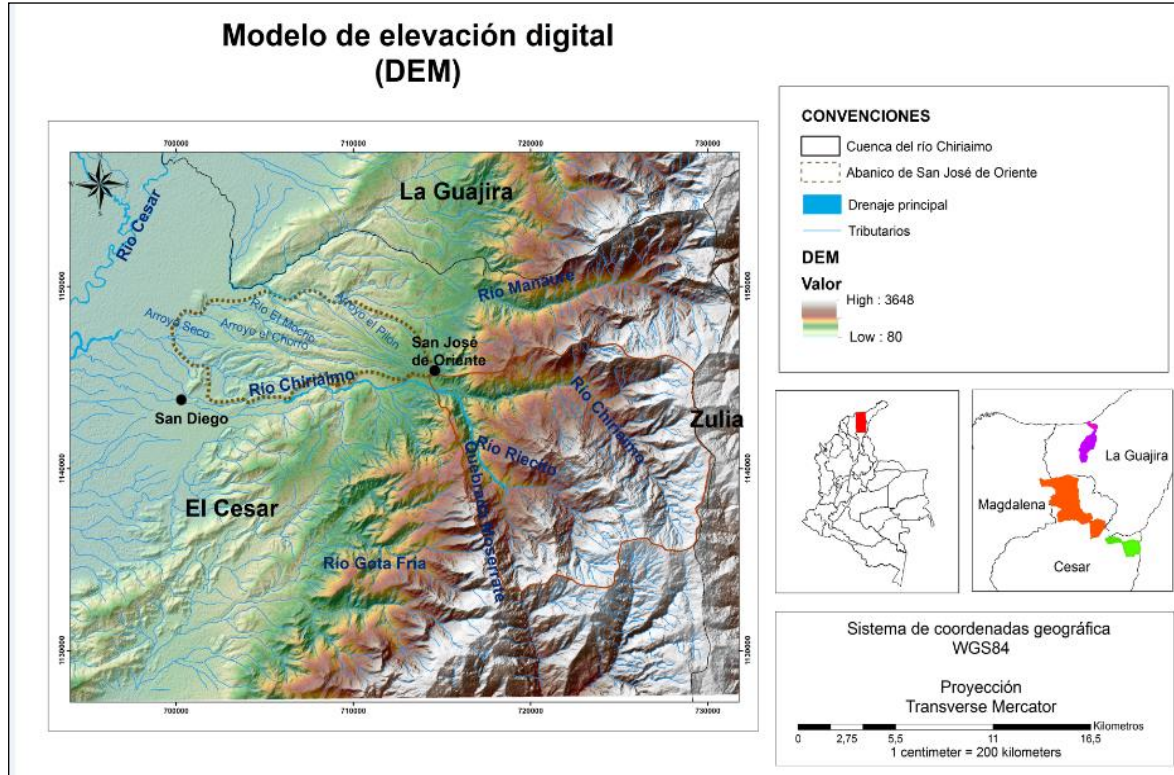
- Olivas, A., García, L., Álvarez, C., Álvarez, A., Gómez, M., Calleros J., Márquez, A. 2007. Morfometría de la cuenca del río San Pedro, Conchos, Chihuahua.
- Paredes, O. y Lozano, R. 2012. Documento Metodológico de la Zonificación de Susceptibilidad y amenaza relativa por movimientos en masa. Escala 1:100 000. Servicio Geológico Colombiano.
- Peña, V., 2011. Plan de acción para la atención de la emergencia invernal y mitigación de sus efectos – PAAEME, en la jurisdicción de CORPOCESAR.
- Radelli, L. 1962. Acerca de la geología de la Serranía del Perijá entre Codazzi y Villanueva. (Magdalena-Guajira, Colombia). Geología Colombiana Núm. 1. Págs. 23-41. En: http://www.geociencias.unal.edu.co/unciencias/data-file/user_23/file/GEOLOGIA%20COLOMBIANA/Edición%201b.pdf
- Ordoñez, O., Pimentel, M., y De Morales, R. (2002). Granulitas de Los Mangos: un fragmento grenviliano en la parte SE de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26(99), 169-179.
- SAR DATASETS. 2006-2011. ALASKA Satellite Facility. DEM 12,5 metros. En: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>
- Santander, A.D. y Barrios, A.M. Hidrología, Morfometría de Cuencas. En: <http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/adamoren/HIDRO/MORFOMETR%CDA%20DE%20CUENCAS.pdf>
- Servicio Geológico Colombiano (SGC). 2013. Documento metodológico de la zonificación de susceptibilidad y amenaza relativa por movimientos en masa. Esc. 1:100.000. Bogotá D.D. Sierra Nevada de Santa Marta.
- Servicio Geológico Colombiano (SGC) y Universidad EAFIT. 2015. Memoria explicativa mapa geomorfológico aplicado a movimientos en masa. Escala 1:100.000, Plancha 13 Dibulla, 27- Valledupar.

- Schneuwly, B., Stoffel, M., y Rudolf, M. 2013. Dating Torrential Processes on Fans and Cones, Methods and Their Application for Hazard and Risk assessment. Springer, Vol 47.
- Schumm, S., Dumont J., y Holbrook J. 2000. Active tectonics and aluvial rivers.
- Suarez. 2010. Hidrología, cuenca hidrográfica. En: <https://www.scribd.com/doc/37731622/Cuenca-Hidrografica-3-clase-5#scribd>
- Suvires, G. y Pittaluga, M. 2011. El modelo periglacial de los abanicos aluviales telescópicos: Análisis en dos cuencas Precordilleranas (31o 51' S y 68o 28' W). Revista Brasileira de Geociencias. En: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/pdf/rbg/v41n3/v41n3a15.pdf>
- Torres, T. y Zapata, J.L. 1986-1987. Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en el Terciario de la depresión intermedia (Cuenca-Guadalajara). Acta Geológica Hispánica, t. 21-22, Págs. 45-53. En: <http://www.raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/viewFile/75209/98050>
- Tschanz, C., Jimeno, A., y Cruz, J. (1969). Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Area. *Preliminary report. Escala, 1(200.000)*.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz J., Mehnert, H. y Cebula, G.T. 1974. Geologic Evolution of The Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. 1974. *Geological Society of America Bulletin* Núm. 2;273-284.
- Ujueta, G., y Llinas, R. 1990. Reconocimiento geológico de la parte más septentrional de la Serranía del Perijá. Geología Colombiana No.17, Págs. 197-209. En: <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/viewFile/30670/30787>
- Ujueta, G. 2007. Tectónica de bloques, delimitados por lineamientos de dirección NO- SE y NNE-SSO a NE-SO en el norte y nordeste de Colombia y en el noroccidente de Venezuela. Geología Colombiana, Núm. 2. ISSN 0072-0992.

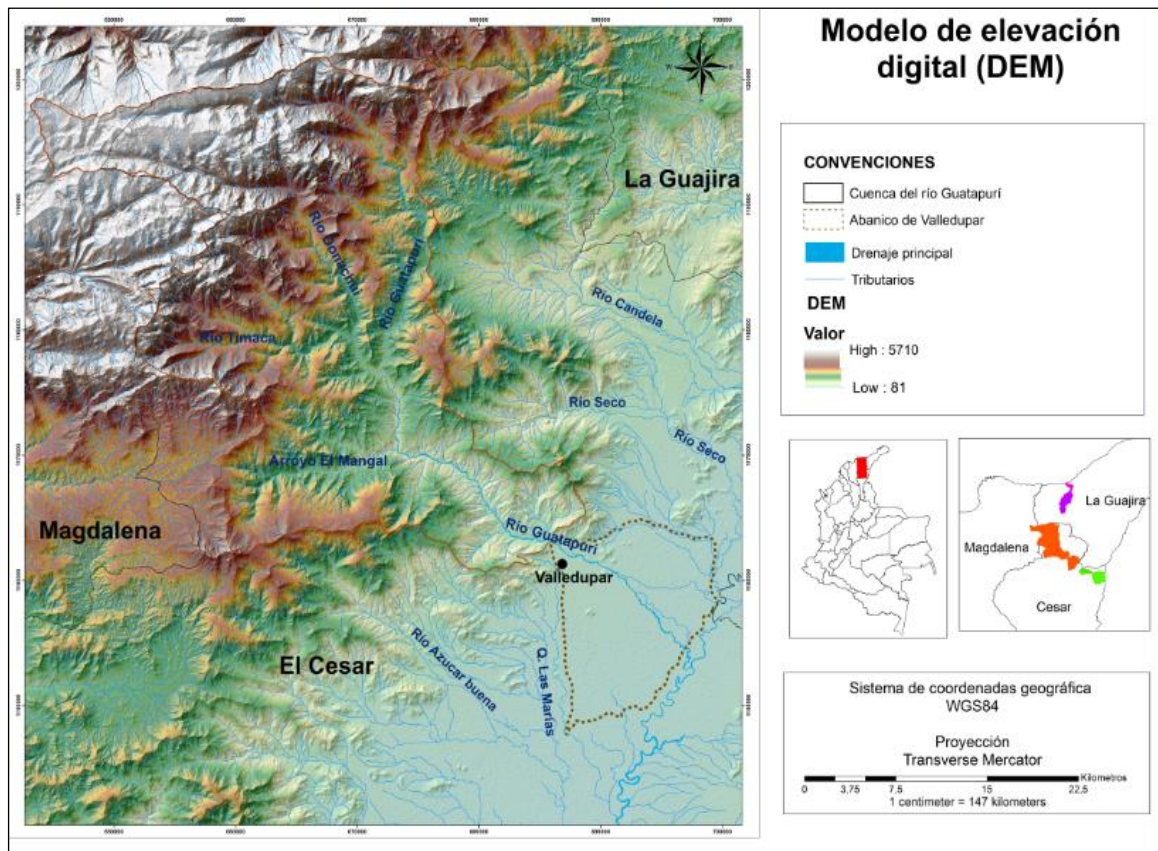
- Van Der Wiel, A.M. y Van Den Bergh, G.D.1992. Uplift, Subsidence, and Volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 1: Influence on fluvial deposition in the Miocene Honda Formation. Vol.5, Issue 2, pp. 153-173.
- Vásquez, A., Herrera, D., y Gutiérrez, Y. (2014). Caracterización morfométrica de la cuenca de la quebrada Tatamaco del municipio Villavieja del departamento del Huila mediante el uso de la herramienta HEC-GEOHMS.
- Villar, A. 1996. Abanicos Aluviales: Aportación Teórica a sus aspectos mas significativos. Cuaternario y Geomorfología, 10 (3-4), Págs. 77-124. ISSN: 0214-1744. En: [http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/images/vol10_2/cuaternario10\(3-4\)_06 .pdf](http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/images/vol10_2/cuaternario10(3-4)_06.pdf)
- Villagómez, D. 2010. Thermochronology, Geochronology and Geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia; The Tectonic Evolution of NW South America. (Tesis Doctoral). Universidad de Génève, Suiza, Terre & Environnement, v. 101, 143 p.
- Viseras, C., Calvache, M., Soria, J., y Fernández, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50(1), 181-202.

ANEXOS

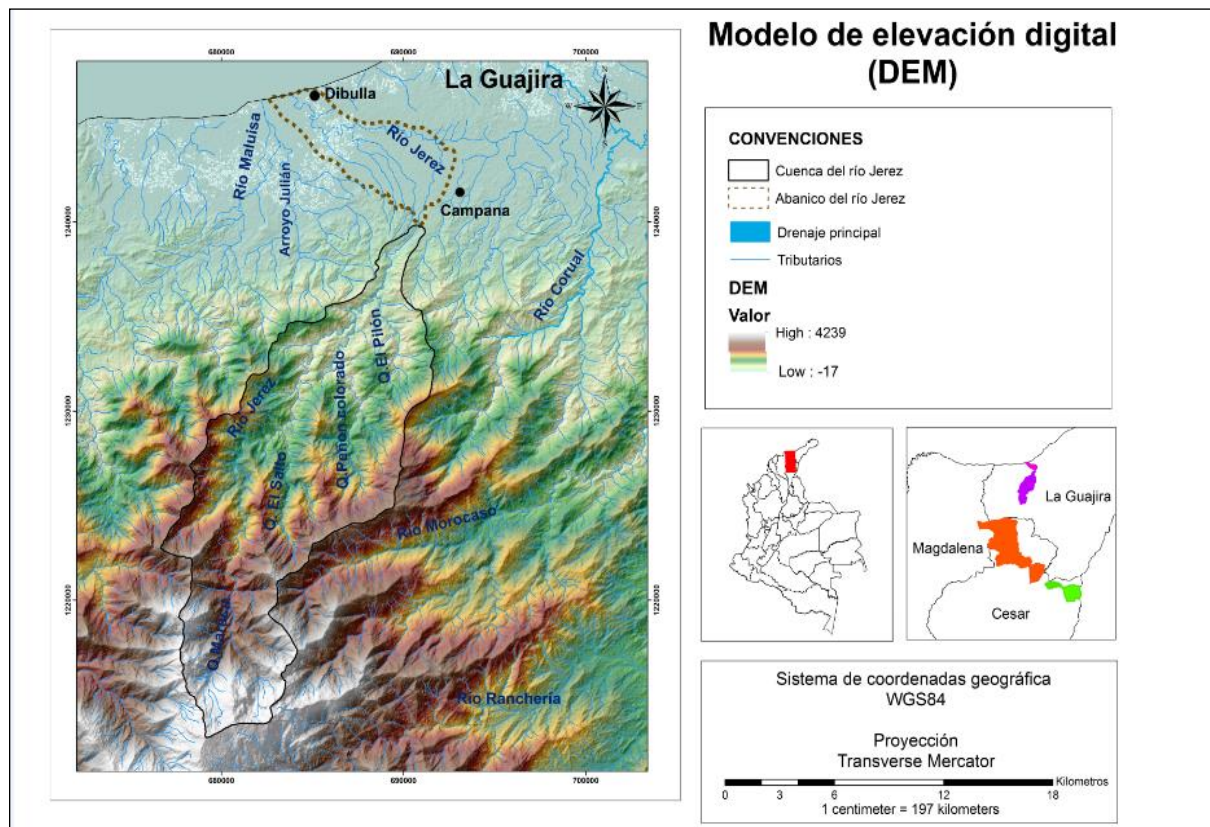
ANEXO 1: Modelo de Elevación digital (DEM) de la zona 1.



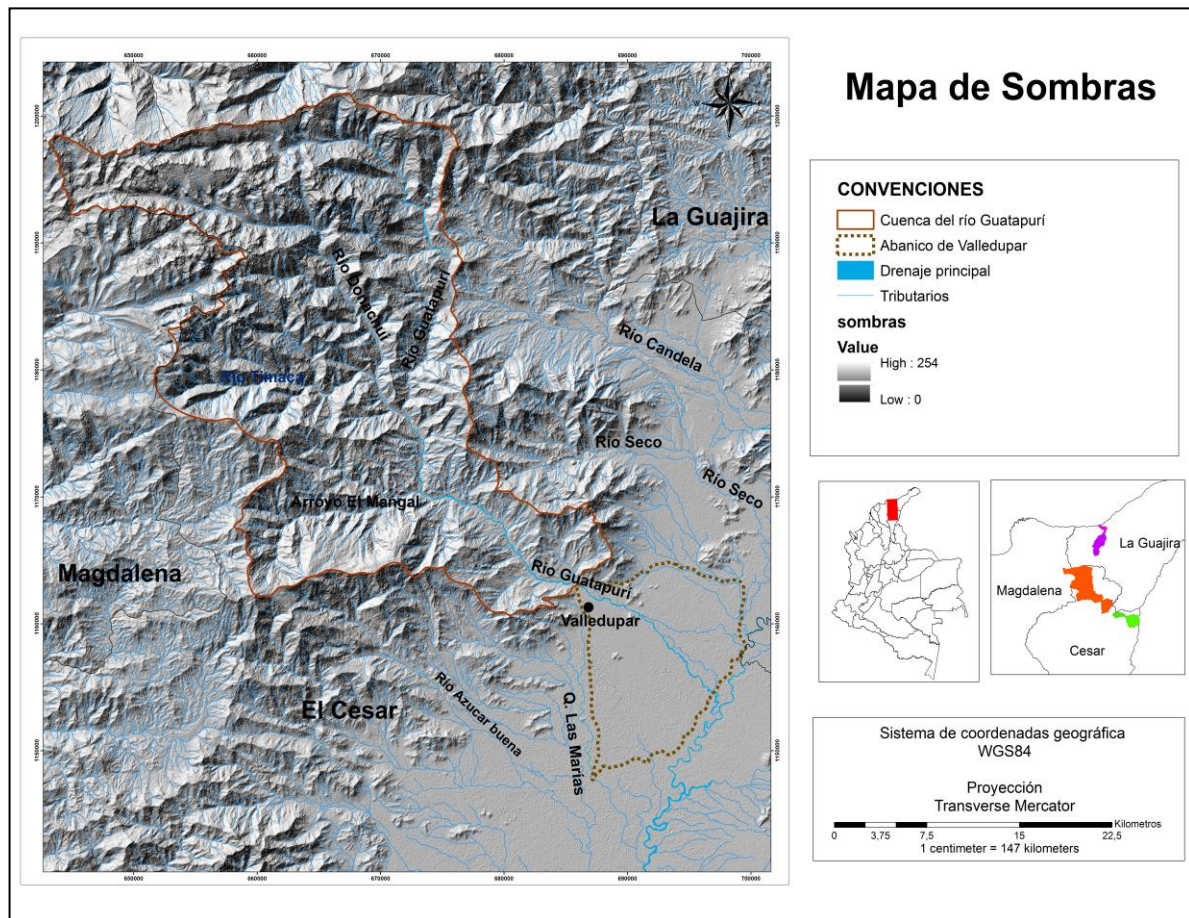
ANEXO 2: Modelo de Elevación Digital (DEM) de la zona 2.



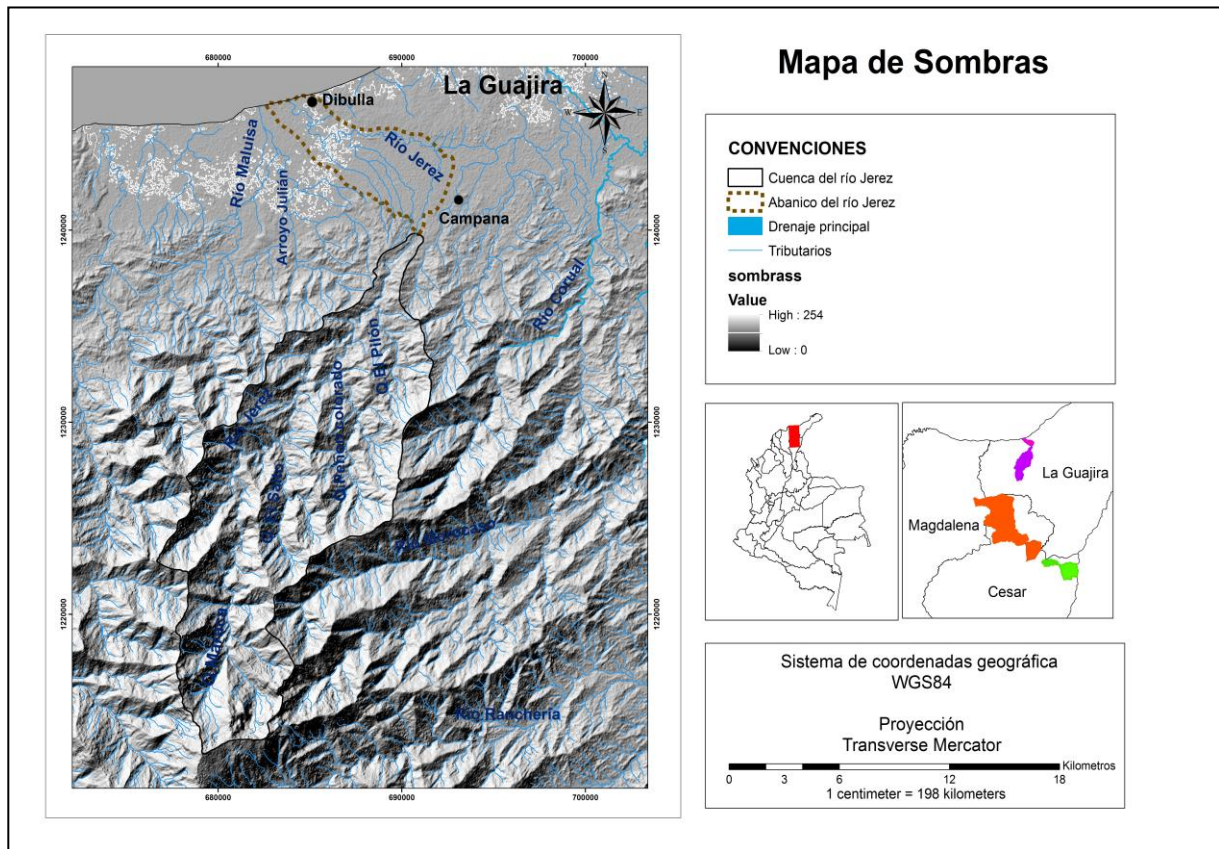
ANEXO 3: Modelo de Elevación Digital de la zona 3.



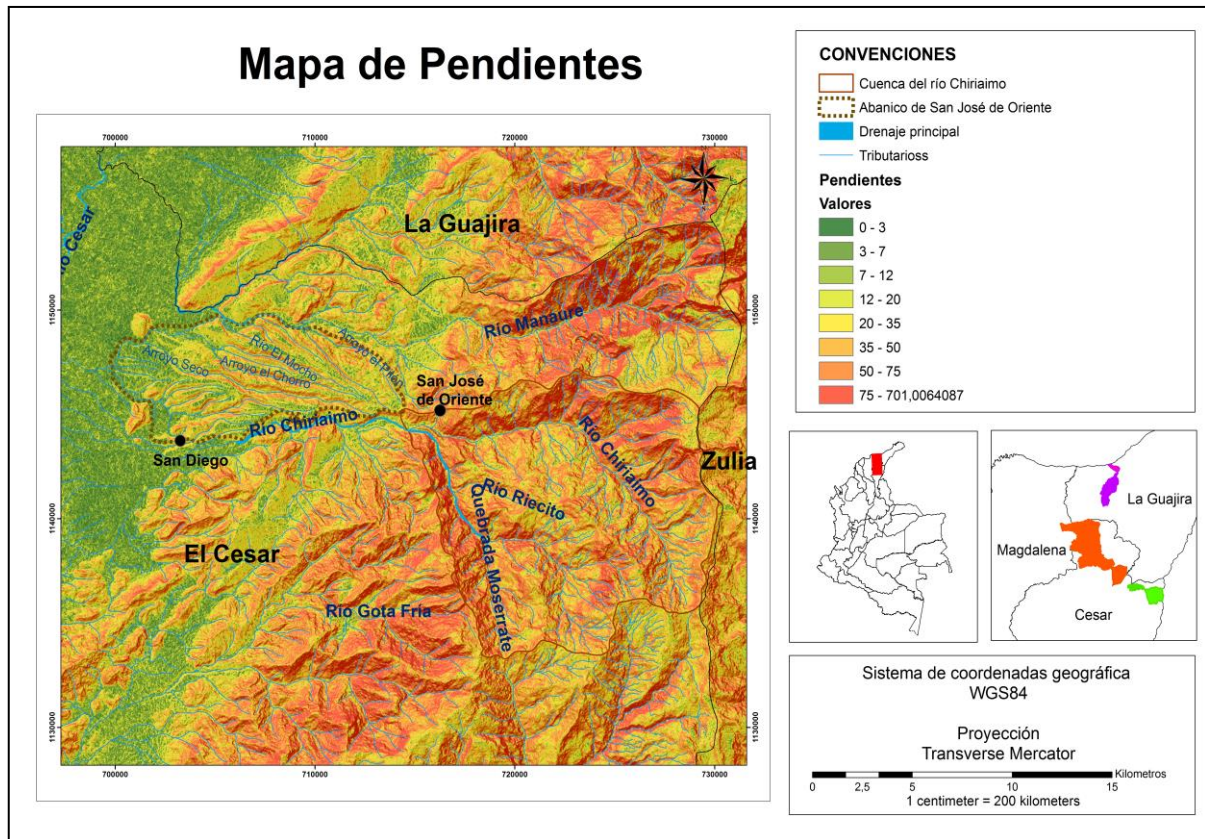
ANEXO 5: Modelo de Sombras de la zona 2.



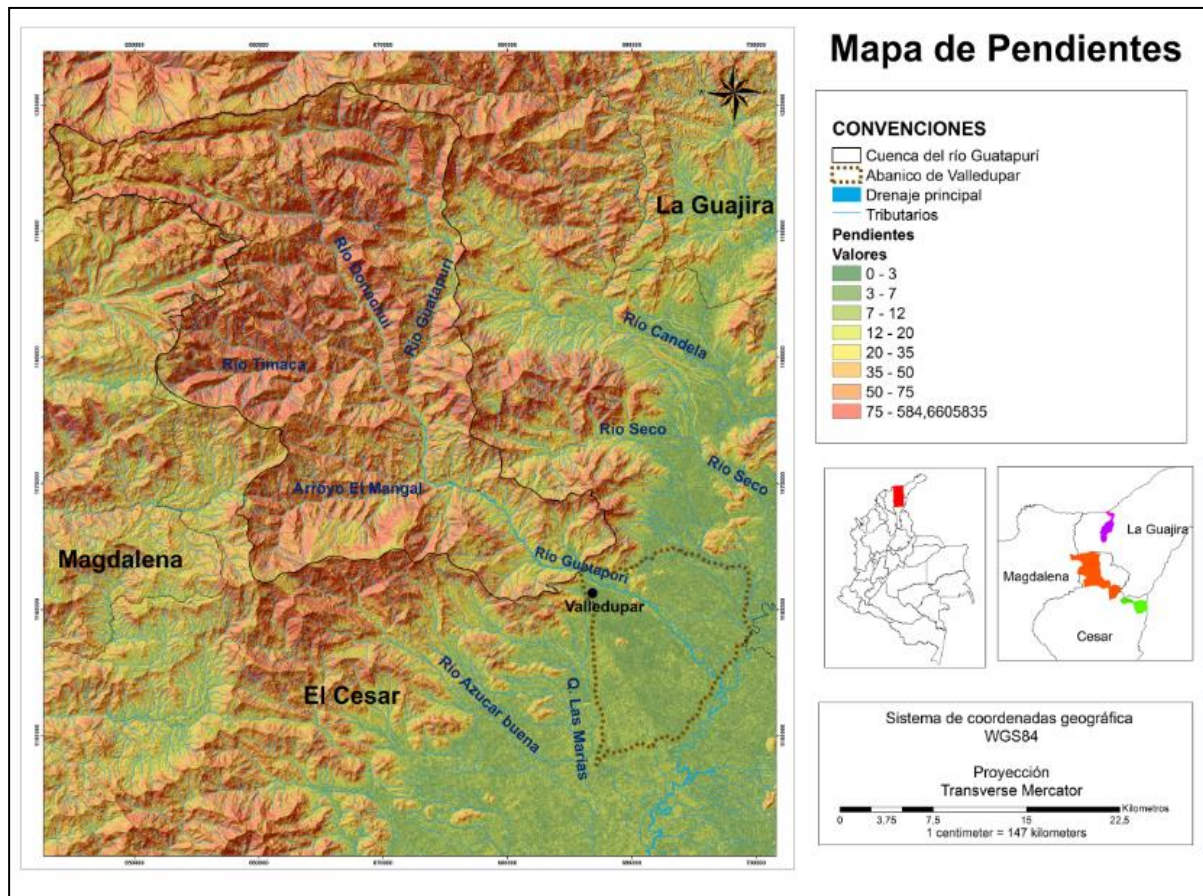
ANEXO 6: Modelo de Sombras de la zona 3.



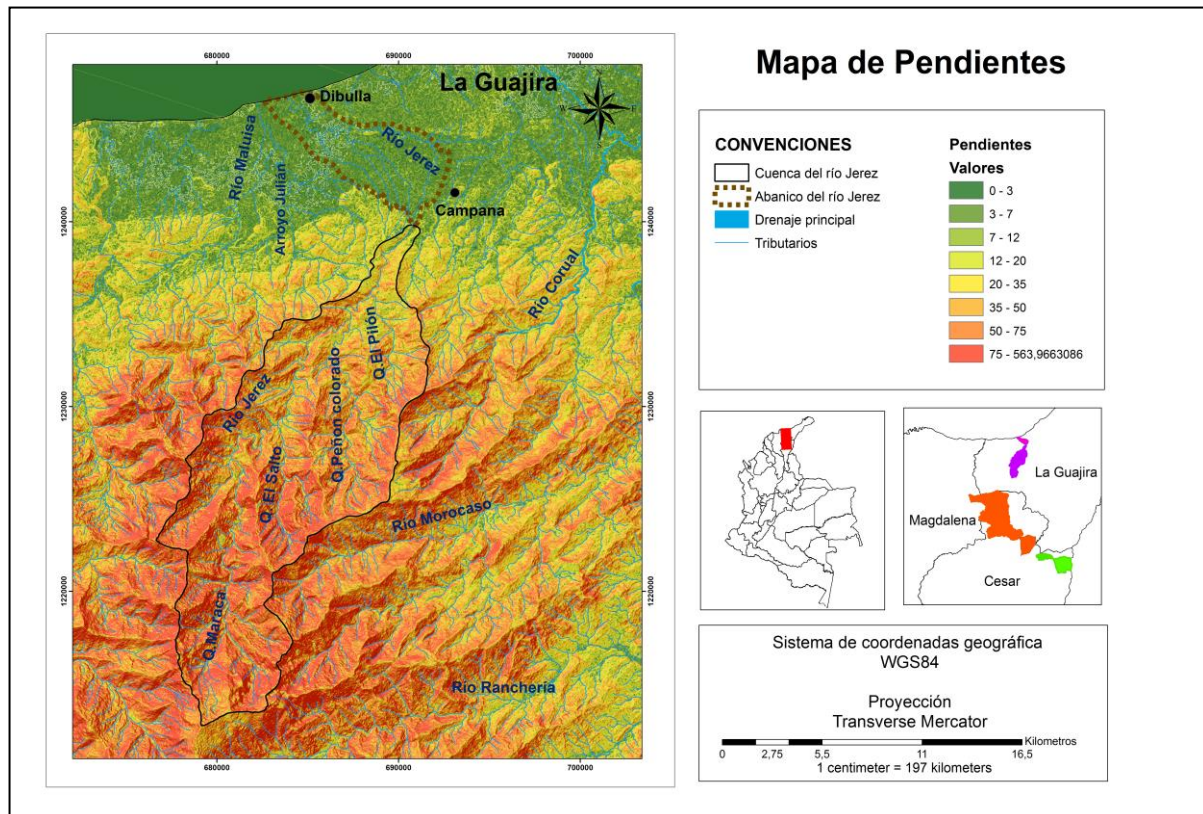
ANEXO 7: Mapa de pendientes de la zona 1.



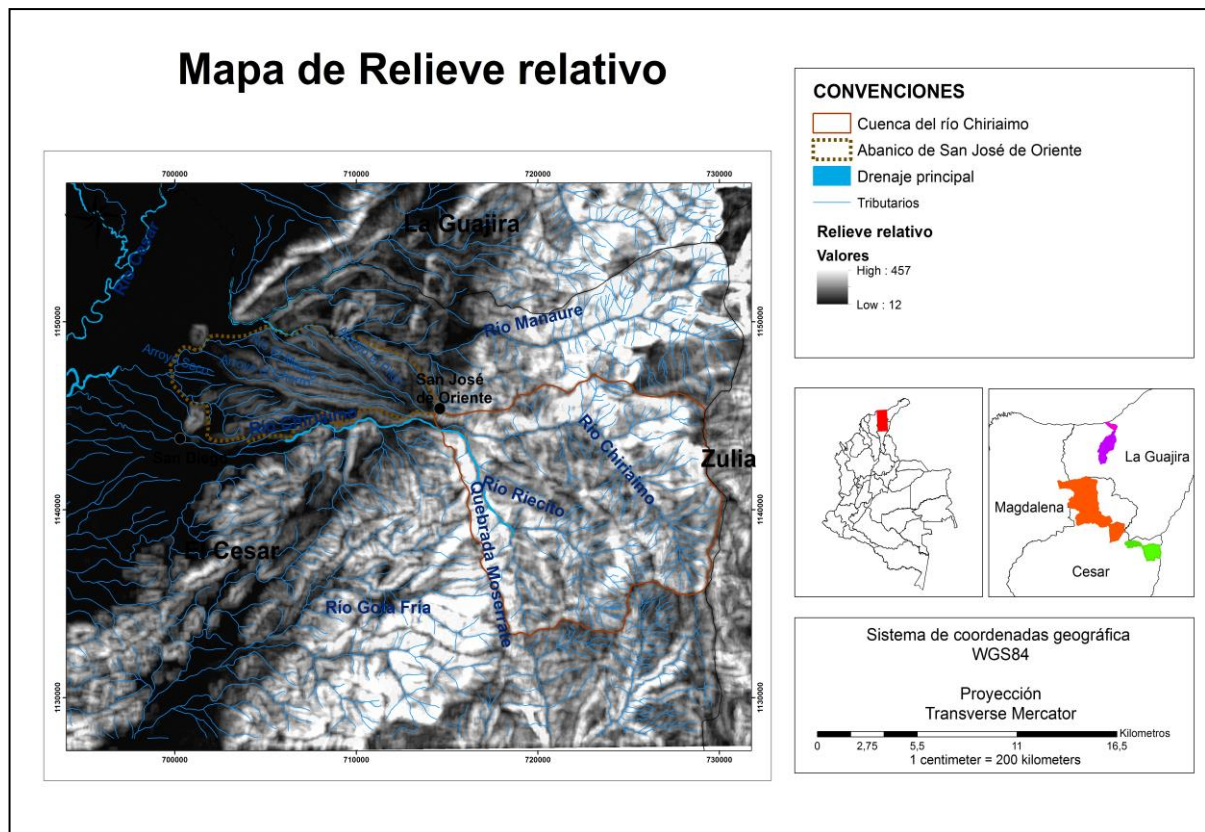
ANEXO 8: Mapa de pendientes de la zona 2.



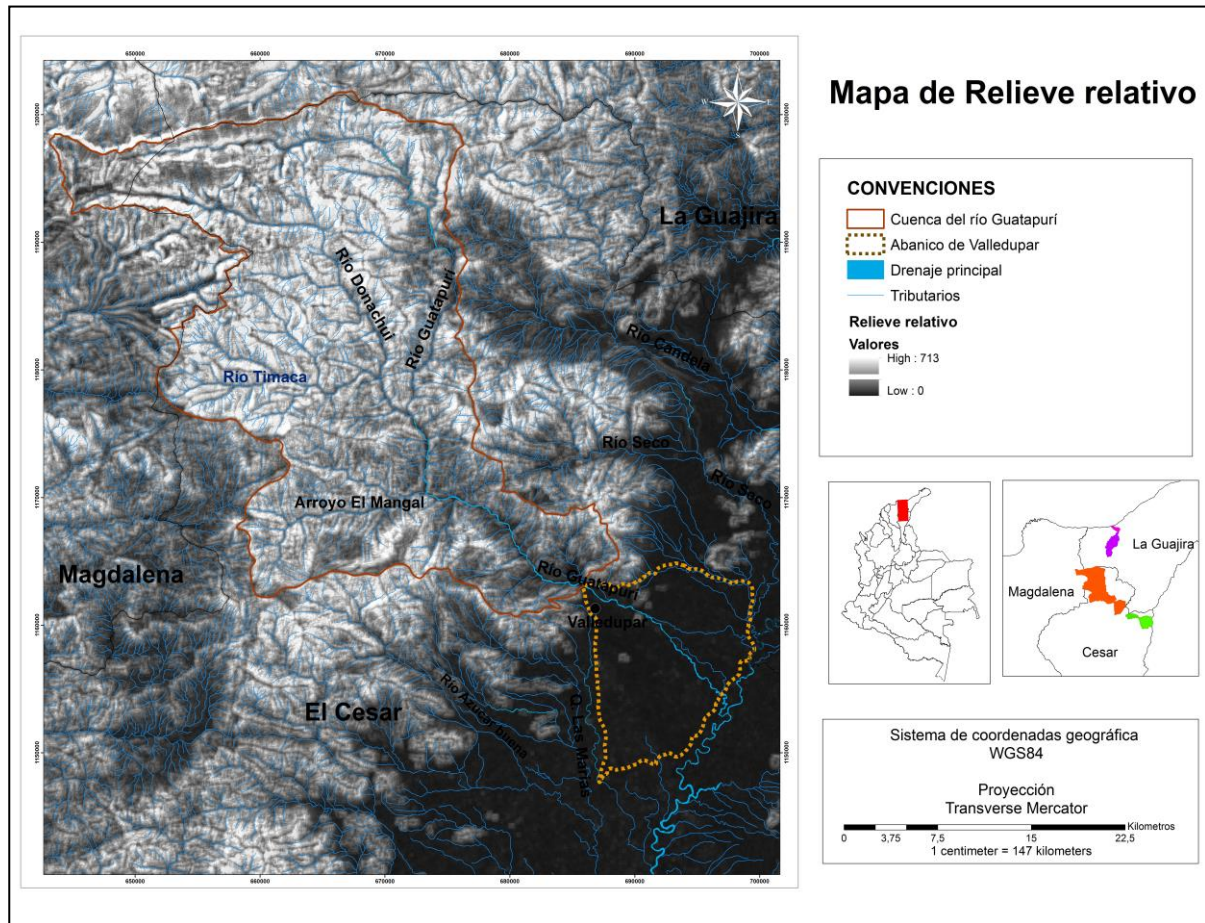
ANEXO 9: Mapa de pendientes de la zona 3.



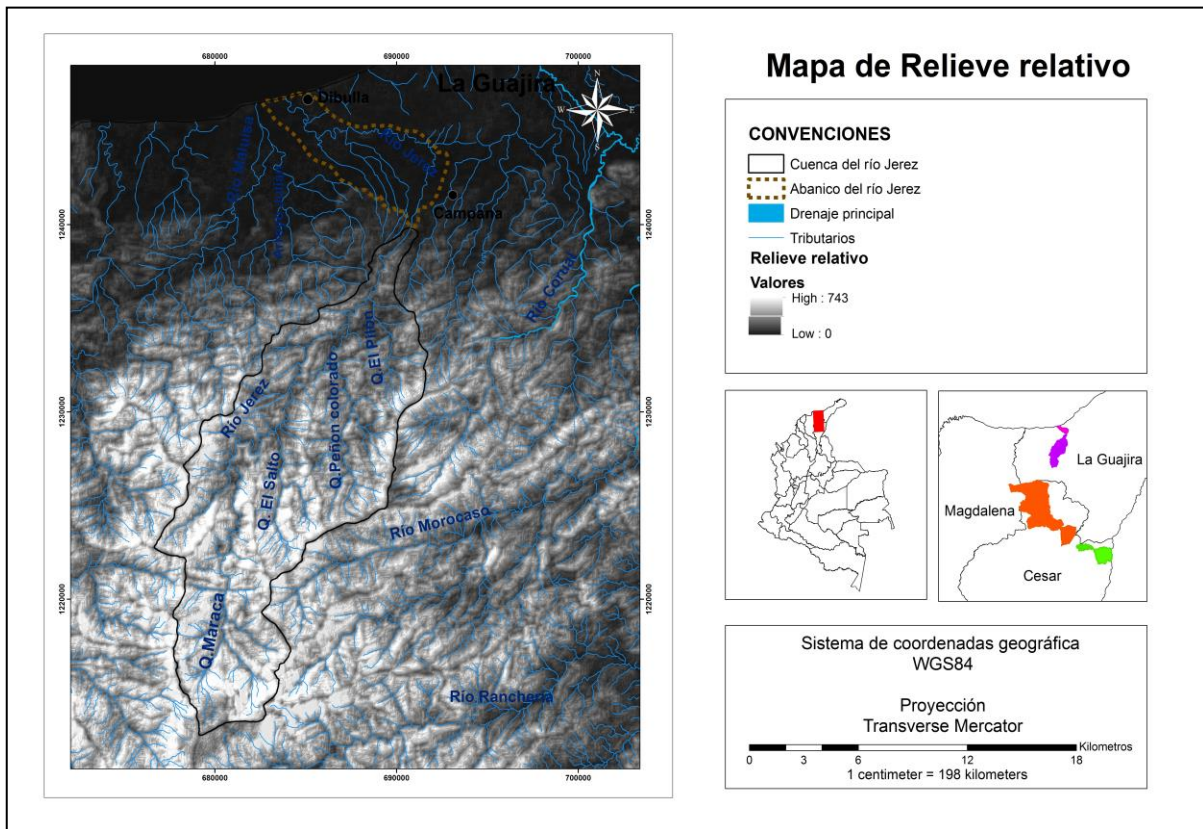
ANEXO 10: Mapa de relieve relativo de la zona 1.



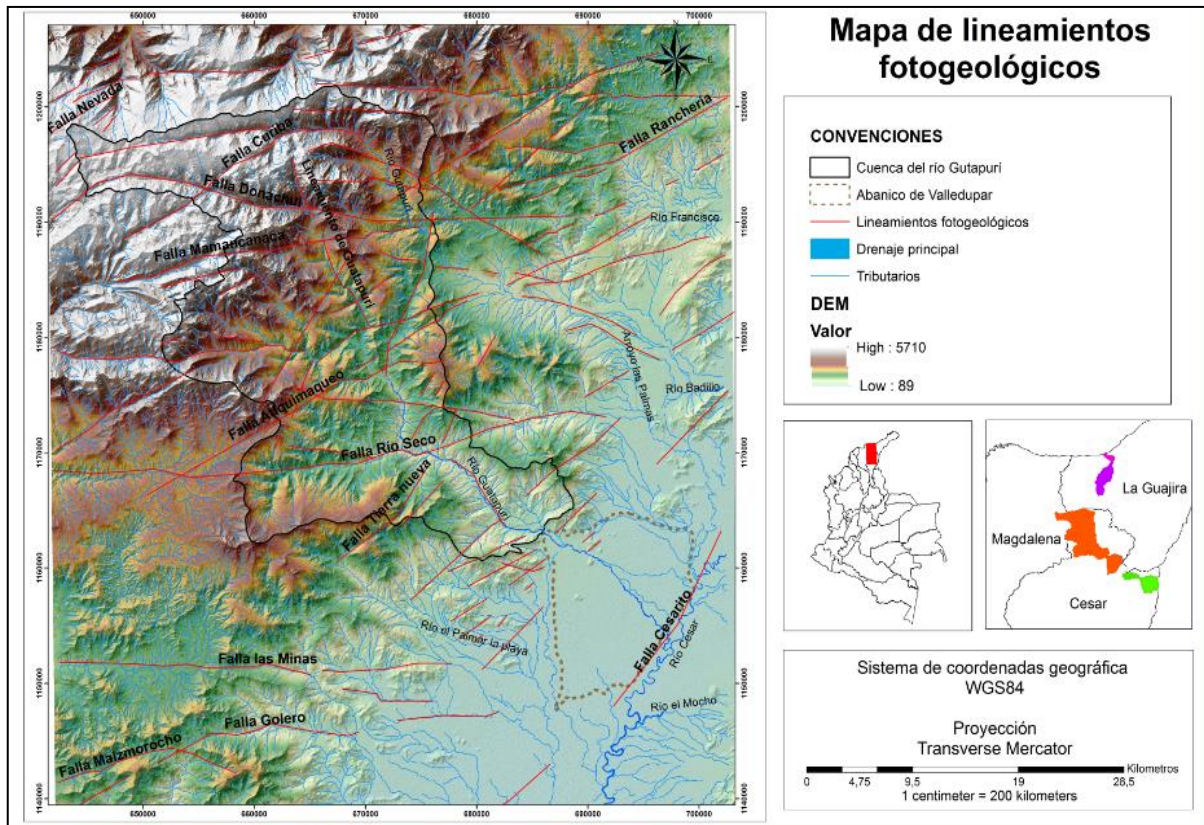
ANEXO 11: Mapa de relieve relativo de la zona 2.



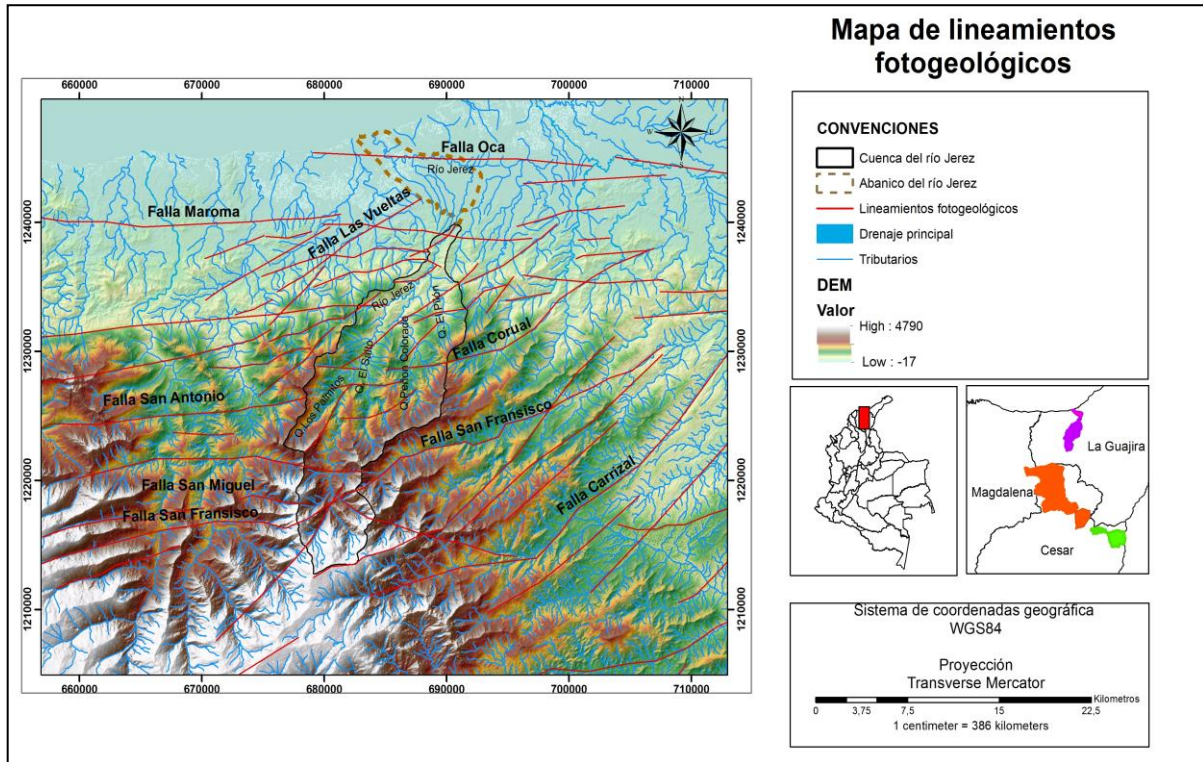
ANEXO 12: Mapa de relieve relativo de la zona 3.



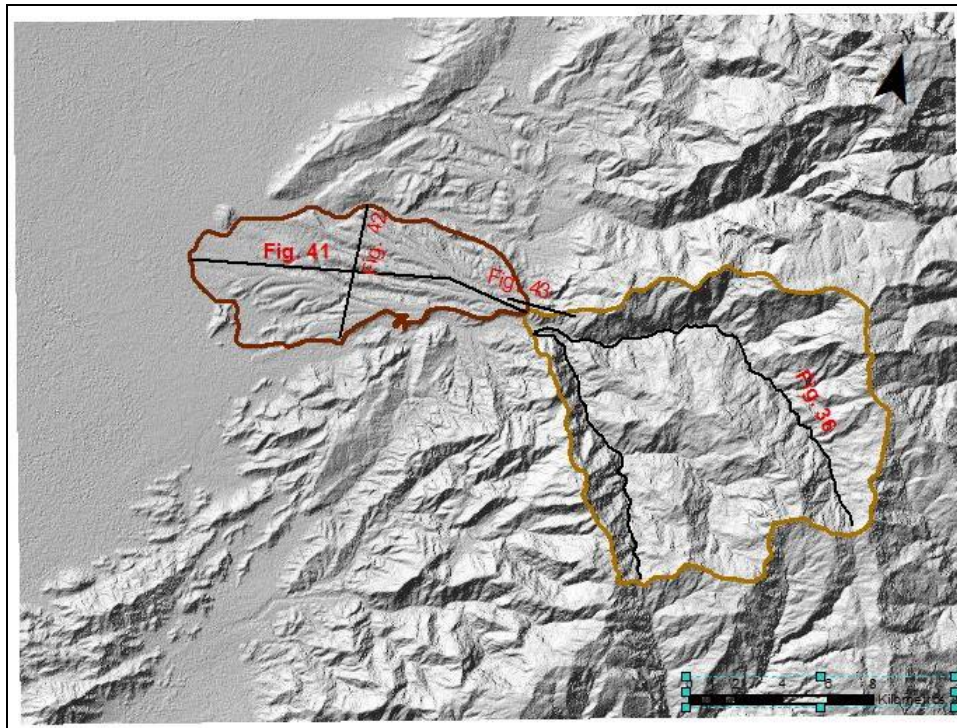
ANEXO 14: Mapa de lineamientos de la zona 2.



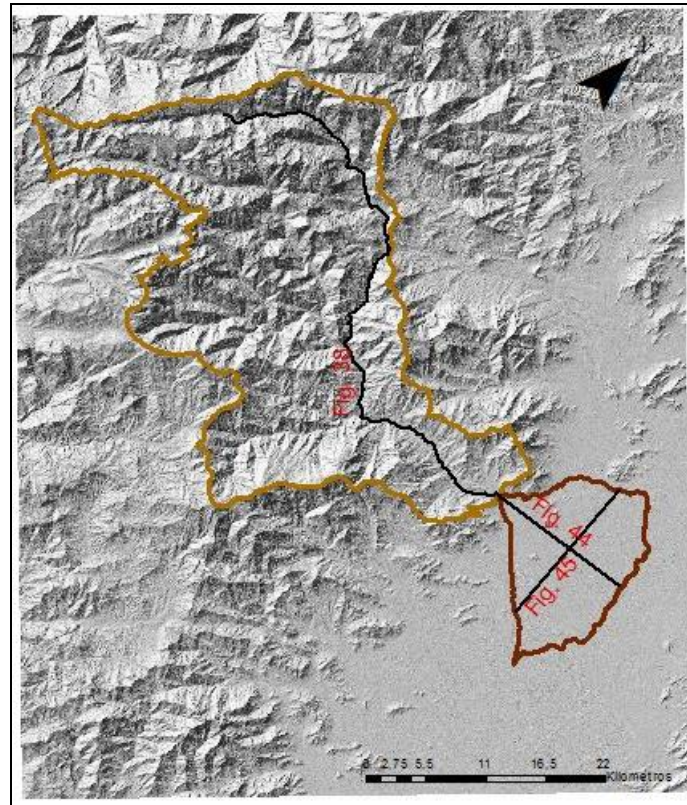
ANEXO 15: Mapa de lineamientos de la zona 3.



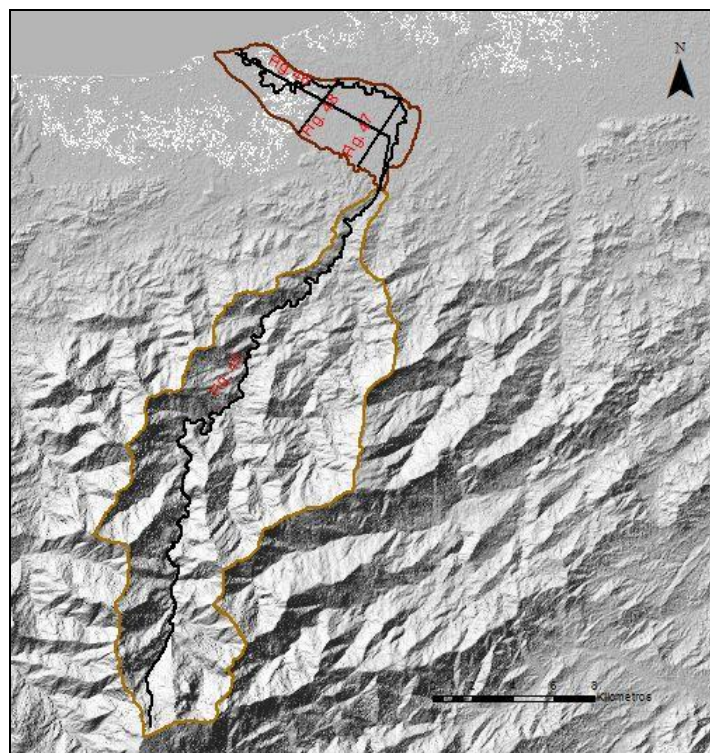
ANEXO 16: Mapa de localización de los perfiles longitudinales y transversales de la zona 1.



ANEXO 17: Mapa de localización de los perfiles longitudinales y transversales de la zona 2.



ANEXO 18: Mapa de localización de los perfiles longitudinales y transversales de la zona 3.

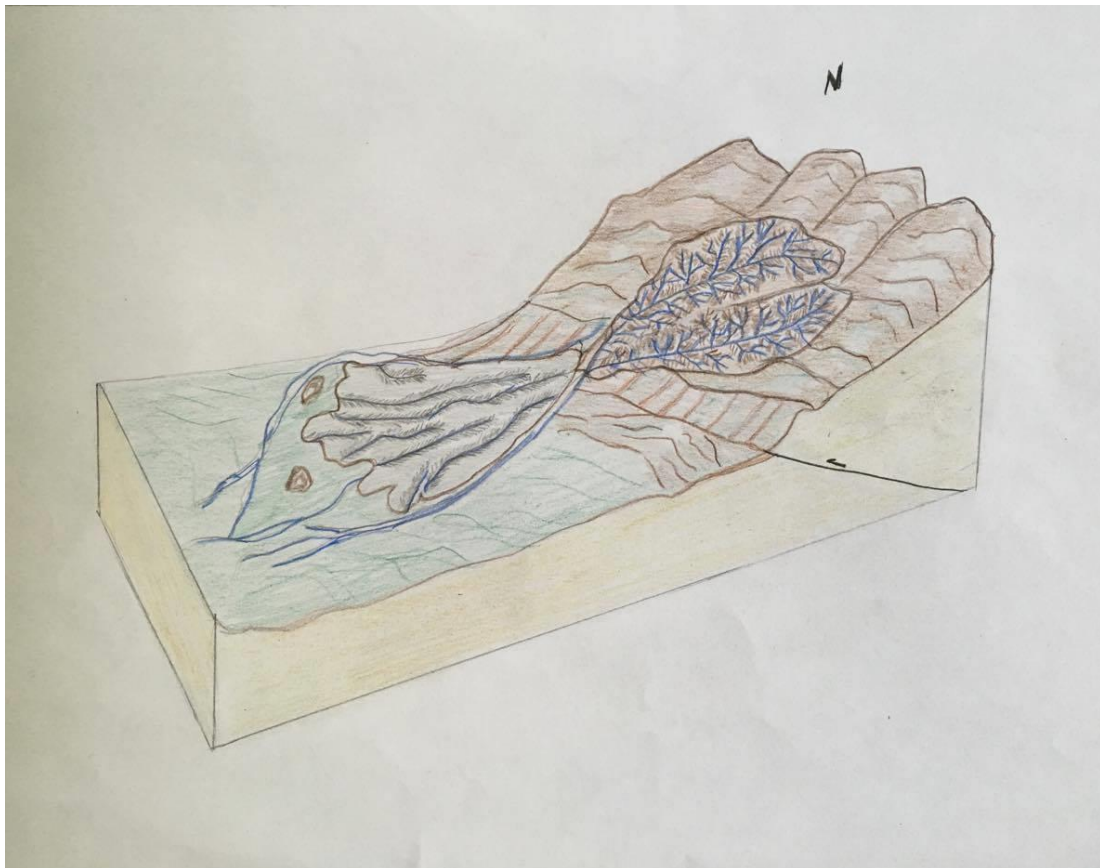


ANEXO 19: Tabla resumen de las variables morfométricas de las tres cuencas y abanicos aluviales.

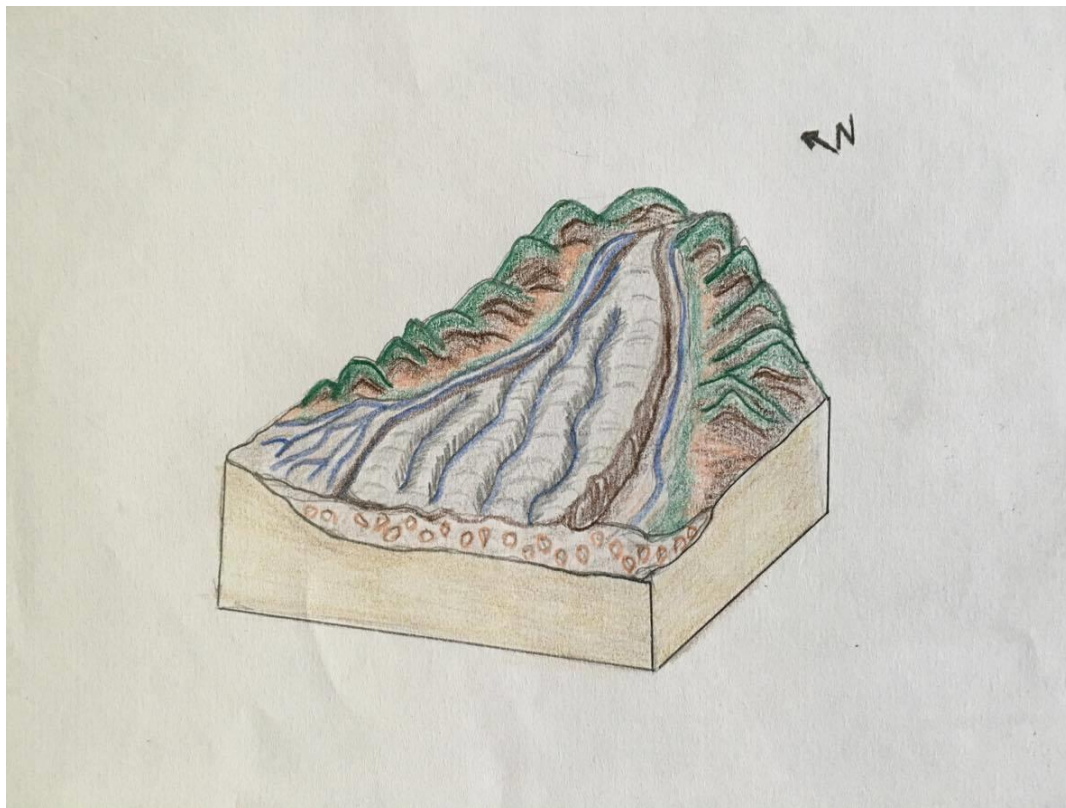
Variables morfométricas	Cuenca del río Chiriamo- San José		Cuenca del río Guatapurí		Cuenca del río Jerez	
Área	154,26	km ²	862,03	km ²	182,50	km ²
Perímetro	54,32	km	188,74	km	76,36	km
Longitud	16,69	km	52,56	km	28,96	km
Longitud Max	28,79	km	68,82	km	33,90	km
Longitud del cauce ppal.	20,21	km	79,22	km	60,85	km
Ancho	9,24	km	16,40	km	6,30	km
Índice de compacidad de Gravelius	1,22		1,80		1,58	
Relación Horton	0,19		0,18		0,16	
Relación de elongación	0,49		0,48		0,45	
Relación de circularidad	0,66		0,30		0,39	
Cota Max	3610	msnm	5700	msnm	4020	msnm
Cota Min	750	msnm	270	msnm	60	msnm
Altitud Promedio	2206,5	msnm	2989,5	msnm	2042,5	msnm
Pendiente promedio	54	%	63	%	60%	
Pendiente del cauce ppal.	58,98	%	43,78	%	26,56	%
orden de la cuenca	4to		5to		4to	
Densidad de drenaje	1,57	km	1,20	km	1,44	km
Frecuencia de corrientes	0,93		0,61		0,73	
Índice de asimetría del margen derecho (microcuenca)	61,98	%	19,69	%	53,96	%
Índice de asimetría del margen izquierdo (microcuenca)	38,01	%	80,31	%	46,04	%

Variables morfométricas	Abanico de San José de Oriente		Abanico del río Guatapurí		Abanico del río Jerez	
Área	60,38	km ²	154,51	km ²	30,99	km ²
Perímetro	39,07	km	55,98	km	28,53	km
pendiente promedio	4,94	%	1,14	%	0,48	%
longitud	14,82	km	15,40	km	10,61	km
Ancho	4,07	km	10,03	km	2,92	km
Perfiles (espesor aparente)	743	m	144	m	69,93	m

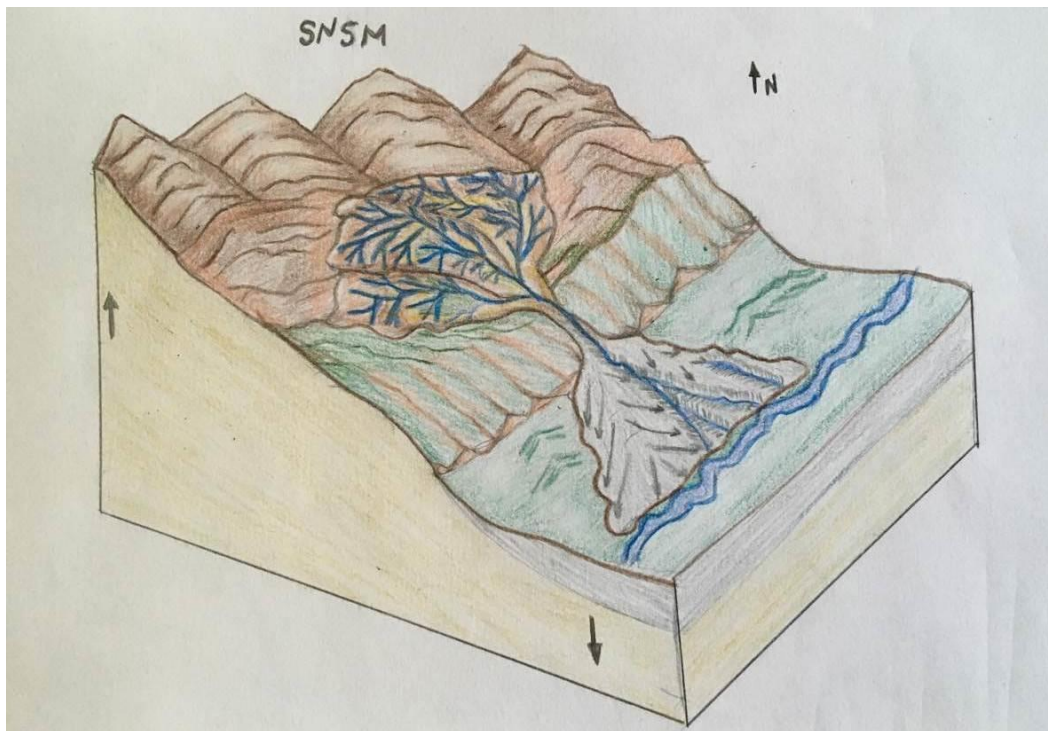
ANEXO 20: Bloque diagrama de la zona 1 (cabalgamiento)



ANEXO 21: Bloque diagrama del abanico aluvial (inclinación e incisión)



ANEXO 22: Bloque diagrama de la zona 2 (Basculamiento)



ANEXO 23: Bloque diagrama de la zona 3 (desplazamiento rumbodeslizante)

