

**ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS CÓMO HERRAMIENTA PARA LA
CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA DEL SISTEMA DE
FALLAS DE SOAPAGA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE CORRALES Y PESCA**

SERGIO MAURICIO MOLANO CÁRDENAS

MONICA DANIELA TORRES RODRÍGUEZ

UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA

FACULTAD SEDE SECCIONAL SOGAMOSO

ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

SOGAMOSO

2018

**ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS CÓMO HERRAMIENTA PARA LA
CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA DEL SISTEMA DE
FALLAS DE SOAPAGA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE CORRALES Y PESCA**

**SERGIO MAURICIO MOLANO CÁRDENAS
MONICA DANIELA TORRES RODRÍGUEZ**

**MONOGRAFÍA, MODALIDAD DE GRADO ELABORADO PARA OBTENER EL
TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO**

DIRECTORA

**ÁNGELA MARÍA LEGUIZAMÓN VEGA,
ING GEÓLOGA, MSc GEOCIENCIAS**

CODIRECTOR

**IVÁN RODRIGO PLATA ARANGO,
ING GEÓLOGO, MSc GEOMÁTICA**

UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA

FACULTAD SEDE SECCIONAL SOGAMOSO

ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

SOGAMOSO

2018

Agradecimientos

Agradecemos a la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, especialmente a la escuela de ingeniería geológica de la facultad seccional Sogamoso por permitirnos culminar con éxito esta etapa de nuestras vidas. Damos especiales gracias a nuestra directora Ángela María Leguizamón Vega por su compromiso en el desarrollo del proyecto, a nuestro codirector Iván Rodrigo Plata Arango por ayudarnos a profundizar en el tema de los índices geomorfológicos y su seguimiento durante todas las fases del proyecto; a nuestro asesor en geología estructural Pedro Alejandro Galindo Amaya por sus aportes al análisis morfoestructural y a Franck Audemard por su valiosa colaboración y observaciones en el enfoque neotectónico del proyecto.

Agradecemos además a los profesores de la universidad Oscar Javier García Cabrejo por su acompañamiento en la programación y ejecución del código usado en el cálculo de los índices, a German Herrera Salamanca por compartir su buena disposición al asesorarnos en la tecnología de SIG, y a Hector Antonio Fonseca Peralta por sus aportes a la fase de campo.

Finalmente agradecer a nuestros padres Mauricio Molano, Luxora Cárdenas, Ricardo Torres y Myriam Rodríguez por su apoyo incondicional.

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mi familia por su apoyo incondicional durante este proceso, a mis amigos por animarme a seguir, y a todos los que me ayudaron con su conocimiento para que este trabajo fuera una realidad.

Monica Torres

Quiero dedicar este proyecto a mis padres Mauricio y Luxora por su sacrificio y apoyo a lo largo de mi vida, y en especial durante el desarrollo de este proyecto por siempre creer en mí. A mi abuelita, a mis tíos y a mi prima por estar siempre dispuestos a ayudarme cuando más lo necesito, a mis hermanos Santiago y Diego por ser mi guía. A mis amigos por ser tan afables conmigo. A todas las personas que colaboraron directa o indirectamente para que pudiera culminar este trabajo de grado. A Dennys por su incondicionalidad y por enseñarme a sonreír en todo momento. Finalmente dedico este trabajo a Dios por permitirnos llegar hasta aquí poniendo a personas tan maravillosas en nuestro camino.

Sergio Molano

RESUMEN

El Sistema de Fallas de Soapaga es un conjunto de estructuras derivadas de la Falla de Bucaramanga, el cual corresponde a antiguas fallas normales que durante el levantamiento de la Cordillera Oriental en el Neógeno se invirtieron; con el objetivo de conocer la actividad neotectónica de dicho sistema en la región, se estudiaron sus expresiones geomorfológicas al igual que la morfología de los drenajes, para esto se utilizaron 7 índices geomorfológicos tales como Curva e Integral Hipsométrica (HI), Índice de Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF), Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF), Índice de Hack (SL), Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf), Radios de elongación-Formas de Cuenca (Re) y Perfiles de Franja.

Para el cálculo de los índices geomorfológicos, extraer e interpretar la red de drenajes, y, delimitar las subcuencas hidrográficas, fue necesario el análisis y procesamiento de imágenes satelitales y el modelo digital de elevación; en función de lo obtenido anteriormente e información geológica de la región, se trazaron 3 secciones estructurales y se realizó trabajo de campo con el objetivo de completar el estudio morfoestructural.

Según los resultados del Índice de Hack se observó que en la parte oriental de la zona de estudio se presentaron las anomalías más fuertes, las primeras coinciden con el basculamiento de depósitos fluviales y mixtos sobre el Río Tejar que se intersectan con la falla Vallados; las anomalías que se encuentran en la parte nororiental se presentaron sobre el sinclinal de Mongua donde el trazado de la falla Tópaga corta dicha estructura. El índice de sinuosidad de frente de montaña en la zona que corresponde al flanco occidental Firavitoba- Tibasosa se clasifica como un frente de montaña altamente activo, el cual está controlado por la falla de Soapaga y se puede evidenciar en el basculamiento del valle reflejado en el cauce del Río Chiquito, en este sector se encontró un depósito coluvial inclinado.

De forma general, para el análisis de la tectónica activa, los índices geomorfológicos funcionan como una herramienta útil y confiable, principalmente en el estudio morfoestructural de las deformaciones; no obstante en los valles de grandes extensiones presentan una baja susceptibilidad al momento de encontrar evidencias de levantamiento, siendo los índices mucho más precisos en sectores donde las tasas de levantamiento histórico han sido mayores.

ABSTRACT

The Soapaga Fault System is a set of derived structures from the Bucaramanga Fault, which corresponds to old normal faults that were inverted during the uplift of the Eastern Cordillera in the Neogene; with the objective to knowing the neotectonic activity of this system in the region, its geomorphological expressions were studied, as well as the drainage morphology, for this, 7 geomorphological indices are used as Curve and Hypsometric Integral (HI), Asymmetry factor (AF), Transverse Topographic Symmetry factor (TTSF), Hack Index (SL), Sinuosity of Mountain Front (Smf), Basin Elongation Ratio (Re) and swath profiles.

To calculate the geomorphological indices, extract and interpret of drainage network, and, delimit the hydrographic sub-basins, was necessary the analysis and processing of satellite images and the digital elevation model (DEM); based on what has been achieved previously and geological information of the region, 3 structural sections and field work were made in order to complete the morphostructural study of the region.

According to the results of the Hack Index, in the eastern of the study area the strongest anomalies were observed, the first one coincides with the tilting of fluvial and mixed deposits on the Tejar River that intersect with the Vallados fault; the anomalies that are in the northeastern part are presented on the Mongua syncline where the Tópaga fault cuts this structure. The sinuosity index of the mountain front in the area that corresponds to the western flank of Firavitoba-Tibasosa is classified as a highly active mountain front, which is controlled by the Soapaga fault and it can be seen in the tilting of the valley reflected in the Chiquito River channel, in this sector an inclined colluvial deposit was found.

In general, for the analysis of active tectonic, geomorphological indices work well as a useful and reliable tool, mainly in the morphostructural study of deformations; nevertheless, in large valleys they have a low susceptibility at moment of finding evidence of uplift, being these ones more precise in sectors where historical lifting rates have been higher.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	17
1. OBJETIVOS	19
1.1. Objetivo general.....	19
1.2. Objetivos específicos	19
2. CONTEXTO REGIONAL	20
2.1. Contexto Tectónico	20
2.2. Contexto Geológico	25
2.3. Contexto Morfotectónico	28
2.4. Contexto Sismológico	30
3. MARCO TEORÍCO	33
3.1. Índices geomorfológicos	33
3.2. Estado del arte (índices geomorfológicos).....	40
4. MATERIALES Y MÉTODOS	42
4.1. Datos	42
4.2. Metodología.....	42
4.2.1. Delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de la red de drenajes.....	43
4.2.2. Curva e integral hipsométrica (IH).....	45
4.2.3. Índice de Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF)	46
4.2.4. Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF).....	47
4.2.5. Índice de Hack (SL).....	48
4.2.6. Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf).....	49
4.2.7. Radios de elongación-Formas de cuenca (Re)	50
4.2.8. Perfiles Longitudinales (“Swath Profiles”).....	51
4.2.9. Fase de campo.....	51
5. ANÁLISIS DE RESULTADOS	53
5.1. Análisis geomorfológico cualitativo.	53
5.2. Análisis geomorfológico cuantitativo, índices geomorfológicos.	64
5.2.1. Asimetría de la Cuenca (AF)	64

5.2.2.	Radios de elongación/Formas de cuenca (Re)	66
5.2.3.	Curva e Integral Hipsométrica (HI).....	69
5.2.4.	Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf).....	75
5.2.5.	Índice de Hack (SL).....	78
5.2.6.	Perfiles Longitudinales (Swath Profiles).....	96
5.2.7.	Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF).....	101
5.3.	Análisis geológico estructural.....	104
5.3.1.	Análisis de lineamientos.....	104
5.3.2.	Análisis de las secciones estructurales	106
5.4.	Análisis de deformaciones cuaternarias	112
5.4.1.	Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo- Sector Tibasosa.....	112
5.4.2.	Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo-Sector Cerrito	114
5.4.3.	Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo, Sector Vallados-Río Tejar 115	
5.4.4.	Terrazas fluviales-Unidad cuaternario antiguo-Sector Corrales	117
6.	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	120
7.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	125
7.1.	Conclusiones	125
7.2.	Recomendaciones	128
8.	BIBLIOGRAFÍA	129

FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. A. Esquema General de la Tectónica Colombia. B. Mapa ubicación zona de estudio (Modificado de Oviedo Reyes, 2015).....	20
Figura 2. Modelo secuencial del desarrollo tectónico regional para la Cordillera Oriental, Valle Medio del Magdalena y la Cuenca Llanos (Modificado de Cooper, et al., 1995).....	21
Figura 3. Configuración geológica de los anticlinales Arcabuco-Guantiva y Floresta con las fallas de Soapaga y Boyacá. (Modificado de Kammer & Sanchez, 2006).	23
Figura 4. Esquema de las fallas Soapaga, Chaguacá y Boyacá (Modificado de Velandia, 2005).....	24
Figura 5. <i>Mapa geológico del área de estudio sobre una imagen sombreada del relieve (Modificado de Reyes Chitarro, 1990; Servicio Geológico Colombiano, 2001).</i>	26
Figura 6. Sismos reportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 2017.	32
Figura 7. Calculo de la curva hipsométrica y su interpretación (Tomado de Shahzad & Gloaguen, 2011).....	34
Figura 8. Respuesta del drenaje principal al levantamiento a lo largo de una falla migrando lateralmente (Tomado de Keller y Pinter, 2002).....	35
Figura 9. Ejemplo de cálculo del Factor transversal de simetría topográfica (TTSF) para el Río Anebá, Amazonas (Tomado de Ibanez, Riccomini, & Pellon de Miranda, 2014).....	36
Figura 10. Parámetros utilizados para el cálculo del índice de Hack (Tomado de Hack, 1973).....	37
Figura 11. Frente de montaña tectónicamente activo asociado con una falla oblicua lateral-derecha en el Desierto central Mojave de California. (Tomado de Bull, 2007).	38
Figura 12. Calculo de los radios de elongación R_e sobre cuencas. (Tomado de Oviedo Reyes, 2015).	39
Figura 13. Esquema metodológico usado durante la elaboración de este trabajo.	43
Figura 14. Esquema del proceso para la delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de drenajes.	43
Figura 15. Imágenes antes y después de la corrección manual A. Delimitación de las cuencas; B. Detalle de los drenajes.	44
Figura 16. Esquema del proceso para el cálculo de la curva e integral hipsométrica.	45
Figura 17. Esquema del proceso para el cálculo de asimetría de la cuenca.....	46

Figura 18. Esquema del proceso para el cálculo del factor transversal de simetría topográfica.	47
Figura 19. Esquema del proceso para el cálculo del índice de Hack.	48
Figura 20. Esquema del proceso para el cálculo de sinuosidad de frente de montaña.	49
Figura 21. Esquema del proceso para el cálculo de radios de elongación.	50
Figura 22. Diagrama de las fórmulas utilizadas para calcular Re o índice adimensional de circularidad.	50
Figura 23. Esquema del proceso para la elaboración de perfiles de franja.	51
Figura 24. Esquema del proceso de la fase de campo, con el fin de encontrar evidencias de tectonismo reciente.	52
Figura 25. Regiones de drenajes definidas a partir de las subcuencas hidrográficas, el patrón y la densidad de corrientes en la zona de estudio.	53
Figura 26. Patrón de drenaje radial formado por tributarios del Río Calicanto, asociado al cierre de una estructura de plegamiento (Anticlinal Balcones) (Imagen satelital tomada de Google, 2017).	56
Figura 27. Fuertes cambios en la dirección de drenajes de las cuencas 14 y 8 (Imágenes satelitales tomadas de Google, 2017).	57
Figura 28. Fuertes cambios en la dirección de los drenajes principales de las cuencas 9 y 11 (Imágenes satelitales tomadas de Microsoft, 2017).	58
Figura 29. Anomalías en la red de drenaje por efecto de la Falla Monguí con un patrón de drenaje en rastrillo (elipses naranjas) a lo largo del labio levantado de la falla.	60
Figura 30. Trazado de la Falla Soapaga que produce anomalías sobre la red de drenaje, un patrón de drenaje en rastrillo (elipse naranja), y un claro control estructural sobre los drenajes que bordean el piedemonte (elipse roja).	61
Figura 31. Trazado de la Falla Divaquía que produce anomalías sobre la red de drenaje, un patrón de drenaje en rastrillo (elipse naranja), y un cambio fuerte en el patrón de drenajes efecto de levantamiento de rocas jurásicas de la Formación Girón (elipse verde).	62
Figura 32. Mapa de distribución de la asimetría de la cuenca (AF) y principales estructuras de la zona de estudio.	66
Figura 33. Mapa de distribución del índice de circularidad o formas de cuenca (Re) y principales fallas de la zona de estudio.	68
Figura 34. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región occidental de la zona de estudio. Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.	71
Figura 35. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región oriental de la zona de estudio.	71
Figura 36. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región occidental de la zona de estudio.	72

Figura 37. Mapa de distribución de la madurez geomorfológica de las subcuencas, mostrando los valores de la integral hipsométrica (HI) y las principales estructuras de la zona de estudio.....	73
Figura 38. Mapa de la ubicación espacial de los 13 tramos de valle utilizados para el cálculo de la sinuosidad del frente de montaña.	76
Figura 39. Mapa de distribución SL (Índice de Hack) y principales estructuras en la zona de estudio.....	80
Figura 40. Mapa de distribución SL (Índice de Hack) a lo largo de los cauces de los drenajes seleccionados, superpuesto sobre un mapa geológico del área de estudio.	81
Figura 41. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 5 (Quebrada Sonosi). B. Corriente No 6 (Quebrada el Hoyo). .	82
Figura 42. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 13 (Quebrada La Cachorrera). B. Corriente No 14 (Quebrada el Hatillo-Río Monquirá).....	83
Figura 43. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 15 (Río Calicanto). B. Corriente No 16 (Quebrada Tejar).....	84
Figura 44. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 17 (Río Gámeza-Río Chicamocha). B. Corriente No 16 (Quebrada el Turmal).....	85
Figura 45. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 17 (Quebrada Colorados-Quebrada Canelas). B. Corriente No 16 (Quebrada el Cazadero).	86
Figura 46. Índice SL y perfil longitudinal de la corriente No 11 (Río Chicamocha).	88
Figura 47. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 9 (Río Chiquito). B. Corriente No 10 (Quebrada la Despensa). .	89
Figura 48. Índice SL y perfil longitudinal de la Corriente No 20 (Quebrada Guasquin).	90
Figura 49. Índice SL y perfil longitudinal de la Corriente No 2 (Quebrada Los Frailes).	90
Figura 50. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 23 (Quebrada Aika). B. Corriente No 24 (Quebrada Malsitio). .	91
Figura 51. Fotografías del sector asociado a la anomalía del índice SL en el Río Calicanto.....	93
Figura 52. Fotografías del sector asociado a la anomalía del índice SL en la Quebrada el Cazadero.....	94
Figura 53. Fotografía del valle del Río Gámeza, donde se evidencian cuevas escalonadas y plegamientos en rocas de la Formación Arenisca Tierna (Ksgt)....	95
Figura 54. Fotografía del sector asociado a la anomalía del índice SL en la Quebrada Aika.....	96

Figura 55. Mapa de ubicación de los perfiles topográficos de franja (Swath Profiles) y principales fallas en la zona de estudio.....	98
Figura 56. Perfil topográfico de franja A-A´ localizado al norte del área de estudio.	99
Figura 57. Perfil topográfico de franja B-B´ localizado en la parte central del área de estudio.	99
Figura 58. Perfil topográfico de franja C-C´ localizado en al sur área de estudio.	100
Figura 59. Perfil topográfico de franja D-D´ de orientación NNE-SSW localizado al este de la Falla Soapaga en las cadenas montañosas y serranías de la sección oriental del área de estudio.....	100
Figura 60. Gráficos de rosa resultantes de los vectores de desplazamiento de las corrientes principales con respecto a las líneas medias de cada una de las subcuencas; y distribución espacial del valor del índice TTSF promedio para cada subcuenca de drenajes.	102
Figura 61. Resultados del procesamiento de lineamientos extraído de las imágenes de Radar.	104
Figura 62. Mapa de las principales estructuras del área de estudio, incluyendo fallas plegamientos y lineamientos geológicos.....	105
Figura 63. Localización de las secciones estructurales, sobre un mapa geológico generalizado del área de estudio.	107
Figura 64. Sección estructural A-Á, localizado entre los municipios de Corrales y Gámeza.	108
Figura 65. Secciones estructurales B-B' y C-C'; el corte B-B' se localiza entre los municipios de Busbanza y Monguí, el corte C-C' se localiza entre los municipios de Firavitoba y Tota.	109
Figura 66. Basculamiento registrado en el depósito coluvial, perteneciente a la Unidad de Cuaternario Antiguo, afectado por la Falla Soapaga, en la vía Sogamoso-Tibasosa.	113
Figura 67. Falla normal en la parte superior del depósito cuaternario, y cambio en la inclinación y uniformidad de los clastos.	114
Figura 68. Basculamiento observado en la capa arcillosa de la parte inferior del cuaternario aluvial antiguo en el sector El Cerrito, se presenta una estructura de canal de varios metros de longitud, en la parte superior.....	115
Figura 69. Inclinación aproximada de 20° siguiendo el eje de mayor longitud de los clastos pertenecientes al depósito coluvio-aluvial del Río Tejar.	116
Figura 70. Posible basculamiento y horizontalización del depósito cuaternario coluvio-aluvial, en la parte superior rocas más angulosas y mucho más grandes respecto a la parte inferior.	117
Figura 71. Niveles de terrazas fluviales suprayaciendo los estratos verticalizados de formación Guaduas.....	118

Figura 72. Valle del Río Chicamocha, resalta la falta de niveles de terrazas del río en su margen oriental, esto probablemente atribuido a la acción de la Falla Corrales.

..... 119

TABLAS

Tabla 1. Registro sísmico reportado entre 1993 y 2017 en la Red Sismológica Nacional de Colombia (Servicio Geológico Colombiano, 2017).	31
Tabla 2. Clasificación de la simetría de la cuenca en función del valor absoluto del índice AF (Pérez-Peña, et al., 2010).	64
Tabla 3. Resultados del índice de asimetría (AF) e índice normalizado en su valor absoluto menos 50 para las 15 subcuencas catalogadas en la región de drenaje a la que pertenecen.	65
Tabla 4. Clasificación de la forma de las cuencas en función de los radios de elongación (Re) (Bhat, et al., 2013).	67
Tabla 5. Radios de elongación (Re) para las 15 subcuencas del área de estudio y las respectivas categorías aplicadas.	67
Tabla 6. Clasificación del grado de madurez geomorfológica de las cuencas en función de la integral hipsométrica (HI) (Ahmed & Rao, 2016).	70
Tabla 7. Resultados de la Integral Hipsométrica (HI) para las 15 subcuencas del área de estudio y su grado de madurez geomorfológica correspondiente.	70
Tabla 8. Clasificación de la actividad tectónica en función de la sinuosidad del frente de montaña (Bull W. , 2009).	75
Tabla 9. Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (Smf) y las respectivas categorías para cada tramo aplicadas.	77

INTRODUCCIÓN

La neotectónica es el estudio de los eventos tectónicos jóvenes, que han ocurrido o siguen ocurriendo en una región dada después de su orogenia final o su última reorganización tectónica significativa. Los eventos neotectónicos están estrictamente relacionados con la configuración y evolución de la topografía actual (Pavlides, 1989); donde la evaluación de los eventos se puede llevar a cabo mediante la identificación de la deformación en depósitos cuaternarios, y estudios morfoestructurales que permitan identificar los patrones de deformación. En regiones donde no se cuenta con información detallada sobre los depósitos cuaternarios, la geomorfología tectónica es una disciplina que provee información sobre los rasgos del relieve cuya génesis depende de procesos tectónicos (Tazas de levantamiento, tasas de erosión, saltos de falla, etc.) (Burbank & Anderson, 2001; Keller & Pinter, 2002; Bull, 2007).

La tectónica activa en zonas de cordillera puede ser vista como el resultado de la interacción entre el levantamiento de la roca y los procesos erosivos (Pérez Peña, 2009), donde el patrón de drenajes y la morfología de los canales aluviales pueden proveer información sobre las tasas de movimientos verticales (Schumm, 1986). Los índices geomorfológicos que cuantifican los parámetros topográficos y las características morfométricas de las cuencas de drenaje pueden proveer un medio eficaz en la evaluación del neotectonismo (Keller & Pinter, 2002). Los índices geomorfológicos son, además, herramientas de bajo costo que pueden calcularse en software basado en sistemas de información geográfica como ArcGIS o ser programados en lenguajes de programación como R.

Este trabajo tiene como objetivo evaluar la actividad tectónica de un sector del eje axial de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos. La configuración tectónica actual de la Cordillera Oriental obedece a la interacción entre las Placas Nazca, Caribe y Sudamericana. La parte septentrional de la Cordillera Oriental está sujeta a cinco fallas inversas principales entre las cuales se encuentra el Sistema de Fallas de Soapaga. El término sistema de fallas de Soapaga es utilizado por Saylor, et al. (2012) para referirse a un sistema de fallas con rumbo suroeste - noreste localizadas en el eje de la Cordillera Oriental, conformada por tres fallas principales: Falla Duga, Falla Divaquia y Falla Soapaga.

La Falla Soapaga se extiende desde el extremo meridional de la falla rumbo sinistral de Bucaramanga, hasta el valle del río Pesca (Toro, 1990; Kammer, 1996). Esta falla relacionada con el basamento corresponde a una estructura de Rift Mesozoica y es inferida por Cooper, et al. (1995) y Kammer & Sanchez (2006) como

una falla inversa que ha sido reactivada en el Neógeno, asociada estructuralmente a la Falla Boyacá. Montes & Vergara (2000) catalogan la falla como una estructura potencialmente activa por algunos indicadores como fracturamiento de cantos, corrientes controladas y basculamientos de la Formación Tilatá.

Algunos de los asentamientos poblacionales más grandes localizados sobre el trazado de la Falla Soapaga corresponden a los municipios de Corrales, Sogamoso y Firavitoba; en este sector existe actividad sísmica asociada a esta falla, la cual se evidencia en el Archivo General de la Nación Colombiana donde los registros históricos acerca de la región de Sogamoso señalan daños causados por el terremoto del 16 de Enero de 1644, así mismo notifica sobre un terremoto ocurrido el 3 de Abril de 1646 de intensidad VIII (Escala de Mercalli), reportado con una magnitud entre 6 y 6.5 (Escala de Richter) (Velandia, 2005). Sismos más recientes registrados por la Red Sismológica Nacional, muestran una magnitud de hasta 4.4 (Escala de Richter) localizados en sectores aledaños al Municipio de Firavitoba.

Para la evaluación de la actividad neotectónica en este sector, se extrajeron parámetros morfométricos y topográficos en el área de interés, utilizando un Modelo Digital de Elevación de 30 m; los parámetros extraídos son cuantificados en 7 índices geomorfológicos: La Asimetría de la Cuenca (AF), los Radios de Elongación/ Formas de Cuenca (Re), la Cuerva e Integral Hipsométrica (IH), la Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf), el Índice de Hack (SL), el Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) y Perfiles Longitudinales (“Swath Profiles”); esto se combina con un análisis cualitativo de la red de drenajes, procesamiento de lineamientos geológicos, perfiles estructurales y trabajo de campo para determinar las zonas activas asociadas al Sistema de Fallas de Soapaga.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivo general

- Utilizar índices geomorfológicos para la caracterización la actividad neotectónica del Sistema de Fallas de Soapaga entre los municipios de Corrales y Pesca.

1.2. Objetivos específicos

- Realizar el análisis morfométrico de la red de drenaje del área de estudio.
- Establecer los principales rasgos morfotectónicos en las cuencas hidrográficas.
- Integrar el análisis morfométrico y rasgos morfotectónicos con la información geológica para evaluar la existencia de actividad neotectónica relativa

2. CONTEXTO REGIONAL

2.1. Contexto Tectónico

Los Andes de Colombia, Venezuela, y Ecuador representan la terminación septentrional del Cinturón Andino, el cual se extiende por más de 9000 km a lo largo del margen occidental de Suramérica (Mégard, 1987). La deformación intracontinental en la parte septentrional de los Andes es el resultado de la interacción compleja entre tres placas litosféricas (Placas Nazca, Caribe y Sudamericana) (Freymueller, et al., 1993).

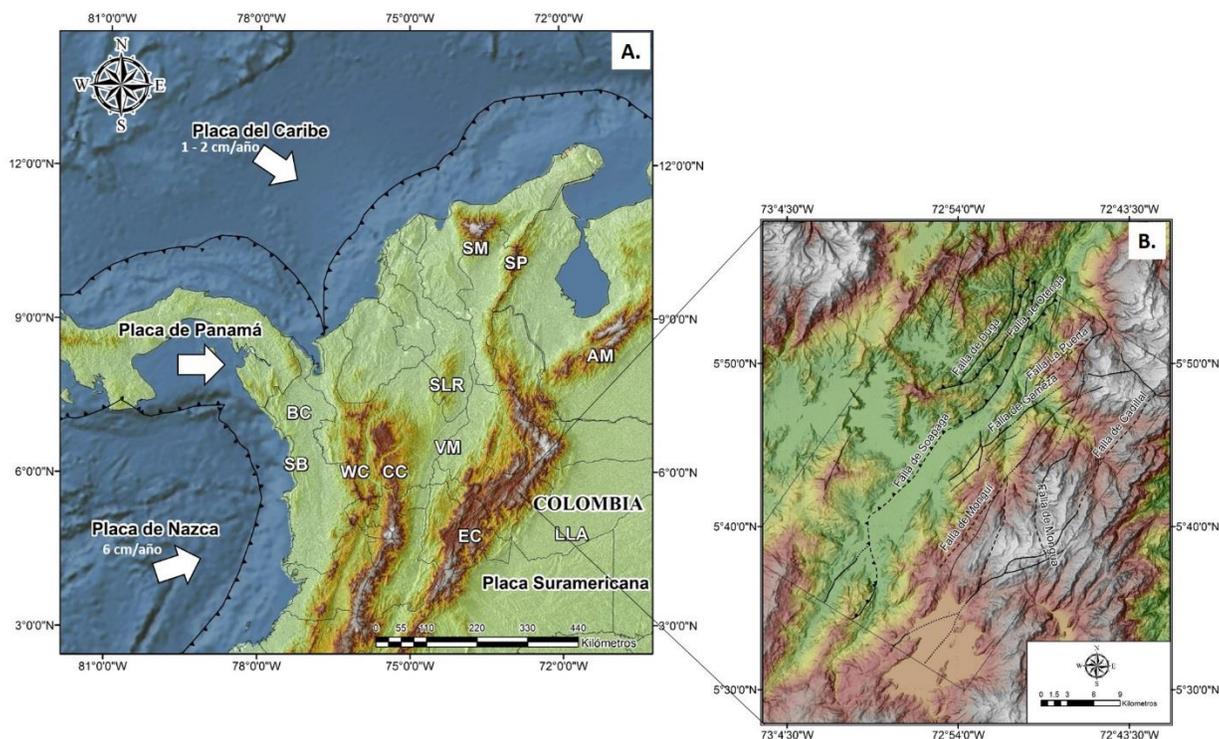


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. A. Esquema General de la Tectónica Colombia, BC = Bloque Chocó, WC = Cordillera Occidental, CC = Cordillera Central, EC = Cordillera Oriental, LLA = Llanos Orientales, AM = Andes de Mérida, SLR = Serranía de San Lucas, SM = Sierra Nevada de Santa Marta, SB = Serranía del Baudó, SP = Serranía del Perijá, VM = Valle del Magdalena. B. Mapa ubicación zona de estudio (Modificado de Oviedo Reyes, 2015).

La Cordillera Oriental de Colombia es un cinturón orogénico intracontinental con tendencia N-NE extendiéndose por 750 km del Ecuador hasta el borde venezolano, está localizada en la parte oriental del norte de los Andes, donde se eleva abruptamente sobre las tierras bajas del Cratón Suramericano. La altura media de

la cadena montañosa es cercana a los 3000 m (Altiplano Cundiboyacense), con cumbres que alcanzan los 5500 m (Taboada, et al., 2000; Sarmiento Rojas, 2001).

La Cordillera Oriental hace parte del ramal oriental de los Andes colombianos (Sarmiento, 2001), la cual es una cadena intracratónica derivada de la inversión de un sistema de Rift Neocomiano (Colletta, et al., 1990; Casero, et al., 1997; Tesón, et al., 2013). Durante el mesozoico el área de la Cordillera Oriental fue una cuenca extensional (Sarmiento, 2001) y durante el Neógeno existe un acuerdo general de que la cuenca extensional mesozoica se ha invertido, deformado y levantado para formar la Cordillera Oriental (Cooper, et al., 1995).

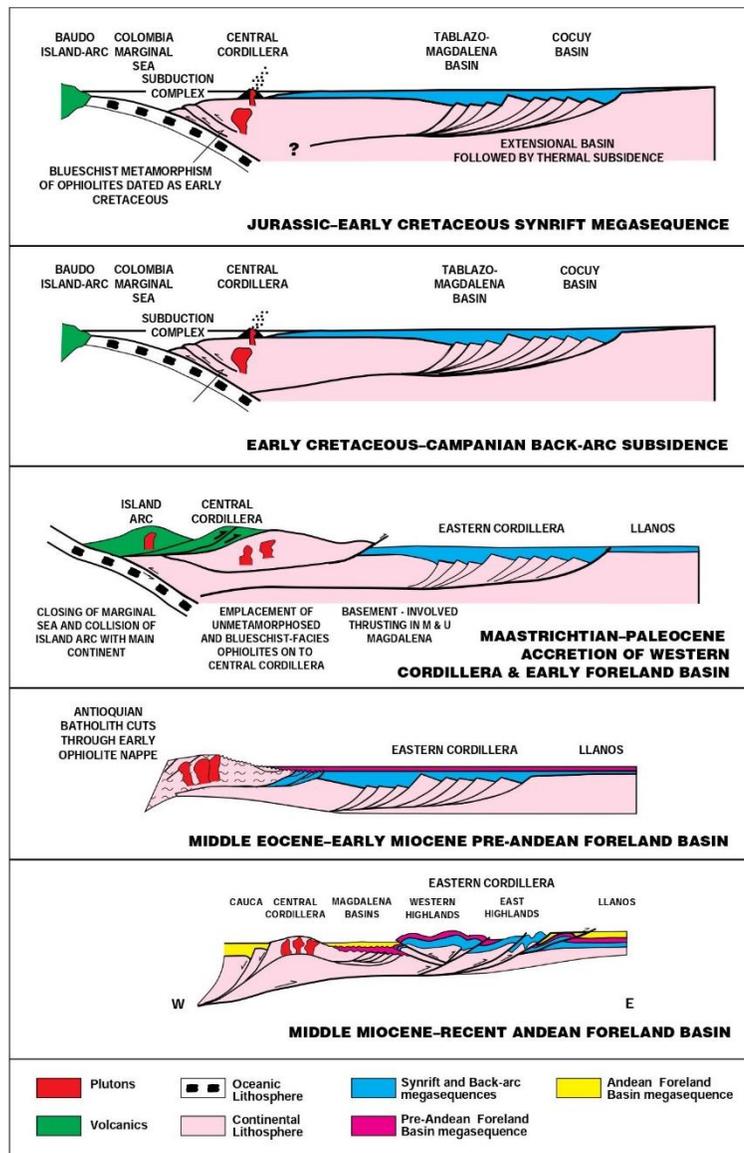


Figura 2. Modelo secuencial del desarrollo tectónico regional para la Cordillera Oriental, Valle Medio del Magdalena y la Cuenca Llanos (Modificado de Cooper, et al., 1995).

No obstante, existen sucesos de deformación anteriores al Neógeno que han sido documentados, como por ejemplo en el área del Macizo de Floresta datos termocronológicos y de proveniencia sustentan deformación Eocena asociada al movimiento inicial de la Falla Soapaga (Parra, et al., 2009; Saylor, et al., 2009).

El norte de la Cordillera Oriental está dominado por seis bloques delimitados por fallas inversas. De oeste a este, las principales fallas orientadas hacia el oriente incluyen las fallas de Boyacá, Soapaga-Pesca, Pajarito, Guaicaramo y Yopal. Las fallas inversas Soapaga-Pesca y Boyacá se extienden desde el extremo meridional de la falla rumbo sinistral de Bucaramanga (Toro, 1990; Kammer, 1996). Estas fallas relacionados con el basamento se originaron como estructuras de Rift Mesozoico las cuales se acomodaron en una extensión este-oeste (Kammer & Sánchez, 2006) y son inferidas como fallas inversas que han sido reactivadas en el Neógeno (Cooper, et al., 1995; Kammer & Sanchez, 2006).

La reactivación Neógena de las fallas de Boyacá y Soapaga dio origen a pliegues abiertos en sus bloques colgantes, los cuales exponen las estructuras heredadas en detalle. Los fósiles deformados indican un acortamiento que no excede el 10% en sus flancos moderadamente inclinados (Kammer, 1996), por lo que actualmente el marco tectónico es el más válido para las consideraciones paleotectónicas. El anticlinal asimétrico de Floresta en el bloque colgante de la Falla Soapaga muestra un flanco oriental vertical volcado y expone unidades sedimentarias del Devónico, así como también un basamento metasedimentario de bajo grado en su núcleo. Las “*redbeds*” jurásicas de la Formación Girón suprayacen el basamento pre-mesozoico en ambos flancos, mostrando una cuña pronunciada con espesores que van desde unos pocos metros cerca de su pinchamiento occidental bajo la cubierta del Cretácico a más de 500 m de la Falla Soapaga que los delimita al este. Por lo tanto la Falla Soapaga tuvo una dirección W en su plano de falla. En Nobsa, el anticlinal de Floresta termina en una estructura periclinal ya que la Falla Soapaga asume una tendencia E-W (Kammer & Sánchez, 2006).

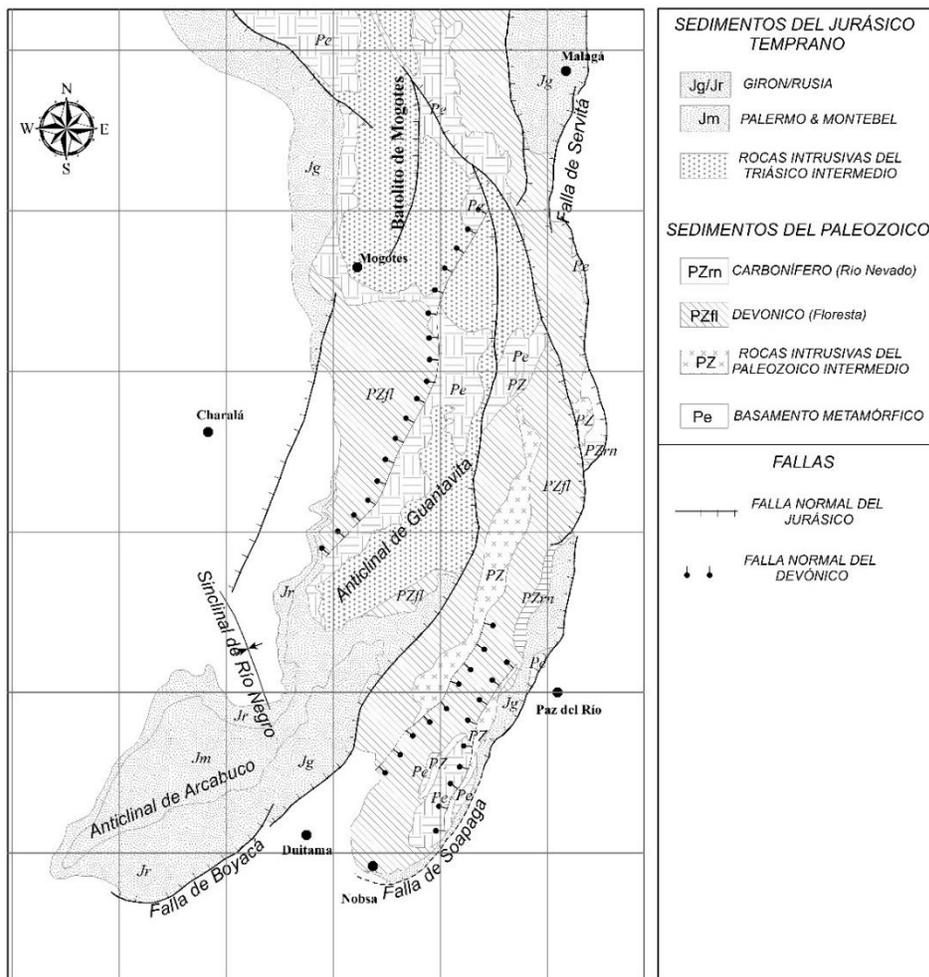


Figura 3. Configuración geológica de los anticlinales Arcabuco-Guantiva y Floresta con las fallas de Soapaga y Boyacá. Se identifica la Falla Soapaga como una falla normal durante el Jurásico, cuya inversión en el Neógeno la transforma en una falla de tipo inverso (Modificado de Kammer & Sanchez, 2006).

Kammer & Sanchez (2006) interpretaron la Falla Soapaga como otra falla normal invertida asociada estructuralmente con la Falla Boyacá. Cooper, et al., (1995) determinó esta región como un simple bloque tectónico inclinado al oeste que está delimitado en el lado occidental por la Falla Boyacá y en el lado oriental por la Falla Guaicaramo.

El Macizo de Floresta según Velandia (2005) presenta en parte una estructura duplex resultado de la contracción en un sector de salto lateral a la derecha, en la prolongación sur del movimiento sinistral de la Falla Bucaramanga; a partir de dicha estructura la Falla Soapaga continua con dirección al SW y se relacionan características geomorfológicas como lo son las cuencas donde se ubican los

municipios principales cerca de su trazado, así como también los lomos conformados por la interacción de sus segmentos en Riedel. Hacia el sur la Falla Soapaga, además de su comportamiento como estructura inversa (cabalgamientos cerca de Firavitoba y Pesca), presenta movimientos transcurrentes en forma dextral, en cuyo caso la depresión de Sogamoso (alargada y en forma de S) sería una cuenca de tracción originada por una curva de relajamiento. El cambio de movimiento dextral a sinistral de la Falla Soapaga se localizaría en el área de Corrales, aproximadamente a una latitud de $5^{\circ}50'$, ya que hacia el norte de esta localidad, se aprecia otro pliegue oblicuo al trazo principal (Ulloa, et al., 1998), pero indica un movimiento lateral izquierdo de la falla. Sin embargo, por datos de microtectónica de Kammer (1999), este cambio podría localizarse cerca de $5^{\circ}55'$, ya que a esta latitud aún infiere movimientos dextrales, que reconoce como menos evidentes que los sinistral relacionados con la Falla Bucaramanga más al norte (Velandia, 2005).

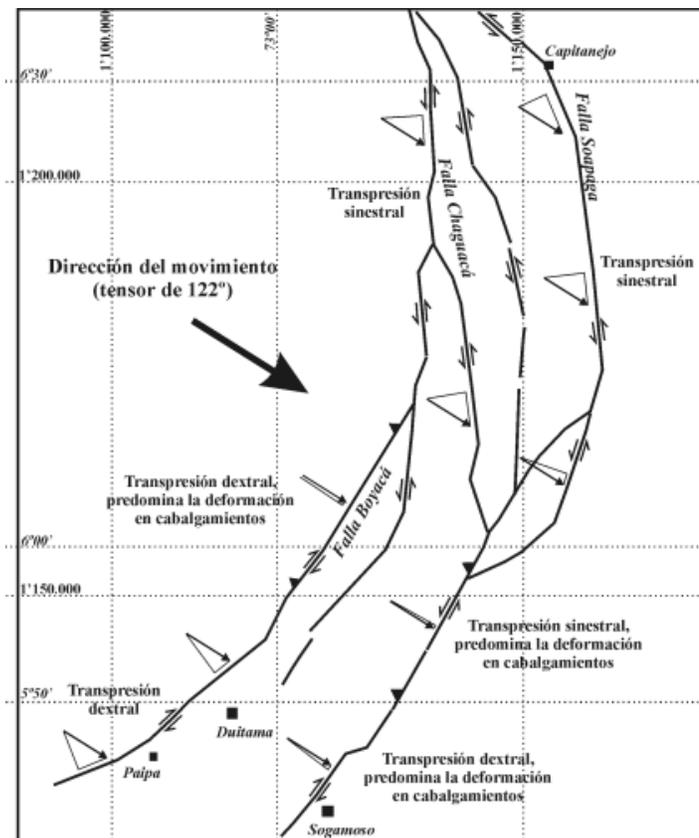


Figura 4. Esquema de las fallas Soapaga, Chaguacá y Boyacá con ilustración de la correspondencia de la dirección de movimiento por un tensor compresivo de 122° con la Interpretación de la estructura duplex por combinación de movimientos verticales y transcurrentes (Modificado de Velandia, 2005).

2.2. Contexto Geológico

En la zona de estudio afloran rocas cuyas edades oscilan entre el Precámbrico y el Cenozoico. Las rocas del Paleozoico y parte basal del Mesozoico (Triásico, Jurásico), forman propiamente el Macizo de Floresta y las del Mesozoico medio y superior y las del Cenozoico, constituyen las rocas que circundan el macizo con afloramientos al sur, este y oeste (ANH, 2006).

Hacia la parte noroccidental del área de estudio, en los municipios de Floresta y Otengá afloran rocas del Paleozoico, las cuales hacen parte del Macizo de Floresta, y están conformadas por metamorfitas agrupadas en esquistos y filitas que han sufrido un metamorfismo regional, y un pequeño afloramiento de ortogneis como la roca más antigua del área; y por rocas intrusivas que constituyen stocks Paleozoicos. Dentro del Paleozoico se presentan también rocas de las formaciones Tíbet (Dt), Floresta (Df) y Cucho (Cc) que forman el cuerpo principal que da el nombre al Macizo (ANH, 2006); hacia la parte oriental del Macizo la Falla Duga pone en contacto rocas del Devónico como la Formación Tíbet y el Stock de Otengá con las rocas del Jurásico de la Formación Girón, la cual hace parte de esta secuencia post-orogénica y cierra un ciclo importante en la evolución geológica del territorio colombiano (Reyes, 1984).

Suprayaciendo la serie anterior afloran las formaciones Tibasosa (Kit) y Une (Kiu) del Cretáceo Inferior y Medio, que son exclusivamente de origen marino, llegando a alcanzar los 1.600 m de espesor. En la parte central, la Falla Soapaga separa dos regiones con estilo morfoestructural muy diferente, (Reyes, 1984) esta falla inversa pone en contacto las rocas del Cretáceo Inferior y Medio con las rocas del Cenozoico las cuales son preferentemente continentales, tienen una potencia de cerca de 2.000 m y están representadas por las formaciones Socha Inferior (Areniscas de Socha, Pgars), Socha Superior (Arcillolitas de Socha, Pgas), Picacho (Pgp) y Concentración (Pgc) (Reyes, 1984).

Hacia la parte oriental de la Falla Soapaga se observa una estrecha estructura anticlinal (Anticlinal de San Antonio) el cual está constituido por las formaciones: Chipaque, Plaeners, Los Pinos, Arenisca Tierna y Guaduas (Transición Cretácico-Paleógeno) luego afloran de nuevo las formaciones del Cenozoico (Paleógeno/Neógeno) las cuales se presentan replegadas y falladas (ANH, 2006). En la parte suroriental se encuentra el anticlinal de Chorrera en cuyo eje aflora la Formación Chipaque y expone rocas de las formaciones correspondientes a la serie del Cretáceo Superior (Servicio Geológico Colombiano, 2001).

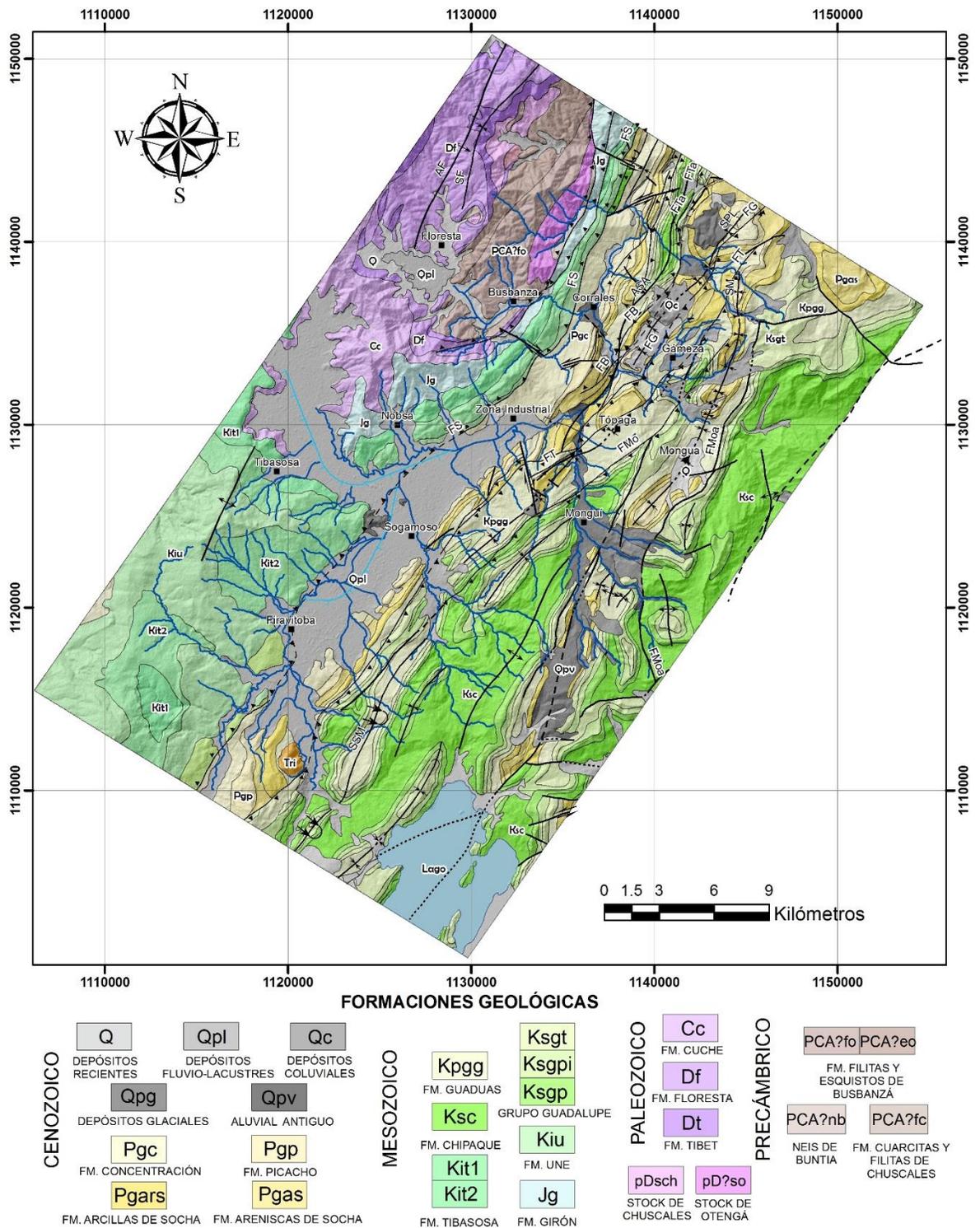


Figura 5. Mapa geológico del área de estudio sobre una imagen sombreada del relieve. **ASA=** Anticlinal de San Antonio, **SPL=** Sinclinal La Puerta, **SM=** Sinclinal Mongua, **SSM=**

Sinclinal de San Miguel, SF= Sinclinal de Floresta, AF= Anticlinal de Floresta, FS= Falla Soapaga, FMo= Falla Monguí, FT= Falla Tópaga, FTa= Falla Tasco, FG= Falla Gámeza, FMoa= Falla Mongua, FB= Falla El Bujío (Modificado de Reyes Chitarro, 1990; Servicio Geológico Colombiano, 2001).

Los depósitos constituidos por conglomerados aluviales de gran espesor pueden observarse en varios sitios del altiplano. Al occidente de Sogamoso (Cerro La Cruz) el conglomerado presenta elementos de dimensiones variables, pero con mayor frecuencia entre 20 y 30 cm. Los cantos son prácticamente en su totalidad de arenisca proveniente de las formaciones cretáceas. El Cerrito, montículo situado al noroeste de Sogamoso, es un remanente aislado del mismo conglomerado. En todos los afloramientos los conglomerados se presentan con cierto grado de cementación, que los hace un poco más resistentes a la erosión respecto a los demás terrenos aluviales, los Depósitos fluvio-lacustres de las zonas planas del valle Iza-Sogamoso corresponde a cuencas de antiguos lagos, cuya evolución ha sido bastante compleja. Periodos de desecación, alternaron con largos episodios lacustres, fenómeno que está ligado a la situación de la barrera natural que representaba el agua y al grado de colmatación de las cuencas. La parte superior de los sedimentos lacustres o fluvio-lacustres se puede observar en el sector terminal del valle de Sogamoso, donde la acción erosiva del río Chicamocha la ha puesto al descubierto (Reyes Chitarro, 1990).

Depósitos glaciales cubren extensos sectores por encima de los 3.200 m sobre el nivel del mar. Las morrenas pertenecientes a los glaciares que ocuparon los páramos están constituidas de bloques aislados de rocas duras, contenidos en arcillas limosas grises y amarillas. Estos materiales se encuentran en muchos casos a cotas más bajas por efecto de sucesivos deslizamientos, lo que condujo a la formación de terrenos mixtos (Reyes Chitarro, 1990).

Los Depósitos post-glaciales consisten en depósitos lacustres, fluviales, coluviales y suelos. Las arcillas amarillentas de la parte superior de la formación fluvio-lacustre de Sogamoso, están separadas de las arcillas azulosas würmianas por una superficie de erosión local, ya que existió un episodio fluvial entre las dos. Se deduce que los eventos postglaciales se iniciaron con la desecación del lago por erosión del umbral y luego siguió la instauración de un régimen fluvial importante. Posteriormente una nueva obturación del umbral (cono aluvial del Río Monguí) provocó la inundación del valle. La última incisión del umbral causada por el Río Chicamocha produjo la desecación actual del altiplano. Los depósitos coluviales cubren la mayoría de las laderas de los valles, formando los respectivos taludes. En

muchos casos son terrenos mixtos coluviales con morrénicos o con aluviales, por causa de sucesivos deslizamientos de masas (Reyes Chitarro, 1990).

2.3. Contexto Morfotectónico

Las fallas de Soapaga y Boyacá son ramificaciones de un tramo rectilíneo de la Falla Bucaramanga que forman fallas de expresión conspicua con estructura de cola de caballo. Las dos fallas limitan cuencas de rift rellenas de fanglomerados rojos (Estas sucesiones de fanglomerados incluyen desde depósitos de llanura de inundación hasta depósitos de canales), los cuales muestran la geometría de cuña de un sistema deposicional asociado a rift (Kammer & Sanchez, 2006).

En el valle de Sogamoso la Falla Soapaga lleva una dirección NE-SW y entre Corrales y Paz de Río adquiere el rumbo NNE-SSW (Reyes, 1984), con ángulo incierto, pero asumiéndose buzamientos de 60° a subverticales para el plano de falla (Kammer, 1996; Cardozo & Zúñiga, 1994). Según Rodríguez, Hernández, & Kammer (2009) a partir de correlaciones espectrales de anomalías gravimétricas y magnéticas se corroboró la Falla Soapaga como una estructura inversa de alto ángulo (acorde con el modelo de evolución de la cordillera oriental).

Esta gran falla separa dos regiones con estilo morfoestructural muy diferente y es evidente su influencia en las facies de los depósitos sedimentarios por lo menos durante el Cenozoico; en términos generales, hay que considerar dos distintas provincias tectónicas en la región: El Macizo de Floresta (que corresponde a una zona compleja levantada) y la Cobertera Plegada (formada por la serie sedimentaria neocretácico- cenozoica) (Reyes, 1984).

El Macizo de Floresta constituye una unidad alargada en la dirección NNE-SSW, se puede dividir en tres unidades tectónicas principales: La unidad predevónica (compuesta de rocas metamórficas intensamente deformadas), La unidad del paleozoico Superior (constituida por las formaciones Floresta (Df) y cuche (Cc) , fue deformada en una fase orogénica al final del Paleozoico con plegamientos de tipo concéntrico) y la unidad eocretácica (comprende los estratos del Cretáceo inferior, afectada por pliegues amplios como el anticlinal de Tibasosa-Floresta) (Reyes, 1984).

La Cobertera Plegada corresponde a toda la faja de terrenos inmediatamente al oriente de la Falla Soapaga, constituidos por la serie neocretácico- cenozoico, pertenece al flanco occidental de un gran levantamiento, que culmina fisiográficamente con las sierras y los páramos altos de este tramo de la cordillera oriental; la deformación de la serie sedimentaria es una combinación de pliegues y

fallas, conservando los mayores plegamientos la orientación SW-NE, que es la directriz tectónica normal de la cordillera en el departamento de Boyacá (Reyes, 1984).

La Falla Soapaga presenta un control estructural sobre el valle del Río Chicamocha a partir de la transición de la cuenca alta a la cuenca media del mismo la cual se da en el sector de Vado Castro al norte del municipio de Sogamoso. Esta transición supone un cambio de las zonas fisiográficas que pasa de amplias planicies cuaternarias asociadas al valle aluvial del Río Chicamocha en la cuenca alta del Río Chicamocha a montañas estructurales de amplia variación altitudinal con un valle aluvial estrecho en la cuenca media del Río Chicamocha.

En el municipio de Sogamoso donde confluyen los ríos Pesca, Tota y Monquirá al Río Chiquito para entregar finalmente al Río Chicamocha, destacan unidades geomorfológicas de origen deposicional como depósitos cuaternarios coluviales, fluvioacústres y aluviales. Ubicados a lado y lado del cauce actual del Río Chicamocha la unidad geomorfológica dominante son lomeríos disectados que corresponden a lomas o colinas convexas generalmente redondeadas y de relieves tabulares nivelados en sus cumbres, y que no sobrepasan la cota de 2650 m.s.n.m. Las unidades de cuchillas y laderas denudacionales o erosionales están ligadas a la meteorización y erosión de rocas; se presenta en formaciones de mediana y baja resistencia como la Formación Guaduas (Kpgg), Areniscas de Socha (Pgars) o Arcillas de Socha (Pgas). Las cuchillas paleozoicas forman escarpes y relieves fuertes y están conformadas por rocas de la Formación Cucho. Las cuchillas sedimentarias disectadas están restringidas especialmente en sectores de arenas donde destaca la Formación Picacho. Otras unidades como las crestas y crestones homoclinales, lomas y glacis son característicos del inicio cuenca media del Río Chicamocha (Corpoboyacá, 2006; Corpoboyacá, 2009).

2.4. Contexto Sismológico

La Cordillera Oriental colombiana se encuentra en una cuenca extensiva Jurásico-Cretácea, que durante el Cenozoico cambió su régimen de extensivo a compresivo, reactivando antiguas fallas normales a fallas inversas, producto de la convergencia oblicua de la placa Nazca, y del avance de la placa del Caribe, lo cual se confirma con la sismicidad registrada a lo largo del Piedemonte Llanero y del Valle del Magdalena, constituyendo uno de los rasgos más contundentes en el mapa sismológico del país. (Cooper, et al., 1995; Taboada, et al., 1998; Colletta, Hébrard, Letouzey, Werner, & Rudkiewicz, 1990).

En la parte septentrional de la Cordillera Oriental, la actividad sísmica registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) es atribuida a las fallas de Boyacá y Soapaga las cuales corresponden a fallas inversas de dirección NE y buzamiento al W, que se desprenden al norte de la Falla Santa Marta-Bucaramanga (Taboada, et al., 1998).

La actividad sísmica del área de estudio se evidencia en el Archivo General de la Nación Colombia, el cual contiene registros históricos importantes acerca de la región de Sogamoso sobre daños causados por el terremoto del 16 de Enero de 1644 y sobre un terremoto ocurrido el 3 de Abril de 1646. La Carta de don Luis de Bilbao al virrey de Santa Fe, del 3 de Abril al igual que la carta de Don Andrés Betancour, dan un informe acerca de lo ocurrido a las tres de la mañana donde se describe que hubo hasta nueve replicas con grandes desastres para la población sogamoseña (Archivo General de la Nación Colombia, Colonia, Fábrica de Iglesias, tomo VIII, fol.981).

Según Velandia (2005) al trazado de la Falla Soapaga se ha asociado otro sismo de intensidad VIII (Escala de Mercalli), reportado con una magnitud (M_s) entre 6 y 6.5 (Escala de Richter) en el año de 1646 en el municipio de Firavitoba, lo cual confirma lo registrado en el Archivo Histórico Nacional y sugiere una posible actividad histórica de la falla.

Actualmente, el área de estudio ha sido epicentro de varios sismos registrados por la RSNC del SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO, la cual hace parte del Sistema Nacional para la Atención y Prevención de Desastres, estos datos ofrecen una visión general de la investigación en la evaluación del riesgo sísmico, con el fin de comprobar la posible actividad neotectónica en la zona.

Boyacá actualmente cuenta con 2 estaciones sismológicas activas, la estación Rusia localizada en el municipio de Duitama y la estación San Pablo de Borbur.

Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	Departamento	Municipio	Fecha	Hora
5.674	-73.059	0	2.5	BOYACA	FIRAVITOBA	08/01/2003	11:00:48
5.692	-73.017	0	2.5	BOYACA	FIRAVITOBA	19/05/2015	11:01:04
5.672	-73.043	0	2.5	BOYACA	FIRAVITOBA	16/08/2015	10:55:39
5.673	-72.993	0	2.5	BOYACA	FIRAVITOBA	03/04/2017	1:50:10
5.816	-72.793	24	2.5	BOYACA	GAMEZA	04/03/1996	7:57:55
5.616	-73.082	1.6	2.6	BOYACA	PESCA	15/08/2000	6:31:47
5.638	-73.013	2.6	2.6	BOYACA	FIRAVITOBA	14/08/2000	1:59:47
5.679	-73.071	0	2.6	BOYACA	FIRAVITOBA	22/07/2015	0:09:05
5.725	-73.01	0	2.6	BOYACA	TIBASOSA	10/11/2006	12:16:22
5.692	-72.905	16	2.6	BOYACA	SOGAMOSO	18/08/1999	19:15:34
5.812	-72.748	14	2.6	BOYACA	GAMEZA	06/07/1999	13:55:49
5.793	-72.829	0	2.6	BOYACA	GAMEZA	05/06/2003	9:44:57
5.827	-72.727	0	2.7	BOYACA	GAMEZA	02/02/2004	18:59:00
5.639	-72.988	1.8	2.8	BOYACA	IZA	31/12/2000	23:47:54
5.616	-72.98	1.5	2.8	BOYACA	IZA	14/04/2009	7:30:28
5.753	-73.027	0	2.8	BOYACA	TIBASOSA	04/07/1999	9:02:27
5.695	-72.946	4	2.8	BOYACA	SOGAMOSO	02/11/2006	7:29:18
5.694	-72.989	4	3	BOYACA	FIRAVITOBA	25/07/2005	7:11:54
5.694	-72.989	4	3	BOYACA	FIRAVITOBA	25/07/2005	7:11:54
5.722	-72.97	3.4	3	BOYACA	SOGAMOSO	05/08/1993	5:04:55
5.648	-72.979	5.2	3.1	BOYACA	FIRAVITOBA	13/08/2000	8:26:31
5.682	-73.07	0.2	3.1	BOYACA	FIRAVITOBA	28/04/2012	20:23:30
5.697	-72.904	2	3.3	BOYACA	SOGAMOSO	29/08/1993	15:45:33
5.657	-72.939	0	3.5	BOYACA	IZA	03/12/2012	12:19:45
5.761	-72.904	0	3.5	BOYACA	NOBSA	22/04/2003	14:11:41
5.749	-72.937	0	3.6	BOYACA	NOBSA	26/07/2003	4:09:14
5.68	-73.056	0	3.8	BOYACA	FIRAVITOBA	16/05/2015	11:17:58
5.69	-73.07	0	4.4	BOYACA	FIRAVITOBA	16/05/2015	9:00:58

Tabla 1. Registro sísmico reportado entre 1993 y 2017 en la Red Sismológica Nacional de Colombia (Servicio Geológico Colombiano, 2017).

En el área de estudio, los registros sismológicos de la RSNC muestran una distribución de sismos concentrada en el sur del bloque colgante de la Falla Soapaga (Fig. 6), particularmente en el municipio de Firavitoba. En la Tabla 1 se presentan las localizaciones de los sismos superficiales registrados por la RSNC desde 1993. Los sismos en su mayoría no sobrepasan magnitudes (M_w) de 3.0 (Escala de Richter), siendo el de mayor magnitud de 4.4 cuyo epicentro está ubicado al Noroeste del casco urbano del municipio de Firavitoba donde afloran rocas cretáceas de la Formación Une.

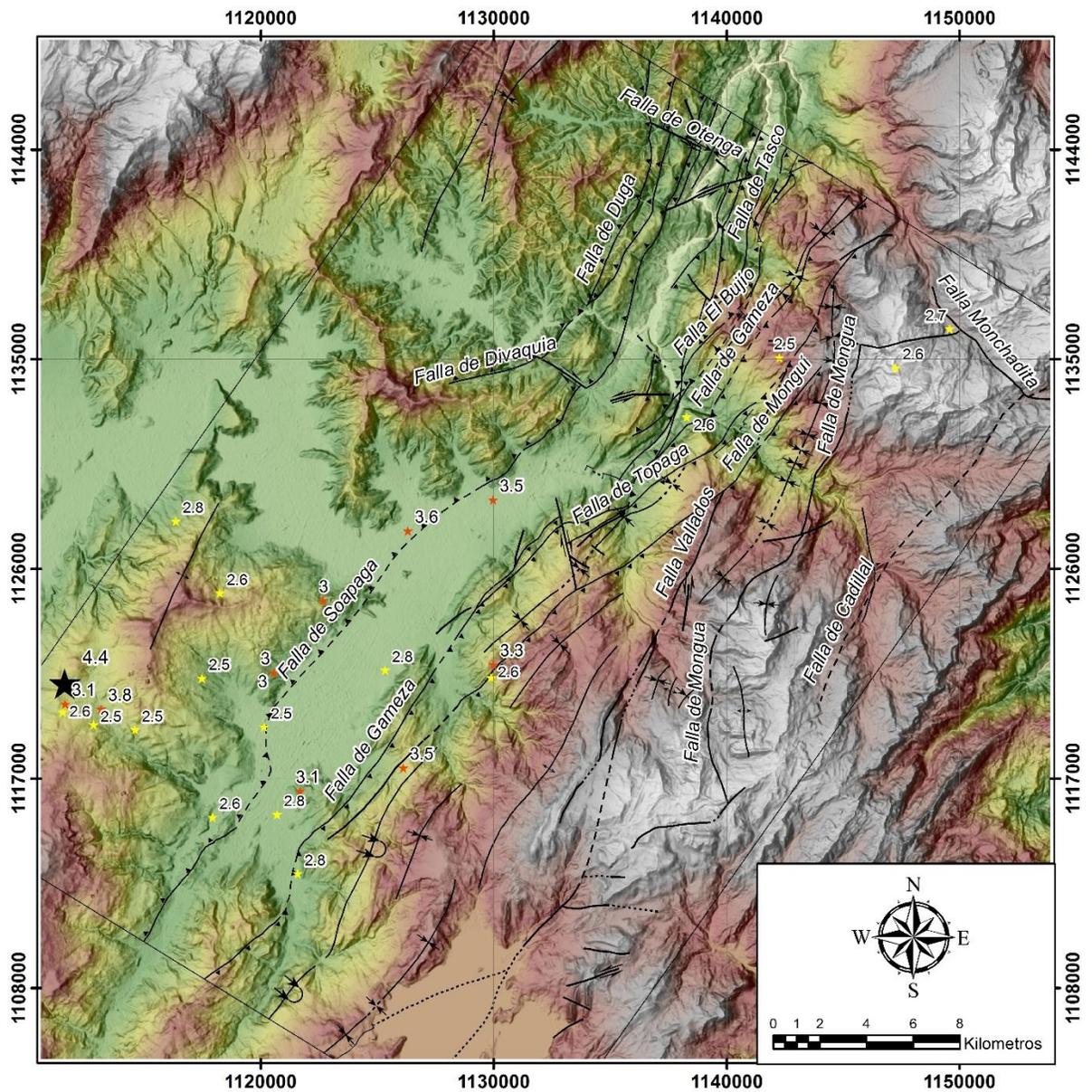


Figura 6. Sismos reportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 2017. Sismos con magnitudes mayores a 4.0 (M_w), estrella negra. Sismos con magnitudes entre 3.0 y 4.0 (M_w), estrella naranja. Sismos con magnitudes entre 2.5 y 3.0 (M_w), estrella amarilla.

3. MARCO TEORÍCO

3.1. Índices geomorfológicos

En cadenas montañosas la tectónica reciente y activa puede ser vista como el factor principal que contribuye al levantamiento rocoso, siendo su topografía actual el resultado de la competencia entre procesos tectónicos y erosivos (Andermann & Gloaguen, 2009; Pérez Peña, et al., 2009).

Los SIG al final del último siglo se han convertido en poderosa herramienta para el análisis y manejo de la información espacial en casi todas las disciplinas de las ciencias de la tierra. En el campo de la geomorfología tectónica y la evolución del paisaje, el uso de SIG es relativamente reciente. El avance tecnológico que los SIG proveen con la realización de análisis estadísticos, y la disponibilidad de un DEM (Digital Elevation Model) de alta precisión ha permitido un gran avance en el campo de los índices geomorfológicos; una de las principales características del DEM es la posibilidad de extraer redes de drenaje con gradientes de corriente que permitan un análisis cuantitativo del terreno (Pérez Peña, et al., 2009; Azañón, et al., 2012).

Los índices geomorfológicos se desarrollaron como herramientas de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan una rápida deformación tectónica. Los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia, y de mayor relevancia para estudios de tectónica activa son: 1) curva hipsométrica (IH), 2) asimetría de la cuenca de drenaje (AF), 3) índice de Hack (SL), y, 4) sinuosidad del frente de montaña (Smf) (Keller & Pinter, 2002) citado en (Oviedo Reyes, 2015). Otros índices basados en la forma de las cuencas hidrográficas como el Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) o los Radios de Elongación (Re) son especialmente útiles como complemento a los índices de mayor relevancia.

A continuación se explican los índices geomorfológicos y su aplicación en el análisis tectónico.

- Curva e Integral Hipsométrica (IH)

La curva hipsométrica describe la distribución de áreas de terreno comprendidas entre dos curvas de nivel consecutivas, con relación a su elevación relativa sobre la desembocadura de la cuenca. La integral de la curva hipsométrica (IH) representa (en porcentaje) el volumen de masa limitado por la proyección vertical de las divisorias o cota de la desembocadura, y por la superficie del terreno (Rabassa, 1979). La integral hipsométrica puede ser usada como un indicador de la cantidad relativa de tierra que fue removida por erosión desde la base de la montaña hasta su tope (Shahzad & Gloaguen, 2011).

Según Oviedo Reyes (2015) “Con la curva hipsométrica se determina el estado del relieve a partir del análisis individual de los drenajes y sus cuencas: joven, maduro o viejo. El estado juvenil aparecerá representado por una curva cóncava hacia abajo con un el área mayor bajo la curva respecto a la madura. Si el estado de la cuenca es senil o viejo la concavidad será hacia arriba y tendrá una menor área bajo la curva” (Fig. 7).

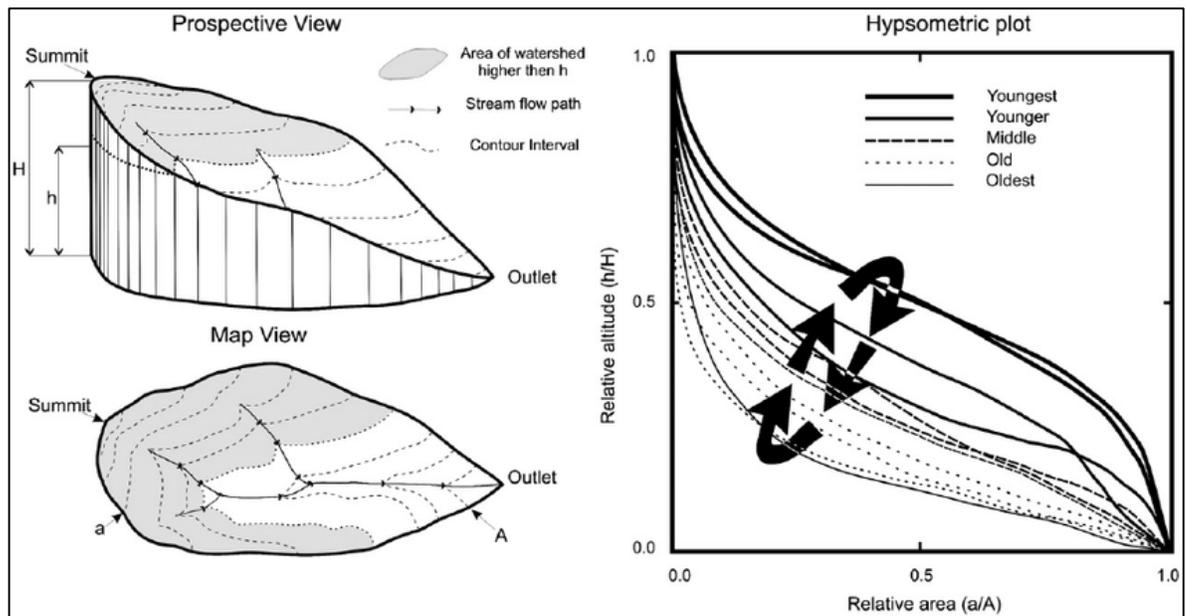


Figura 7. *Calculo de la curva hipsométrica y su interpretación. (a) Diagrama esquemático que muestra el procedimiento para calcular curvas hipsométricas usando relaciones entre porcentajes de altura (h/H) y porcentajes de área (a/A) (Luo, 1998). (b) interpretación de diferentes curvas hipsométricas: Curvas convexas representan etapas jóvenes, Curvas en forma de S y cóncavas representan etapas maduras y viejas (Tomado de Shahzad & Gloaguen, 2011).*

- Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF)

Una de las características más importantes para el análisis de la morfometría de cuencas es su simetría, donde una cuenca simétrica será aquella que, independientemente de la forma que tenga, el curso principal transcurrirá más o menos por su centro o eje de simetría, dividiéndola aproximadamente en dos partes de dimensiones similares (Jardi, 1985). El factor de asimetría (AF) corresponde a la relación entre el área de la cuenca hacia la derecha del río aguas abajo (Ar) y el área total de la cuenca (At) (Keller & Pinter, 2002 citado en Oviedo Reyes, 2015), y es calculado de acuerdo a la siguiente formula:

$$AF = 100\left(\frac{Ar}{At}\right)$$

Este factor es desarrollado para detectar basculamientos tectónicos sobre cuencas de drenaje en áreas extensas, valores aproximados a 50 del índice AF sugieren una cuenca simétrica, mientras que si el índice AF es mayor o menor de 50 sugiere un basculamiento de la cuenca (Keller & Pinter, 2002 citado en Oviedo Reyes, 2015).

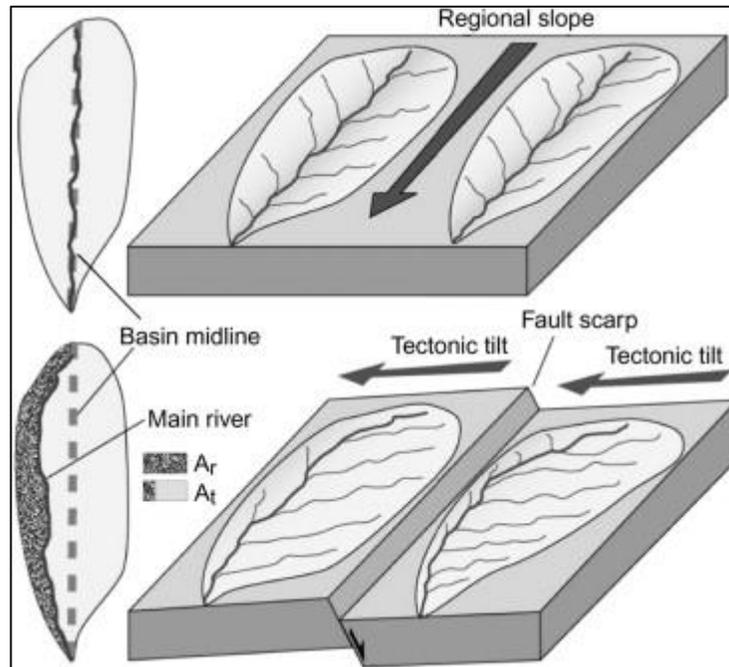


Figura 8. Respuesta del drenaje principal al levantamiento a lo largo de una falla migrando lateralmente, A_r es el área de la cuenca a la derecha y A_t es el área total de la cuenca de drenaje (Tomado de Keller y Pinter, 2002).

El desplazamiento de las fallas forma laderas empinadas, estas se forman de modo que el suelo del valle se mueve hacia abajo en relación a los márgenes circundantes o, al contrario, las márgenes desplazándose hacia arriba con respecto al suelo. Este movimiento da lugar a la inclinación de la cuenca y hace que el río emigre más tarde y se desvíe de la línea media de la cuenca (Fig. 8) (Cox, 1994).

- Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF)

Otro índice cuantitativo para evaluar la asimetría de una cuenca es el factor transversal de simetría topográfica, siguiendo una técnica básica presentada por (Cox, 1994). Este índice es calculado usando la fórmula:

$$TTSF = D_a/D_d$$

Donde D_a es la distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje a la línea de la corriente principal activa, y D_d es la distancia desde la línea media de la cuenca a la divisoria de aguas. Valores de 0 indican una cuenca perfectamente simétrica, cuanto mayor sea la asimetría T tenderá a aproximarse a 1 (Oviedo Reyes, 2015).

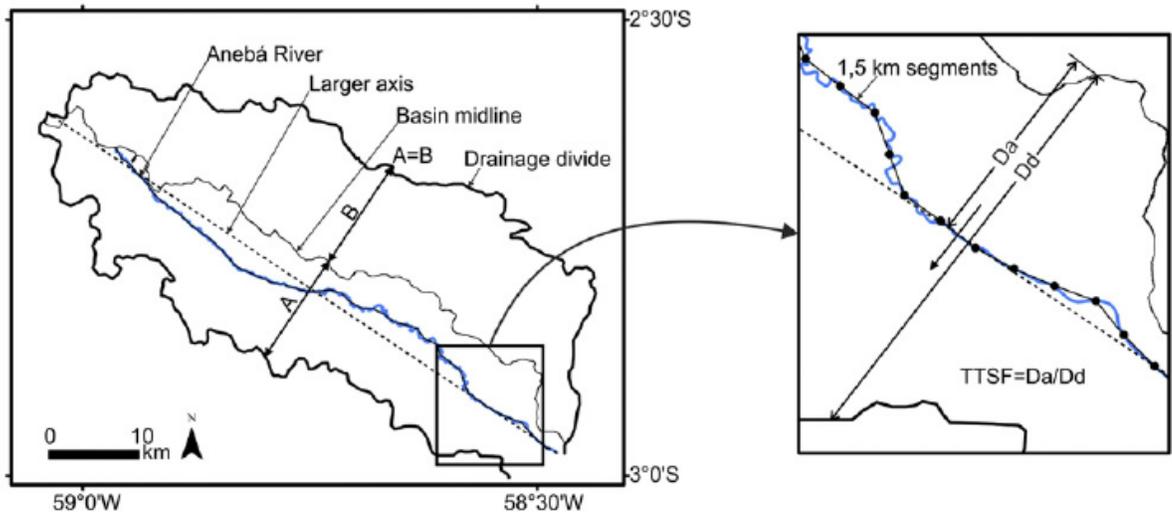


Figura 9. Ejemplo de cálculo del Factor transversal de simetría topográfica (TTSF) para el Río Aneba, Amazonas (Tomado de Ibanez, et al., 2014).

La migración del canal desde la línea media de la cuenca es un indicativo del basculamiento del terreno en la dirección de la migración. Así, TTSF es un vector con una magnitud entre 0 y 1 y una dirección determinada por el basculamiento de la cuenca. Los valores de T se calculan para diferentes segmentos del valle e indican la migración preferente de la corriente perpendicular al eje de la cuenca de drenaje (Fig. 9) (Cox, 1994; Keller & Pinter, 2002).

- Índice de Hack o Longitud de corriente-gradiente (SL)

Hack (1973) desarrollo un método para analizar perfiles longitudinales de los ríos, el cual puede ser usado para evaluar la resistencia a la erosión de las rocas y la intensidad relativa de la tectónica activa; este método consiste en el cálculo del índice de Longitud de corriente-gradiente el cual está definido por la fórmula:

$$SL = \frac{\Delta H * L}{\Delta L}$$

Donde SL es el índice de Hack, $\Delta H/\Delta L$ es la pendiente del canal o el gradiente de una sección en particular, ΔH es el cambio en la elevación de la sección y ΔL es la longitud del mismo, y L es la longitud total desde el punto medio de la sección de interés hasta el punto más alto del canal aguas arriba.

El índice de Hack es sensible a los cambios en la pendiente del canal, esto hace que sea una buena herramienta para la evaluación de las relaciones entre la actividad tectónica, la resistencia de las rocas, la topografía y la longitud de la corriente (Hack, 1973; Keller & Pinter, 2002).

El índice SL puede ser utilizado para identificar actividad tectónica reciente donde se encuentren valores del índice anómalamente altos, por ejemplo en un área de roca blanda. Valores anómalamente bajos de SL pueden representar también actividad tectónica, por ejemplo en valles lineales producidos por fallas de rumbo, pues las rocas de los valles están chocando continuamente por el movimiento de la falla y los ríos que fluyen a través de estos valles producen menores pendientes en el canal (Keller & Pinter, 2002 citado en Oviedo Reyes, 2015).

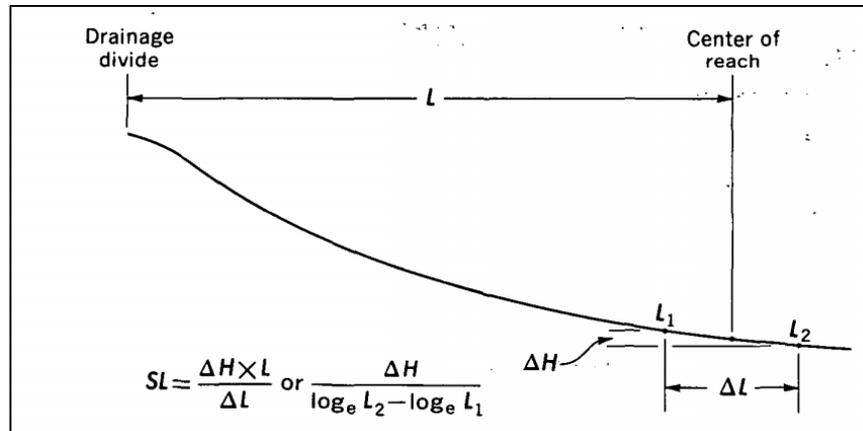


Figura 10. Parámetros utilizados para el cálculo del índice de Hack (Tomado de Hack, 1973).

El índice de Hack también puede encontrarse en términos de la ecuación del perfil del río, $H = C - k \log_e L$, donde el índice de Hack es igual a la constante, k (Hack, 1973). Definiendo la fórmula como:

$$k = \frac{H_1 - H_2}{\log_e L_2 - \log_e L_1}$$

Donde H_1 y H_2 son las elevaciones medidas al final del tramo de interés y, L_1 y L_2 son distancias desde el origen, hasta el inicio y el final del tramo de interés respectivamente (Hack, 1973).

- Sinuosidad del frente de montaña (Smf)

Un frente de montaña es la zona de transición topográfica entre montañas y el terreno llano, la traza planimetría de esta transición topográfica es útil para evaluar si el frente de montaña coincide o no con una zona de tectónica activa por acción de una falla (Bull W., 2007). Bull & Mc Fadden (1977) Proponen un índice para cuantificar el grado de actividad tectónica o modificaciones erosionales que sufren los frentes de montaña; este índice puede ser calculado usando la siguiente fórmula:

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

Donde Smf es la sinuosidad del frente de montaña; Lmf es la longitud planimétrica total a lo largo del frente de montaña y Ls es la línea recta del frente de montaña.

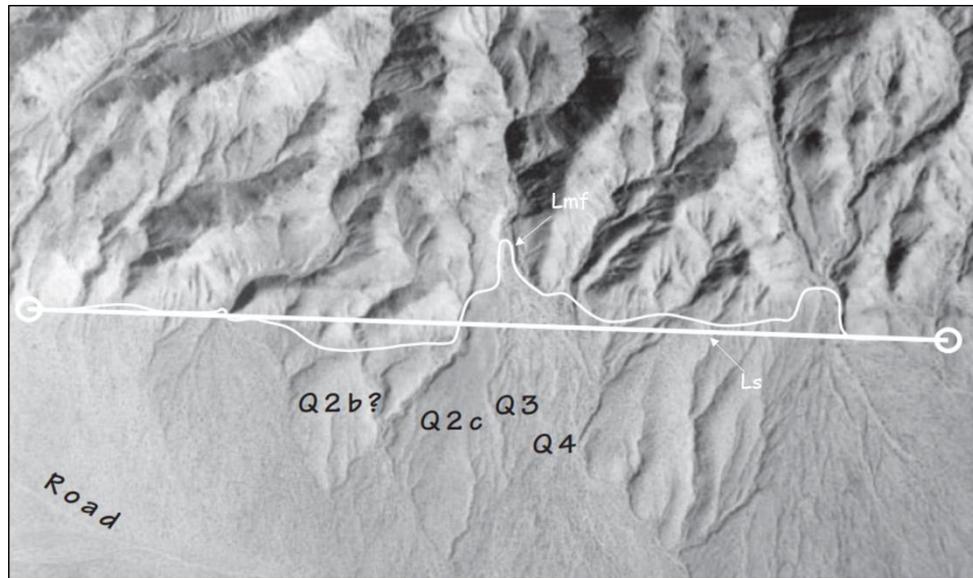


Figura 11. Frente de montaña tectónicamente activo asociado con una falla oblicua lateral-derecha en el Desierto central Mojave de California. La línea blanca, gruesa y recta (Ls) representa la longitud del rango de acción de la falla. La línea delgada (Lmf) es la distancia a lo largo de la transición montaña-piedemonte (Tomado de Bull, 2007).

La elevación rápida a lo largo del rango de acción de una falla mantiene un frente de montaña de naturaleza lineal (Fig 4). La erosión por otro lado crea una unión montaña-piedemonte de naturaleza sinuosa, especialmente donde la resistencia litológica a la erosión es débil. Los escenarios intermedios implican la interacción entre la elevación continua y la degradación fluvial continua, que varía mucho de acuerdo al entorno climático (Bull W. , 2007).

- Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re)

Schumm (1956) define el radio de elongación de una cuenca como la relación entre el radio de un círculo con la misma área de la cuenca y la máxima longitud de la cuenca. El radio de elongación indica cómo la forma de la cuenca se asemeja a la de un círculo indicando la forma de la cuenca. Esta relación está definida por la fórmula:

$$Re = \frac{Rc}{L}$$

Cuando las tasas de denudación es diferencial en las redes de drenaje adyacentes, la divisoria de aguas migra cambiando las formas y áreas de las cuencas de drenaje. La erosión de origen tectónico generada por el desplazamiento a lo largo de un cinturón montañoso deformado causa que el nivel base migre a la red de drenaje y que eventualmente llegue a las cabeceras de los drenajes acelerando la degradación de las pendientes y divisoria de aguas (Bull, 2009)

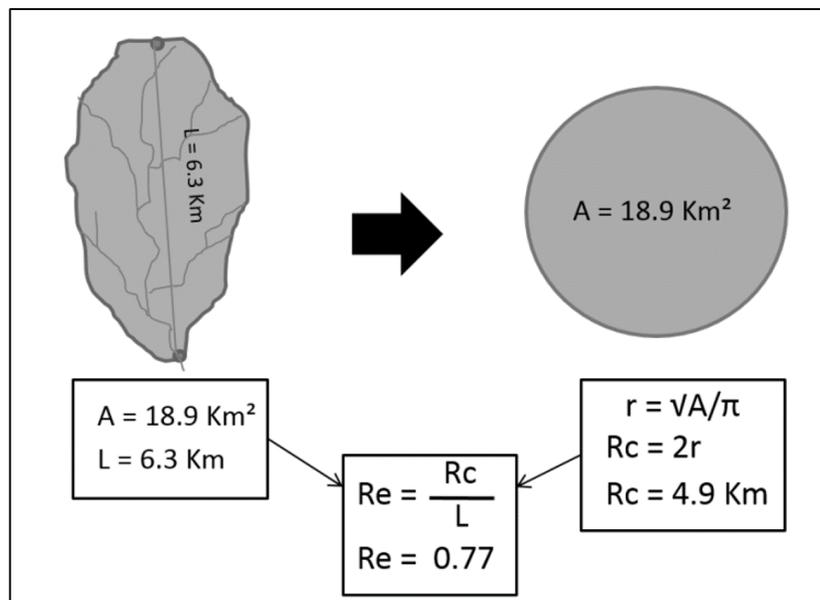


Figura 12. Calculo de los radios de elongación Re sobre cuencas. Cuanto más cercanos sean los valores a 1 más tendrá la cuenca una forma circular, por otro lado si la cuenca es alargada tendrá valores de Re de alrededor de 0.5 (Tomado de Oviedo Reyes, 2015).

3.2. Estado del arte (índices geomorfológicos)

En búsqueda del aprovechamiento de técnicas basadas en el uso de sensores remotos que permitan la detección de rasgos geomorfológicos del terreno como pistas de actividad tectónica, los índices geomorfológicos han efectuado un papel principal en el desarrollo de varios estudios (e.g. El Hamdouni, et al., 2008; Mahmood & Gloaguen, 2012; Ibanez, et al, 2014; Scotti, Molin, Faccenna, Soligo, & Casas-Sainz, 2014); siendo algunos de los más usados la Integral Hipsométrica (IH), el Factor de Asimetría (AF) y el índice de Hack (SL).

El estudio realizado por Ibanez, et al., (2014) utiliza el Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) y el Índice de Sinuosidad (Cs) para detectar dominios geomorfológicos de la migración de las corrientes, que podrían indicar un movimiento cortical vertical reciente; este estudio llevado a cabo en una región central de la amazonia en Brasil, concluye cómo las técnicas de análisis morfométricas que permiten cuantificar la migración y sinuosidad de las corrientes son significativas en la detección de movimientos corticales recientes en los sistemas fluviales.

El Hamdouni, et al., (2008) utilizaron una mayor cantidad de índices, dentro de los que se encuentran: el índice de Hack (SL), el Factor de Asimetría (AF), la Integral Hipsométrica (IH), el Radio del ancho del fondo del valle y altura del valle (Vf), el Índice de forma de cuenca de drenaje (Bs) y la Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf), los cuales fueron calculados al sur de España en la frontera suroeste de la Sierra Nevada, integrando cada uno de los índices en uno llamado Índice de Actividad Tectónica (Iat) el cual define 4 grados de actividad; en este estudio reconocen la importancia de los índices geomorfológicos como herramientas para la detección de anomalías geomorfológicas asociadas a la actividad tectónica, especialmente en áreas extensas y con poca información preliminar.

Mahmood & Gloaguen, (2012) continúan la pauta de utilizar una gran cantidad de índices geomorfológicos (7 en total) con el fin de obtener una mayor resolución a la hora de diferenciar zonas controladas por levantamientos tectónicos; dentro de los índices utilizados en este estudio destaca el índice de Dimensión Fractal (FD), el cual fue desarrollado por los autores y se basa en determinar la dendricidad de la red de drenajes. Estos autores señalan que la evaluación de la tectónica activa por imágenes Landsat y observaciones de campo, es acorde a los resultados obtenidos mediante los índices geomorfológicos

Trabajos como el realizado por Scotti, et al., (2014) en la península ibérica cuyo objetivo no es únicamente la evaluación de procesos tectónicos mediante la cuantificación de la morfología del terreno, sino que también complementan su

estudio con técnicas de geocronología radiométrica de series de uranio, revelan la importancia de los índices geomorfológicos como una herramienta complementaria en el análisis de las tasas de movimiento del terreno y la tectónica activa; estos autores además, a diferencia de los mencionados anteriormente, indican la gran relevancia del análisis de la topografía del terreno mediante herramientas como los Perfiles de Franja (“Swath Profiles”) en los estudios de la evolución del paisaje.

En vista de lo significativos que resultan los índices geomorfológicos en el estudio de la actividad neotectónica, libros como “Active tectonics earthquakes uplift and landscape” escrito por Keller & Pinter, (2002) o incluso guías como “GIS-Based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation” desarrollada por Pérez Peña, (2009) proponen metodologías para el cálculo de una gran cantidad de índices geomorfológicos, así como ejemplos prácticos que faciliten la interpretación de los resultados arrojados por estos índices.

En Colombia no se ha extendido demasiado el uso de los índices geomorfológicos en trabajos que pretendan categorizar la actividad tectónica de una región; dentro de los estudios realizados en el país el autor Audemard M., (1999) señala como los patrones y anomalías en la red de drenajes son una herramienta poderosa en el reconocimiento de movimientos verticales producidos por fallas inversas en áreas tectónicamente activas como el piedemonte Colombo-Venezolano. Por otro lado, en un enfoque netamente dedicado a los índices geomorfológicos el autor Oviedo Reyes, (2015) ha realizado un trabajo importante estudiando el Sistema de Fallas del Zulia en el departamento de Norte de Santander; el autor concluye en su trabajo que los índices geomorfológicos indican que las fallas de Icuperena y Aguardiente son estructuras activas en su área de estudio.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Datos

En este trabajo se utilizaron los siguientes recursos:

- Modelo Digital de Elevación “DEM” de 12.5m del satélite ALOS sistema PALSAR de la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón JAXA.
- Imágenes multiespectrales del satélite Landsat 8 sensor OLI-TIRS.
- Imágenes satelitales en composición color natural de Google Maps y Bing Maps.
- Cuatro Planchas Geológicas 1:100000 (171, 172, 191 y 192) correspondientes a la zona de estudio del Instituto Colombiano de Geología y Minas INGEOMINAS.
- Mapa geológico de la región Duitama-Sogamoso-Paz de Rio escala 1:25000 realizado por el doctor Italo Reyes Chitarro.

4.2. Metodología.

La metodología que se llevó a cabo en este trabajo fue el análisis y procesamiento de los productos de sensores remotos como el modelo digital de elevación e imágenes satelitales, los cuales fueron trabajados con software de sistemas de información geográfica: ArcGIS, Idrisi y el lenguaje de programación R, con la finalidad de señalar lineamientos estructurales, extraer e interpretar la red de drenajes, delimitar las subcuencas hidrográficas y calcular índices geomorfológicos. Con estos resultados y con la información geológica de la región, se establecieron puntos de interés para soportar lo obtenido con evidencias tomadas en campo. Finalmente se compilaron los resultados de los índices con la información morfoestructural y geológica en un análisis final de resultados.

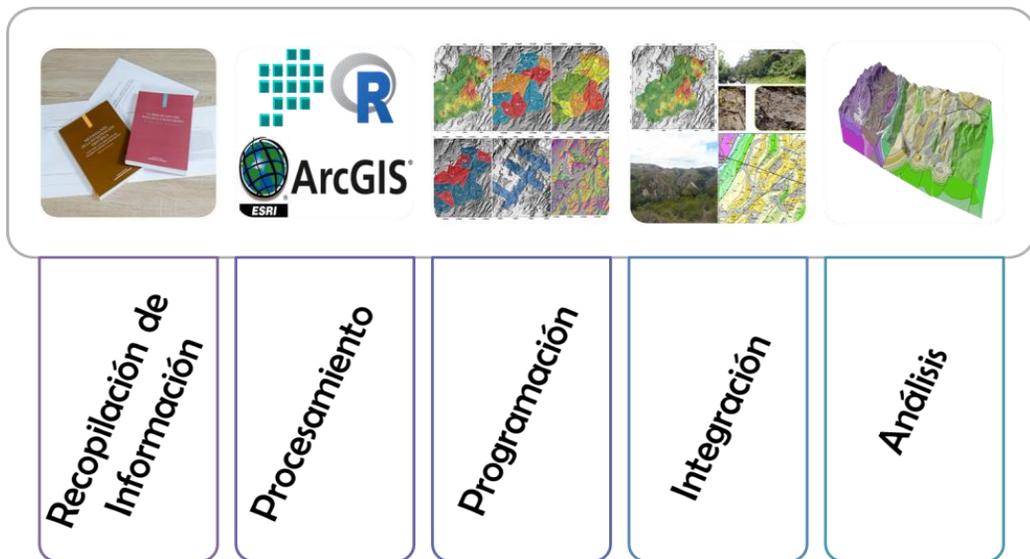


Figura 13. Esquema metodológico usado durante la elaboración de este trabajo.

La metodología se ejecutó siguiendo los siguientes pasos:

4.2.1. Delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de la red de drenajes

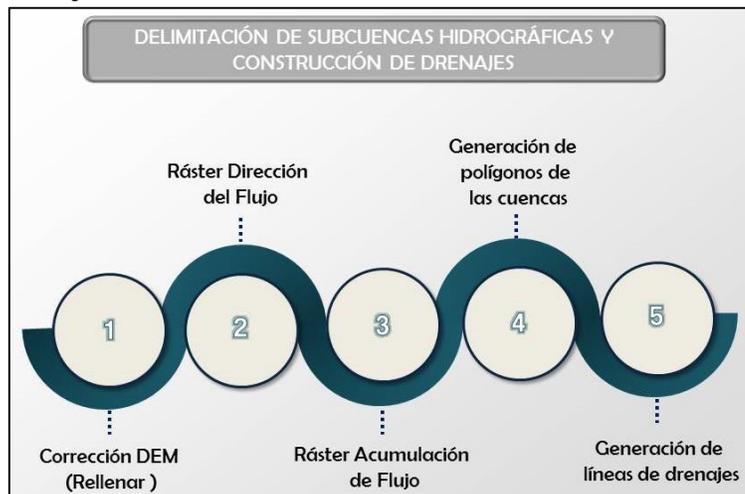


Figura 14. Esquema del proceso para la delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de drenajes.

Para la extracción de la red de drenajes se utilizó el conjunto de herramientas "Hydrology" de ArcGis, con las cuales se realizó una corrección del DEM rellenando los espacios vacíos o sin información, seguido del cálculo de dirección y acumulación de flujo; una vez establecidas estas propiedades se extrajo la red de

drenajes utilizando un valor de acumulación de flujo mayor a 2000 píxeles, el cual es idóneo para obtener una red de drenaje densa acorde con la escala en la que se realizó el trabajo y con la que se definirán las subcuencas; con la red de drenajes se definen los puntos de fluidez (vértices), los cuales se usaron como criterio para definir el área de contribución hídrica o las subcuencas hidrográficas. Posteriormente la red de drenajes fue corregida utilizando interpretación visual sobre las imágenes satelitales, esto con el fin de modificar manualmente las subcuencas definidas por el software y que se asemeje más a la verdadera configuración de la red hídrica. El criterio utilizado para corregir las subcuencas de manera manual fue la definición de las divisorias de aguas en las imágenes satelitales y el modelo de sombras “Multihillshade” del área de estudio.

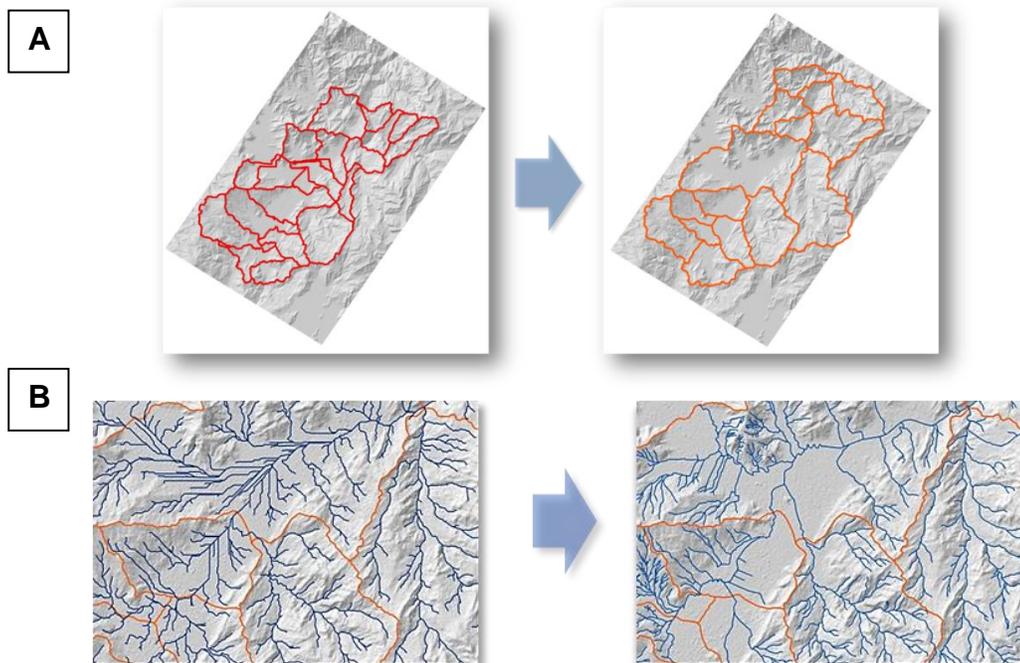


Figura 15. Imágenes antes y después de la corrección manual A. Delimitación de las cuencas; B. Detalle de los drenajes.

4.2.2. Curva e integral hipsométrica (IH)

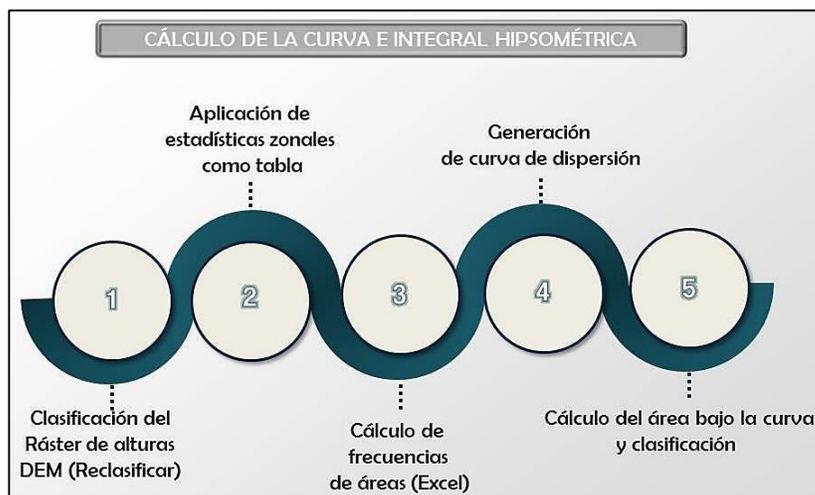


Figura 16. Esquema del proceso para el cálculo de la curva e integral hipsométrica.

Para el cálculo de la curva hipsométrica, se realizaron recortes del DEM para cada subcuenca del área de estudio utilizando la herramienta "Extract by mask" mediante el software ArcGis, luego se procedió a clasificar cada raster por alturas con la herramienta "Reclassify", donde se usaron 20 intervalos de altitud. Una vez realizada la reclasificación se halló el área entre los intervalos empleando estadísticas zonales como tabla, mediante las herramientas de "Spatial Analyst", en esta tabla se encontraron los valores de área, mínimo, máximo, rango, valor medio, desviación estándar, suma, variedad, mayoría, minoría y mediana, estos valores se exportaron a Excel.

Con estos datos se calculó el área acumulada, el porcentaje acumulado y el porcentaje de área acumulado, para luego establecer la relación entre la proporción entre el área de la superficie del terreno en la cuenca por encima de una elevación dada sobre el área total de la cuenca y la proporción entre la altitud relacionada a la superficie sobre la altitud total de la cuenca.

Se realizó una gráfica de dispersión con líneas suavizadas con los datos que se obtuvieron anteriormente, para luego calcular el área bajo la curva mediante la estimación de la integral, estos valores se dividieron en 6 clases de la siguiente forma: Juvenil temprana: **0.80**; Juvenil Media: **0.70-0.79**; Juvenil Avanzada: **0.60-0.69**; Madurez Temprana: **0.50-0.59**; Madurez Media: **0.40-0.49**; Madurez Avanzada: **0.30-0.39**.

4.2.3. Índice de Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF)

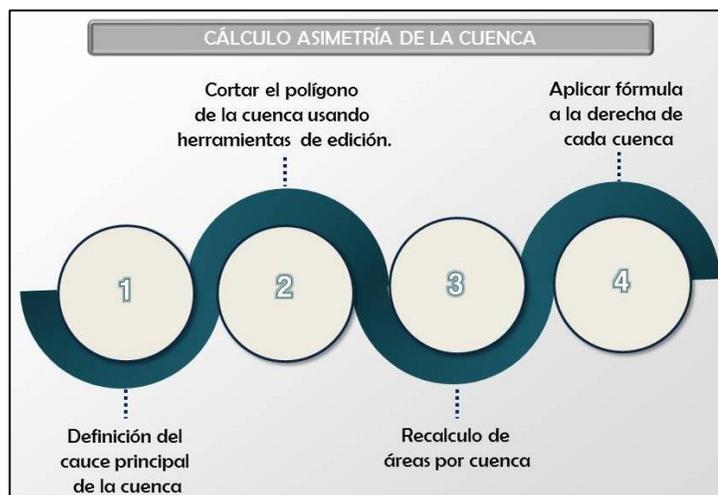


Figura 17. Esquema del proceso para el cálculo de asimetría de la cuenca.

En el índice de Asimetría de la cuenca se determinó el drenaje principal mediante la herramienta "Raster Calculator", dicha herramienta establece la densidad de los drenajes utilizando la sintaxis de Python en una interfaz similar a una calculadora.

Luego con la herramienta "Stream Link", de "Hydrology" del software ArcGis se dividió el cauce en segmentos no interrumpidos, posteriormente se creó un raster del orden de las corrientes con la herramienta "Stream Order" y finalmente el raster se convirtió en formato vector con la herramienta "Stream to Feature" donde se seleccionó el drenaje con mayor orden.

Las áreas de las subcuencas se calcularon con la herramienta "Calculate Geometry" en la tabla de atributos, luego se crearon polígonos delimitando el flanco derecho aguas abajo y se halló de igual forma el área, una vez obtenidos estos valores, se procedió a reemplazarlos en la siguiente fórmula: $AF = 100 (Ar / At)$

Dónde Ar es el área derecha, y At es el área total de la subcuenca. El valor resultante AF se tomó como valor absoluto para evitar confusiones en la lectura del índice, estos valores se clasificaron en cuatro categorías: Cuenca fuertemente asimétrica: $AF > 15$; Cuenca moderadamente asimétrica: $10 - 15$; Cuenca suavemente asimétrica: $5 - 10$; Cuenca simétrica: $AF < 5$.

4.2.4. Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF)

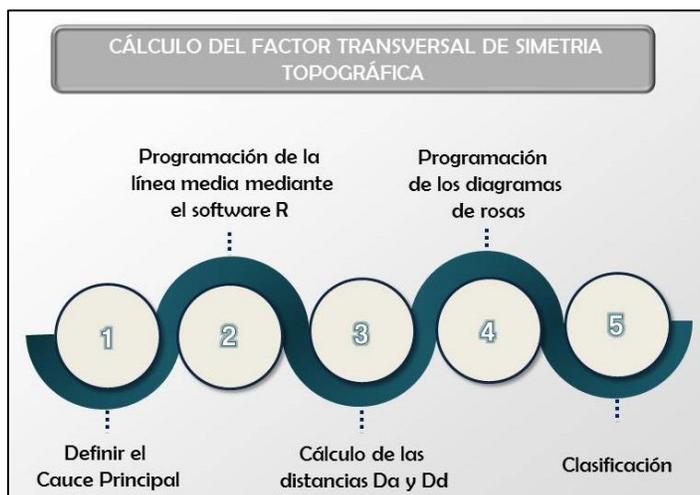


Figura 18. Esquema del proceso para el cálculo del factor transversal de simetría topográfica.

Para calcular el factor Transversal de Simetría Topográfica se utilizó el software de programación R al cual se ingresaron los polígonos de las subcuencas al igual que las polilíneas de los drenajes principales; posteriormente, mediante el código diseñado en R se seleccionaron 1000 puntos de la polilínea del cauce principal sobre los cuales se trazaron líneas perpendiculares al drenaje cuya longitud era limitada por el polígono de las subcuencas o divisoria de aguas, de estas líneas perpendiculares se obtenían los puntos medios hacia los cuales se movía el drenaje principal obteniendo la línea media de la cuenca; ulteriormente se proyectaron vectores perpendiculares al drenaje principal de los cuales se obtuvo la distancia existente entre el drenaje y la línea media (D_a) y la divisoria de aguas con la línea media (D_d), estos datos se exportaron a una hoja de cálculo en Excel, donde se reemplazaron en la siguiente fórmula: $TTSF = D_a/D_d$.

Para un mejor análisis, los vectores de desplazamiento (Cuya magnitud está definida por el valor de TTSF) fueron graficados en diagramas de rosas con el fin de observar la dirección del basculamiento.

4.2.5. Índice de Hack (SL)

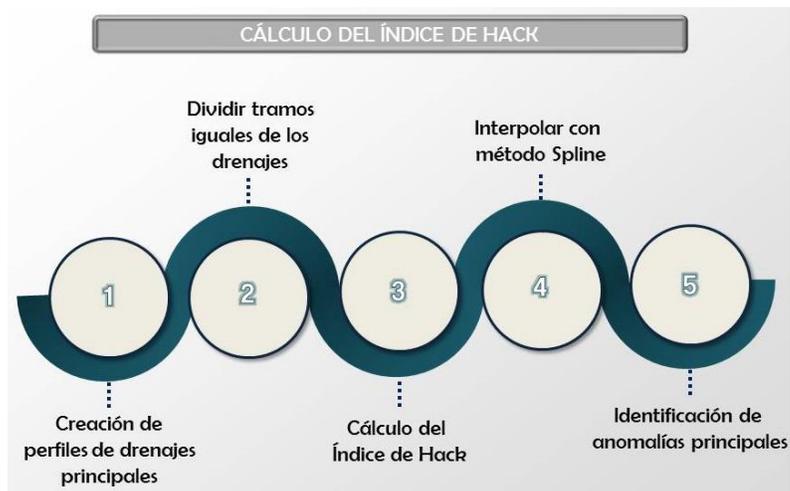


Figura 19. Esquema del proceso para el cálculo del índice de Hack.

El índice de Hack fue calculado mediante el software de programación R, se utilizaron los recortes del Modelo Digital de Elevación "DEM" de cada subcuenca junto con los drenajes principales de las mismas, se interpolaron los valores de alturas del "DEM" con las líneas de los drenajes con el fin de obtener perfiles longitudinales, sin embargo dichos perfiles presentaban incoherencias como ríos ascendiendo topográficamente, para mitigar este error se reinterpretaron los drenajes principales utilizando los extraídos directamente del DEM como guía, los perfiles de estos nuevos drenajes fueron suavizados usando las herramientas de la librería "KernSmooth" del programa R, el resultado fueron perfiles longitudinales ausentes de errores topográficos.

Ulteriormente estos drenajes son divididos en tramos equivalentes para el cálculo del índice de Hack, se extrajeron valores de dichos tramos correspondientes a características geométricas como la longitud del tramo y las altitudes del punto medio de los mismos para obtener una pendiente. Ya que el índice de Hack se define como la derivada de la altura con respecto a la longitud (pendiente) multiplicada por la longitud hasta la cabecera del drenaje, esta derivada fue programada en el software R obedeciendo la siguiente fórmula $H=L * (\partial h / \partial L)$. Debido a la gran cantidad de ruido que presentaban los valores del índice de Hack al ser graficados se optó por manejar la segunda derivada de la función de la altura con respecto a la longitud que suavizó la curva de dicho gráfico, lo que permitió una interpretación más sencilla.

Se obtuvieron las gráficas respectivas y una vez finalizado este proceso se procedió a llevar los datos al software ArcGis donde se interpolaron con el método Spline utilizando 100 puntos de muestreo.

4.2.6. Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf)

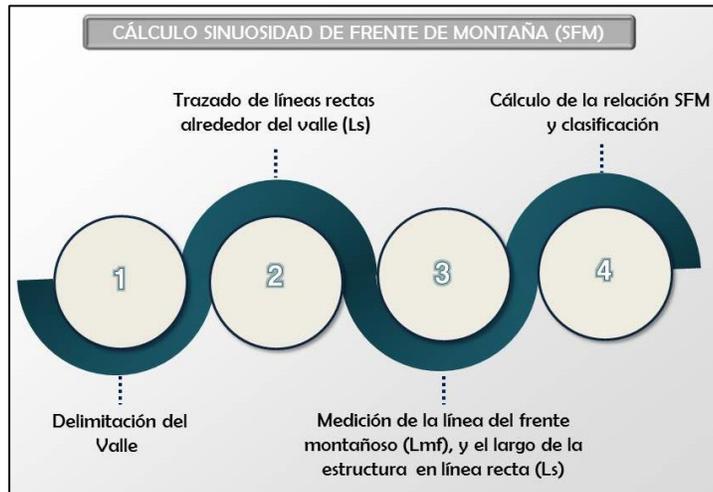


Figura 20. Esquema del proceso para el cálculo de sinuosidad de frente de montaña.

Para realizar el cálculo de la sinuosidad de frente de montaña, se creó un mapa de pendientes mediante el software ArcGis usando el Modelo Digital de Elevación “DEM” con la herramienta “slope”; una vez obtenido el mapa de pendientes se reclasificaron los valores en un ráster dando un valor de 1 a las pendientes inferiores al 7%, de este ráster se extrajeron los polígonos que conformaran el valle utilizando, dichos polígonos se unieron, se modificaron o descartaron de acuerdo al criterio de los autores. Una vez delimitado el valle se procedió a la selección de los segmentos sobre los que se calculará la sinuosidad del frente de montaña, 13 tramos fueron escogidos como los más representativos del sector y se trazaron líneas rectas con respecto a estos. A partir de estos tramos se midieron las longitudes de las líneas del frente montañoso (Lmf), y líneas rectas asociadas (Ls), estas líneas coinciden en el vértice inicial y final de las líneas del frente montañoso.

Lo valores calculados se reemplazan en la siguiente fórmula: $S_{mf} = L_{mf}/L_s$, Y son clasificados de la siguiente forma: Frente de montaña inactivo: $S_{mf} > 3$; Frente de montaña moderadamente activo: **1.5-3**; Frente de montaña altamente activo: **1.0-1.5**.

4.2.7. Radios de elongación-Formas de cuenca (Re)

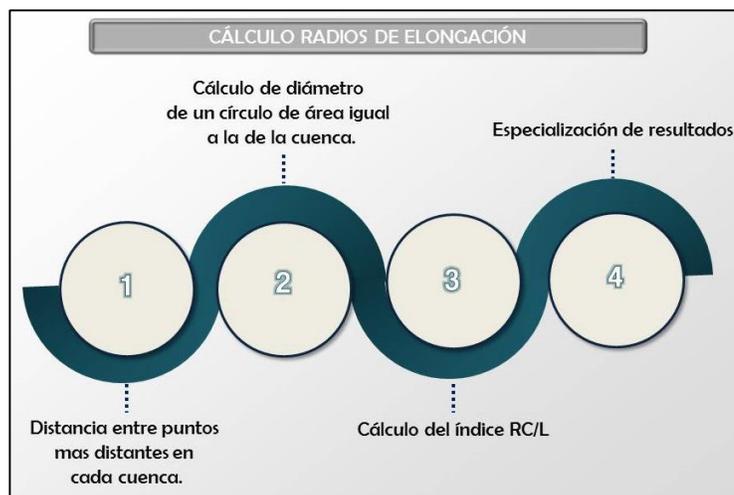


Figura 21. Esquema del proceso para el cálculo de radios de elongación.

Con el programa ArcGis y la herramienta "Calculate Geometry" en la tabla de atributos se halló el área de cada subcuenca, luego se crearon polilíneas, cuyos vértices inicial y final correspondieran a las partes más distantes de dicha subcuenca, ulteriormente se midió la longitud de esta línea. Estos valores se llevaron a una tabla de Excel y se calculó:

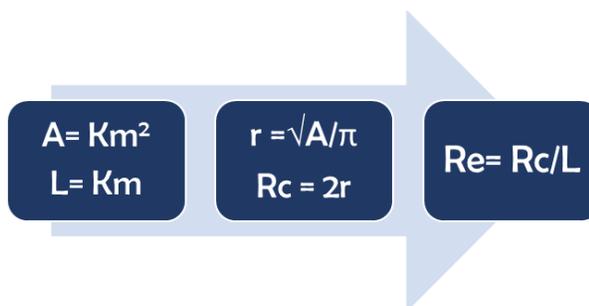


Figura 22. Diagrama de las fórmulas utilizadas para calcular Re o índice adimensional de circularidad.

Donde Rc corresponde al diámetro de un círculo con la misma área de la cuenca y Re equivale al índice adimensional de circularidad, una vez obtenidos estos valores de este último, se clasifica de la siguiente forma: Circular: **1-0.8**; Levemente Elongada: **0.79-0.6**; Elongada **0.59-0.4**; Altamente Elongada: **0.39-0.2**.

4.2.8. Perfiles Longitudinales (“Swath Profiles”)

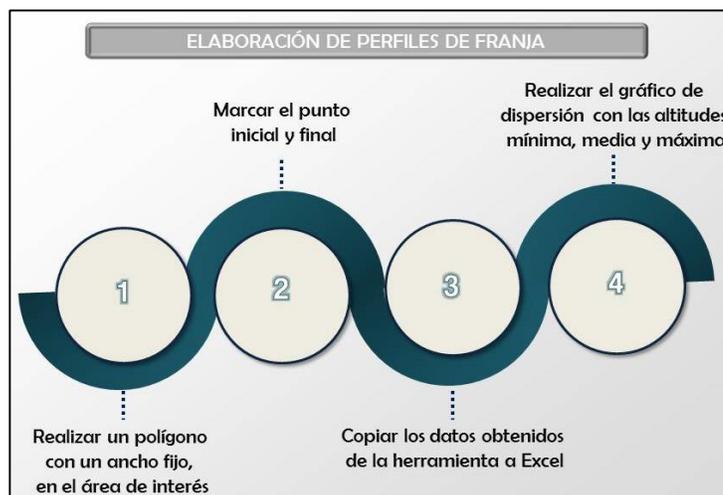


Figura 23. Esquema del proceso para la elaboración de perfiles de franja.

Los perfiles se construyeron mediante la extensión “Profiler toolbar” de ArcGIS, a esta extensión se ingresaron los puntos entre los cuales se extrajeron los perfiles definiendo un ancho de franja 5000 metros; posteriormente se eligieron los lugares adecuados para proyectar el trazado de los perfiles, en este caso se trazaron tres perfiles en dirección NW-SE que cortan perpendicularmente la Falla Soapaga, y un cuarto perfil de dirección NE-SW que cortó de manera perpendicular los drenajes que presentaban las anomalías más fuertes del índice de Hack.

Los datos obtenidos fueron exportados a un archivo de Excel donde se elaboró una gráfica de dispersión suavizada, esta gráfica corresponde a las altitudes máxima, media y mínima de esa zona.

4.2.9. Fase de campo

El desarrollo de este trabajo contó con una fase de campo, comprendida en primera instancia por la recopilación de estudios geológicos dentro de los que resaltan la cartografía realizada por Reyes (1984) y el Servicio Geológico Colombiano y en segundo lugar por el análisis de los resultados de los índices geomorfológicos junto con el análisis geológico estructural.

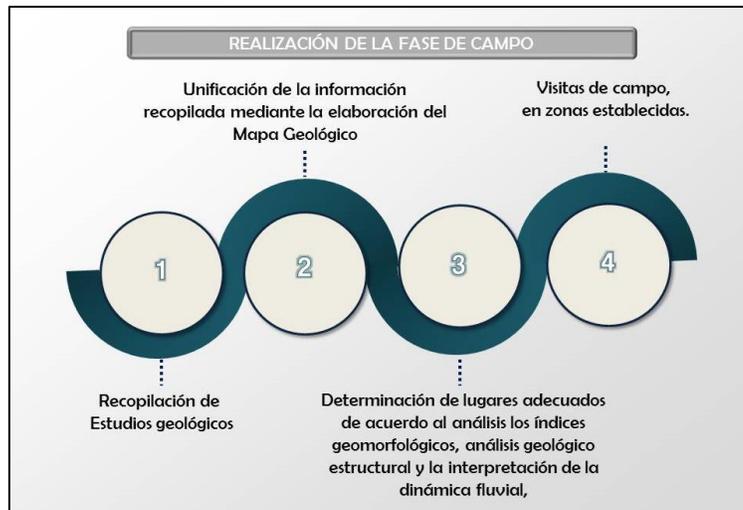


Figura 24. Esquema del proceso de la fase de campo, con el fin de encontrar evidencias de tectonismo reciente.

Se realizó un mapa geológico a escala 1:100000 mediante la información cartográfica adquirida, con este mapa y mediante la configuración estructural, el análisis de la red hídrica y la revisión de los resultados arrojados principalmente por el Índice de Hack y la Sinuosidad del Frente de Montaña, se establecieron sitios de interés para realizar las visitas de campo.

Una vez realizados los análisis correspondientes, se determinaron 4 lugares con evidencias de actividad tectónica reciente; el primer lugar está ubicado en la parte oriental, la cual es una zona muy compleja, donde el Índice de Hack registró las anomalías más fuertes. El segundo lugar se encuentra en la zona central sobre el trazado de la Falla Soapaga, esta visita de campo se realizó de acuerdo a la observación del cauce del Río Chiquito el cual discurre muy cerca del frente montañoso y es indicador claro de basculamiento, por otra parte, también se tuvo en cuenta los resultados del Índice de Sinuosidad del Frente de Montaña, donde clasifica este lugar como un frente de montaña altamente activo. Sobre el valle correspondiente al municipio de Sogamoso, se realizó la tercera visita de campo debido a un indicio topográfico de actividad tectónica, ya que aflora un depósito cuaternario de la unidad Aluvial Antiguo en medio de un depósito cuaternario fluvio-lacustre. La cuarta visita de campo se estableció cerca del río Chicamocha y la Quebrada Floresta en el municipio de Corrales, debido a que esta zona pertenece a una de las subcuencas con mayor basculamiento según el Factor Transversal de Simetría Topográfica.

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1. Análisis geomorfológico cualitativo.

En la zona de estudio se identifican 3 regiones de drenajes con patrones característicos definidos por las divisorias de aguas interpretadas (Fig. 25), una región central, una región oriental, y una occidental.

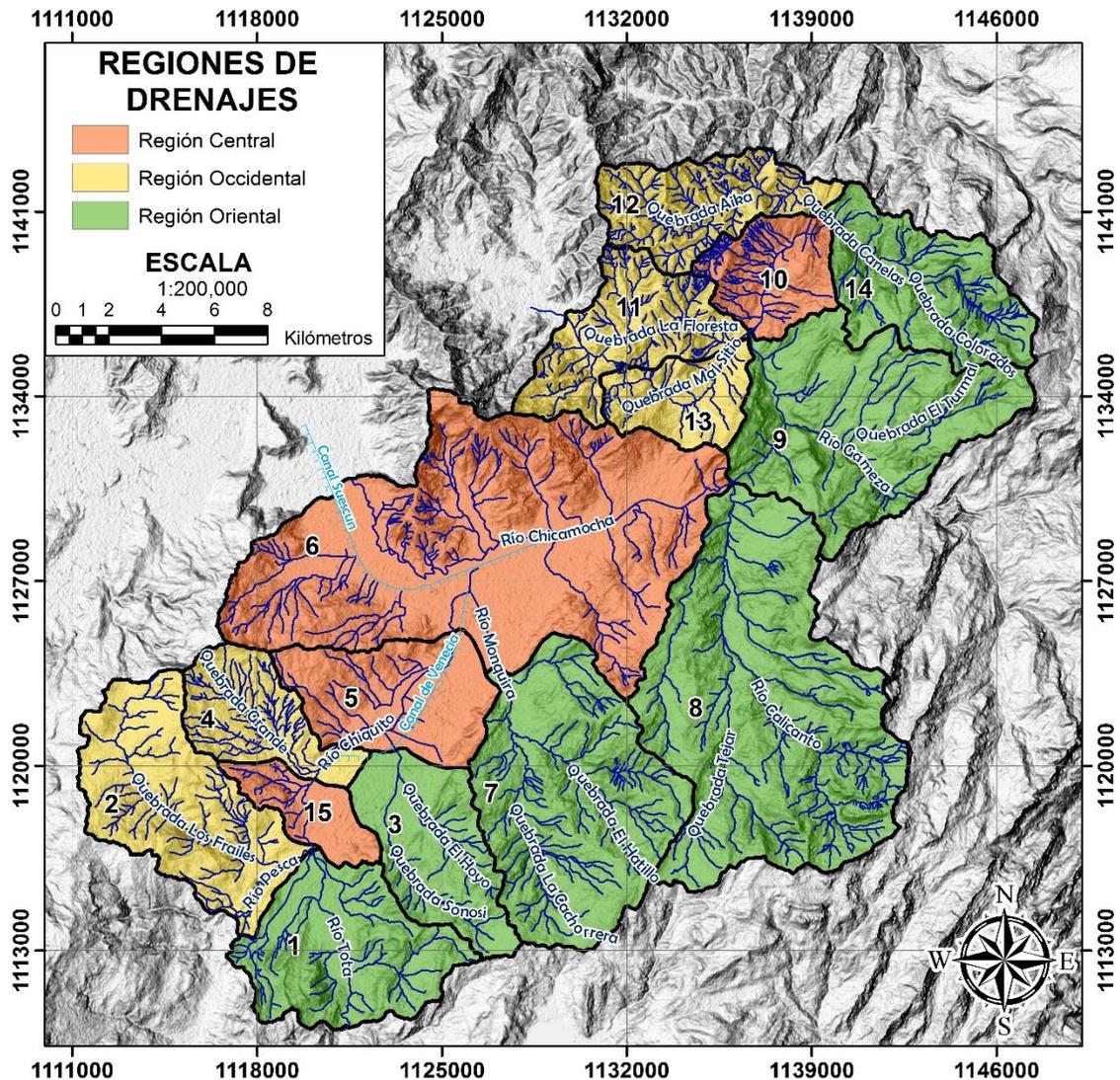


Figura 25. Regiones de drenajes definidas a partir de las subcuencas hidrográficas, el patrón y la densidad de corrientes en la zona de estudio.

La región central conformada por las subcuencas 5, 6, 10 y 15 cuyos drenajes principales vierten sus aguas hacia el norte poseen una dirección controlada al sur por los Ríos Tota y Pesca y, al noreste por el Río Chicamocha; los patrones de drenaje presentan una densidad media y son de carácter dendrítico a enrejado o trezado. Los drenajes de esta región corren principalmente sobre depósitos cuaternarios de tipo fluvio-lacustre y rocas de litología variable cuya edad puede oscilar entre el Jurásico con la Formación Girón (Jg) y el Cenozoico con la Formación Concentración (Pgc). Una característica particular de esta región es que sus cuencas se localizan sobre el trazado de la Falla Soapaga, cuyo control estructural se evidencia en los patrones de drenaje enrejados o trezados.

La región occidental se compone de las subcuencas 2, 4, 11, 12 y 13 localizadas al occidente de la Falla Soapaga y cuyas aguas fluyen en sentido E-W vertiendo sus aguas en los Ríos Tota y Chicamocha. El patrón de drenaje predominante es el dendrítico de alta densidad el cual se forma sobre las rocas más antiguas de la zona de estudio, las cuales van desde el basamento cristalino hasta rocas del Cretáceo inferior de la Formación Tibasosa (Kit).

La región oriental la conforman las subcuencas 1, 3, 7, 8, 9 y 14 las cuales se encuentran al oriente de la Falla Soapaga, con drenajes de tipo dendrítico de media a alta densidad; las subcuencas 7 y 8 presentan un patrón de drenaje subparalelo, mientras que la cuenca 3 exhibe un patrón de drenaje paralelo. El control estructural producido por las fallas de Gámeza, Mongüa y Monguí, se ve reflejado en los drenajes tributarios de estas cuencas que corren perpendiculares a los drenajes principales, a pesar de ser cuencas elongadas normalmente asociadas a un patrón de drenajes paralelo. Las rocas más jóvenes correspondientes a formaciones paleógenas como Picacho (Pgp), Areniscas de Socha (Pgars) y Arcillas de Socha (Pgas) están restringidas a esta región.

El Río Calicanto, cauce principal de la subcuenca 8 presenta una tendencia SE-NW, sin embargo hacia la cabecera del río su trayectoria es E-W la cual se ve truncada por la Falla Mongüa cuyo trazado corta transversalmente el río modificando su dirección volviéndola hacia el norte; el valle del Río Calicanto en este sector se caracteriza por depósitos glaciales y aluviales que suprayacen rocas duras (areniscas) las cuales conforman terrazas en forma de bancos estructurales posiblemente asociados a la Falla Mongüa.

Los semivalles formados por el Río Gámeza se componen de depósitos aluviales de cantos redondeados y subredondeados, compuestos principalmente de areniscas provenientes de las formaciones Areniscas de Socha (Pgars) y Arenisca Tierna (Ksgt). Hacia la desembocadura del Río Gámeza en el Río Chicamocha resaltan terrazas disperejas producidas por el cambio de litología entre las formaciones Areniscas de Socha (Pgars) a la izquierda del río aguas abajo, donde

la incisión del mismo y la alta resistencia de las rocas ha dejado una zona fuertemente escarpada, y Arcillas de Socha (Pgas) a la derecha del río donde las pendientes son menos pronunciadas debido a la poca resistencia a la erosión y baja permeabilidad característica de las rocas de esta formación. Laderas estructurales y crestas ramificadas hacia la parte oriental de la Subcuenca 9 (Cuenca del Río Gámeza) formadas en rocas resistentes de las formaciones Arenisca Tierna (Ksgt) y Areniscas de Socha (Pgars), funcionan como divisorias de agua de la cuenca y son atribuidas en este sector a la acción de la Falla Mongüa.

El Río Chicamocha atraviesa el área de estudio desde el Occidente entrando por el municipio de Tibasosa, con una dirección NW-SE y un patrón de drenajes subparalelo de baja densidad; en este sector el río conforma el cauce principal de la subcuenca 6 (comprendida por varias microcuencas) la cual está conformada por un valle amplio con depósitos fluvio-lacustres que suprayacen un depósito aluvial antiguo constituido por conglomerados aluviales de gran espesor (Reyes Chitarro, 1990). El Río Chicamocha cambia la dirección de su cauce entre el sector de Punta Larga y el municipio de Nobsa donde gana una tendencia W-E, posteriormente fluye por el municipio de Sogamoso donde a su paso recibe aguas de tributarios como el Río Chiquito, el Río Monquirá y la Quebrada Grande, en este sector la actividad antrópica ha modificado los cauces de los ríos de manera considerable canalizándolos o desviándolos de su flujo natural. A la salida de la subcuenca 6 por el sector de Vado Castro el valle se estrecha en forma de V, iniciando la transición de geformas agradacionales de tipo fluvio-aluviales a geformas montañosas y colinadas donde procesos estructurales asociados a la Falla Soapaga dominan el paisaje.

El estudio de los patrones de drenaje y la morfología de los canales aluviales pueden proveer información sobre movimientos verticales asociados a tectonismo (Schumm, 1986), características geomorfológicas como escarpes que disectan los ríos o la inversión en los patrones de drenajes pueden sugerir actividad tectónica de la Falla Soapaga y las fallas asociadas a su sistema. Como sugiere Audemard M. (1999) ningún río responde de manera similar a los cambios topográficos del terreno, pues generalmente los ríos de grandes caudales suelen cortar estructuras de levantamiento relativamente fácil sin sufrir una modificación en la dirección de su cauce mientras que pequeños drenajes pueden reflejar mucho mejor las variaciones topográficas sutiles (útiles en el estudio de actividad neotectónica). Teniendo en cuenta esto, para la zona de estudio existen una serie de anomalías en la red de drenajes:

- La desviación de ríos o quebradas puede ser producida por el basculamiento del terreno, mientras que la aparición de patrones de drenaje radiales en zonas de plegamiento y acortamiento puede ser indicativo del cierre periclinal de estructuras anticlinales o sinclinales (Audemard M., 1999). Sobre la

cuenca 8 hacia la parte sur-oriental de la misma (Fig. 26), quebradas tributarias del Río Calicanto forman un patrón de drenajes Radial poco común en la zona de estudio y que bordean lo que parece ser una estructura de plegamiento correspondiente al Anticlino de Balcones; hacia el cierre de esta estructura en la parte alta sur-oriental se observa como dos drenajes parecen unirse, pero son divididos mostrando una clara desviación producto el levantamiento del sector.

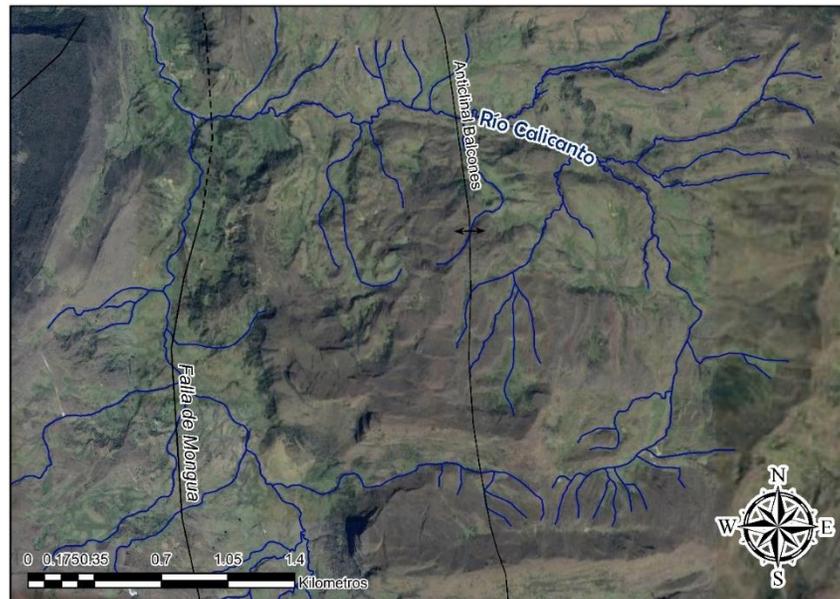


Figura 26. Patrón de drenaje radial formado por tributarios del Río Calicanto, asociado al cierre de una estructura de plegamiento (Anticlino Balcones); resalta el trazado de la Falla de Mongüa (línea punteada-continua) (Imagen satelital tomada de Google, 2017).

- Las alineaciones de los ríos o canales deben responder a lineamientos estructurales tanto activos como pasivos, sin embargo la interrupción en el alineamiento de algunos ríos o corrientes representa una anomalía en la red hídrica (Ollarves, Audemard, & López, 2006); los cambios fuertes en la dirección de los ríos sí bien no son una característica geomorfológica de actividad tectónica por sí sola, asociada con las demás anomalías en los patrones de drenaje y en conjunto con los índices geomorfológicos puede volverse significativa. Existen 4 sectores en el área de estudio donde el curso de los ríos y quebradas es desviado debido a levantamiento asociado con estructuras de plegamiento y fallas.

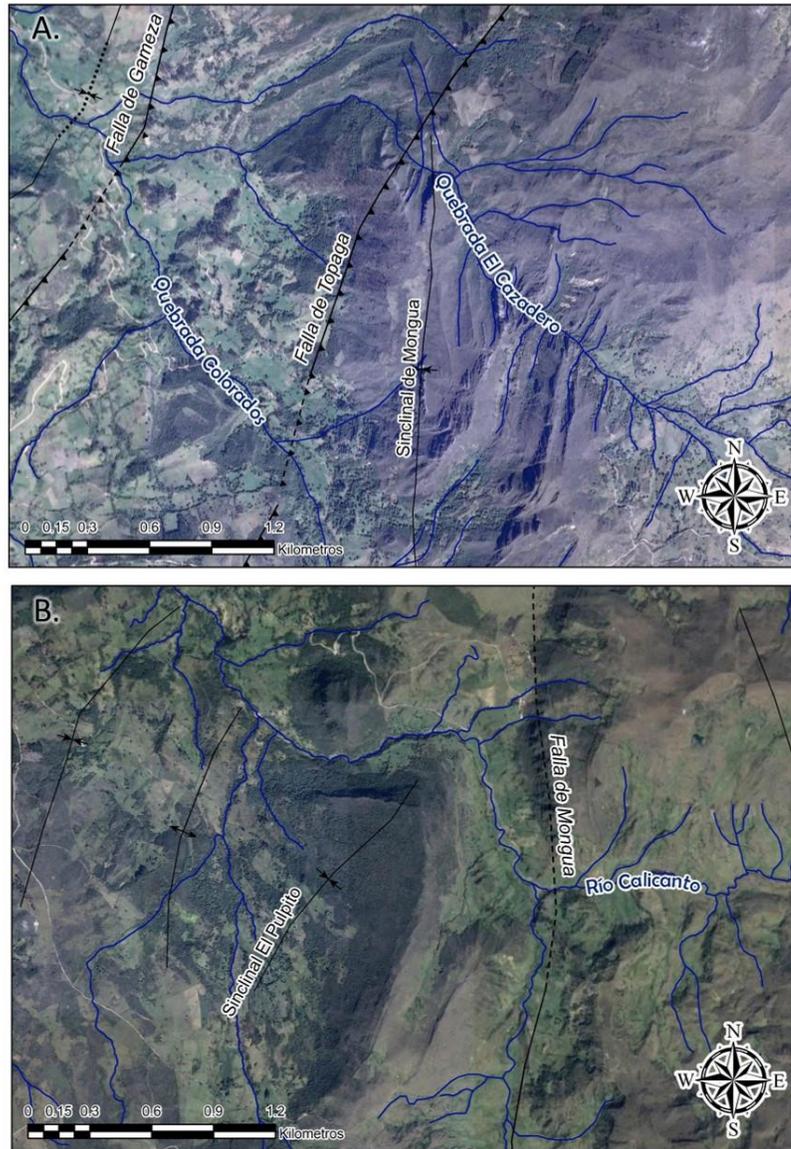


Figura 27. Fuertes cambios en la dirección de drenajes de las cuencas 14 y 8. La imagen A. muestra el trazado del sinclinal de Mongüa cuya influencia cambia el curso de la Quebrada el Cazadero. En la imagen B. se observa la modificación del Río Calicanto producida por escarpes y plegamientos de la Falla Mongüa (Imágenes satelitales tomadas de Google, 2017).

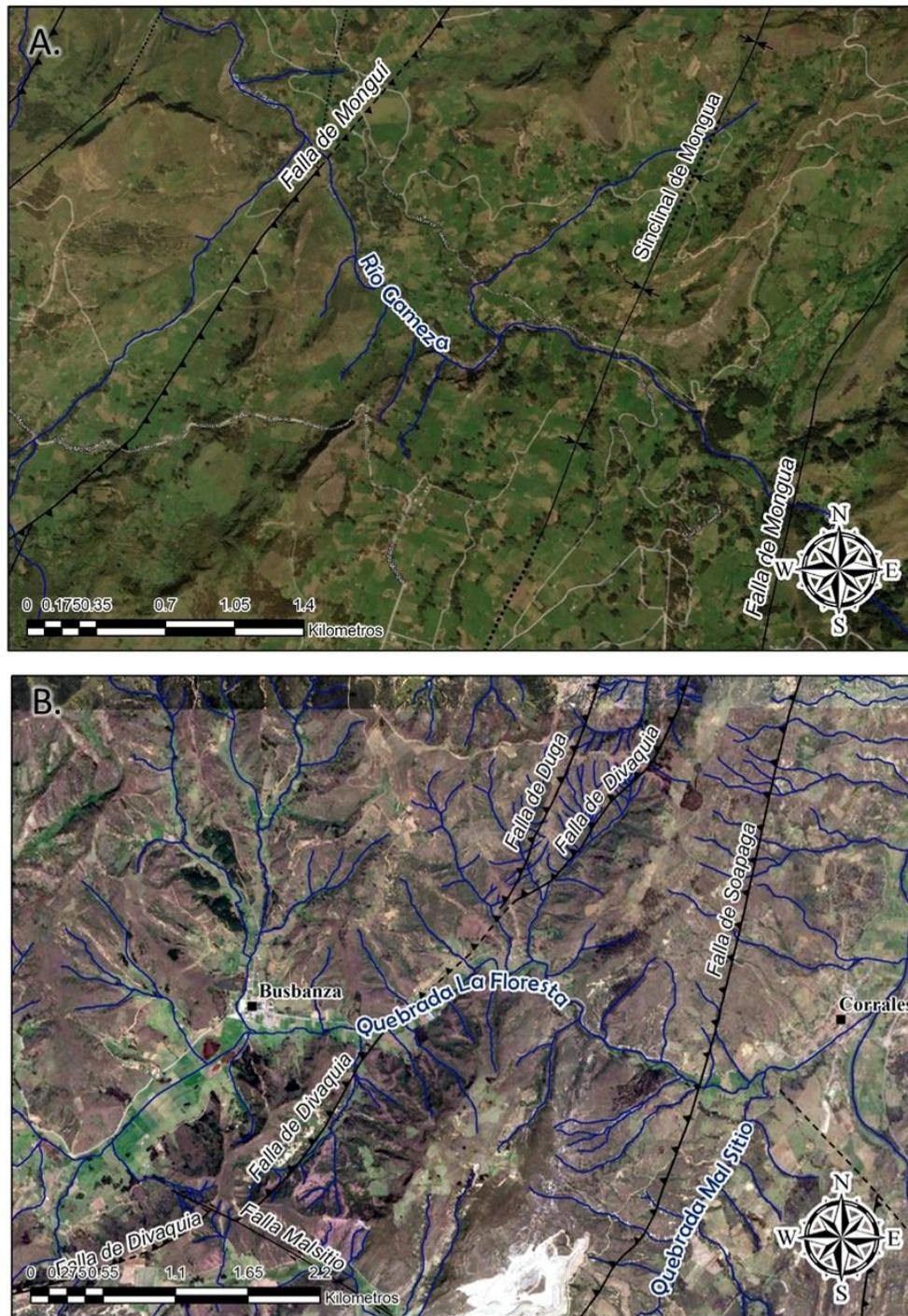


Figura 28. Fuertes cambios en la dirección de los drenajes principales de las cuencas 9 y 11. La imagen A. Muestra escarpes que marcan la divisoria de aguas de la cuenca 9 y los cuales obedecen al cambio en la dirección del Río Gámeza. La imagen B. Muestra el trazado del Sistema de Fallas de Soapaga cuya influencia modifica el curso de la Quebrada Floresta (Imágenes satelitales tomadas de Microsoft, 2017).

Al Noreste del área de estudio en la cuenca 14, la Quebrada El Cazadero (Fig. 27-A) a su paso por el Sinclinal de Mongüa y la Falla Tópaga (Estructura que corta el sinclinal) cambia su curso para finalmente desembocar en la Quebrada Colorados, este cambio también es visible en los drenajes tributarios que en su mayoría fluyen paralelos al sentido de la falla y que probablemente responden al levantamiento de rocas cretáceas de la Formación Guaduas sobre el Sinclinal de Mongüa. Otros ejemplo similares son observados en las cuencas 8 donde el Río Calicanto (Fig. 27-B) sufre una desviación atribuida al accionar de la Falla Mongüa que desplaza las rocas cretáceas del Sinclinal El Pulpito hacia el noreste, y 9 en la que el Río Gámeza (Fig. 28-A) por un pequeño tramo fluye paralelo a las estructuras regionales (Falla Monguí y Falla Mongüa) que dominan este sector.

El Sistema de Fallas de Soapaga también produce modificaciones sobre la red fluvial, en la cuenca 11 sobre la Quebrada La Floresta (Fig. 28-B) La Falla Divaquía ejerce un claro control sobre la Quebrada modificando su curso natural NW-SE a SW-NE; anteriormente la Quebrada Floresta parecía estar conectada con la Quebrada Mal Sitio, sin embargo el levantamiento de la Cordillera Oriental se vería representado en el basculamiento de esta sección de la subcuenca de la Quebrada Floresta y modificaría el curso de la corriente hacia el NE, gracias a sus nuevos tributarios y al poder erosivo de la Quebrada, esta recuperaría su curso SE hacia el valle del Chicamocha donde la Falla Soapaga volvería a modificar la dirección de sus aguas hacia el NE; la subcuenca de la Quebrada Floresta parece encontrarse basculada al SW de la cabecera municipal de Busbanza donde cambia su dirección de corriente hacia el NE, pues la quebrada se encuentra muy proximal al piedemonte y alejada del centro del valle.

- El patrón de drenajes de rastrillo o "*Broom-shaped*" es un conjunto de cursos de agua de una vertiente que se agrupan para aumentar su caudal con el fin de vencer una estructura activa que se opone a la escorrentía natural; este tipo de característica de la red hídrica fue señalada por Audemard M. (1999) como un importante indicador de movimiento vertical producido por los corrimientos (Millán & Perucca, 2011). En la zona de estudio este tipo de patrón se desarrolla a lo largo del trazado de tres fallas: La Falla Soapaga, la Falla Monguí y la Falla Divaquía; esta anomalía se expresa mejor en el área de estudio sobre los drenajes primarios y secundarios.

La Falla Monguí es quizás la que mejor expresa este patrón de drenajes a lo largo de su trazado (Fig. 29) pues las pequeñas quebradas y drenajes que son indicativos del fallamiento corren paralelos al rumbo de la estructura generalmente sobre rocas cretáceas del Grupo Guadalupe.

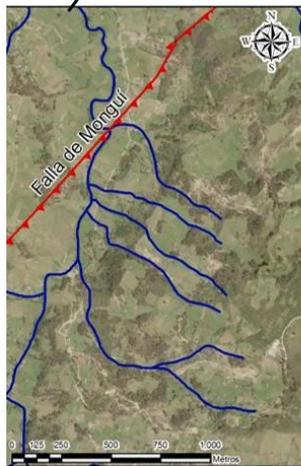
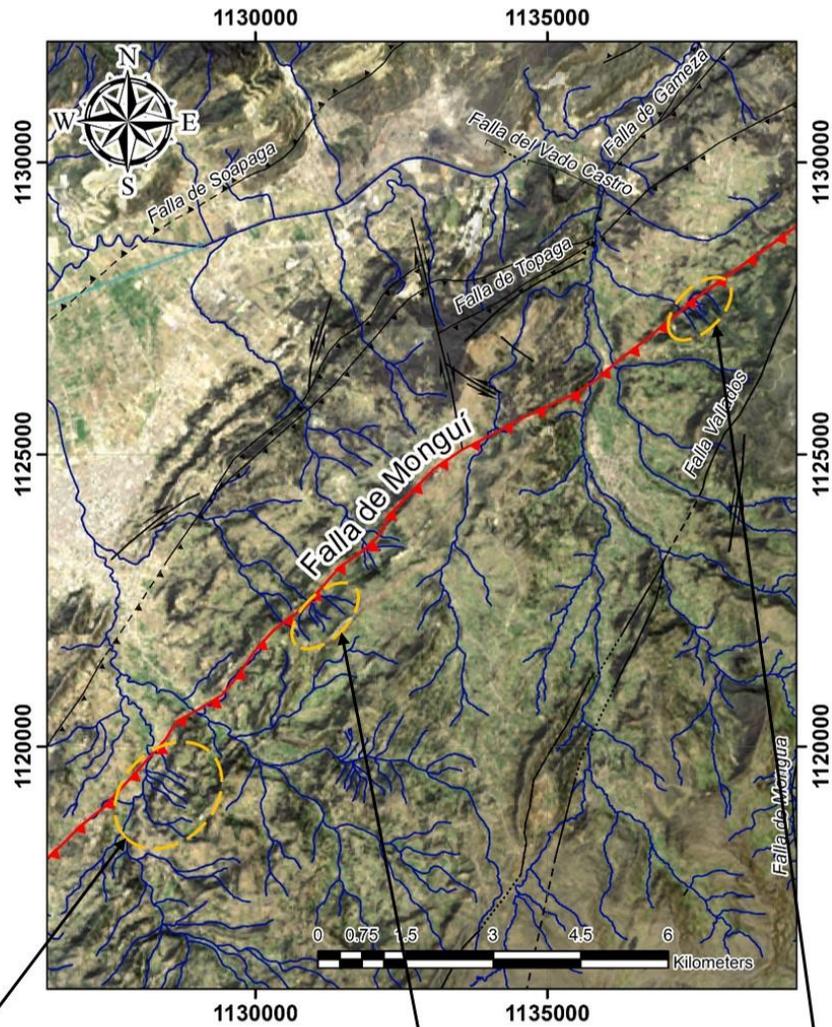


Figura 29. Anomalías en la red de drenaje por efecto de la Falla Monguí con un patrón de drenaje en rastrillo (elipses naranjas) a lo largo del labio levantado de la falla.

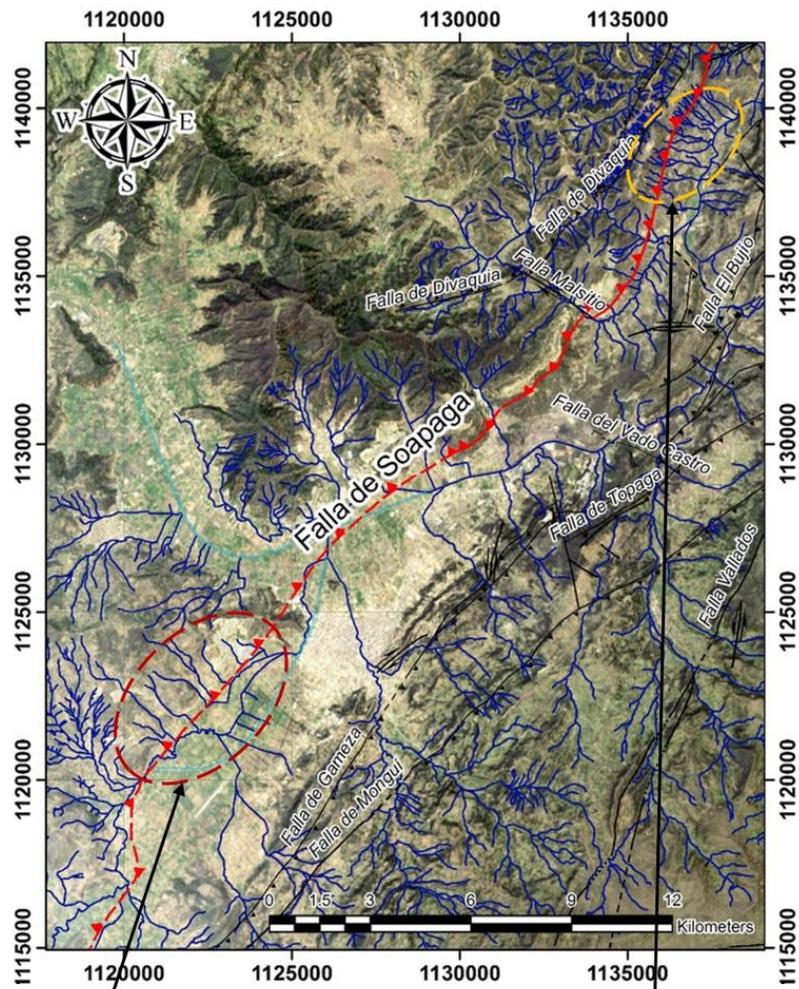


Figura 30. Trazado de la Falla Soapaga que produce anomalías sobre la red de drenaje, un patrón de drenaje en rastrillo (elipse naranja), y un claro control estructural sobre los drenajes que bordean el piedemonte (elipse roja).

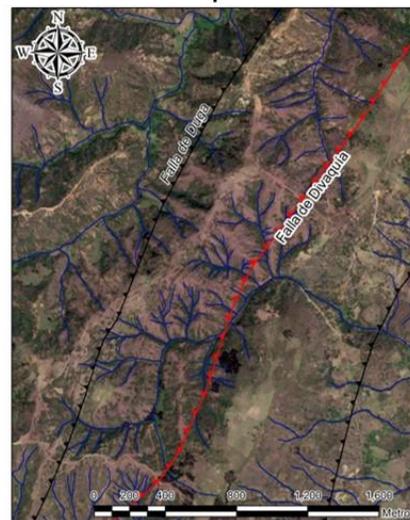
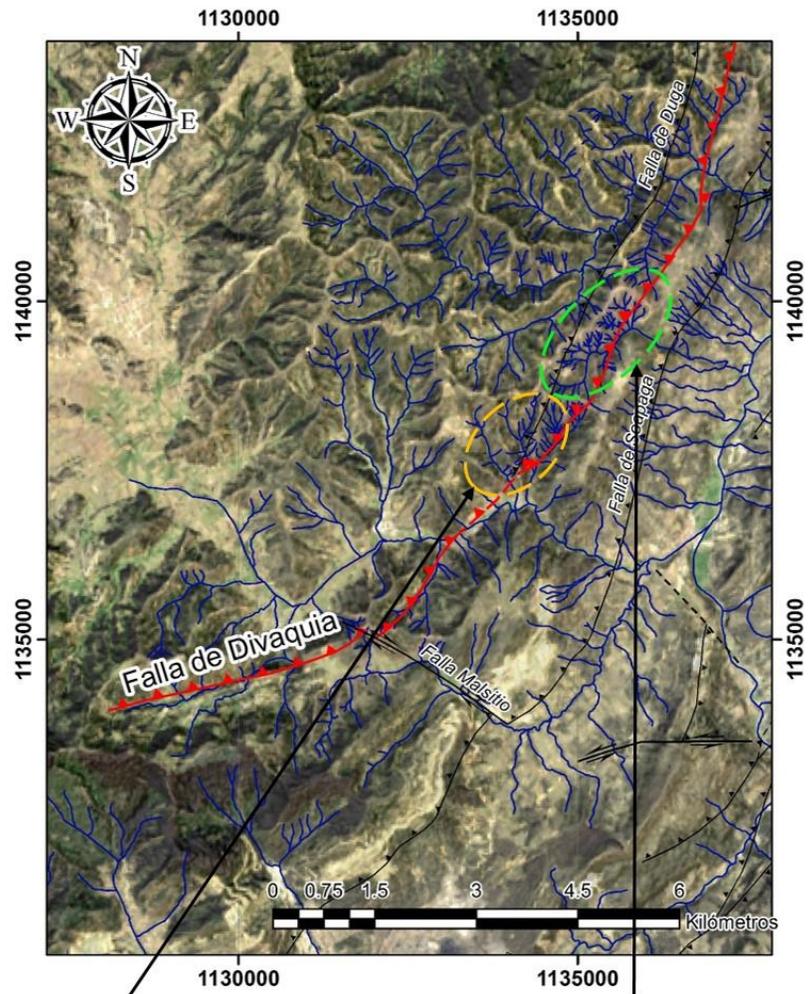


Figura 31. Trazado de la Falla Divaquiá que produce anomalías sobre la red de drenaje, un patrón de drenaje en rastrillo (elipse naranja), y un cambio fuerte en el patrón de drenajes efecto de levantamiento de rocas jurásicas de la Formación Girón (elipse verde).

La Falla Soapaga a lo largo de su trazado también genera dos tipos de anomalías sobre la red de drenajes (Fig.30), la primera es una expresión de los drenajes con patrón de rastrillo sobre rocas cretáceas del grupo Guadalupe en el labio levantado de la falla, que suprayacen rocas del Cenozoico de la Formación Concentración (Pgc).

La segunda anomalía son drenajes cuyo curso obedece las escamas del trazado de la falla, pues los cursos de las quebradas no fluyen hacia el medio del valle sino que bordean el frente de montaña; la segunda anomalía asociada a esta falla podría ser evidencia de un basculamiento que sufre el cuaternario fluvio-lacustre sobre el que se asienta la ciudad de Sogamoso.

La Falla Divaquía muestra también dos anomalías a lo largo de su trazado (Fig. 31), una mostrando un patrón de drenajes en rastrillo con una expresión débil sobre rocas Jurásicas de la Formación Girón (Jg), este mismo patrón también puede ser asociado a la Falla Duga en el sector donde las crestas marcadas por los lineamientos de la falla evitan que los drenajes fluyan directamente hacia el SE.

La segunda marcando un fuerte cambio en el patrón de drenajes y de dirección de escorrentía el cual pasa de un patrón dendrítico con una tendencia SE-NW a un patrón subparalelo y de rastrillo con una dirección de flujo NW-SE.

5.2. Análisis geomorfológico cuantitativo, índices geomorfológicos.

Se calcularon siete índices geomorfológicos para cuantificar la morfometría de las 15 subcuencas hidrográficas interpretadas en la zona de estudio, y las formas del terreno asociadas; los índices calculados fueron los siguientes:

1. Asimetría de la Cuenca (AF), 2. Radios de elongación-formas de cuenca (Re), 3. Curva e Integral Hipsométrica (HI), 4. Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf), 5. Índice de Hack (SL), 6. Perfiles longitudinales (Swath Profiles), 7. Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF). Los índices correspondientes al análisis de las cuencas hidrográficas (Swath Profile, AF, Re, SL y TTSF) se aplicaron teniendo en cuenta los cauces principales seleccionados como aquellos drenajes con mayor acumulación de flujo de las 15 subcuencas.

5.2.1. Asimetría de la Cuenca (AF)

El Factor de Asimetría o Asimetría de la cuenca es una forma de evaluar la existencia de basculamiento tectónico a la escala de una cuenca de drenaje (El Hamdouni, et al., 2008). Con el fin evaluar la actividad tectónica se calcularon las áreas totales (A_t) y el área a la derecha aguas abajo del cauce principal (A_r) para determinar la asimetría de la cuenca; para evitar confusiones en la interpretación del índice, Pérez-Peña, et al., (2010) proponen expresar el resultado en un valor absoluto menos 50, clasificando los resultados en cuatro rangos principales tabulados a continuación:

AF > 15	Cuenca fuertemente asimétrica
10 – 15	Cuenca moderadamente asimétrica
5 - 10	Cuenca suavemente asimétrica
AF < 5	Cuenca simétrica

Tabla 2. Clasificación de la simetría de la cuenca en función del valor absoluto del índice AF (Pérez-Peña, et al., 2010).

SUBCUENCA	AF	AF NORMALIZADO	CATEGORÍAS (AFR)	REGIÓN DE DRENAJE
1	53.061036	3.061035994	Cuenca Simétrica	Oriental
2	56.941344	6.941344365	Cuenca Suavemente Asimétrica	Occidental
3	70.34195	20.3419495	Cuenca Fuertemente Asimétrica	Oriental
4	53.470552	3.470552067	Cuenca Simétrica	Occidental
5	45.563794	4.436205537	Cuenca Simétrica	Central
6	54.176859	4.176858562	Cuenca Simétrica	Central
7	75.98708	25.9870795	Cuenca Fuertemente Asimétrica	Oriental
8	45.258491	4.741509045	Cuenca Simétrica	Oriental
9	66.119638	16.11963772	Cuenca Fuertemente Asimétrica	Oriental
10	45.24558	4.754420276	Cuenca Simétrica	Central
11	49.754607	0.24539304	Cuenca Simétrica	Occidental
12	52.901325	2.901324848	Cuenca Simétrica	Occidental
13	70.275245	20.27524491	Cuenca Fuertemente Asimétrica	Central
14	61.011871	11.01187074	Cuenca Moderadamente Asimétrica	Oriental
15	52.912986	2.912986186	Cuenca Simétrica	Central

Tabla 3. Resultados del índice de asimetría (AF) e índice normalizado en su valor absoluto menos 50 para las 15 subcuencas catalogadas en la región de drenaje a la que pertenecen.

Las subcuencas 3, 7, 9 y 13 presentan el basculamiento más fuerte (Cuencas fuertemente asimétricas), de las cuales las 3,7 y 9 corresponden a la región oriental de drenajes donde la Falla Monguí presenta una fuerte expresión geomorfológica evidenciada en los patrones de drenaje anteriormente analizados. Por otro lado la subcuenca 13 perteneciente a la región occidental es afectada por la Falla Soapaga, cuyo trazado es cortado por la Falla Malsitio que corre paralela al drenaje principal de esta cuenca, esta falla es de rumbo dextral; El basculamiento de esta cuenca tiene una tendencia NW al igual que las escamas de la Falla Soapaga en este sector.

La región occidental de drenajes no sigue una tendencia general en su dirección basculamiento, solo las subcuencas 2, 4 y 12 parecen tener una tendencia NE. La variabilidad litológica de esta región y el hecho de que las estructuras que dominan las subcuencas al norte de la región occidental (fallas de Divaquía y Duga) no continúen en el sur, parecen ser la razón por la cual no existe una tendencia general en la dirección del Basculamiento. La región Oriental por otro lado tiene una clara tendencia hacia el SW obedeciendo el rumbo de las fallas principales de esta zona, además de tener las subcuencas con un valor del índice AF más alto. La región central obedece tiene un basculamiento que en su mayoría a las escamas de la Falla Soapaga, lo que indica un claro control de la falla en los drenajes de esta región.

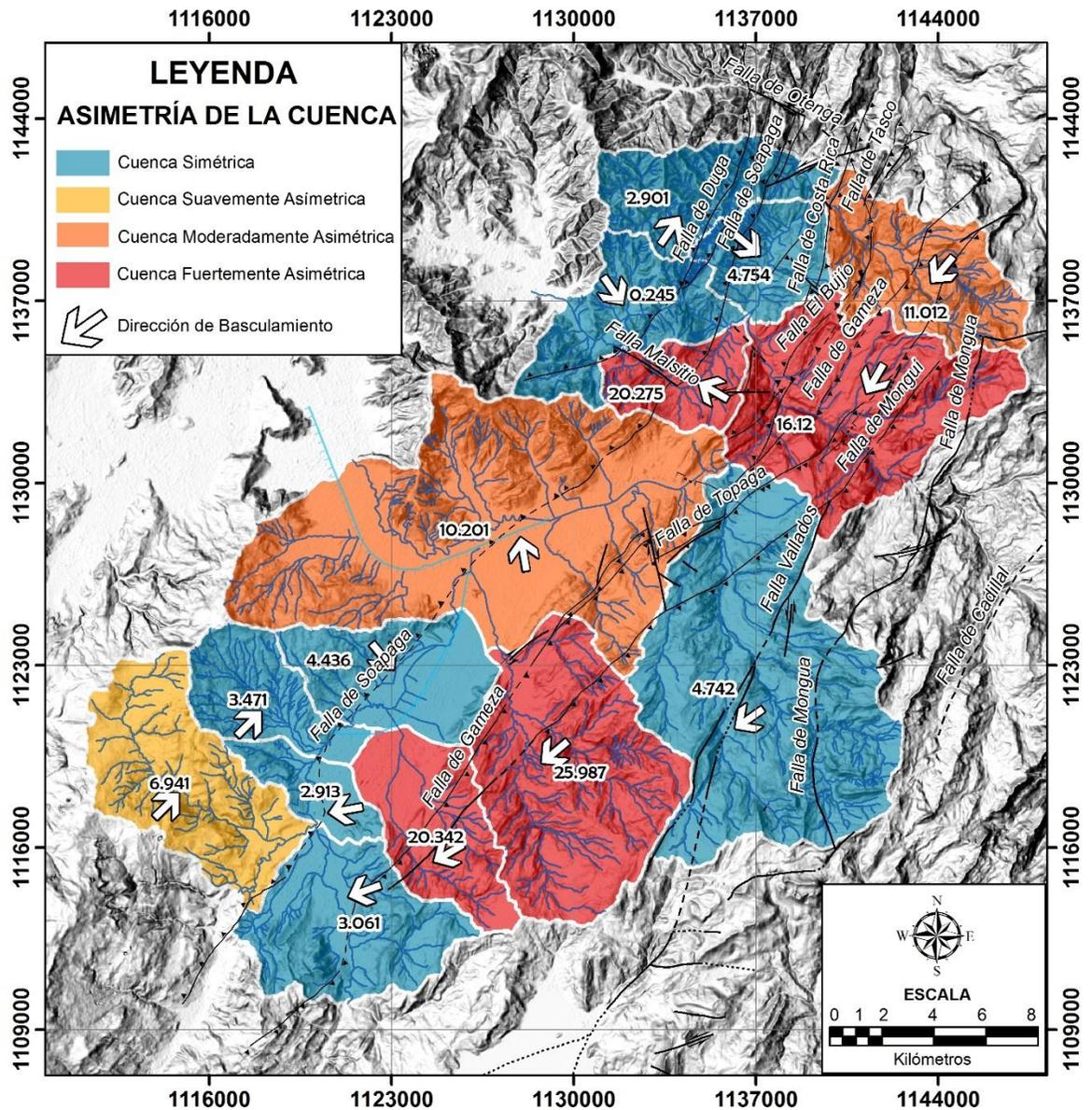


Figura 32. Mapa de distribución de la asimetría de la cuenca (AF) y principales estructuras de la zona de estudio.

5.2.2. Radios de elongación/Formas de cuenca (Re)

Los radios de elongación son la representación numérica de la forma de una cuenca de drenaje. Para el cálculo de este índice se midieron las longitudes planimétricas entre los puntos de máxima distancia de las 15 subcuencas de drenajes. También fue calculada el área correspondiente para cada una de las subcuencas con el fin de determinar el diámetro de un círculo que presentase la misma área.

Según Strahler (1952), sobre una amplia variedad de factores climáticos y geológicos usualmente los valores de Re varían desde 0 hasta 0.6 para una cuenca alargada tectónicamente activa, y de 0.6-1.0 para cuencas inactivas ovaladas a circulares. Teniendo esto en cuenta Bhatet al., (2013) proponen la siguiente clasificación:

1-0.9	CIRCULAR
0.8-0.89	OVALADA
0.79-0.7	LEVEMENTE ELONGADA
0.69-0.4	ELONGADA
0.39-0.2	ALTAMENTE ELONGADA

Tabla 4. Clasificación de la forma de las cuencas en función de los radios de elongación (Re) (Bhat, et al., 2013).

En teoría cuencas altamente elongadas se caracterizan por escarpes activos, pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y procesos de captura (Davis, 1909; Shelton, 1966).

CUENCA	INDICE DE CIRCULARIDAD (Re)	CATEGORIAS (Re)	REGIÓN DE DRENAJE
1	0.580674418	Elongada	Oriental
2	0.430302415	Elongada	Occidental
3	0.382498606	Altamente Elongada	Oriental
4	0.416507647	Elongada	Occidental
5	0.520355201	Elongada	Central
6	0.360557289	Altamente Elongada	Central
7	0.461107884	Elongada	Oriental
8	0.414164949	Elongada	Oriental
9	0.448923327	Elongada	Oriental
10	0.499049598	Elongada	Central
11	0.352646231	Altamente Elongada	Occidental
12	0.417647908	Elongada	Occidental
13	0.450234415	Elongada	Central
14	0.375253151	Altamente Elongada	Oriental
15	0.297322876	Altamente Elongada	Central

Tabla 5. Radios de elongación (Re) para las 15 subcuencas del área de estudio y las respectivas categorías aplicadas.

Todas las subcuencas de drenajes interpretadas presentan formas que van de elongadas a altamente elongadas, donde los factores climáticos afectan de manera similar toda la zona de estudio y los escarpes de las falla principales dominan las

divisoria de aguas; esta distribución uniformemente baja del índice Re y teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente se puede definir esta zona como activa tectónicamente en función de las formas de las cuencas.

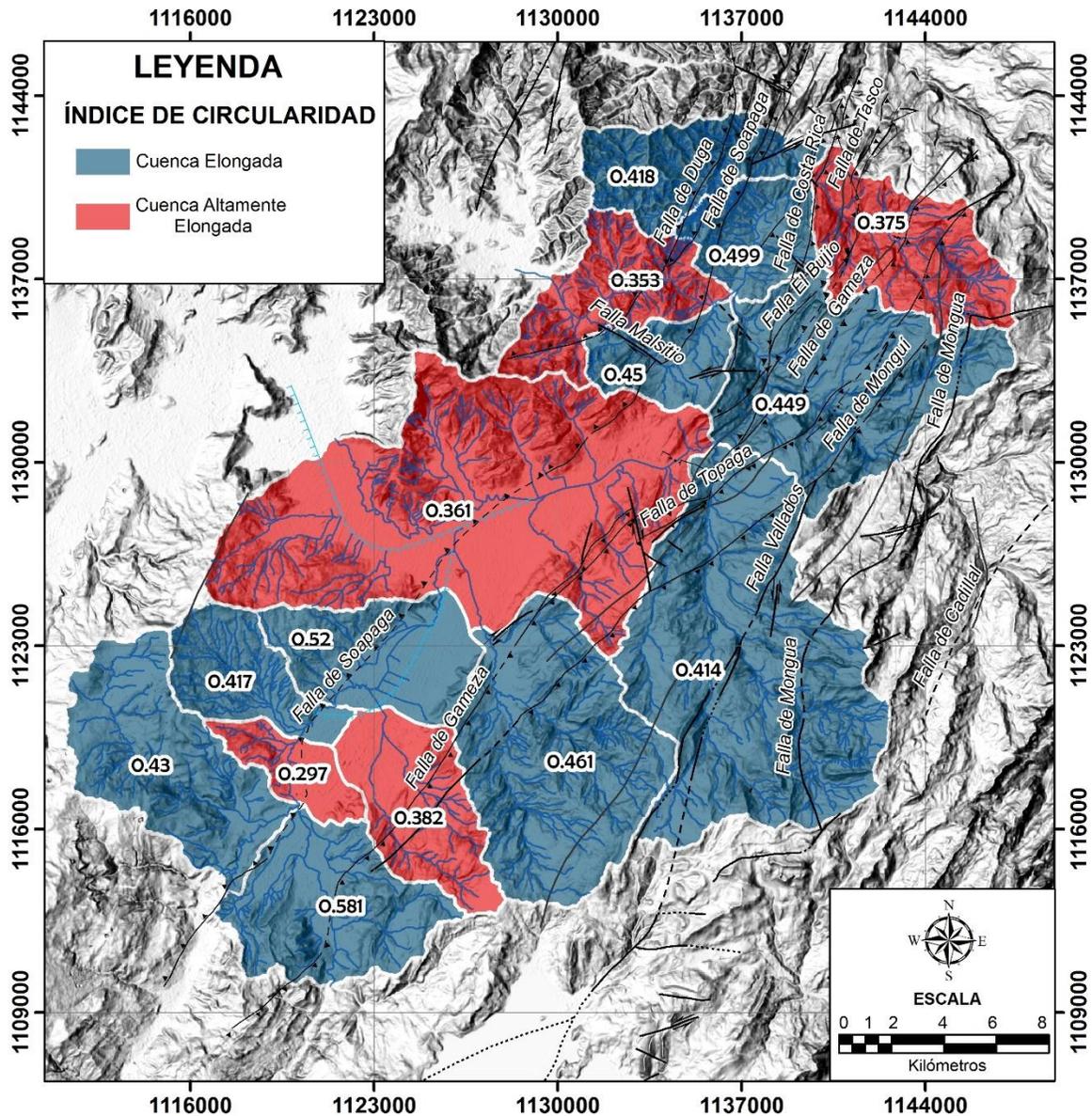


Figura 33. Mapa de distribución del índice de circularidad o formas de cuenca (Re) y principales fallas de la zona de estudio.

Subcuencas altamente elongadas se localizan en las tres regiones de drenajes interpretadas. En la región oriental el intenso fallamiento y plegamiento sobre la sucesión cretáceo-paleógena es claramente el factor responsable de valores tan bajos en el índice Re . Por otro lado las regiones occidental y central atañen estos

bajos valores a la fuerte expresión geomorfológica de los cabalgamientos al norte, producida por el sistema de Fallas de Soapaga; y al sur en las rocas cretáceas, a los lineamientos estructurales de la Falla Soapaga.

La subcuenca 1 es aquella con el valor de índice Re más alto de la región oriental de drenajes y en general del área de estudio, indicando una mayor circularidad, además esta subcuenca anteriormente se catalogó como la más simétrica del área de estudio. Esto se interpreta como un levantamiento relativamente menor en el valle del Río Tota comparado con el resto de la región oriental de drenajes.

La alta variedad litológica de cada subcuenca impide que características como la competencia de las rocas y su resistencia a la erosión sean consideradas como un factor considerablemente influyente en la forma de las subcuencas y por consiguiente en el valor del índice Re.

5.2.3. Curva e Integral Hipsométrica (HI).

La curva hipsométrica es una relación área-elevación que gráfica la elevación normalizada contra el área normalizada de una cuenca (Strahler, 1952; Strahler, 1964), esta curva clasifica las cuencas en varios niveles de madurez geomorfológica y se ve influenciada por varios agentes, tales como el clima, la litología y la tectónica del sector (Farhan, Ahnbar, Enaba, & Al-shaikh, 2015); gracias a los valores normalizados de área y elevación que se usan para graficar esta curva, cuencas de diferentes tamaños pueden ser comparadas (Keller & Pinter, 2002; Walcott & Summerfield, 2008; Pérez Peña, et al., 2009). La integral Hipsométrica (HI) por otro lado es calculada como el área bajo la curva hipsométrica y se expresa en porcentaje; este es un índice volumétrico propuesto por primera vez por Strahler (1952), el cual puede proporcionar una evaluación de la etapa alcanzada en la evolución del paisaje (Strahler, 1957).

Las variaciones espaciales de la integral hipsométrica (IH) pueden ser útiles para demostrar la propagación del levantamiento a lo largo de una región de litología homogénea (Delcaillau, et al., 1998); valores altos de la integral generalmente representan que no se ha erosionado la mayor parte de las zonas montañas, y pueden sugerir un paisaje más joven, tal vez producido por tectónica activa, sin embargo en este índice así como en el índice de Hack (SL) la capacidad erosiva de los ríos, el clima y la competencia de las rocas que conforman las cuencas afectan el valor obtenido (El Hamdouni, et al., 2008).

Tomando la clasificación propuesta por Strahler (1952) como base, Ahmed & Rao (2016) proponen una clasificación más detallada de 9 categorías que representan la madurez geomorfológica del relieve en función del ciclo erosivo. Esta clasificación

fue escogida para la categorización de las 15 subcuencas presentes en el área de estudio.

0.8-1	JUVENIL TEMPRANA
0.70-0.79	JUVENIL MEDIA
0.60-0.69	JUVENIL AVANZADA
0.50-0.59	MADUREZ TEMPRANA
0.40-0.49	MADUREZ MEDIA
0.30-0.39	MADUREZ TARDÍA
0.2-0.29	SENIL TEMPRANA
0.10-0.19	SENIL MEDIA
0-0.09	SENIL TARDÍA

Tabla 6. Clasificación del grado de madurez geomorfológica de las cuencas en función de la integral hipsométrica (HI) (Ahmed & Rao, 2016).

Este índice se calculó para las 15 subcuencas interpretadas en el área de estudio, y se comparó teniendo en cuenta el marco geológico-estructural y rasgos geomorfológicos como valles y ríos principales; se graficaron las curvas hipsométricas de cada cuenca y se agruparon en función de la región de drenajes a la que pertenecen (Fig. 34, Fig. 35 & Fig. 36).

SUBCUENCA	INTEGRAL HIPSOMÉTRICA	MADUREZ GEOMORFOLÓGICA	REGIÓN DE DRENAJE
1	0.739724575	Juvenil Media	Oriental
2	0.594091357	Madurez Temprana	Occidental
3	0.679483186	Juvenil Tardío	Oriental
4	0.624527007	Juvenil Tardío	Occidental
5	0.795013629	Juvenil Media	Central
6	0.794788179	Juvenil Media	Central
7	0.575390721	Madurez Temprana	Oriental
8	0.42508553	Madurez Medio	Oriental
9	0.658866959	Juvenil Tardío	Oriental
10	0.657743767	Juvenil Tardío	Central
11	0.66495872	Juvenil Tardío	Occidental
12	0.516383448	Madurez Temprana	Occidental
13	0.56493909	Madurez Temprana	Central
14	0.505042734	Madurez Temprana	Oriental
15	0.816641187	Juvenil Temprana	Central

Tabla 7. Resultados de la Integral Hipsométrica (HI) para las 15 subcuencas del área de estudio y su grado de madurez geomorfológica correspondiente.

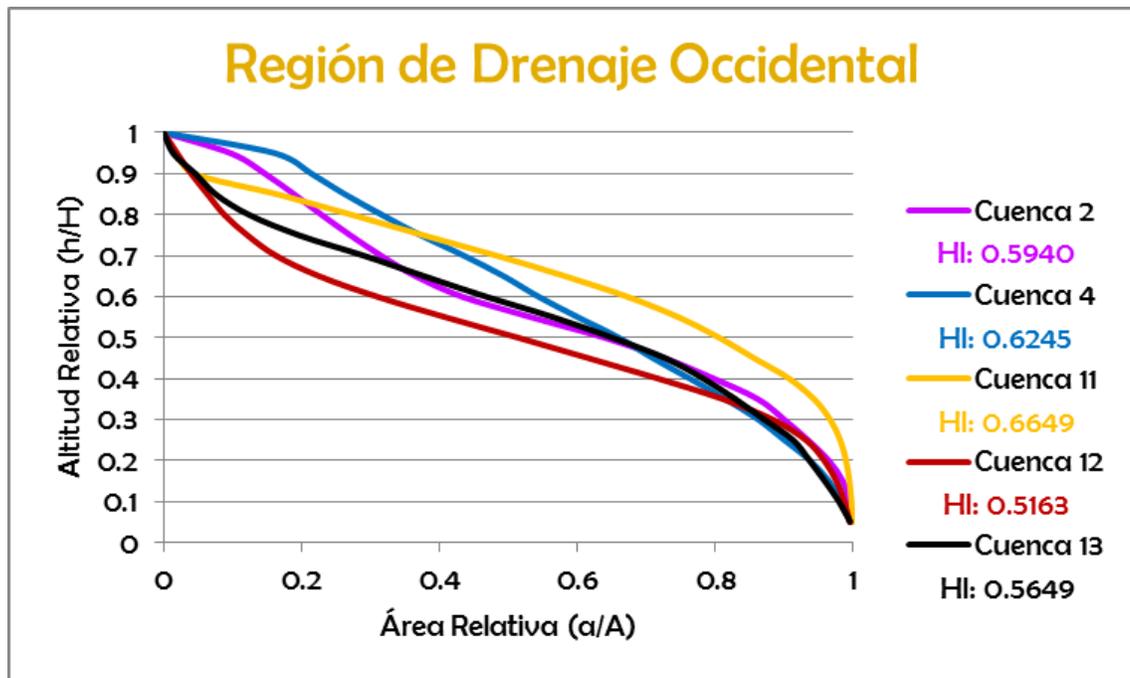


Figura 34. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región occidental de la zona de estudio. Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.

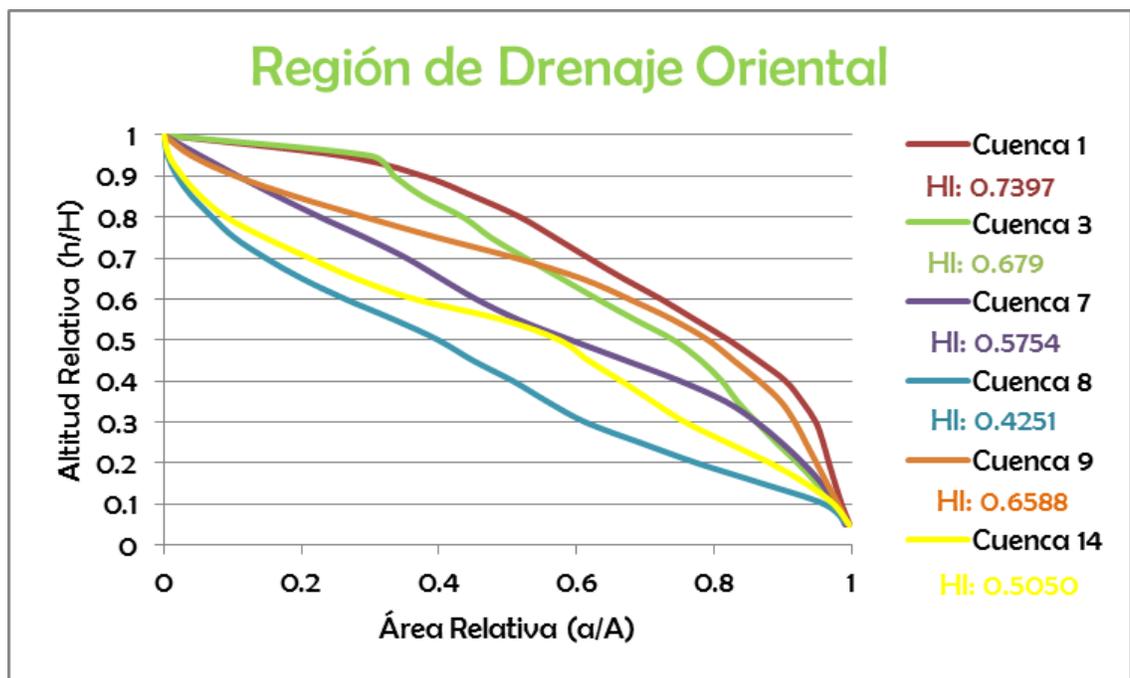


Figura 35. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región oriental de la zona de estudio. Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.

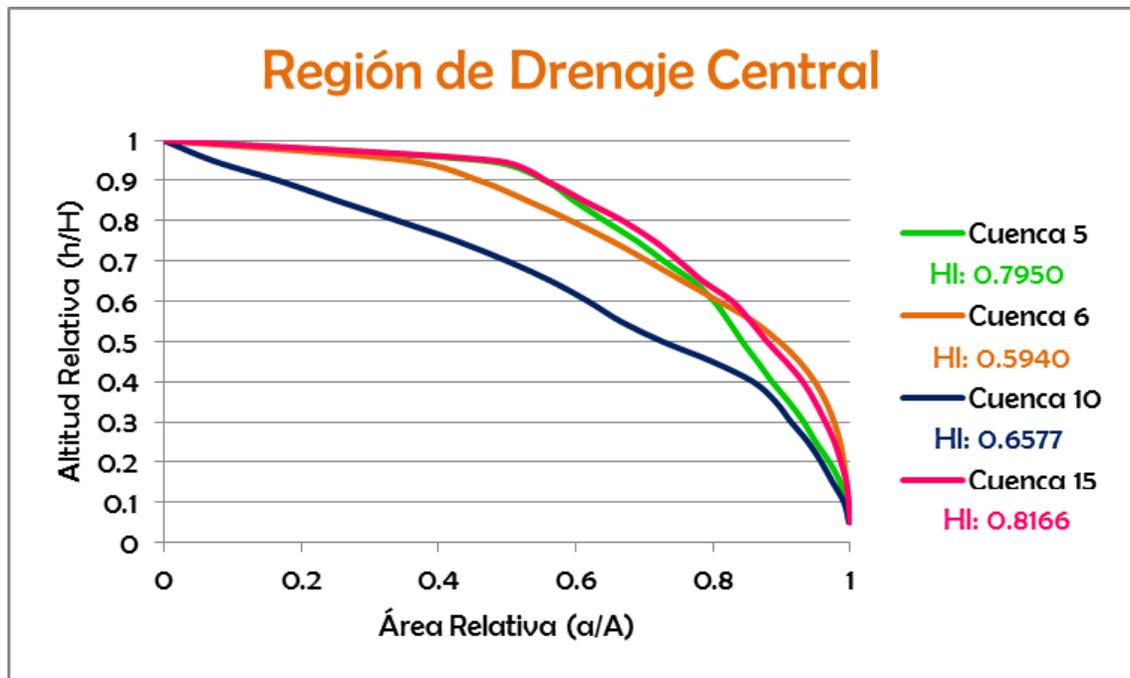


Figura 36. Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la región central de la zona de estudio. Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.

En rasgos generales las subcuencas presentan una poca evolución en el ciclo erosivo, siendo en su mayoría jóvenes o con un grado de madurez temprana, esto se ve reflejado en la forma de su curva hipsométrica donde la mayoría de las cuencas presentan un drenaje principal de curva cóncava, o en transición a la forma de S.

La región de drenajes donde en las curvas hipsométricas predomina una forma convexa, son las localizadas en la región central siendo estas por tanto las que poseen un relieve con menor evolución erosiva; la cuenca 10 cuya curva se diferencia de las demás pues muestra señales de forma en "S", esta cuenca se encuentra en el sector en el que el relieve colinoso estructural predomina sobre el denudativo contrario a lo que ocurre en las demás cuencas de esta región donde las formas del relieve agradacional de tipo fluvio-lacustre son el principal exponente con paisajes de valle. La comparación del factor de asimetría con la curva hipsométrica es muy dicente sobre en qué sector los levantamientos son más recientes, tal como se evidencia en la cuenca 6 donde a pesar de ser una de las cuencas más jóvenes el índice AF indica que posee un basculamiento moderado probablemente aludido a un accionar reciente de la Falla Soapaga en este sector.

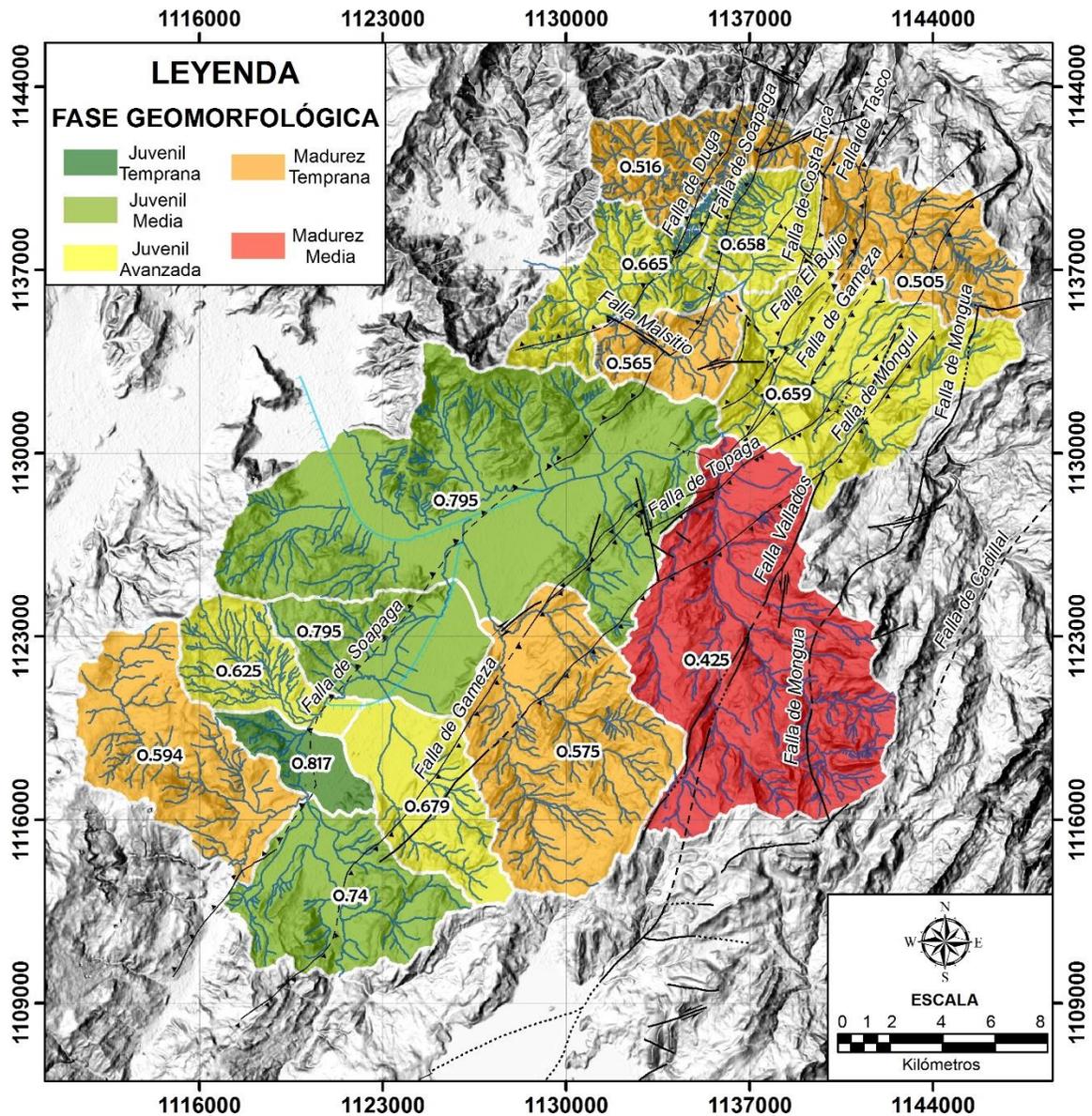


Figura 37. Mapa de distribución de la madurez geomorfológica de las subcuencas, mostrando los valores de la integral hipsométrica (HI) y las principales estructuras de la zona de estudio.

Contrastando con la región central, la región oriental es la que parece tener curvas con una tendencia mayor a la forma de “S”, siendo la cuenca 8 la que mejor expone este comportamiento en su curva hipsométrica. Esto coloca a la subcuenca del Río Calicanto como la de mayor equilibrio entre los procesos estructurales y la incisión fluvial; no existen apenas cambios litológicos fuertes a lo largo del rumbo NW-SE en la región oriental, y el control estructural determinado por el rumbo de las fallas principales de este sector también obedece la misma tendencia general NW-SE, es

entonces acertado afirmar que el equilibrio singular de la cuenca 8 se debe principalmente a la erosión fluvial del Río Calicanto.

La región occidental, también con cuencas en una clara transición a la forma de “S” en su curva hipsométrica, indican una mayor madurez hacia los sectores más colinados del área de estudio tanto oriental como occidental; las rocas que conforman la parte norte de la región occidental son las más antiguas de la zona de estudio, esto demuestra una relación del grado de evolución geomorfológica con la edad de las rocas en este sector donde procesos de erosión han afectado en gran medida las rocas del Macizo de Floresta. Se puede hablar entonces de un control principalmente litológico en la evolución geomorfológica de este sector.

Un análisis sobre la distribución espacial de la integral hipsométrica, revela que no existe una correlación directa con lo observado en las curvas hipsométricas pues en promedio las cuencas de la región oriental presentan un poco más de madurez que las de la región occidental. Por otro lado la región occidental es mucho más homogénea en su grado de madurez pues oscila entre subcuencas juveniles avanzadas y con Madurez moderada, contrario a lo que ocurre en la región oriental donde hay fuertes cambios en la evolución del relieve de las subcuencas. La cuenca 8 con un valor de Integral más bajo posee una densidad considerable de escarpes con una fuerte expresión geomorfológica, estos escarpes son atribuidos a las fallas de Monguí, Vallados y Tópaga; el Río Calicanto sin embargo corta estas estructuras demostrando un alto potencial de incisión fluvial, corroborando lo observado anteriormente en las curvas hipsométricas.

Otra particularidad de la región oriental, corresponde a la subcuenca 1 pues es la única cuenca Juvenil Media que se encuentra fuera de la región central; En esta subcuenca predomina el paisaje de valle formado por depósitos fluvio-lacustres, el trazado de la Falla Gámeza atraviesa la subcuenca además el valor de su integral hipsométrica indica que no más del 26% de su masa ha sido erosionada; este contraste con el resto de la región indica que los procesos de ladera o estructurales en este sector son diferentes a las demás subcuencas de la región oriental.

En comparación con el índice de circularidad R_c , llama la atención como subcuencas jóvenes como la 3, la 6, la 11 y la 15 son las más elongadas del área de estudio, esto es evidencia de que las zonas donde los escarpes controlan de forma más efectiva la forma de las subcuencas, estas no han sufrido de grandes procesos de erosión; demostrando una correlación directa entre la Integral hipsométrica y el índice de circularidad. Esto deja las zonas donde se encuentran estas subcuencas como sectores con una posible actividad tectónica.

5.2.4. Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf)

La sinuosidad del frente de montaña (Smf) se define como la razón existente entre la longitud total del frente y la longitud medida a lo largo de una línea recta paralela al mismo (Bull & McFadden, 1977) . Es muy útil a la hora de clasificar los frentes según su actividad tectónica relativa, a causa de su sencillez, y su escasa subjetividad (Carvajal, & Sanz de Galdeano, 2008). Debido a la naturaleza recta o suavemente curvada de la mayoría de las fallas o pliegues, este índice permite evaluar el grado de modificación erosional de una forma de relieve estructural (Bull W., 2007).

Para el área de estudio se delimitó el valle de Sogamoso utilizando un mapa de pendientes y clasificando el paisaje de “valle” como todas las pendientes inferiores al 7%, además se utilizaron técnicas de fotointerpretación para pulir la forma del mismo.

La clasificación utilizada para determinar el grado de actividad tectónica fue la definida por Bull W. (2009), la cual es tabulada a continuación:

Smf > 3	Frente de montaña inactivo
1.5-3	Frente de montaña moderadamente activo
1.0 - 1.5	Frente de montaña altamente activo

Tabla 8. Clasificación de la actividad tectónica en función de la sinuosidad del frente de montaña (Bull W. , 2009).

Para el área de estudio fueron seleccionados 13 tramos alrededor del valle de Sogamoso, a los cuales se calcularon los valores respectivos de la sinuosidad del frente de montaña, por falta de bibliografía que indique la distancia adecuada a la que se deben poner los puntos de medición el criterio de selección de estos tramos fue escogido por los autores, siendo seleccionados en su mayoría en función de las divisorias de aguas de las subcuencas de drenaje interpretadas por los escarpes de mayor expresión topográfica del área de estudio, y la escala a la que se está trabajando. Los tramos fueron nombrados en función del sector al que pertenecía la mayor parte de su extensión, este nombre fue acortado a siglas las cuales se presentan en la tabla-9.

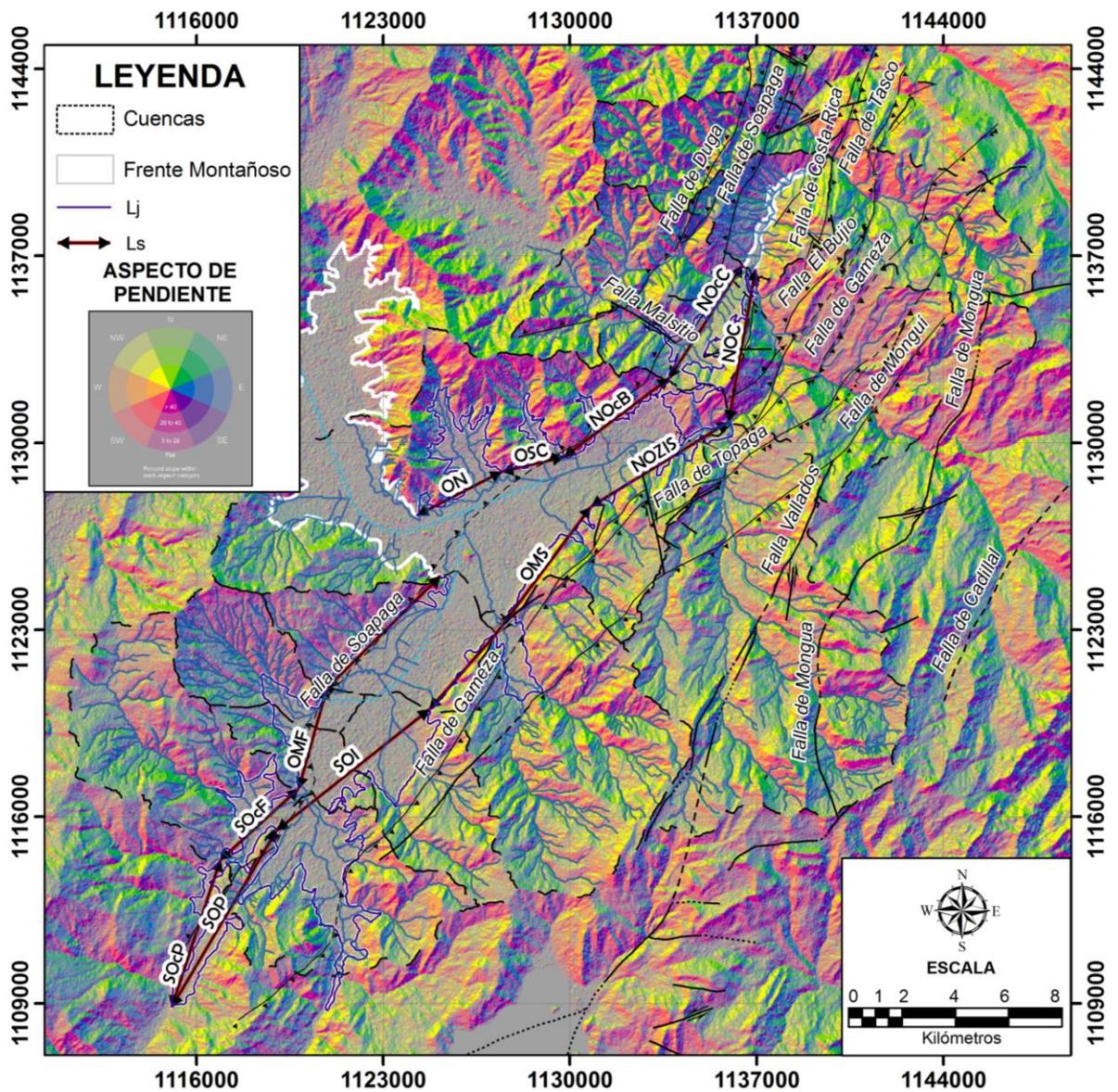


Figura 38. Mapa de la ubicación espacial de los 13 tramos de valle utilizados para el cálculo de la sinuosidad del frente de montaña, montado sobre un ráster de pendientes y aspecto del área de estudio.

Se realizó un mapa con la ubicación espacial de los tramos, el cual es representado sobre un ráster que define tanto la pendiente de la zona de estudio como el aspecto de la misma con una paleta de colores donde los más intensos representan pendientes más fuertes y los más opacos corresponden a pendientes menos pronunciadas; esto con el fin de facilitar la visualización del frente de montaña o contorno de valle utilizado para el cálculo del índice.

Frente Montañoso	Ls	Lj	J (Factor de Sinuosidad) =Lj/Ls	Clasificación
Flanco Nororiental Zona industrial Sogamoso (NOZIS)	6063.94	9591.67	1.581755426	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo
Flanco Noroccidental Belencito (NOcB)	4916.63	10319.3	2.09885633	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo
Flanco Occidental Sector Chameza (OSC)	2400.8	9286.81	3.868214762	>3 Frente de montaña inactivo
Flanco Occidental Nobsa (ON)	3571.05	21723.8	6.083308831	>3 Frente de montaña inactivo
Flanco Occidental Firavitoba-Tibasosa (OFT)	5963.99	8299.58	1.391615345	1.0 - 1.5 Frente de montaña altamente activo
Flanco Suroccidental Firavitoba (SOcF)	3966.78	14559.6	3.670382527	>3 Frente de montaña inactivo
Flanco Suroccidental Pesca (SOcP)	5806.02	7863.98	1.354452792	1.0 - 1.5 Frente de montaña altamente activo
Flanco Suroccidental Pesca (SOP)	7703.63	12952.6	1.681363202	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo
Flanco Occidental Municipio Firavitoba (OMF)	3918.53	8575.58	2.188468635	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo
Flanco Noroccidental Corrales (NOcC)	5044.25	11750.6	2.329503891	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo
Flanco Nororiental Corrales (NOC)	5791.48	23856.7	4.119275211	>3 Frente de montaña inactivo
Flanco Suroccidental Iza (SOI)	7306.73	41262.2	5.647149956	>3 Frente de montaña inactivo
Flanco Oriental Municipio Sogamoso (OMS)	9702.39	20547.7	2.11779778	1.5-3 Frente de montaña moderadamente activo

Tabla 9. Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (Smf) y las respectivas categorías para cada tramo aplicadas.

En el cálculo de la sinuosidad del frente de montaña, existen tres zonas en general que se usaron como referencia para el análisis de este índice, una zona oriental a la que corresponden los frentes **SOP**, **SOI**, **OMS**, **NOZIS** y **NOC**, una zona noroccidental donde se encuentran los frentes **ON**, **OSC**, **NOcB** y **NOcC**, y una zona suroccidental con los frentes **OFT**, **OMF**, **SOcF**, y **SOcP**.

La zona noroccidental posee frentes de montaña que van de moderadamente activos (**NOcB** y **NOcC**) en la sección donde el valle del Chicamocha se estrecha, hasta frentes inactivos (**ON** y **OSC**) en los que quebradas de tercer orden como la Quebrada Guaquida de Nobsa tienen un valle amplio, y por tanto un potencial erosivo mayor que en los frentes moderadamente activos de esta zona. El valor promedio del índice Smf en esta zona es de 3.6, lo que la deja como un frente de montaña inactivo; estos frentes de montaña corresponden a 3 microcuencas de la subcuencas 6 y la subcuenca 10 en su sector occidental.

A la zona oriental corresponden 5 frentes de montaña, que van desde frentes activos hasta frentes inactivos, los frentes inactivos corresponden a subcuencas de los ríos

Tota y Monquirá, y las quebradas Sonosí y el Hoyo, revelando una alta capacidad erosiva de estas corrientes; a pesar de esta alta capacidad erosiva, las subcuencas de estos drenajes son algunas de las más jóvenes en su ciclo geomorfológico. El frente moderadamente activo de la zona oriental **NOZIS** correspondiente a microcuencas de la subcuenca 6 es el de un valor de Smf más bajo de este sector, sin embargo este valor puede ser aludido a la falta de drenajes superiores al tercer orden con una alta capacidad erosiva. En promedio la zona oriental tiene un valor de índice Smf de 3,02 respondiendo a un frente de montaña inactivo pero de mayor actividad tectónica en comparación con la zona noroccidental.

La zona suroccidental tiene los frentes de montaña con la mayor actividad tectónica del área de estudio resaltando los frentes **OFT** y **SOcP**, sus valores de Smf son los más cercanos a 1, y ambos responden a lineamientos estructurales producidos por la Falla Soapaga. El frente **OFT** localizado sobre la subcuenca 5 está constituido litológicamente por rocas de la Formación Tibasosa, cuyos bancos de caliza pueden ofrecer una alta resistencia a la erosión; por otro lado tal y como se observó en el análisis cualitativo, el Río Chiquito (cauce principal de esta subcuenca) fluye muy cerca a este frente, el basculamiento probado por este hecho junto con un frente de montaña activo son prueba de actividad tectónica en este sector. El frente **SOcP** corresponde a lineamientos de la parte sur del trazado de la Falla Soapaga, este frente se encuentra hacia el cierre estrecho del valle fluvio-lacustre del Río Pesca; este frente no se localiza en ninguna de las subcuencas interpretadas, pero dentro del área de estudio puede ser útil para el análisis estructural de la Falla Soapaga y su sistema. El valor promedio del índice Smf para la zona suroccidental es de 2,15 al cual corresponde un frente de montaña moderadamente activo, siendo entonces la zona con mayor actividad tectónica del valle de Sogamoso.

5.2.5. Índice de Hack (SL)

Cambios en la incisión, profundidad y pendiente a lo largo de los cursos de los ríos son indicadores de un posible movimiento vertical; este movimiento puede ser detectado mediante el análisis de los perfiles longitudinales de las corrientes (Audemard M., 1999). El perfil longitudinal de una corriente es una propiedad de la geometría de la corriente que puede proporcionar pistas sobre los materiales subyacentes, así como información sobre los procesos geológicos y la historia geomorfológica de un área (Hack, 1973). Una forma de cuantificar las perturbaciones en el perfil longitudinal se basa en definir los cambios del índice de Hack o "Stream-length gradient" de la corriente a lo largo del curso del río (Burbank & Anderson, 2001).

El índice propuesto por Hack (1973) relaciona la pendiente de una corriente en un tramo con su longitud en esa localidad y proporciona una base para comparar

drenajes de diferentes tamaños. Altos valores de este índice son exponentes de áreas tectónicamente activas sobre un tipo de roca particular (Keller & Pinter, 1996, 2002). Los cambios en los gradientes de la corriente se producen en respuesta al lecho rocoso de resistencia variable dentro de una cuenca de captación, de modo que, incluso en áreas tectónicamente inactivas, los gradientes más empinados son comunes en rocas más resistentes; Por lo tanto, es necesario examinar los posibles controles litológicos antes de asignar una causa tectónica a los gradientes pronunciados (Burbank & Anderson, 2001) .

El cálculo del índice de Hack fue realizado a partir de programación en el software libre R i386 V. 3.3.3 sobre un modelo digital de elevación de 30 metros de resolución remuestreado con imágenes de Radar del programa Alos Palsar a un tamaño de pixel de 12,5 metros. El índice fue calculado para intervalos de entre 10 y 45 metros (en función de la longitud de los drenajes) usando los cauces principales de cada cuenca y otros drenajes de orden terciario y secundario con el fin de obtener los datos más representativos del área de estudio. La nube de puntos con los valores del índice de Hack (SL) a lo largo de los cauces, obtenida del código de R fue plasmada con el programa ArcGIS sobre el mapa geológico general de la zona de estudio para descartar posibles controles litológicos que generen las anomalías.

Un mapa de distribución SL fue realizado por el método de interpolación sencillo Kriging con un muestreo de 100 puntos en una distancia de 1 Kilómetro. Otros métodos de interpolación como el IDW y el Spline fueron evaluados y descartados debido a que los resultados obtenidos por estos métodos poco se asemejaban a la distribución de los valores del índice de Hack mostrada por los puntos. Además se generaron gráficas de 3 ejes con los valores del índice de Hack y elevación sobre el nivel del mar (perfiles longitudinales de los ríos) a lo largo del recorrido de los 27 drenajes seleccionados; dichas graficas fueron plasmadas con una exageración en el eje vertical, esto con el fin de detectar de mejor manera los cambios dependiente que sufren los drenajes a lo largo de su recorrido.

La distribución espacial del índice SL muestra 3 grandes zonas de anomalías restringidas a la región oriental de drenajes y 2 anomalías más pequeñas (Fig. 39), una en la parte sur de la región oriental, y otra al norte de la región occidental de drenajes. La complejidad estructural de la zona oriental, junto con la variación litológica que esto conlleva no permite una asociación directa de las anomalías en este sector con actividad tectónica reciente; sin embargo fallas regionales de gran extensión como Monguí, Gámeza, Tópaga y Vallados parecen tener una relación directa pues su trazado marca las anomalías del índice en la región oriental de drenajes.

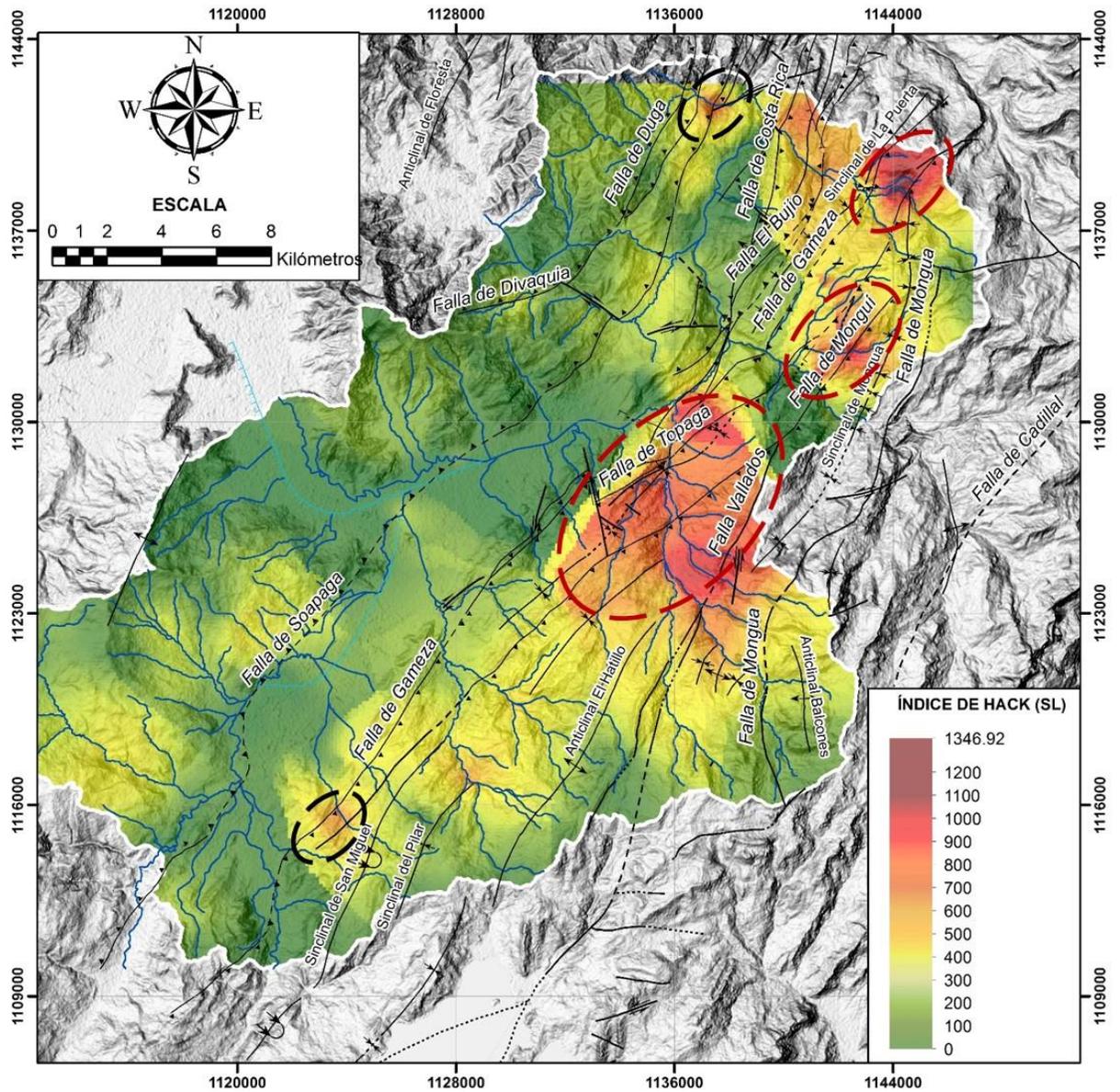


Figura 39. Mapa de distribución SL (Índice de Hack) y principales estructuras en la zona de estudio. Las áreas resaltadas con elipses rojas indican los valores más altos del índice SL; las áreas con elipses negras representan las anomalías menos significativas.

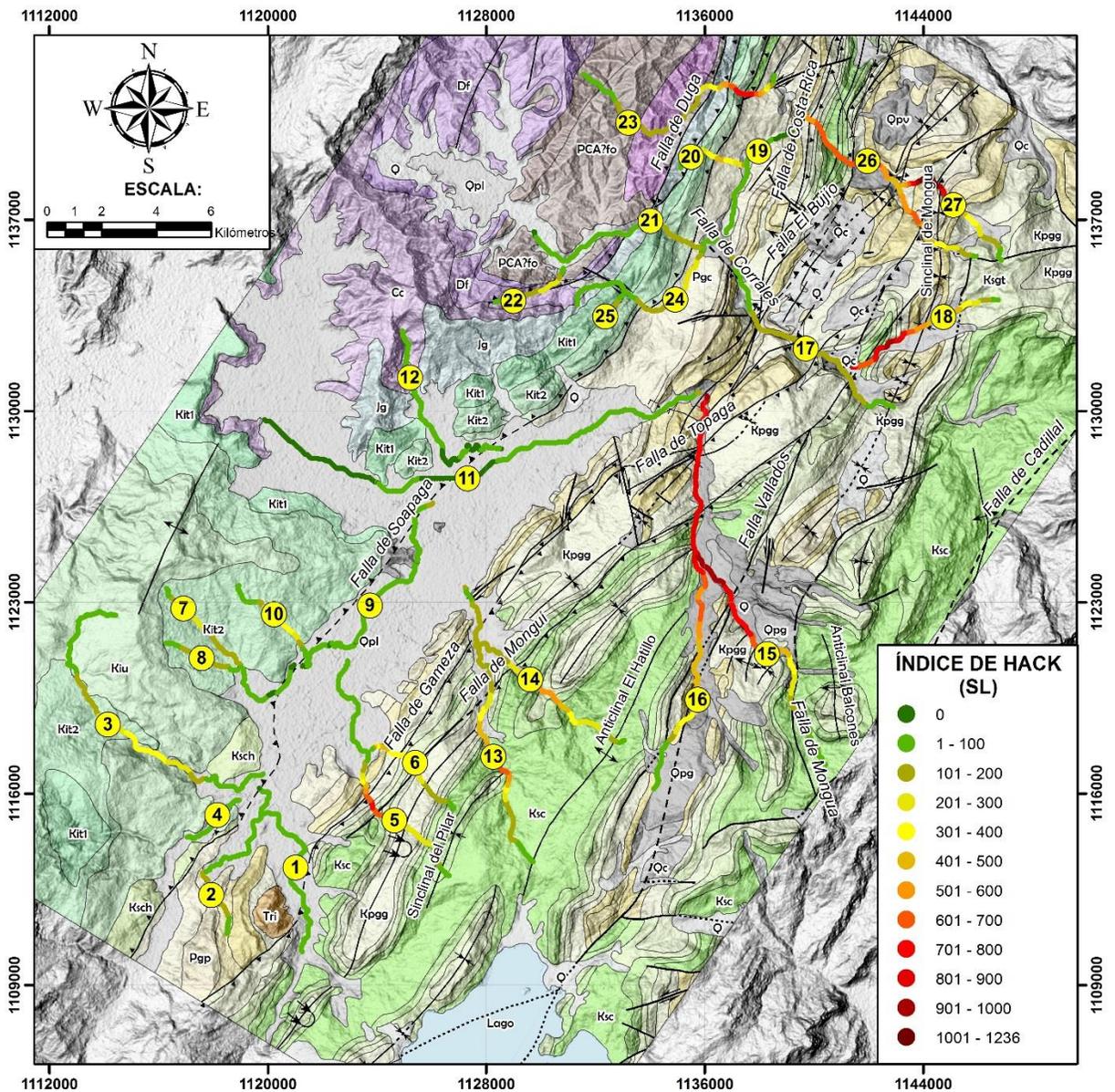


Figura 40. Mapa de distribución SL (Índice de Hack) a lo largo de los cauces de los drenajes seleccionados, superpuesto sobre un mapa geológico del área de estudio. La numeración usada para los drenajes seleccionados se encuentra sobre cada corriente (círculos amarillos).

Se reconoce como algunos valores anómalos corresponden a sectores donde existe contacto fallado en la transición Cretáceo-Paleógena de la zona oriental, puntualmente entre las arcillolitas y limolitas de la Formación Guaduas (Kpgg) y, las areniscas cuarzosas de la Formación Areniscas de Socha (Pgars); la competencia entre las dos unidades litológicas difiere, indicando un posible control litológico sobre estos valores anómalos.

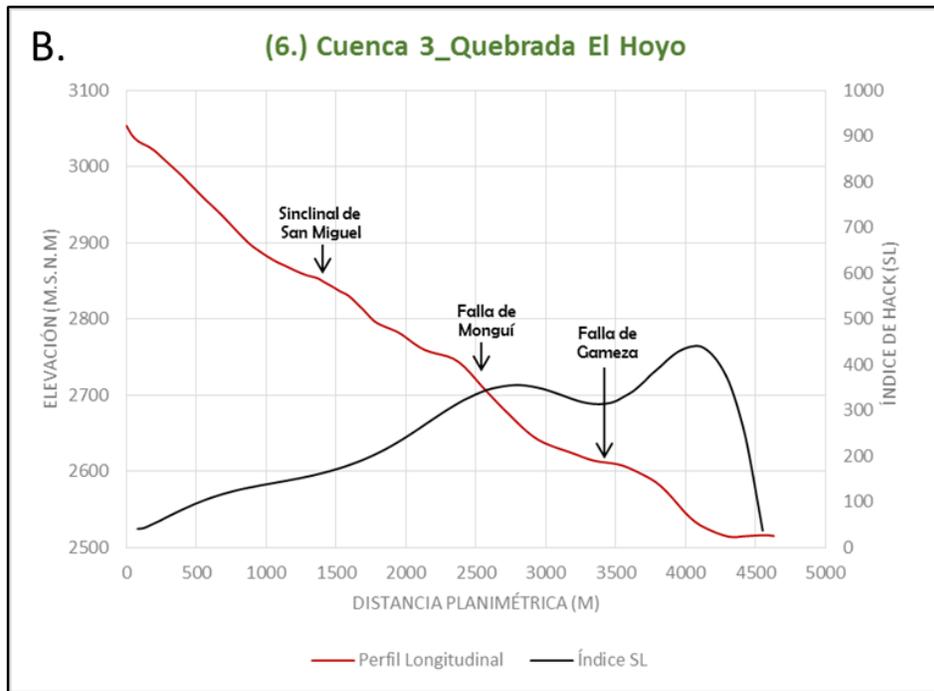
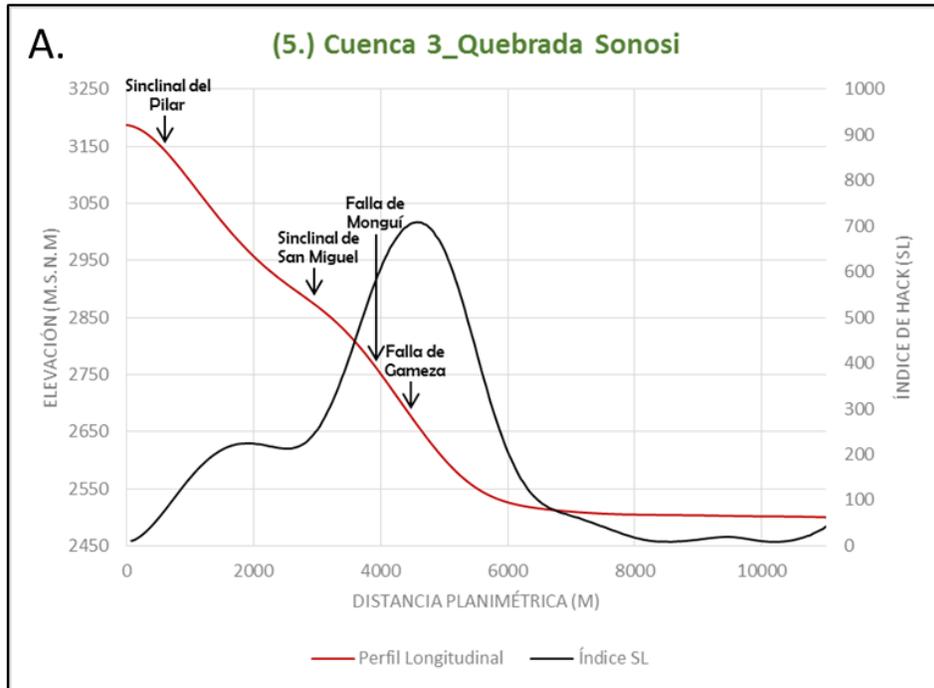


Figura 41. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 5 (Quebrada Sonosi). B. Corriente No 6 (Quebrada el Hoyo). Las intersecciones del perfil longitudinal con las estructuras geológicas son puestas para la identificación de posibles asociaciones con anomalías en el valor del índice SL.

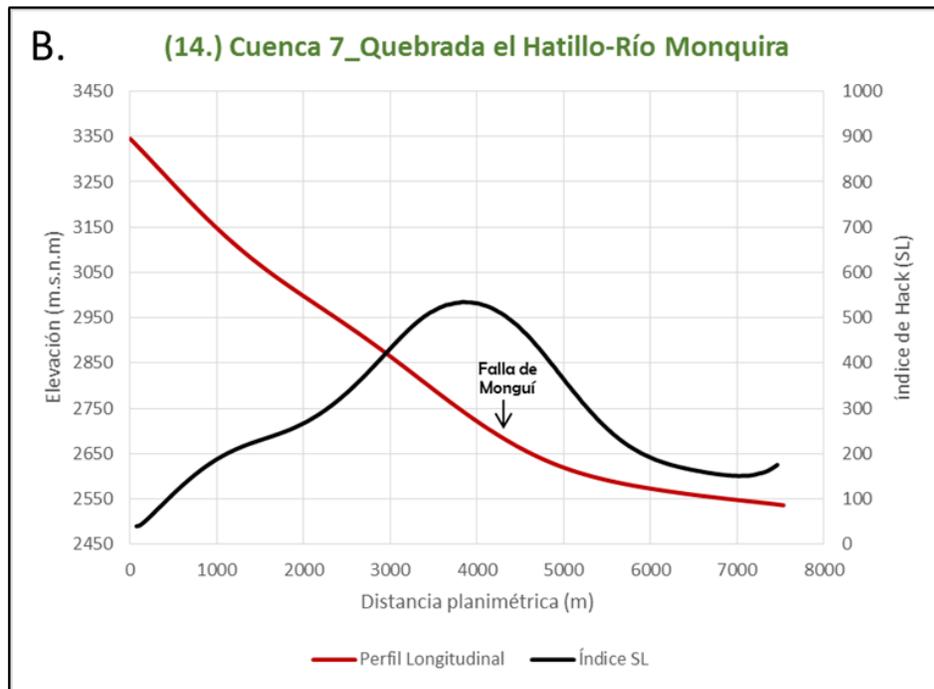
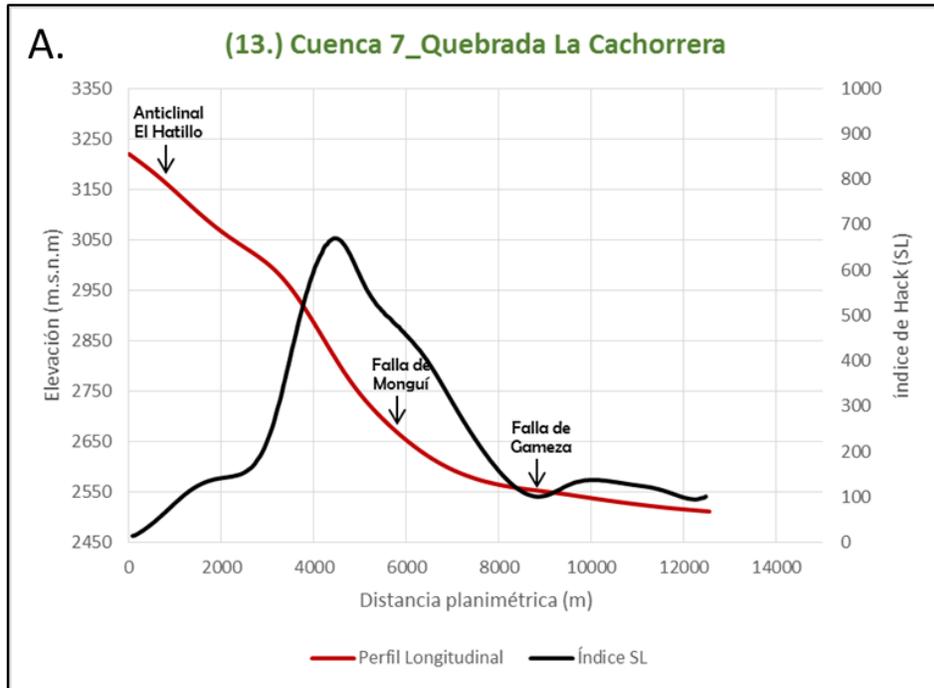


Figura 42. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 13 (Quebrada La Cachorrera). B. Corriente No 14 (Quebrada el Hatillo-Río Monquirá).

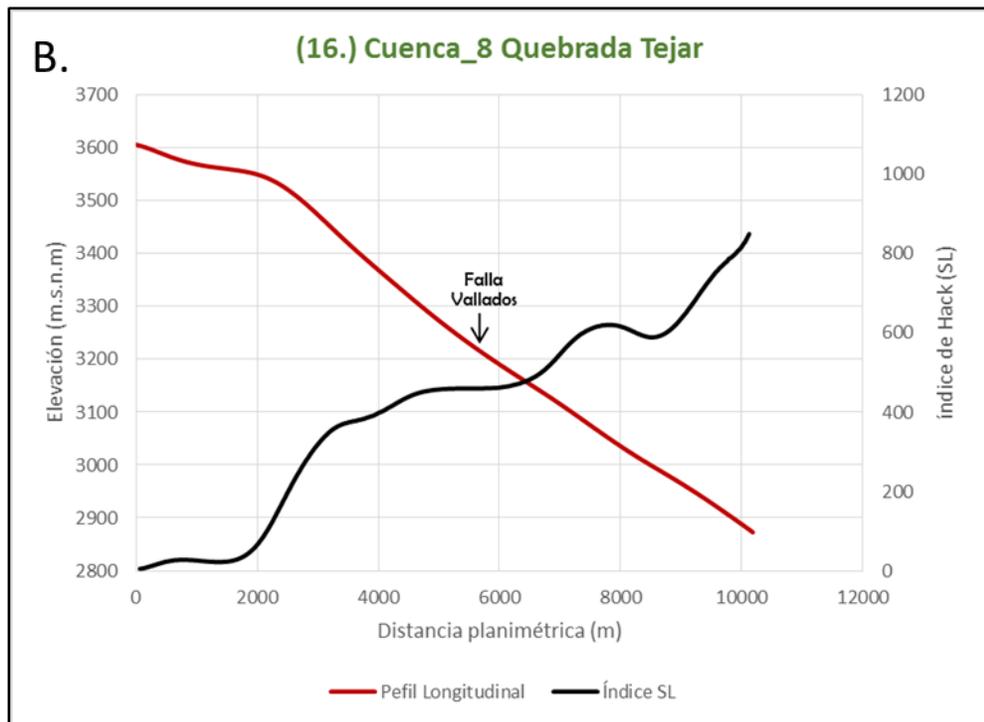
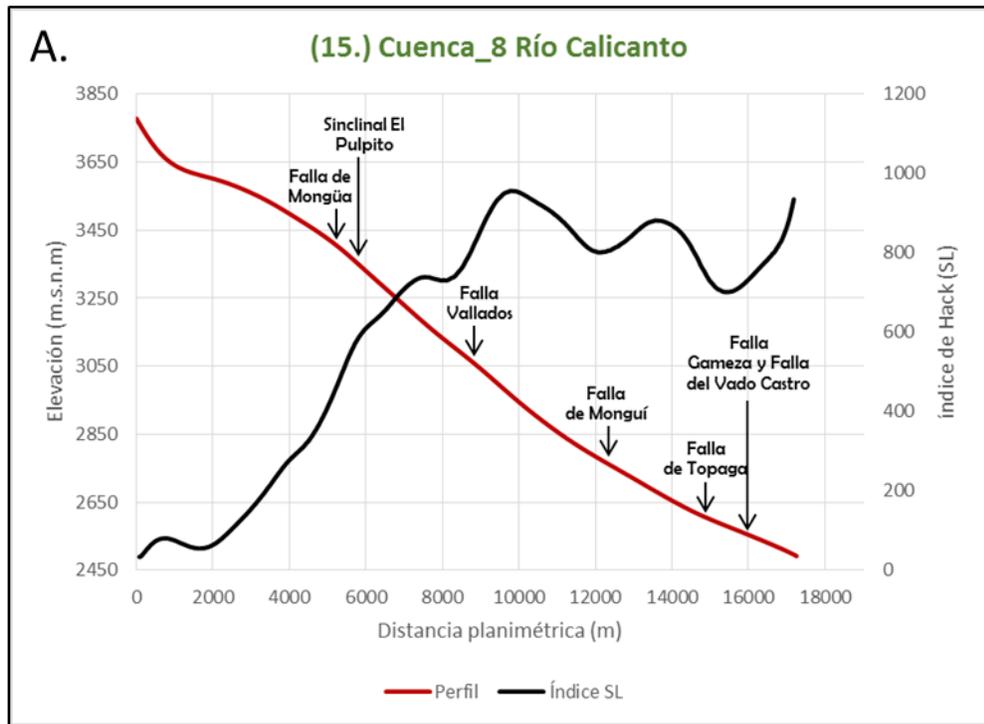


Figura 43. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 15 (Río Calicanto). B. Corriente No 16 (Quebrada Tejar).

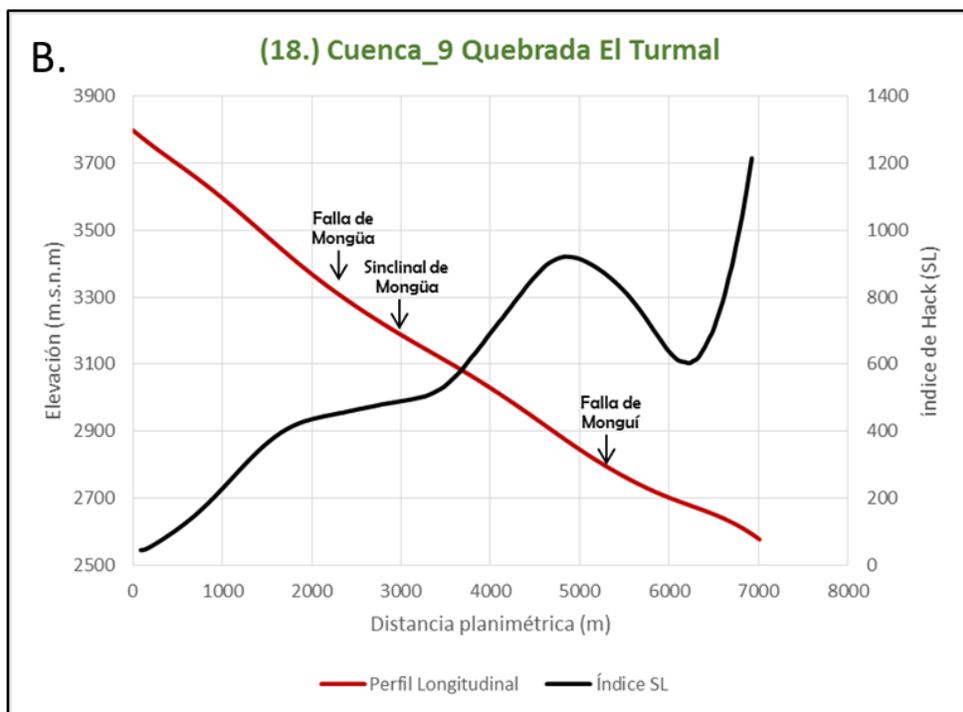
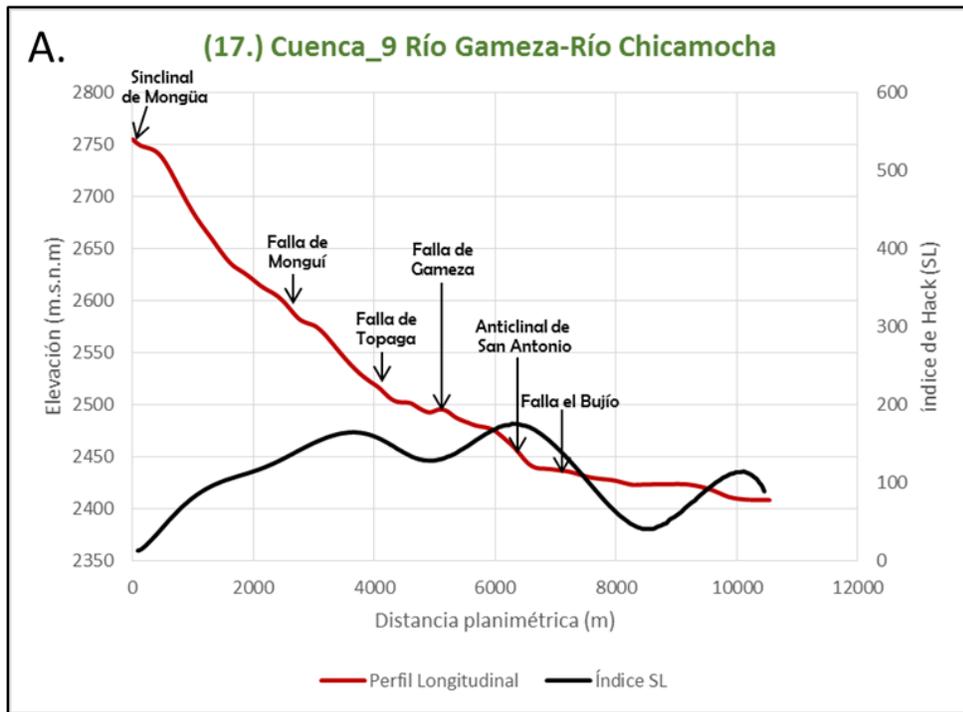


Figura 44. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 17 (Río Gámeza-Río Chicamocho). B. Corriente No 16 (Quebrada el Turmal).

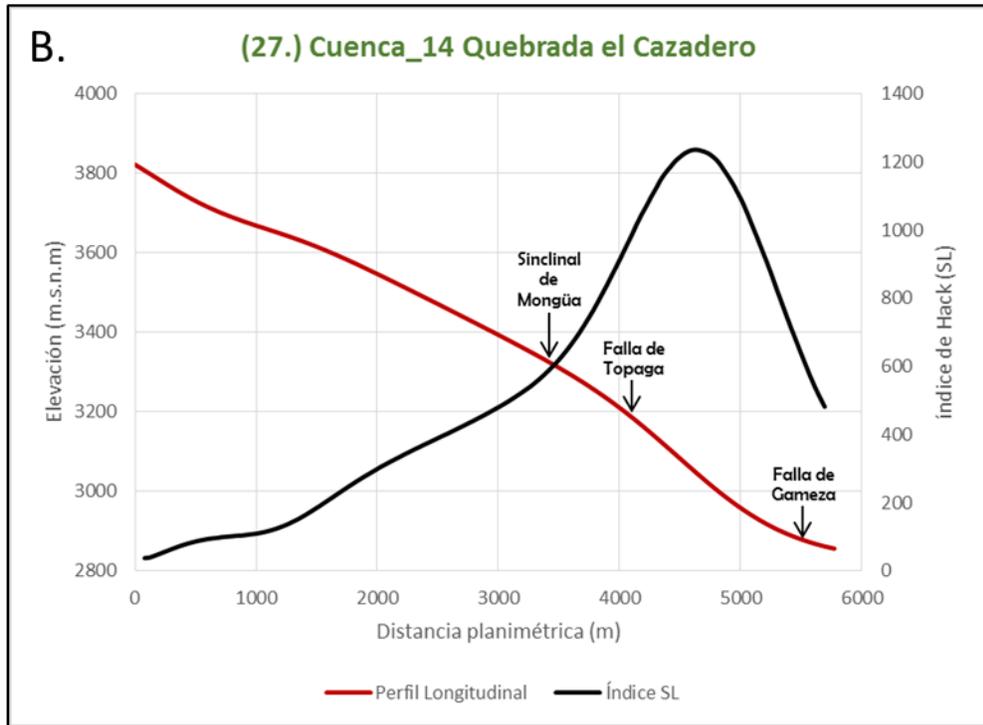
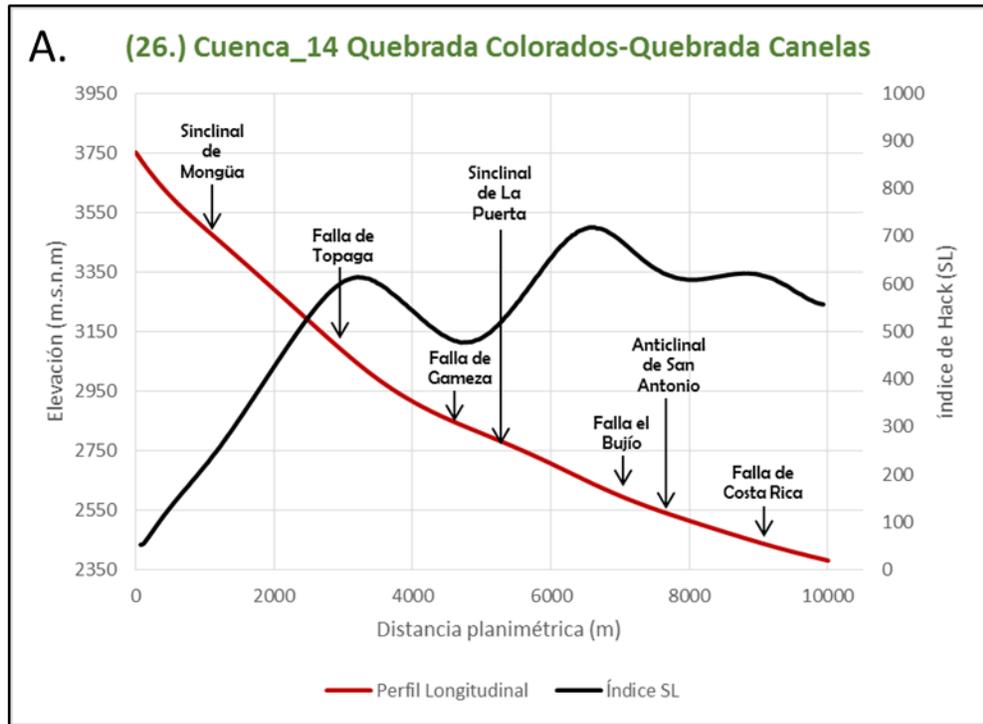


Figura 45. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 17 (Quebrada Colorados-Quebrada Canelas). B. Corriente No 16 (Quebrada el Cazadero).

Los drenajes de la región oriental (Gráficas de título verde) corren geomorfológicamente en dirección W-E desembocando en el Río Chicamocha, estas corrientes se juntan con otros drenajes de orden primario y secundario para romper los lineamientos geológicos de las rocas paleógenas de alta resistencia a la erosión (Formación Areniscas de Socha). Esto produce un aumento en el potencial erosivo de los ríos hacia su desembocadura, y posiblemente algunas de las anomalías del índice SL que presentan estas corrientes. Sin embargo, es claro que todas las anomalías tienen en común el trazado de estructuras perpendiculares a las direcciones de las corrientes.

La transición del frente montañoso al valle también puede ocasionar anomalías del índice SL como lo muestra claramente el perfil de la corriente 5 (Quebrada Sonosí) (Fig. 41-A), donde un brusco cambio de pendiente, que se promedia dentro de 14% a un 0% en menos de 1000 metros, es el causante de la anomalía. El frente de montaña que marca esta anomalía, estaría controlado por las fallas de Gámeza y Monguí cuya expresión geomorfológica es evidente en el perfil longitudinal de la corriente.

Algunas anomalías de valores más bajos, parecen producirse por influencia de plegamientos cuyo trazado no atraviesa los perfiles de los ríos pero el cierre de su estructura si influencia la dirección de las corrientes. El ejemplo más claro de esto puede observarse en la corriente 13 (Fig. 40) donde el cierre del Sinclinal del Pilar produce un cambio en la dirección de la corriente y marca una pequeña anomalía.

La corriente 15 (Río Calicanto) (Fig. 43-A) presenta la anomalía más grande en extensión, pues cubre casi todo su curso. Estructuras regionales como la Falla Monguí, la Falla Tópaga, la Falla Gámeza y la Falla Vallados cortan perpendicularmente la corriente; la alta densidad de fallas y plegamientos, al igual que la gran variación litológica que esto conlleva podría ser una explicación de la anomalía del Río Calicanto. Sin embargo la corriente 17 (Río Gámeza) (Fig. 44-A) de características similares y con una gran cantidad estructuras que atraviesan su trazado, no presenta valores anómalos del índice SL. Algo destacable del Río Calicanto es la conservación del cuaternario antiguo (Qpv) únicamente en su margen derecho; teniendo en cuenta que la corriente fluye en sentido SE-NW, la conservación del cuaternario antiguo en este sector puede explicarse como un proceso de erosión diferencial y una probable migración del río hacia el SW.

La anomalía con los valores más altos del índice SL corresponde a la de la corriente 27 (Quebrada el Cazadero) (Fig. 45-B), esta anomalía se produce entre dos fallas de tipo inverso la Falla Tópaga y la Falla Gámeza en un sector donde la corriente marca el contacto entre la Formación Guaduas (Kpgg) y la Formación Areniscas de Socha (Pgars); Es la Falla Tópaga la encargada de poner en contacto rocas paleógenas del sinclinal de Mongüa con rocas cretáceas de la Formación Guaduas

(Kpgg) rompiendo el eje de este plegamiento en el sector. Se puede atribuir esta anomalía entonces a un fuerte cambio en la litología producido por la Falla Tópaga que rompe el eje del sinclinal de Mongüa ocasionando un obstáculo de rocas competentes (Areniscas de Socha) que desvían el curso de la corriente. El desvío de este cauce había sido documentado anteriormente en el análisis cualitativo de la red de drenajes (Fig. 27-A).

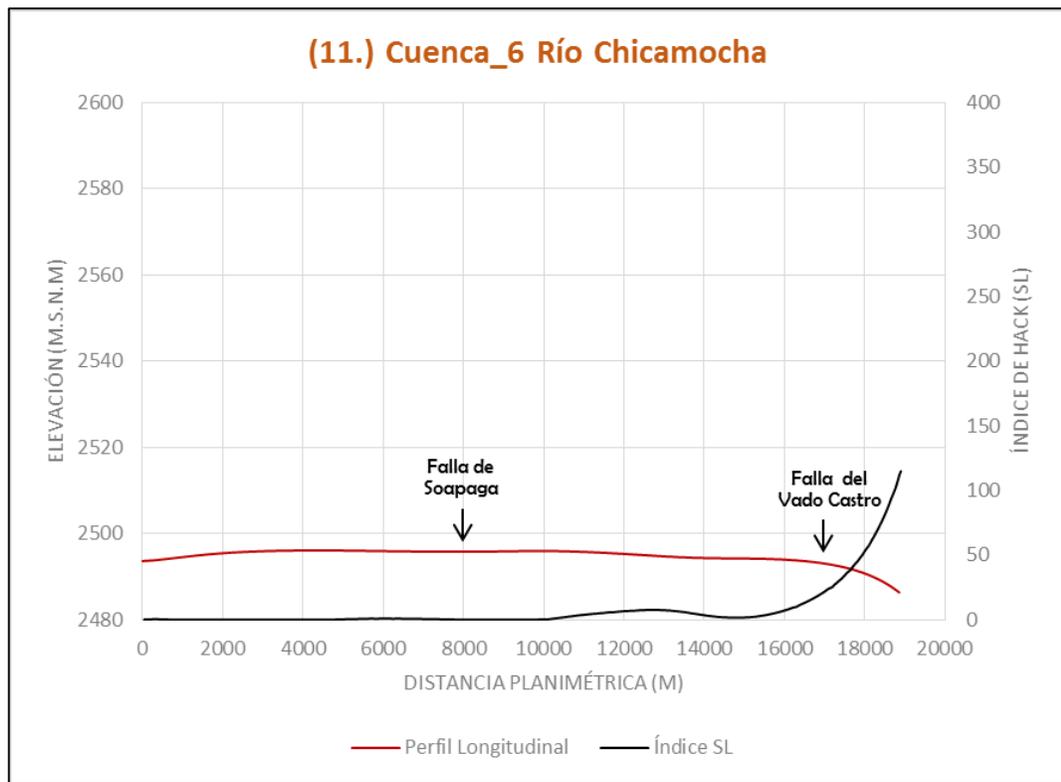


Figura 46. Índice SL y perfil longitudinal de la corriente No 11 (Río Chicamocha). Las intersecciones del perfil longitudinal con las estructuras geológicas son puestas para la identificación de posibles asociaciones con anomalías en el valor del índice SL.

Las corrientes de las cuencas de la región central no muestran valores anómalos del índice SL, esto es debido a que la mayoría de las corrientes son de alto caudal y, fluyen sobre valles donde las pendientes son bajas y homogéneas; se puede encontrar entonces en estos drenajes los valores más próximos a 0 del índice SL acompañados por perfiles longitudinales que asemejan una línea recta (Fig. 46).

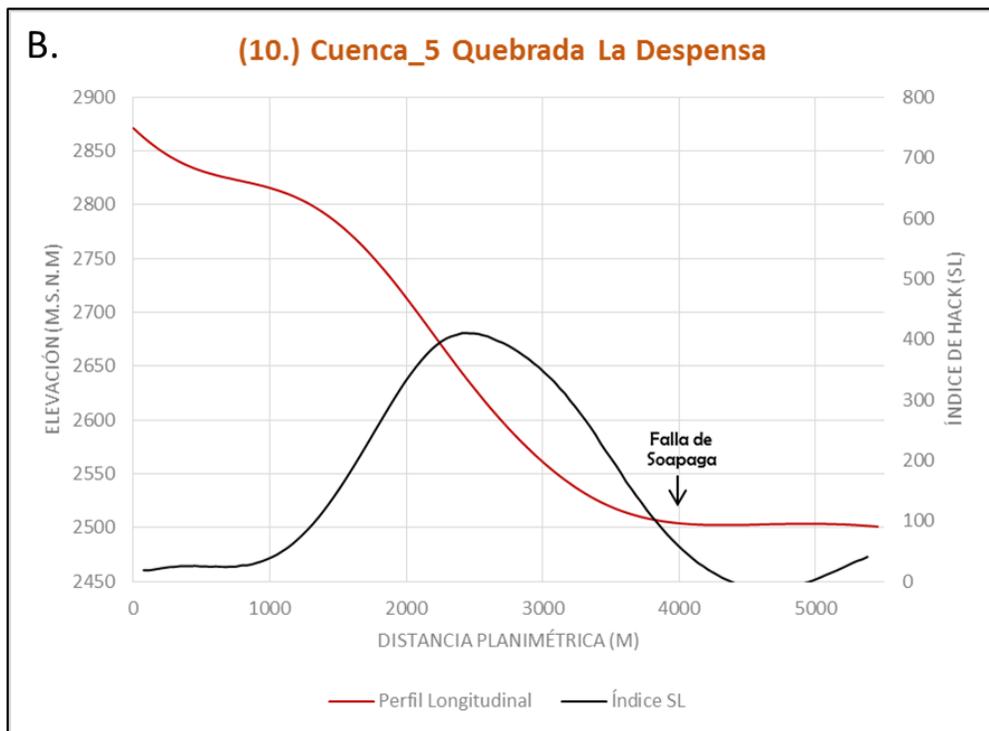
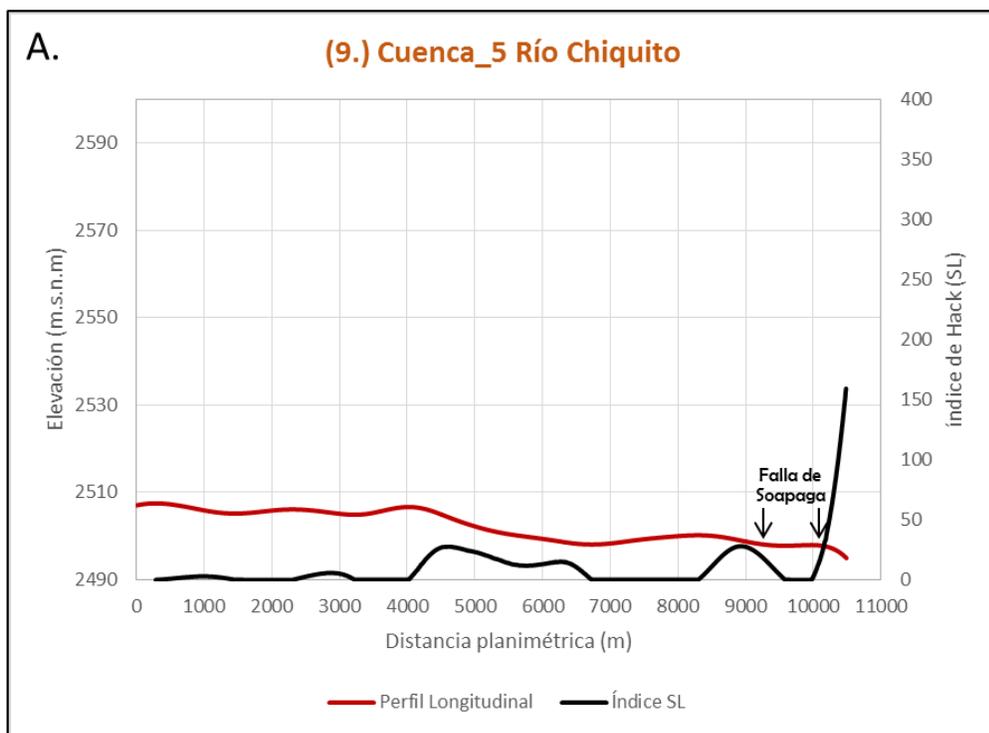


Figura 47. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 9 (Río Chiquito). B. Corriente No 10 (Quebrada la Despensa).

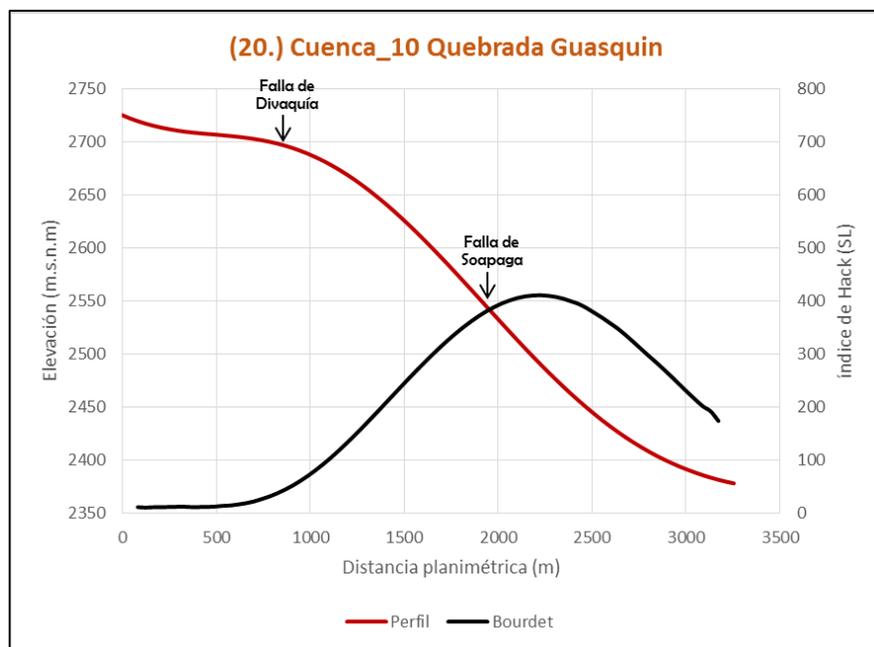


Figura 48. Índice SL y perfil longitudinal de la Corriente No 20 (Quebrada Guasquin).

Por otro lado, los perfiles longitudinales de las corrientes secundarias de esta región muestran la expresión geomorfológica de la Falla Soapaga (Fig. 47-B. & Fig. 48), exponiendo la transición de relieve montañoso a piedemonte; está expresión es remarcada por incrementos en los valores del índice SL.

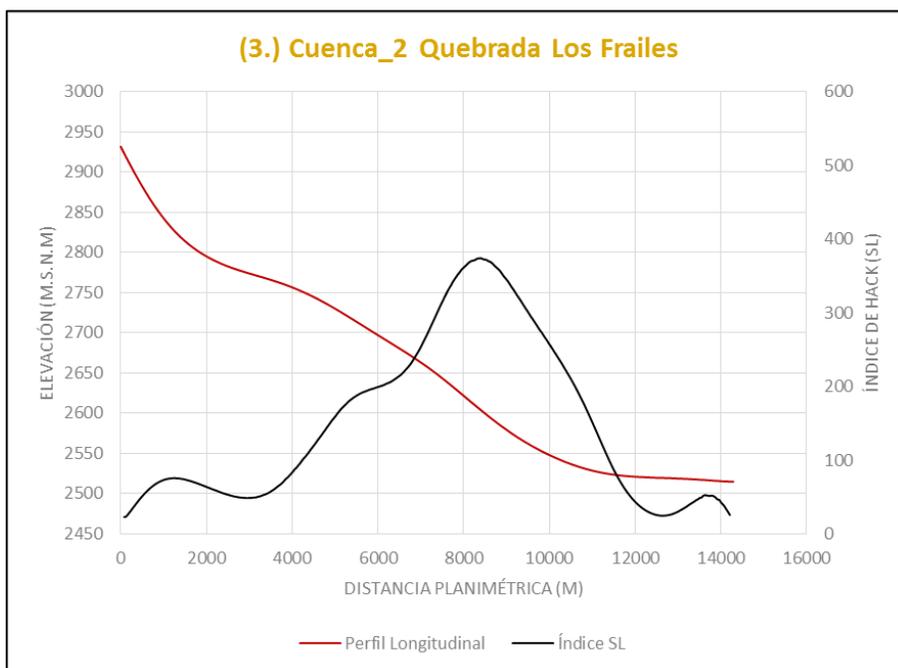


Figura 49. Índice SL y perfil longitudinal de la Corriente No 2 (Quebrada Los Frailes).

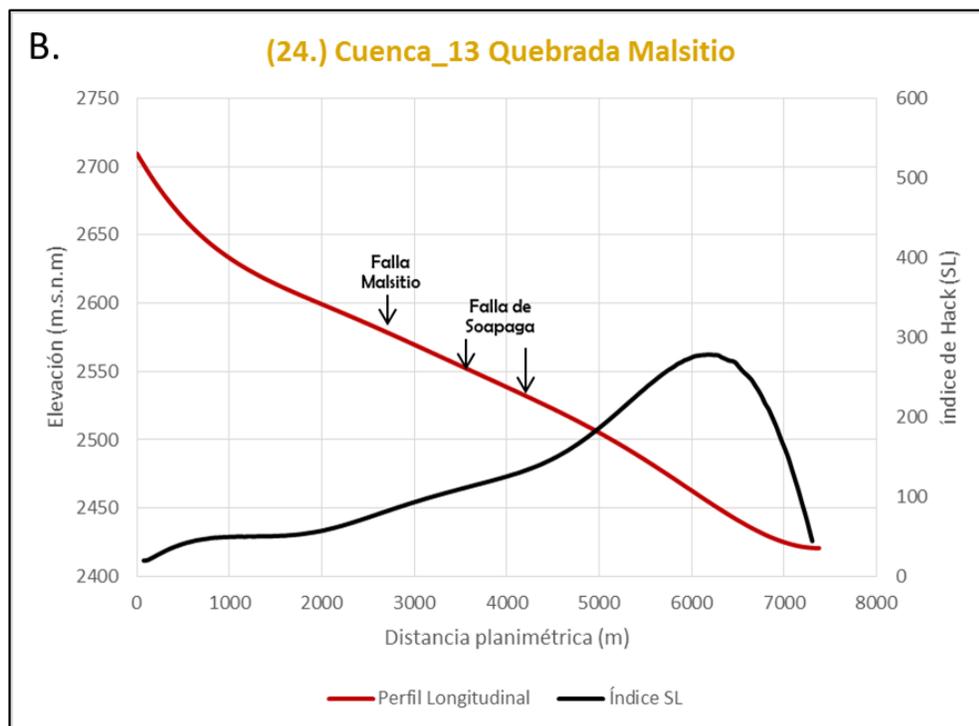
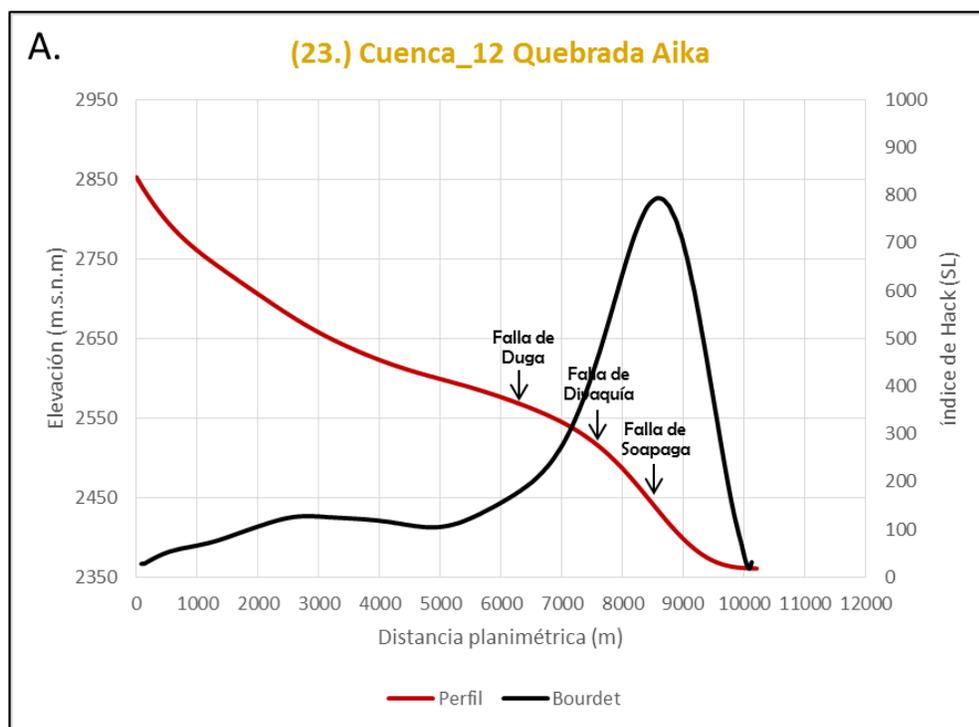


Figura 50. Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes seleccionadas. A. Perfil corriente No 23 (Quebrada Aika). B. Corriente No 24 (Quebrada Malsitio).

Al oeste del trazado de la Falla Soapaga (Región occidental de drenajes) donde las corrientes fluyen sobre las rocas más antiguas del área de estudio que van desde complejo ígneo-metamórfico del macizo de floresta con altos niveles de erosión hasta calizas del miembro superior de la Formación Tibasosa (Kit1) con una alta resistencia a los agentes erosivos. En la parte Norte de esta región de drenajes existe una gran variedad litológica sobre la que discurren los drenajes (Fig. 50) seleccionados para el análisis, esta variedad litológica es producida principalmente por acción del Sistema de Fallas de Soapaga. Al sur encontramos una mayor homogeneidad en la litología sobre la que fluyen los drenajes (Fig. 49) de la región occidental, teniendo únicamente uno o dos cambios importantes de pendiente a lo largo del recorrido de las corrientes.

El mapa de distribución de anomalías del índice SL muestra únicamente una anomalía importante en esta región, la cual se encuentra asociada a la corriente 23 (Quebrada Aika) justo sobre el trazado del Sistema de Fallas de Soapaga; el perfil de esta corriente (Fig. 50-A) revela que el cambio de pendientes producido por la Falla Soapaga es probablemente el causante de los valores altos del índice SL en este sector; sin embargo hay que tener en cuenta que el cambio litológico en la secuencia Cretáceo-Paleógena (Marcada por la Falla Soapaga) ya se había mostrado anteriormente en la región oriental de drenajes anomalías asociadas a dicha transición.

El perfil de la corriente 24 (Quebrada Malsitio) no muestra valores significativamente altos del índice SL, a pesar de fluir al igual que la corriente 23 sobre la transición Cretáceo-Paleógeno; esto es indicio de una expresión morfológica mayor y una posible actividad tectónica al norte de la región occidental de drenajes asociada al Sistema de Fallas de Soapaga.

Considerando la distribución espacial del índice y el análisis de los perfiles de corriente, se puede argumentar que las anomalías en su mayoría son producidas por cambios litológicos provocados por las fallas regionales presentes en la zona de estudio como la Falla Soapaga o la Falla Gámeza; no obstante con el fin de obtener un mayor entendimiento de las estructuras que ocasionan las anomalías y la geomorfología asociada a estos sectores como complemento a un enfoque morfotectónico, se han realizado una serie de visitas de campo.

Las unidades genéticas de relieve montañoso y colinoso estructural son dominantes en las zonas de las grandes anomalías; donde los paisajes asociados se conservan a pesar de los procesos de denudación fluvial a los que se encuentran expuestos, posiblemente gracias a la resistencia de las rocas que conforman estos paisajes.

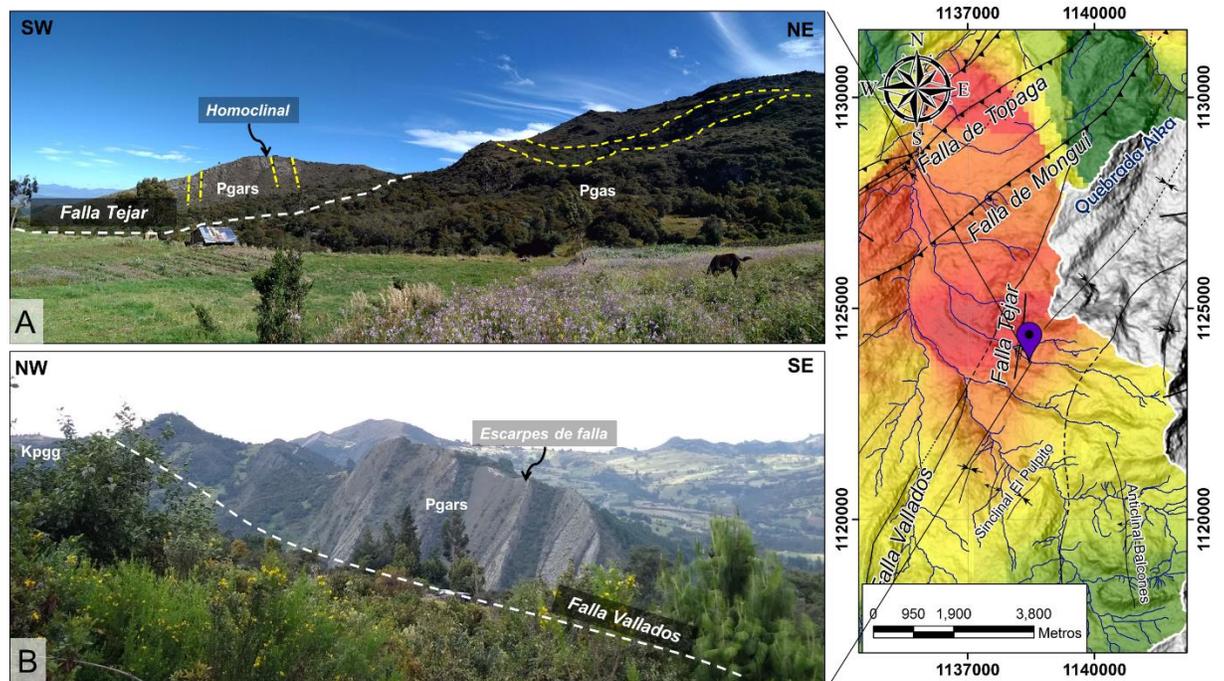


Figura 51. Fotografías del sector asociado a la anomalía del índice SL en el Río Calicanto. A. Vista SW-NE de la falla inferida-Tejar, nótese el fuerte cambio en el buzamiento de la secuencia Terciaria inferior representada en las formaciones Arcillas de Socha (Pgas) la cual exhibe una cuesta estructural y Areniscas de Socha (Pgars). B. Vista NW-SE de la Falla Vallados, los escarpes de falla en la Formación Areniscas de Socha (Pgars) marcan el trazado de la falla y forman un paisaje homoclinal de Hogbacks.

En el sector de Monguú en la subcuenca 8 del Río Calicanto (Fig. 25), la anomalía de mayor extensión horizontal se encuentra asociada con geoformas de paisaje homoclinal como cuestas estructurales y espinazos, así como escarpes de falla (Fig. 51) que evidencian la influencia de dos fallas importantes en el sector, las cuales han sido bautizadas por los autores (La Falla Vallados y la Falla Tejar. La alta resistencia de las areniscas de la Formación Areniscas de Socha (Pgars) ha permitido que estas geoformas se conserven contra la erosión, siendo evidente un control pasivo de las estructuras sobre el relieve.

Al noreste del área de estudio, donde discurren la Quebrada Canelas y la Quebrada el Cazadero, se presenta la anomalía de valores más altos del índice SL y se localizan en un sector donde geoformas como Hogback y barras homoclinales (Fig. 52) dejan en evidencia alternancia de materiales de mayor competencia con rocas de poca resistencia a la erosión; estas rocas corresponden a rocas de la serie cretácica del flanco oriental del Anticlinal de San Antonio particularmente las formaciones Los Pinos (Ksgpi) y Guaduas (Kpgg) cuyo contacto fallado se expresa en la morfología del terreno. Otro sector con características similares, corresponde a la subcuenca 9 donde la Quebrada el Turmal presenta una anomalía considerable

del índice SL; donde geformas como plegamientos y cuestas escalonadas en rocas cretáceas de la Formación Arenisca Tierna (Ksgt) caracterizan el valle del Río Gámeza (Fig. 53).

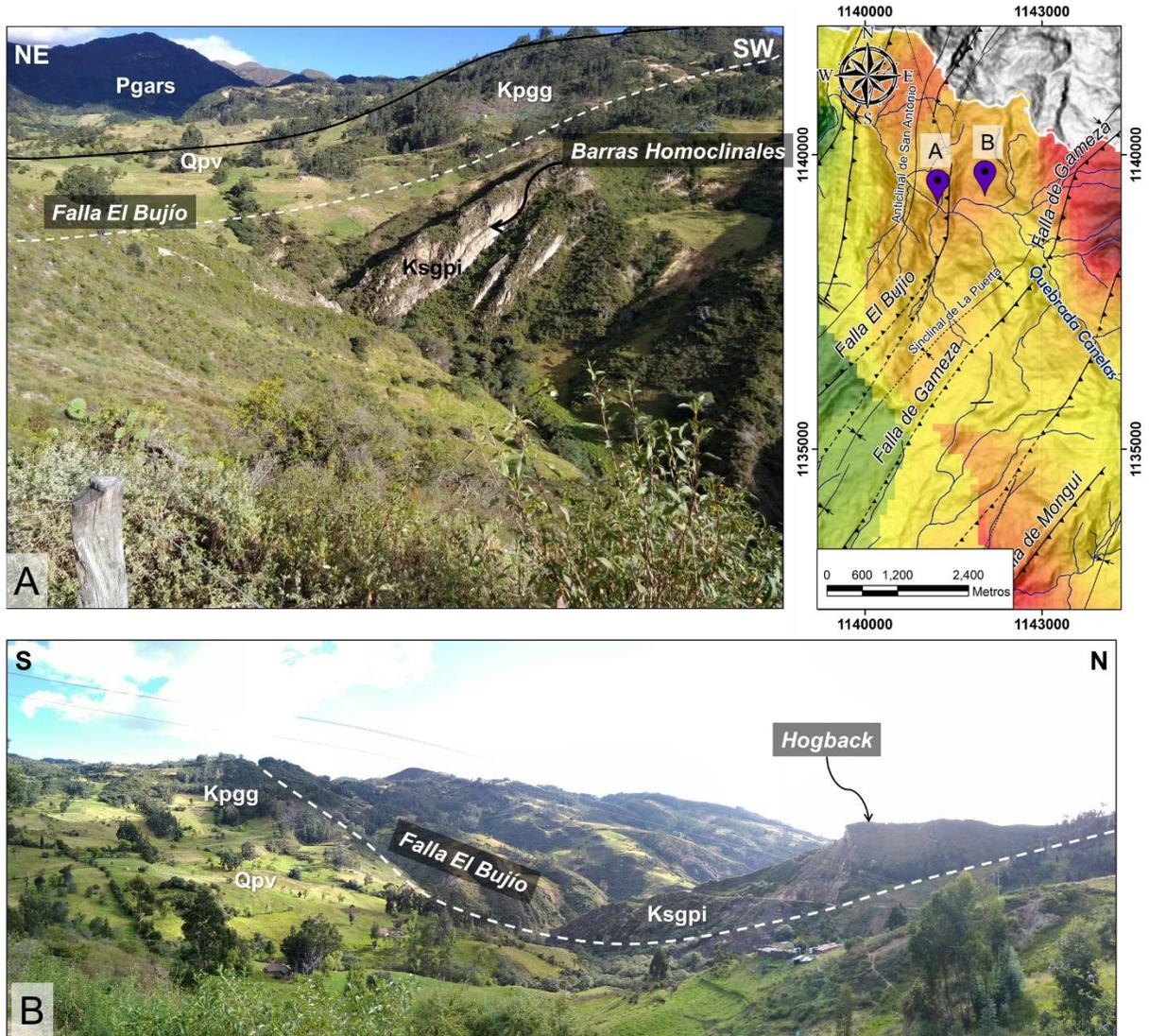


Figura 52. Fotografías del sector asociado a la anomalía del índice SL en la Quebrada el Cazadero. A. Rocas de la Formación los Pinos (Ksgpi) con presencia de barras homoclinales, en contacto fallado con la Formación Guaduas (Kpgg) y en aparente discordancia con la Formación Areniscas de Socha (Pgars). B. Trazado N-S de la Falla el Bujío, que pone en contacto fallado a la Formación Los Pinos (Ksgpi) de una fuerte expresión geomorfológica, con la Formación Guaduas (Kpgg) de relieve débil y a la cual suprayacen depósitos cuaternarios (Qpv).

Al noroeste del área de estudio donde el trazado de la Falla Buenavista es paralelo al curso de la Quebrada Aika, se presenta la única anomalía considerable al oeste

del Río Chicamocha; el sector muestra un escarpe de falla en rocas del Paleógeno superior particularmente de la Formación Concentración (Pgc) que junto con las silletas de falla exponen el control de la estructura sobre la ladera asociada al margen del río y probablemente también sobre su curso o fluencia.

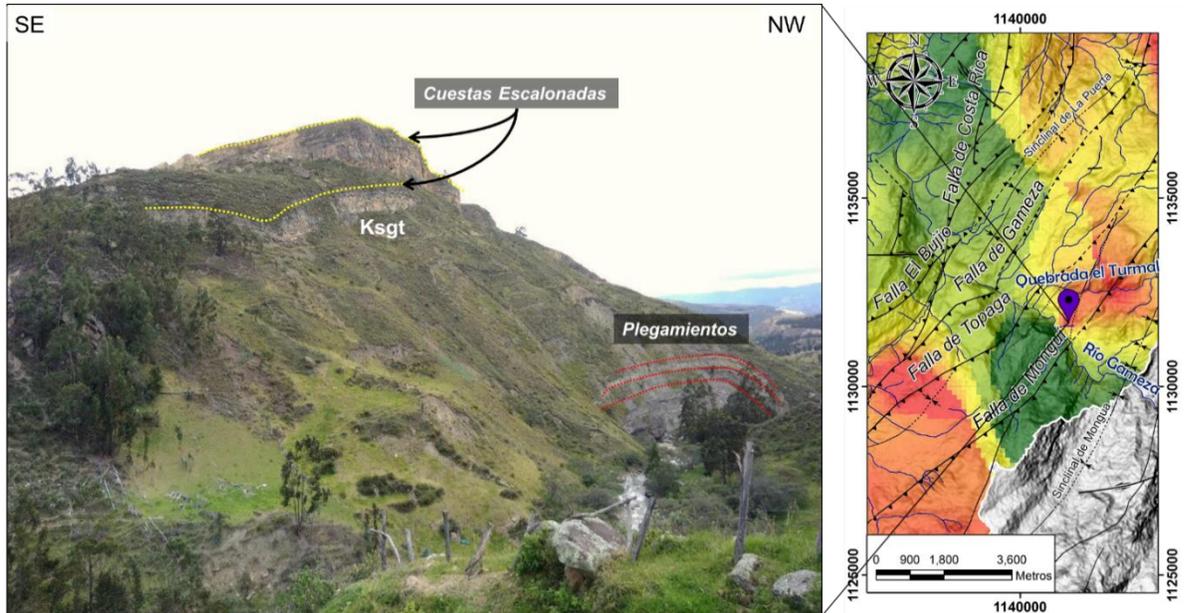


Figura 53. Fotografía del valle del Río Gámeza, donde se evidencian cuestas escalonadas y plegamientos en rocas de la Formación Arenisga Tierna (Ksgt), las altas pendientes de las laderas montañosas son un indicio de la fuerte incisión del Río Gámeza en este sector.

Los plegamientos, basculamientos y fallamientos en rocas sedimentarias de alta resistencia que se encuentran aledañas a los márgenes de los ríos y que forman una fuerte expresión geomorfológica parece demostrar que el origen de la mayoría de las anomalías del índice SL es netamente litológico asociado a un control estructural pasivo; por otra parte, en sectores como la subcuenca 12 de la Quebrada Aika, el control de la Falla Buenavista sobre la dirección de la corriente, aunado a la presencia de silletas de falla y escarpes se puede considerar como un control estructural activo de la falla sobre el relieve actual, y una posible evidencia de actividad neotectónica.

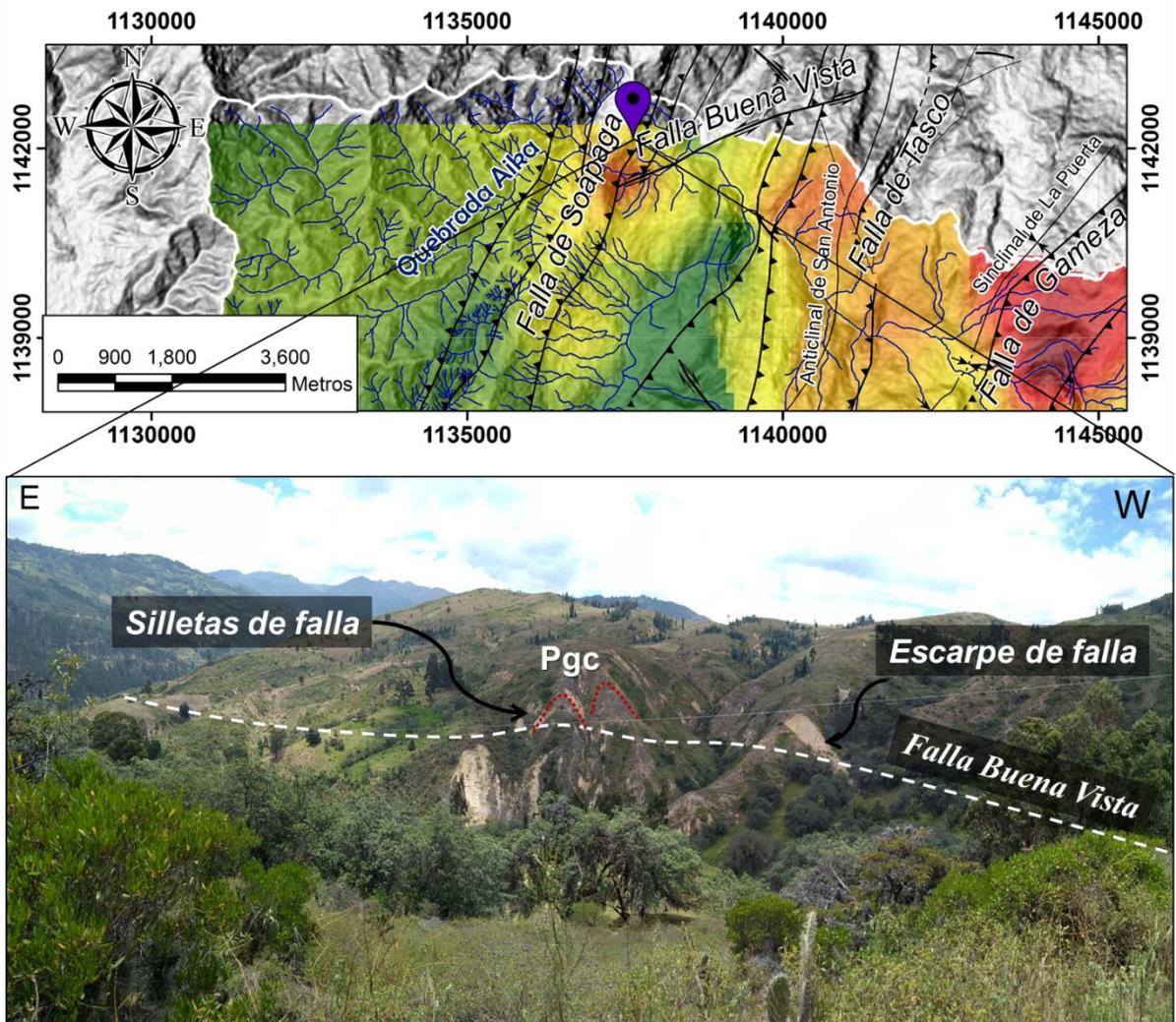


Figura 54. Fotografía del sector asociado a la anomalía del índice SL en la Quebrada Aika; las silletas de falla y el escarpe de falla, ponen en evidencia el trazado de la Falla Buena Vista que es paralelo a la dirección de la Quebrada Aika. La Falla Buena Vista afecta en este sector únicamente a la formación del paleógeno Concentración (Pgc).

5.2.6. Perfiles Longitudinales (Swath Profiles)

La topografía en primera instancia, expresa los procesos tectónicos en paisajes activos (Molin, Pazzaglia, & Dramis, 2004) .Scotti, et al. (2014) precisan que a escala regional, las características topográficas se ven expresadas en la variación espacial de las elevaciones mínimas, medias y máximas, y en los valores de relieve local. La topografía máxima está representada por una superficie (envolvente) que conecta las elevaciones máximas y muestra la topografía sin incisión fluvial. La topografía mínima se describe por una superficie (sub-envolvente) correspondiente

al patrón general de las elevaciones del fondo del valle. La tendencia topográfica media representa el patrón general del paisaje a escala regional.

El relieve local es el residuo entre la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área determinada, en paisajes tectónicamente activos regiones con un relieve local anómalamente alto suele coincidir con las regiones de incisión de la corriente activa en respuesta a la elevación de la roca (Molin, et al., 2004). Dado que la erosión fluvial es impulsada por la constante competencia entre el levantamiento y el clima (Burbank D. , 1992), la variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante indica la respuesta de los ríos a diferentes impulsos tectónicos (Scotti, et al., 2014).

Con el fin de realizar un análisis cuantitativo de la topografía en el área de estudio, se definieron 4 perfiles de franja; 3 de ellos con orientación NW-SE paralelos a la dirección de los esfuerzos que dieron lugar a la formación de las principales fallas y estructuras en el área de estudio, y 1 perpendicular a los drenajes con las anomalías más altas en el índice SL. Los perfiles se realizaron usando un DEM de 30 metros de resolución para la adquisición de los datos de altitud. Todos los perfiles comparten un ancho de 5 Kilómetros, el perfil A-Á tiene una longitud de 25 Kilómetros, el perfil B-B´ 30 Kilómetros, el perfil C-C´ 20 Kilómetros, y el perfil D-D´ 40 Kilómetros, dichos perfiles cuantifican el relieve máximo, mínimo y local de cada sección del área de estudio escogida.

El perfil A-Á localizado al norte del área de estudio presenta un relieve en forma de valle donde la topografía decrece hacia el NW, sector donde se localizan las rocas ígneas y metamórficas del macizo de floresta y rocas de la serie cretácica basal; hacia el SE la topografía aumenta hasta terminar en una planicie en los últimos 5 kilómetros, esta superficie corresponde a Formaciones Cretáceas de gran extensión como Arenisca Tierna (Ksgt) y Chipaque (Ksc). La separación constante a lo largo del perfil entre las curvas de elevación máxima, mínima y media indica una modificación por erosión en el relieve constante en este sector.

El perfil B-B´ Localizado en la sección central del área de estudio es similar al anterior tanto su forma de relieve como en el decrecimiento de la topografía hacia el NW; sin embargo los cauces de los ríos son más evidentes en el relieve local, así mismo la expresión morfológica de fallas como Soapaga o Monguí se encuentran mucho más marcadas por escarpes en los márgenes de los ríos.

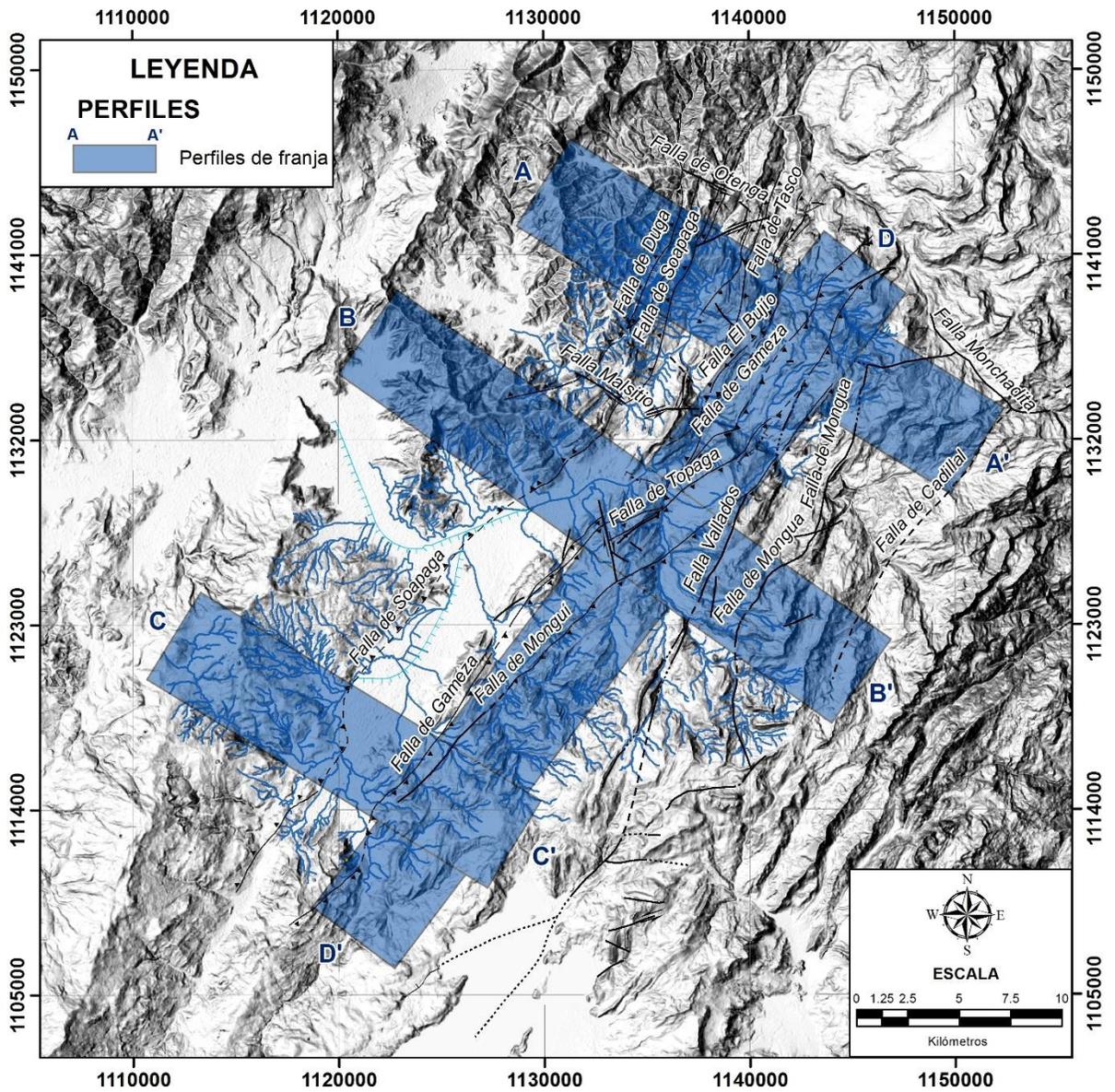


Figura 55. Mapa de ubicación de los perfiles topográficos de franja (Swath Profiles) y principales fallas en la zona de estudio.

En relación con los resultados del índice de Hack SL, sobre el trazado del perfil B-B' se localiza la anomalía de mayor extensión en el área de estudio sobre el Río Calicanto, sector en el que encontramos un escarpe que se refleja en el relieve local probablemente atribuido a la acción de la Falla Monguá, que se produce sobre rocas de la serie cretácica. Esto comprueba la influencia de las fallas regionales en la generación de las anomalías del índice SL.

En el perfil C-C' localizado al sur del área de estudio, posee un relieve que es claramente el de un valle donde la topografía decrece hacia el centro y aumenta hacia los bordes; al igual que en los perfiles anteriores la elevación decrece hacia el NW, pero la diferencia de altitud es mucho menor. La litología en este perfil difiere de los anteriores, pues al NW encontramos rocas de la serie cretácica particularmente las formaciones Churuvita (Ksch) y Une (Kiu), mientras que hacia el SE se encuentra la transición cretáceo-paleogeno, marcada por la Falla Gámeza. La cercanía de la elevación Máxima y Mínima en este perfil señala un equilibrio entre los procesos de erosión y levantamiento en este sector.

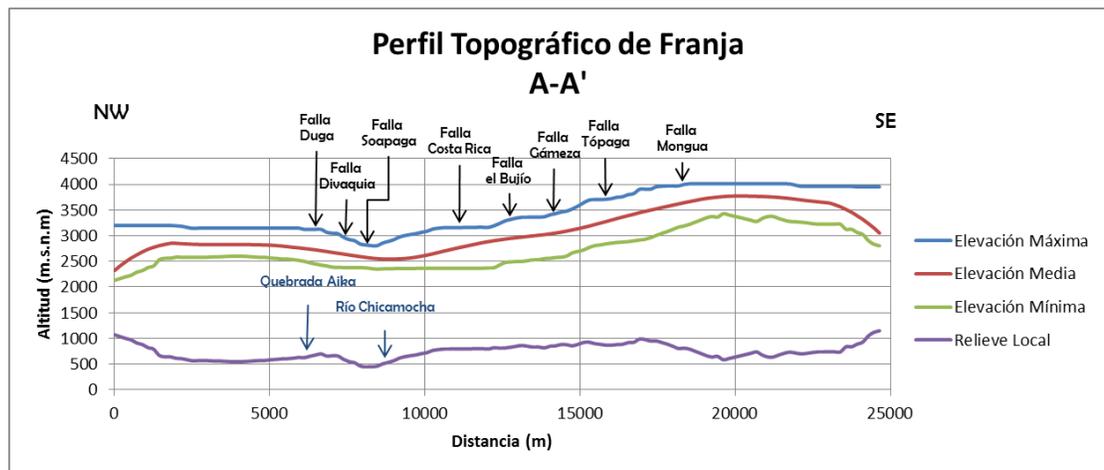


Figura 56. Perfil topográfico de franja A-A' localizado al norte del área de estudio.

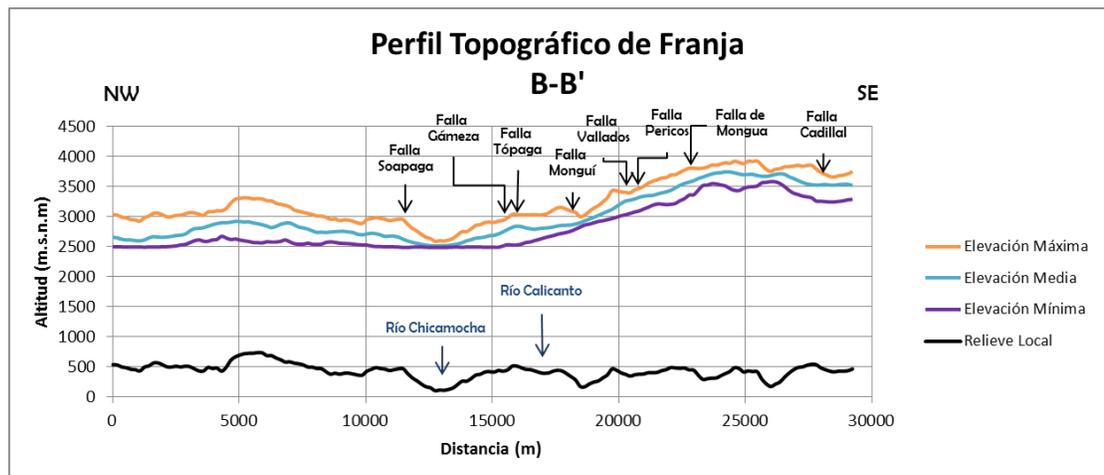


Figura 57. Perfil topográfico de franja B-B' localizado en la parte central del área de estudio.

El perfil D-D' corresponde a una franja localizada al este de la Falla Soapaga y cuya orientación obedece a las cadenas montañosas y fallas del sector oriental del área de estudio; la topografía tiene una tendencia a disminuir hacia el sur del área de estudio, y el relieve es rugoso al menos durante los primeros 25 kilómetros. La

litología se mantiene más o menos constante durante el recorrido del perfil, esto debido a que sigue el rumbo principal de las formaciones geológicas, aun así existe una mayor influencia de Formaciones de la serie terciaria en los primeros 15 kilómetros del perfil, es decir al norte del área de estudio.

En los primeros 5 kilómetros del perfil, sector donde corta transversalmente la cuenca de la Quebrada El Cazadero, está corriente en relación con el índice de Hack SL presenta la anomalía con valores más altos; en este sector ocurre una anomalía reflejada en el relieve local donde las elevaciones mínimas se reducen mientras que las máximas aumentan, está anomalía en una superficie irregular sugiere la respuesta a un levantamiento tectónico que acciona los procesos erosivos.

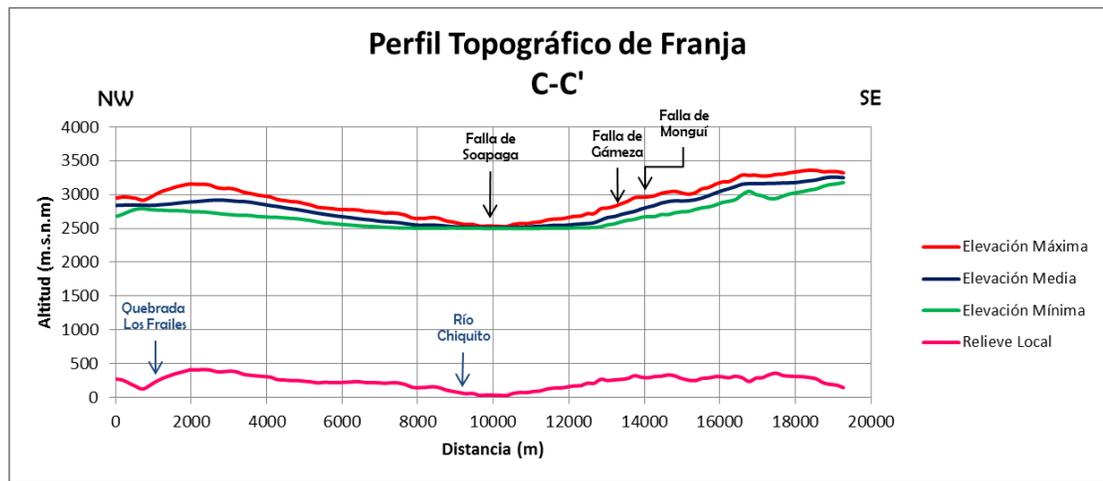


Figura 58. Perfil topográfico de franja C-C' localizado en al sur área de estudio.

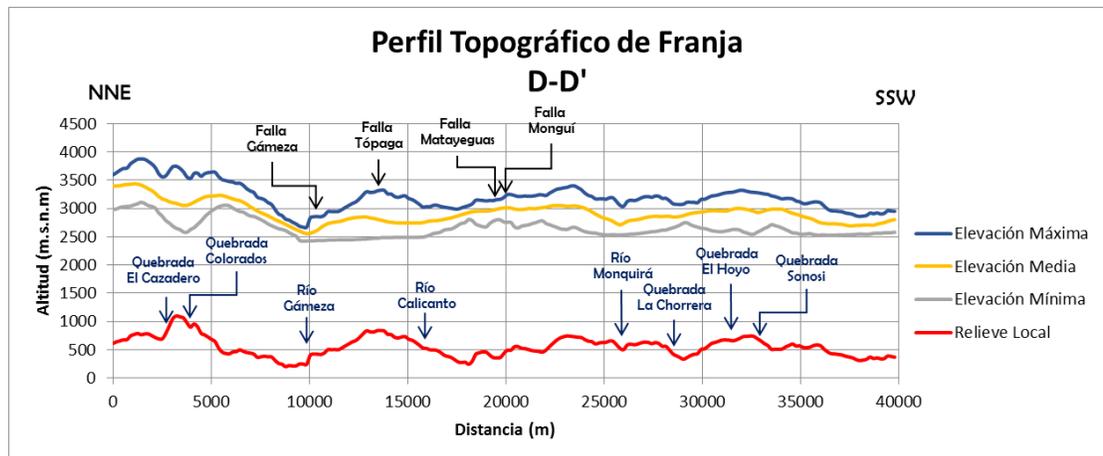


Figura 59. Perfil topográfico de franja D-D' de orientación NNE-SSW localizado al este de la Falla Soapaga en las cadenas montañosas y serranías de la sección oriental del área de estudio.

5.2.7. Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF).

Según Cox (1994), la relación espacial entre sismicidad y los valles de ríos principales puede ser atribuida a que los valles son controlados por fallas y que la migración preferencial de los ríos es el resultado de un basculamiento tectónico. Autores como Khavari, Arian, & Ghorashi (2009), Ibanez, et al., (2014) y Lavarini, et al., (2016) han identificado la actividad tectónica de fallas regionales como mecanismo de la migración de ríos, asociando la dirección de migración con el basculamiento de las cuencas de drenaje.

Cox (1994) propone un método rápido para calcular la migración de los ríos usando únicamente información topográfica del terreno: el factor transversal de simetría topográfica (TTSF), el cual es un método que cuantifica la asimetría de un río dentro de una cuenca, la cual varía a lo largo de la longitud de la corriente; este índice es calculado a partir de la línea media de la cuenca, que sería la ubicación de un río simétricamente situado con respecto a las divisorias de agua (Khavari, et al., 2009).

El factor transversal de simetría topográfica fue calculado para 14 subcuencas del área de estudio, utilizando el software R para la definición de la línea media de las cuencas, a partir del drenaje de orden mayor como corriente principal; el valor del índice TTSF que varía a lo largo de la longitud de los drenajes fue promediado para obtener un valor representativo de cada cuenca, así mismo se realizaron diagramas de rosas que mostrarán la tenencia principal de los vectores de migración del cauce principal.

Los valores del índice oscilan entre 0.156 y 0.545, existiendo entonces niveles bajos, moderados y altos de migración de los drenajes con respecto a la línea media de cada subcuenca; por otro lado los diagramas de rosas revelan diferentes tendencias migratorias con respecto a los vectores las cuales pueden ser indicadores de una actividad tectónica diferencial en el área de estudio.

Subcuencas de la región oriental de drenajes poseen valores por encima de 0.3 del índice TTSF lo que implica un alto grado de migración en los ríos y por tanto posibles levantamientos; las subcuencas 3, 7, 9 y 14 son aquellas cuyos vectores poseen una tendencia general de migración hacia el SWW (Fig. 60), esto implica la migración de grandes corrientes como el Río Gámeza en dirección de los bloques caídos de fallas como Gámeza, Tópaga y Monguí.

En la región occidental de drenajes los valores del índice TTSF no suelen superar el 0.3 y no suelen tener una dirección preferencial de migración; sin embargo se puede destacar a la subcuenca 13 de la Quebrada Malsitio con un valor de 0.39, teniendo una tendencia general hacia el norte y la cual es afectada directamente por el trazado de la Falla Soapaga, esto coincide con la dirección de migración del

Río Chicamocha en el sector de Nobsa la cual había sido notificada anteriormente en el análisis cualitativo de la red de drenajes.

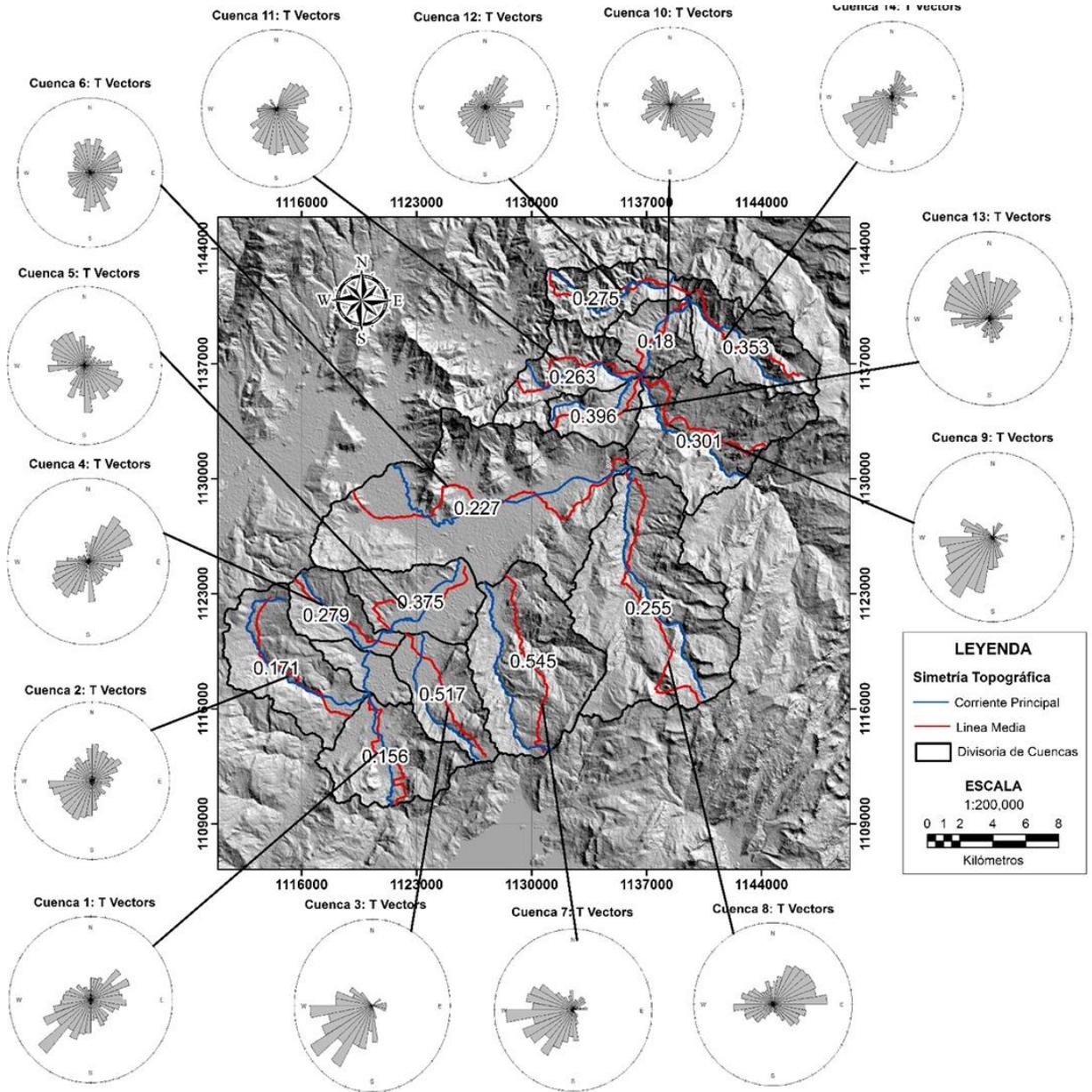


Figura 60. Gráficos de rosa resultantes de los vectores de desplazamiento de las corrientes principales con respecto a las líneas medias de cada una de las subcuencas; y distribución espacial del valor del índice TTSF promedio para cada subcuenca de drenajes.

Subcuencas localizadas sobre los amplios valles de depósitos fluvio-lacustres como la 5 y 6 no presentan una dirección general de migración, aun así llama la atención

los vectores en dirección Norte de las gráficas de rosas de estas cuencas pues indican un basculamiento de las cuencas en una dirección que controla el trazado de la Falla Soapaga, y que por tanto sería una evidencia clara de actividad tectónica asociada a esta falla.

En relación con índices como la Asimetría de la Cuenca AF, los resultados de los posibles basculamientos suelen ser muy similares; con respecto a los radios de elongación R_e y al índice de Hack SL existe una tendencia que apunta al sector oriental del área de estudio como aquel con un control por parte de las estructuras regionales más fuerte sobre la morfología de las cuencas, siendo este sector donde la migración sigue una dirección de basculamiento general Hacia el SW.

5.3. Análisis geológico estructural

El análisis estructural de fallas potencialmente activas es uno de los ejes principales en el estudio de la actividad neotectónica; para evaluar el comportamiento geológico de las principales estructuras del área de estudio se siguieron 2 enfoques: (1) Análisis de lineamientos y (2) Análisis de perfiles estructurales.

5.3.1. Análisis de lineamientos

Los lineamientos geomorfológicos pueden revelar un grupo de acimuts dominantes, cuyas orientaciones pueden dar una idea del patrón de fracturas en un área determinada (Rosenau, 2004); un lineamiento se puede definir como “una característica lineal de la superficie, simple o compuesta, cuyas partes se encuentran alineadas en una relación rectilínea o ligeramente curvilínea y que difiere claramente de los patrones de las características adyacentes y presumiblemente refleja un fenómeno subsuperficial” (O’Leary, et al., 1976). Las características lineales del terreno pueden incluir valles, riscos, límites de áreas elevadas, ríos, líneas de costa, límites de formaciones rocosas y zonas de fractura. La identificación de lineamientos en el área de estudio puede proveer información sobre los patrones de fallas y fracturas de la corteza superior.

Los lineamientos han sido extraídos de un mosaico compuesto de imágenes de Radar del sensor ALOS PALSAR con 12,5 metros de resolución espacial, utilizando filtros direccionales; estos lineamientos fueron ulteriormente modificados mediante interpretación visual de los rasgos más significativos de una imagen sombreada del relieve del área de estudio (Fig.62).

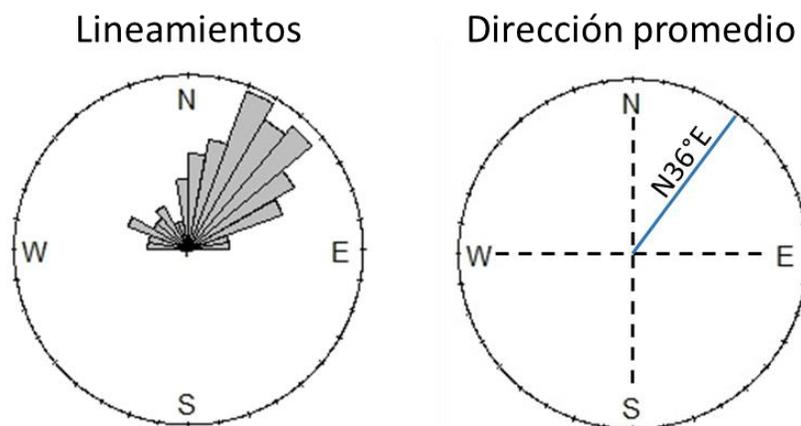


Figura 61. Resultados del procesamiento de lineamientos extraído de las imágenes de Radar; la gráfica de la izquierda es un diagrama de rosas de los lineamientos procesados, y la imagen de la derecha corresponde a la dirección dominante de los lineamientos.

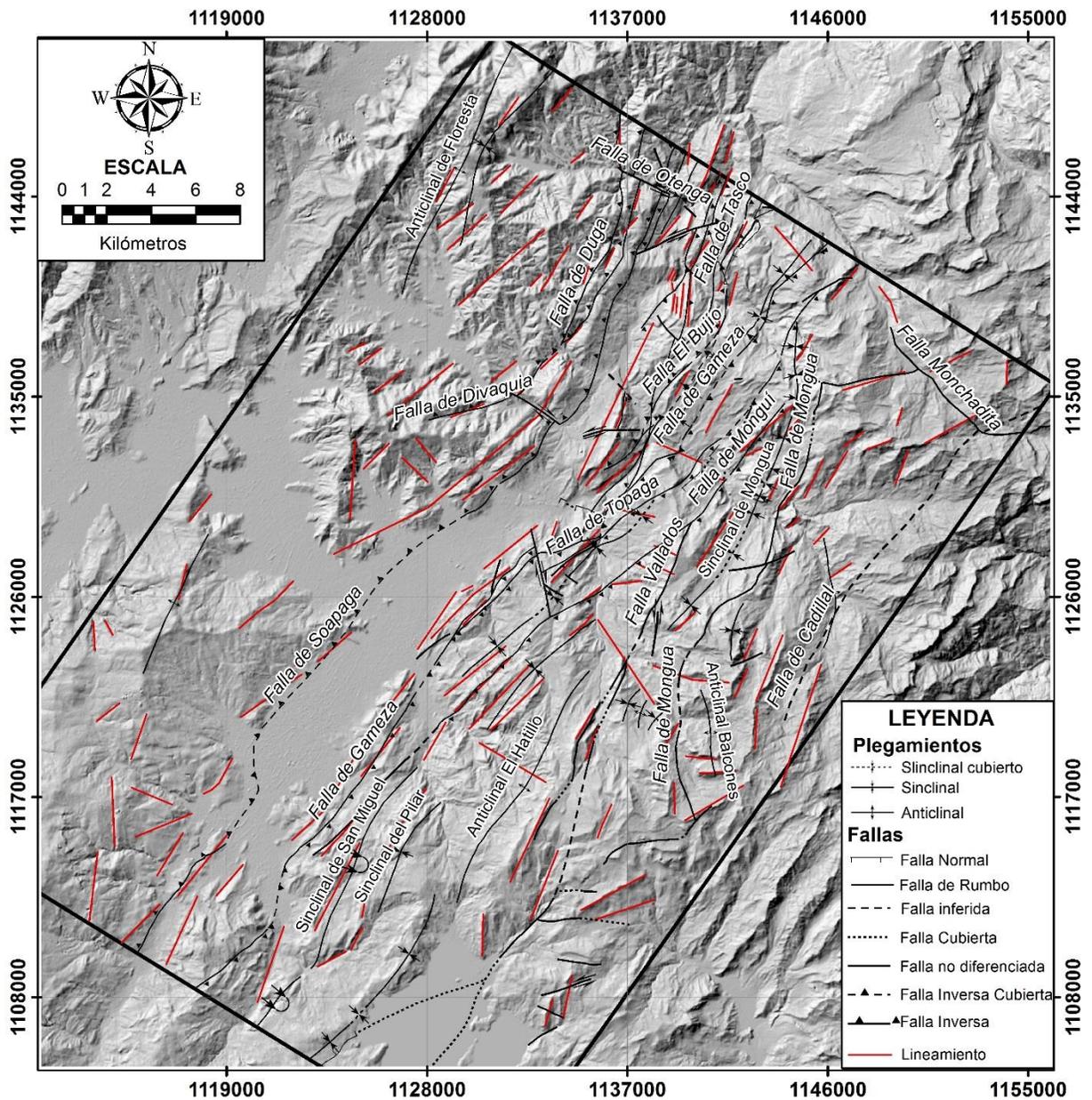


Figura 62. Mapa de las principales estructuras del área de estudio, incluyendo fallas plegamientos y lineamientos geológicos.

154 lineamientos de los 175 interpretados corresponden a lineamientos con tendencia NE, acorde al modelo de evolución estructural de la cordillera oriental, interrelacionando directamente una gran densidad de lineamientos con estructuras de carácter regional en el área de estudio; el valor promedio de orientación de todos los lineamientos procesados es de N36°E y puede proveer una base en la definición

de los esfuerzos vectoriales que dieron pie a las estructuras que se presume poseen actividad neotectónica asociada.

La distribución espacial de los lineamientos permite definir 3 zonas morfoestructuralmente distintas:

La primera zona se localiza al este de la Falla Soapaga donde se encuentra la mayor densidad de lineamientos que se ven divididos en segmentos individuales de baja longitud debido a la incisión fluvial, estos se producen sobre rocas de la cobertera plegada y su tendencia general es hacia el NE exceptuando el norte de este sector donde algunos lineamientos empiezan a tener una tendencia en dirección N o incluso NW.

La segunda zona localizada al noroeste del área de estudio donde afloran rocas del Macizo de floresta, así como rocas de la Formación Tibasosa (Kit); en este sector la densidad de lineamientos es mucho menor, sin embargo algunos presentan una mayor longitud y una tendencia general en su dirección hacia el NE. Los segmentos de mayor longitud pueden ser atribuidos a la influencia del sistema de fallas de Soapaga sobre las rocas sedimentarias de este sector.

La tercera zona correspondería al sector suroccidental del área de estudio donde los lineamientos presentan una baja densidad además de no poseer una dirección preferencial, las rocas de este sector corresponden a las Formaciones Une (Kiu) y Tibasosa Superior (Kit1) e inferior (Kit2). Las estructuras como fallas y plegamientos en este sector son muy pocas, lo que se ve reflejado directamente en la densidad de los lineamientos; dentro de los pocos rasgos estructurales destaca un frente de montaña ya interpretado anteriormente mediante el índice de Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf) (Fig. 38) como activo, el cual se localiza sobre el labio levantado de la Falla Soapaga en este sector y obedece la dirección de rumbo de la falla.

5.3.2. Análisis de las secciones estructurales

Se elaboraron 3 secciones estructurales perpendiculares a la dirección de los ejes de los pliegues y fallas principales, utilizando los datos estructurales de la cartografía geológica de las planchas 171, 172, 191 y 192 realizadas por el Servicio Geológico Colombiano, a escala 1:100.000.

Posteriormente, se integraron los datos para la interpretación de los cortes estructurales, dichos cortes se proyectaron con una profundidad aproximada de 900 metros bajo el relieve topográfico; debido a la falta de información no se proyectó a mayor profundidad.

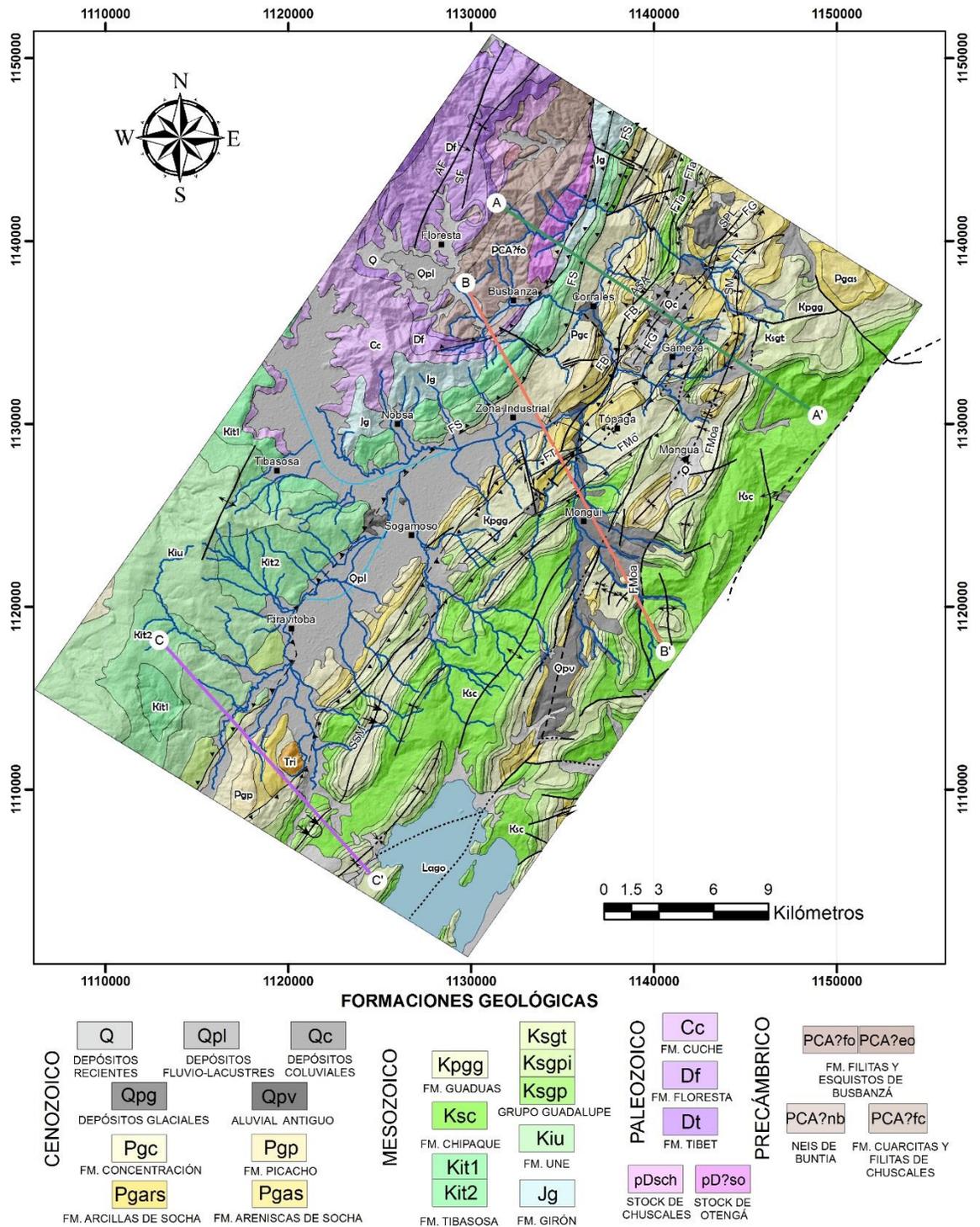


Figura 63. Localización de las secciones estructurales, sobre un mapa geológico generalizado del área de estudio.

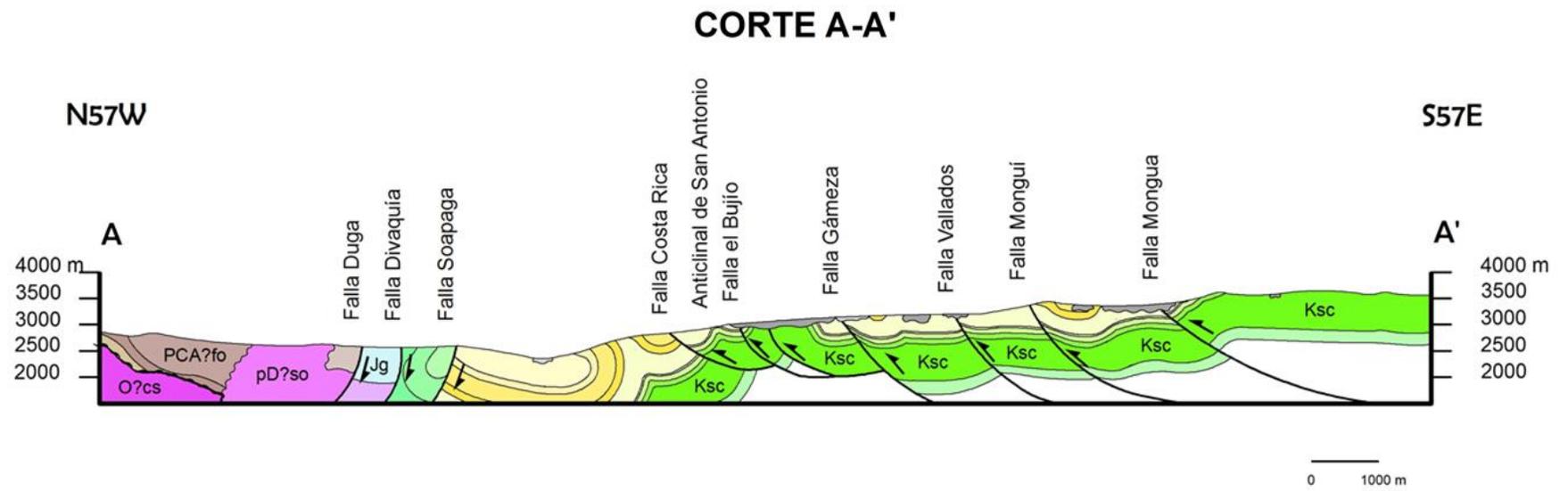


Figura 64. Sección estructural A-Á, localizado entre los municipios de Corrales y Gámeza.

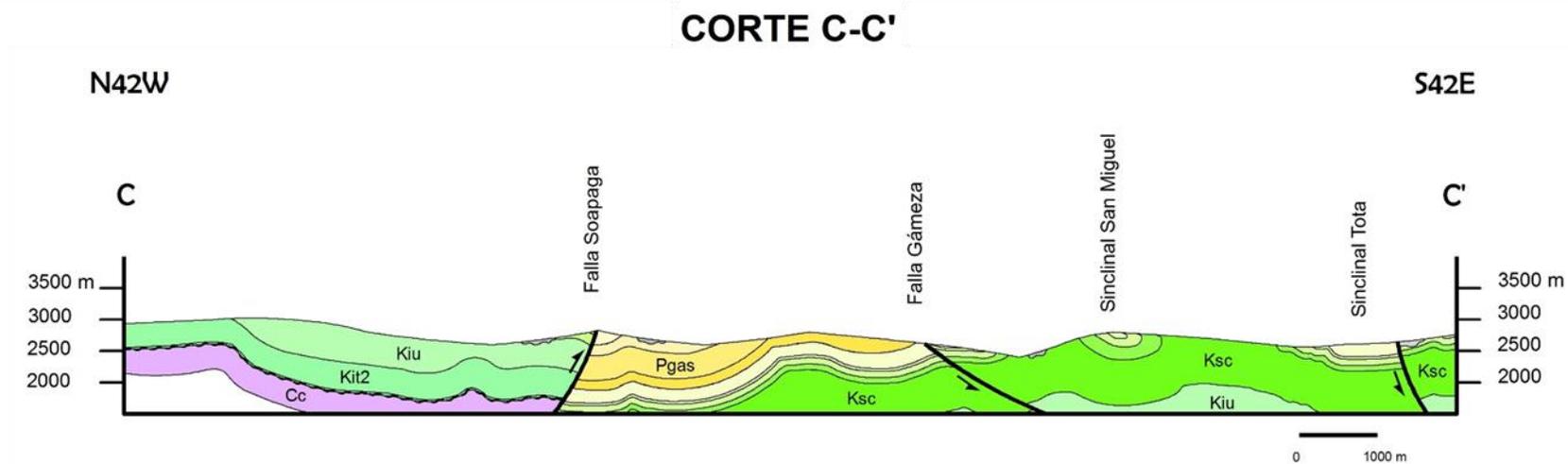
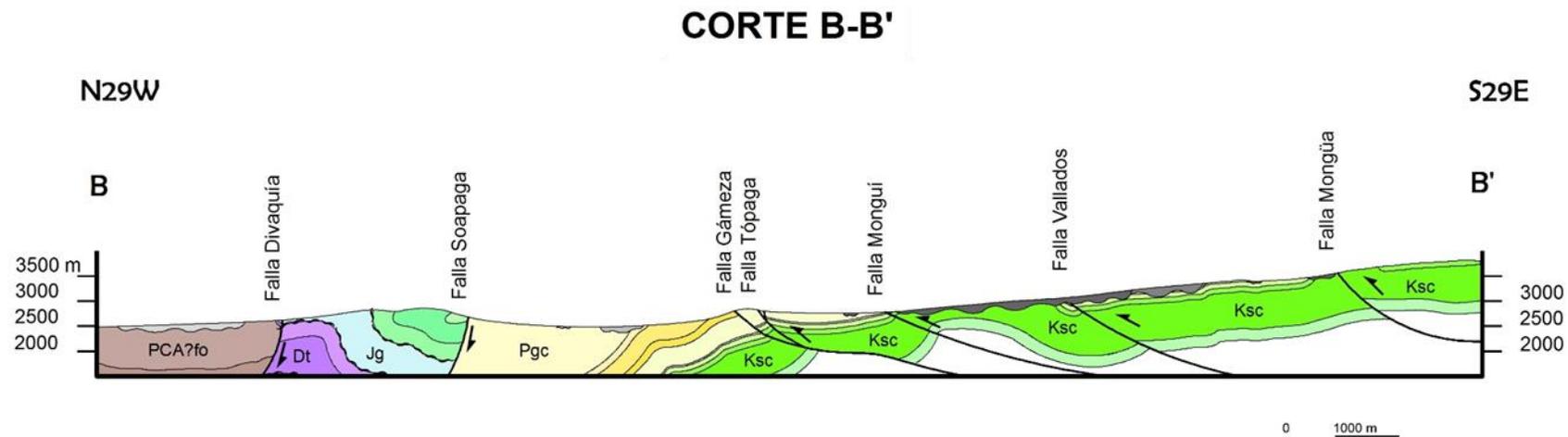


Figura 65. Secciones estructurales B-B' y C-C'; el corte B-B' se localiza entre los municipios de Busbanza y Monguí, el corte C-C' se localiza entre los municipios de Firavitoba y Tota.

El perfil estructural A-A' (Fig. 64) tiene una longitud de 20345.7 m, el corte B-B' (Fig. 65-A) presenta una longitud de 22142.9 m y el corte C-C' (Fig. 65-B) tiene 16994.6 m de longitud, cuyos rumbos son N57W, N29W y N42W respectivamente.

La sección estructural A-A' atraviesa la parte septentrional de la zona de estudio, donde se observa la mayor cantidad de fallas, especialmente en el bloque yacente de la Falla Soapaga, en la provincia tectónica correspondiente a la Cobertera Plegada; la acción del Sistema de Fallas de Soapaga pone en contacto rocas de la serie Cretácica con rocas de formaciones paleógenas (Falla Soapaga) y rocas jurásicas de la Formación Girón (Jg) con el complejo metamórfico del Macizo de Floresta (Falla Divaquía), además este sistema afecta rocas del basamento cristalino. Las fallas Costa Rica, El Bujío y la Falla Gámeza forman un sistema de abanicos imbricados.

El perfil B-B' cruza la zona central del área de estudio; en este sector la densidad de fallas es menor con respecto a lo observado en el perfil A-A', en este perfil se observa como la Falla Gameza pone en contacto rocas de la serie cretácica superior con rocas de la serie paleógena inferior; la Falla Divaquía en este sector afecta el Macizo de Floresta poniendo en contacto rocas devónicas con el complejo metamórfico. Otras fallas inversas como la Falla Monguí, la Falla Vallados y la Falla Mongua se limitan a afectar únicamente rocas de la serie cretácica.

El corte estructural C-C' atraviesa la parte meridional del área de estudio, en esta zona se presenta una relajación en los esfuerzos evidenciada por los pliegues abiertos y la disminución de fallas. Las principales fallas de esta sección estructural son la Falla Soapaga la cual posee un buzamiento mayor a 60° con dirección W, y la Falla Gámeza, la cual se comporta como un cabalgamiento buzamiento menor a 35° y con un buzamiento en el plano de falla hacia el oriente.

En los tres perfiles se pueden evidenciar dos regiones con un estilo de deformación estructural diferente, la primera corresponde al bloque yacente de la Falla Soapaga donde existe una mayor densidad de fallas, estas son de tipo inverso con un bajo ángulo de buzamiento y una vergencia hacia el Oeste. La segunda región en el bloque colgante de la Falla Soapaga donde existe una menor cantidad de estructuras, restringiéndose únicamente a las fallas asociadas al Sistema de Fallas de Soapaga; estas fallas inversas con un alto ángulo de inclinación y una vergencia hacia el occidente muestran una influencia cortical pues se afectan rocas del basamento cristalino correspondientes al cuerpo ígneo del Macizo de Floresta.

En relación con el análisis de los lineamientos, existe una relación directa entre las regiones morfoestructurales propuestas con el comportamiento estructural de las fallas en el sector, donde los esfuerzos compresivos se concentran principalmente al oriente de la Falla Soapaga. Por otro lado, en relación a lo observado en la distribución de las anomalías detectadas con el índice de Hack SL, se puede interpretar que fallas como Tópaga, Monguí y Vallados responsables de producir algunas de las anomalías más fuertes de este índice, corresponden a cabalgamientos de bajo ángulo que afectan únicamente a la cobertera plegada y cuya expresión topográfica sería mayor en comparativa con las fallas del Sistema de Fallas de Soapaga.

5.4. Análisis de deformaciones cuaternarias

Los depósitos cuaternarios presentes en el área de estudio, consisten en rellenos aluviales, sedimentos lacustres y fluviales, terrenos glaciales y materiales coluviales, depositados durante la fase tectónica post-andina (Reyes, 1984); estos depósitos se concentran en las grandes depresiones de la región, siendo la principal el valle de Sogamoso donde el trazado de la Falla Soapaga lo atraviesa de Norte a Sur. Algunos indicios de neotectónica como frentes de montaña activos y corrientes principales que fluyen cercanas a dichos frentes señalan la presencia de deformaciones dentro de estos depósitos cuaternarios. A partir de observaciones de campo, se encontraron anomalías en la Unidad Cuaternario Antiguo (Qpv) en los siguientes sectores:

5.4.1. Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo- Sector Tibasosa

Según el índice de Sinuosidad del Frente de Montaña Smf, el frente altamente activo **OFT** se ubica en la subcuenca 5 sobre el municipio de Tibasosa, como se expuso anteriormente esta zona se encuentra controlada por la Falla Soapaga, y se puede evidenciar el basculamiento en el bloque yacente al observar el cauce del Río Chiquito el cual fluye muy cerca al frente de montaña, en lugar de fluir en la parte central del valle, como correspondería en una zona estable.

Por esta razón fue conveniente hacer labores de campo en la salida de Sogamoso por la calzada que conduce a Tibasosa, se observa un talud de vía de aproximadamente 11 metros de altura, el cual corresponde a un cuaternario catalogado por Reyes (1990) como un depósito constituido por conglomerados aluviales de gran espesor, sin embargo se comprobó que corresponde a un depósito caótico, compuesto localmente por grandes bloques de material fino involucrando grandes clastos embebidos, que se alternan con clastos de menor magnitud cuya redondez va de angulosa a subangulosa y además de esto presentan una mala selección o “sorting”, dichos clastos están compuestos por areniscas micáceas provenientes de la formación Une.

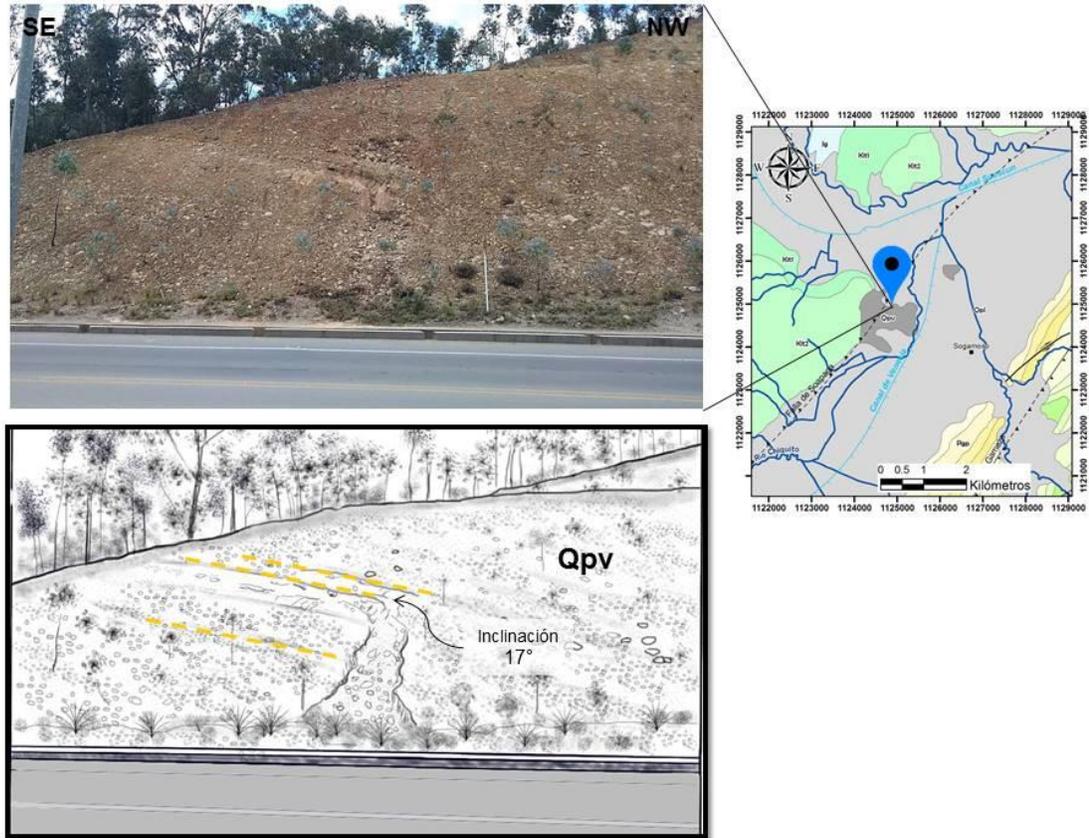


Figura 66. Basculamiento registrado en el depósito coluvial, perteneciente a la Unidad de Cuaternario Antiguo, afectado por la Falla Soapaga, en la vía Sogamoso- Tibasosa.

En los niveles donde se encuentra el material fino se puede apreciar el basculamiento del depósito cuaternario (Fig. 66) cuyo valor de buzamiento es de 17° hacia el Noroccidente, coincidiendo con la dirección de buzamiento de las rocas pertenecientes la Formación Tibasosa que se observan justo al frente del afloramiento, es decir que el cuaternario presenta un basculamiento considerable debido a la poca edad que posee, mientras que las rocas del cretáceo han sido levantadas desde la inversión de la cuenca, ocurrida en el Neógeno, lo que evidencia que la Falla Soapaga se encuentra tectónicamente activa; adicionalmente, más adelante en dicho talud, la disposición de los clastos presentan un menor ángulo de inclinación y es más uniforme en comparación con el anterior afloramiento (Fig. 67), en otras palabras presentan una mejor selección, y los lentes del material fino exhiben un menor espesor, además se observó una microfalla normal, originada tal vez por la falta de compactación que presenta este depósito, por tanto al ser expuesto a grandes esfuerzos en corto tiempo supera el ángulo de fricción o de rozamiento interno, generando fallas normales superficiales

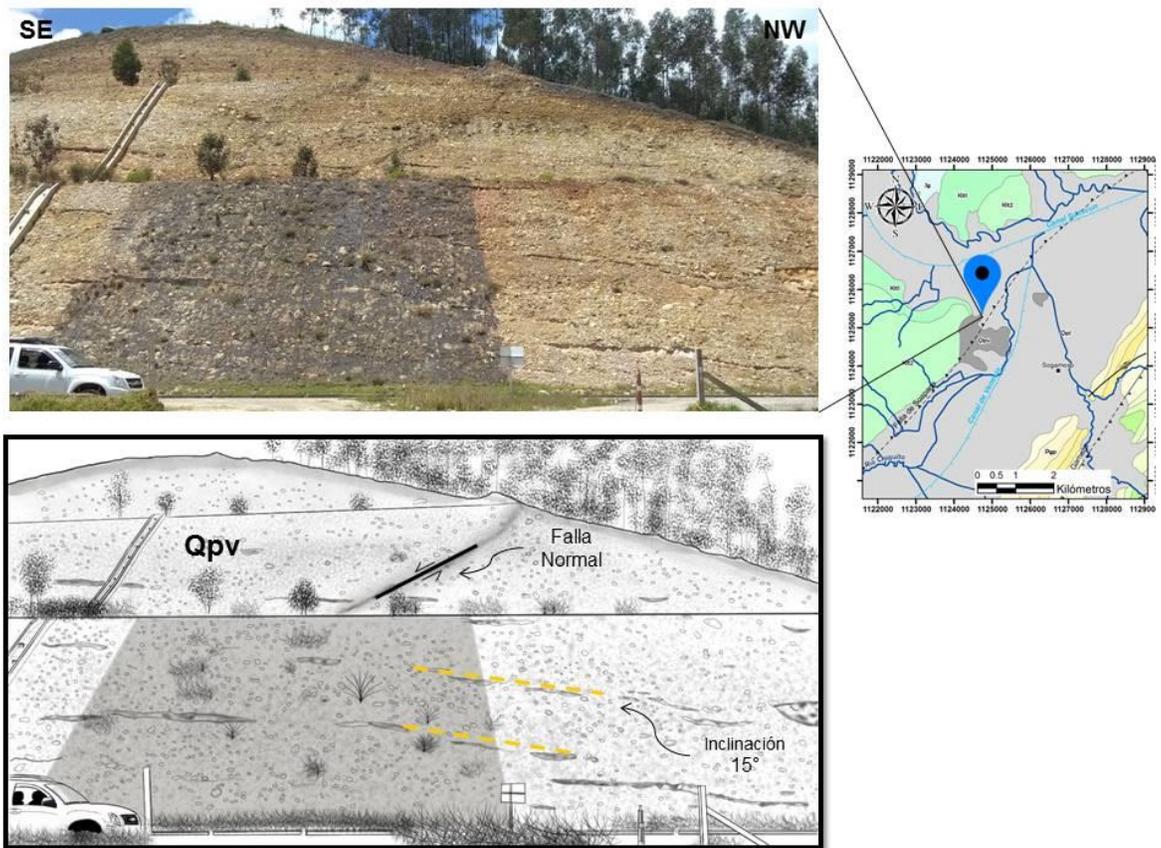


Figura 67. Falla normal en la parte superior del depósito cuaternario, y cambio en la inclinación y uniformidad de los clastos.

5.4.2. Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo-Sector Cerrito

Hacia la parte oriental, del cuaternario de Tibasosa, sobre la vía que conduce a Nobsa, en el sector del Cerrito, se encuentra el cuaternario aluvial que lleva el mismo nombre, este depósito había sido descrito por Reyes (1990) como un remanente aislado del depósito situado en Tibasosa. No obstante, este depósito, difiere en sus características con el anterior ya que se encuentra menos cementado y con menos matriz, además se observa que los cantos son más redondeados y por tanto presentan un carácter de tipo fluvial, formando una estructura de canal suprayaciendo un nivel de arcilla, que a su vez contiene pequeños niveles de clastos subangulosos, en este nivel de arcilla se observa claramente un basculamiento aproximadamente de 14° hacia el Nororiente (Fig. 68).

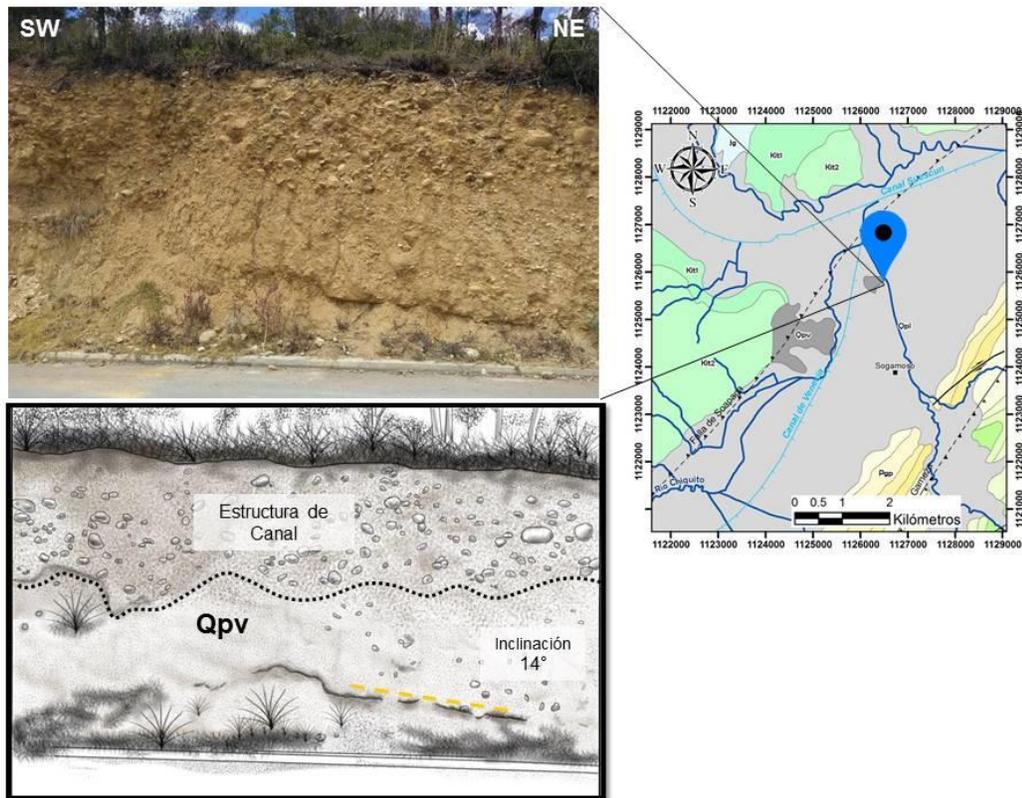


Figura 68. Basculamiento observado en la capa arcillosa de la parte inferior del cuaternario aluvial antiguo en el sector El Cerrito, se presenta una estructura de canal de varios metros de longitud, en la parte superior.

5.4.3. Basculamiento-Unidad Cuaternario Antiguo, Sector Vallados-Río Tejar

Se estableció una visita de campo en el flanco oriental de la Falla Soapaga, cerca al municipio de Monguí sobre la Quebrada Tejar donde interseca la Falla Vallados, la cual es una ramificación de la Falla Gámeza correspondiente a una estructura de tipo inverso que involucra litológicamente formaciones del Grupo Guadalupe con formaciones del Cretáceo Superior y el Paleógeno. Esta zona se escogió con base en las fuertes anomalías registradas por el Índice de Hack en la subcuenca 8 a la que pertenece este depósito cuaternario, la subcuenca presenta además un paisaje topográfico de Madurez Media, siendo la que exhibe mayor grado de erosión en toda el área de estudio, debido a grandes corrientes fluviales que discurren de oriente a occidente.

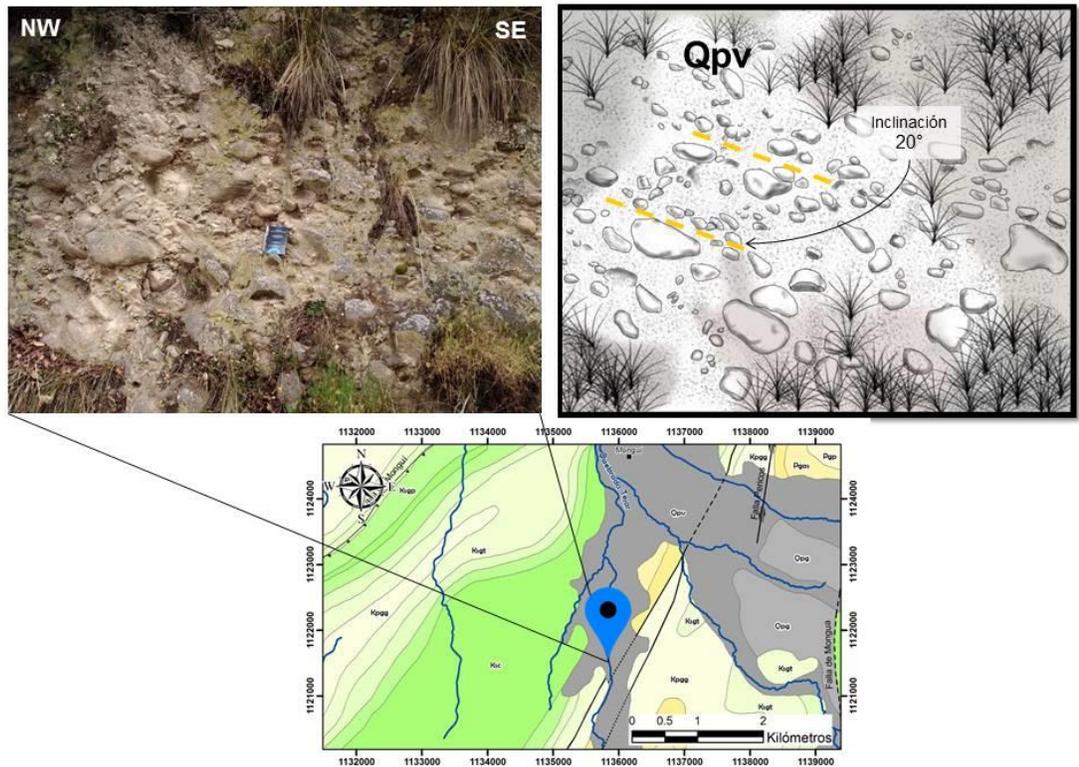


Figura 69. Inclinación aproximada de 20° siguiendo el eje de mayor longitud de los clastos pertenecientes al depósito coluvio-aluvial del Río Tejar.

En este lugar se encontró un depósito de tipo coluvio-aluvial perteneciente a la unidad de Cuaternario Antiguo, con aproximadamente 6 metros de altura, grano decreciente hacia la base y con pocos niveles de arcillas.

En el eje mayor de los conglomerados (Fig. 69), se percibe un basculamiento de 20° hacia el Sureste, así mismo se pudieron hallar muy cerca de esta zona, ciertos niveles de terrazas asociadas, con una inclinación similar y con el mismo sentido. Al dirigirse unos metros hacia el oriente se observa una horizontalización en la disposición de los clastos (Fig. 70), se percibe de igual forma cierta estratificación del depósito, en la parte superior se observan desde clastos angulosos de pocos centímetros hasta bloques, en una matriz arenosa, dispuestos sobre una capa de clastos más redondeados y de menor tamaño embebidos en una matriz areno-arcillosa.

Al dirigirse hacia el suroccidente afloran rocas de la formación Plaeners donde también se distingue una inclinación similar, concordante con el basculamiento de

las terrazas del Río Tejar. Sin embargo, según los resultados que muestra el Factor Transversal de Simetría Topográfica (Fig. 60), la subcuenca 8 presenta un basculamiento preferencial hacia el Nororiente, esto parece indicar que la microcuenca relacionada con la Quebrada Tejar, presenta un basculamiento diferencial ocasionado por la Falla Vallados.

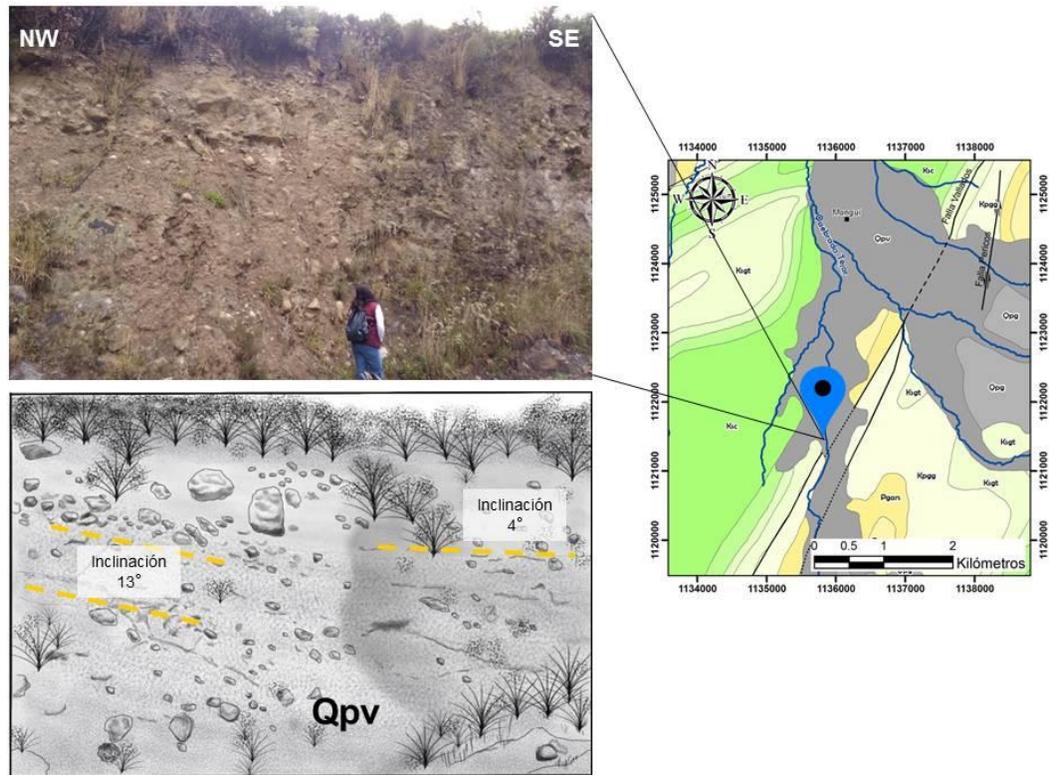


Figura 70. Posible basculamiento y horizontalización del depósito cuaternario coluvio-aluvial, en la parte superior rocas más angulosas y mucho más grandes respecto a la parte inferior.

5.4.4. Terrazas fluviales-Unidad cuaternario antiguo-Sector Corrales

La subcuenca 13 con mayor basculamiento de la región occidental de drenajes determinado por el Factor Transversal de Simetría Topográfica TTSF (Fig. 60) y el índice de Asimetría de la Cuenca AF (Fig. 32), el basculamiento de esta subcuenca puede ser atribuido al sistema de fallas de Soapaga, controla el curso de los drenajes principales como la Quebrada Floresta o el Río Chicamocha.

Sobre la vía Sogamoso-Corrales a 1 Kilómetro de la cabecera municipal de Corrales, se conservan terrazas fluviales del Río Chicamocha que corresponden a

la unidad Cuaternario Antiguo (Qpv) definida por Reyes (1984); como ya se ha observado antes estos depósitos suelen presentar evidencias de la actividad neotectónica de la Falla Soapaga.

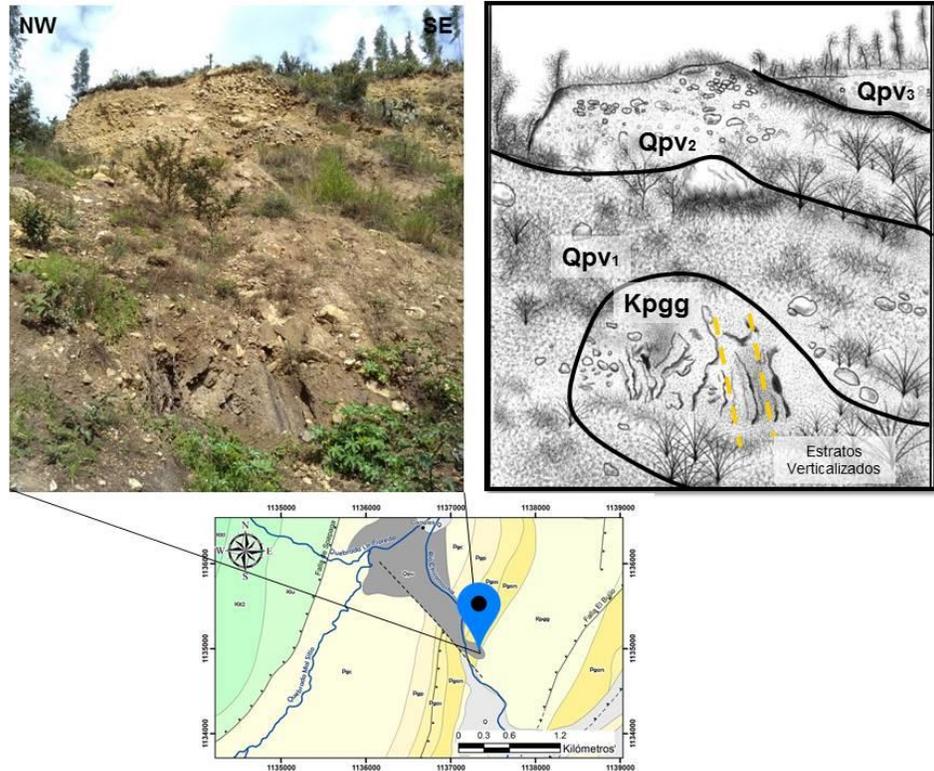


Figura 71. Niveles de terrazas fluviales suprayaciendo los estratos verticalizados de formación Guaduas.

Durante las observaciones de campo se definieron 3 niveles diferentes de terrazas cubriendo estratos verticalizados de la Formación Guaduas (Kpgg) (Fig. 71); el primer nivel Qpv₁ de aproximadamente 10,5 metros de espesor posee cantos angulosos y subangulosos litológicamente correspondientes a las formaciones cretáceas del sector embebidos en una matriz arenosa, el segundo nivel Qpv₂ con un espesor cercano a los 7,5 metros se compone de cantos redondeados a subredondeados poco cementados de arenas y limos embebidos en una matriz arenosa de grano fino, y un tercer nivel Qpv₃ con un espesor próximo a los 5,6 metros de espesor se compone de cantos redondeados bien seleccionados de areniscas embebidos dentro de una matriz arenosa.

Las facies aluviales se presentan en los niveles superiores topográficamente Qpv₂ y Qpv₃, mientras que la terraza más joven Qpv₁ tiene características que evidencian una depositación coluvial; éstas características de un deposito coluvial se pueden atribuir a fenómenos de remoción en masa que depositaron materiales con mal “sorting” y angulosos sobre la cabecera de esta terraza durante su formación.

Lo que más llama la atención en este sector es la carencia de las terrazas anteriormente descritas en el margen izquierdo del Río Chicamocha, pues los accidentes topográficos que caracterizan la zona corresponden únicamente a rocas de las formaciones Areniscas de Socha (Pgars) y Guaduas (Kpgg) (Fig. 72). Debido a que la litología en el sector no tiene una variación importante de un margen con respecto al otro del río, se pueden descartar procesos de erosión diferencial producidos en rocas de distintas propiedades mecánicas; por otra parte si se observa la cartografía geológica del sector propuesta por Reyes (1984) existe la presencia de una falla inferida bautizada por los autores como Falla Corrales, la cual es aparentemente una falla de rumbo dextral y cuya acción controlaría los procesos que erosionaron los niveles de terrazas en el margen izquierdo del río.

El rumbo preferencial NW-SE de la Falla Corrales, es similar al de otra falla de rumbo dextral en el sector, la Falla Malsitio, que controla el curso de la Quebrada Malsitio, a su vez generando una pequeña anomalía del índice de Hack SL visible en el perfil de la corriente (Fig. 50-B). Esta anomalía junto con las observaciones de campo, hace pensar en un segundo componente en la naturaleza de estas fallas de rumbo. Acorde a lo formulado por Reyes (1984) durante la última fase tectónica de la región (Fase post-Andina) se forman pequeñas fallas normales por distensión, las cuales se encuentran también afectadas por fallas de rumbo sintectónicas y que acorde a lo observado también afectarían a los depósitos cuaternarios antiguos del área de estudio.

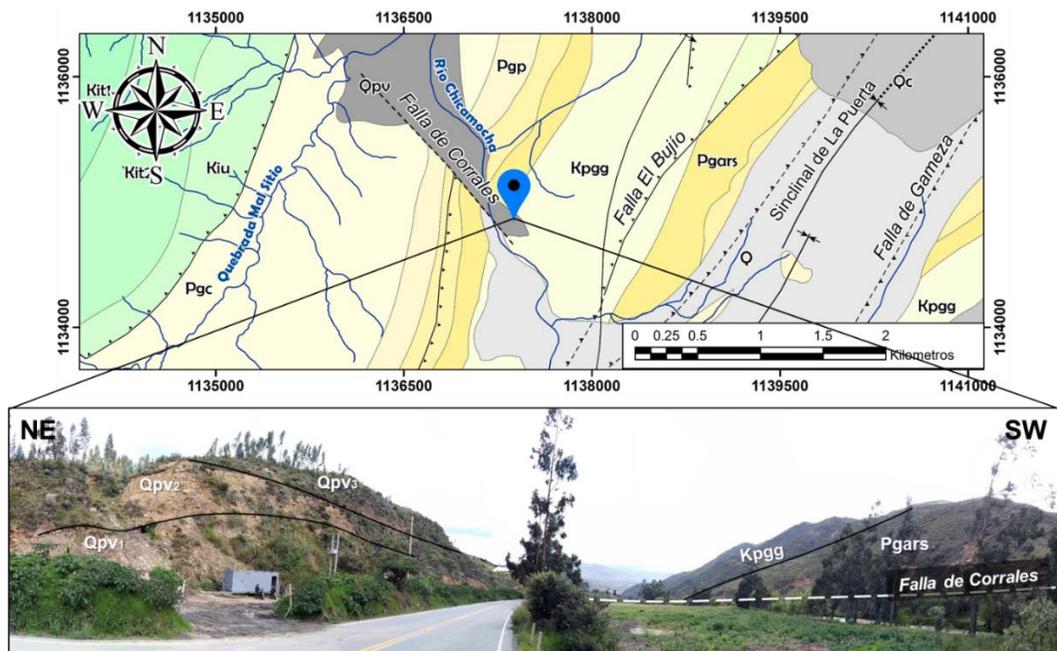


Figura 72. Valle del Río Chicamocha, resalta la falta de niveles de terrazas del río en su margen oriental, esto probablemente atribuido a la acción de la Falla Corrales.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Este trabajo busca evaluar la actividad tectónica relativa en un área extensa de la cordillera oriental de los andes colombianos; con base en los rasgos morfométricos de las subcuencas presentes en el área de estudio, el cálculo de índices geomorfológicos, las observaciones de campo, la litología y las secciones estructurales.

De las 3 regiones de drenajes interpretadas, las regiones occidental y oriental no solo poseen características similares en su red hídrica, sino que también comparten rasgos morfotectónicos evidenciados por los índices geomorfológicos calculados.

La región oriental posee los valores más altos del índice de Asimetría de la Cuenca AF (Fig. 32), así mismo presenta las subcuencas en distribución espacial con la mayor madurez erosional determinada por la Curva e Integral Hipsométrica IH, los frentes de montaña asociados a esta región SOP, SOI, OMS, NOZIS y NOC (Fig. 38) presentan valores en promedio de un frente de montaña inactivo.

Por otra parte la distribución espacial del Índice de Hack ubica las anomalías de mayor relevancia en esta región oriental, y el Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) muestra una migración general hacia el SW de los drenajes principales de este sector.

La interpretación estructural definió una alta densidad de lineamientos en dirección NE que marcan el trazado las estructuras principales en este sector oriental, apoyando la hipótesis de una región con un estilo morfoestructural compresivo con una mayor expresión topográfica en relación a las otras regiones de drenajes. Sin embargo el análisis de las secciones estructurales, en el perfil C-C' (Fig. 65-B) se muestra una zona de relajación de esfuerzos al oriente de la Falla Soapaga, lo que podría indicar que este sector correspondería a una región que difiere del estilo morfoestructural de la región oriental de drenajes.

La región occidental de drenajes también comparte características que no se limitan únicamente a la distribución de su red de hídrica, para esto las curvas hipsométricas de las subcuencas demuestran que la región occidental corresponden a subcuencas con mayor evolución en el ciclo erosivo acorde con la litología del Macizo de Floresta, cuya presencia es significativa al noroccidente de la Falla Soapaga. No obstante la distribución espacial de la Integral Hipsométrica (IH) contrasta estos resultados, pues como se mencionó anteriormente las subcuencas orientales son en promedio más maduras; para esto debe tenerse en cuenta que la región oriental de drenajes se encuentra más expuesta a la erosión fluvial, mientras que la región occidental posee una litología antigua más susceptible a los factores erosivos.

Otros índices como la Asimetría de la Cuenca (AF) y el Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) en esta región no muestran una correlación en referencia al basculamiento de las subcuencas, pues difiere mucho a lo largo de toda la región. Un ejemplo claro es la subcuenca 13, pues presenta una forma fuertemente asimétrica y con uno de los valores más altos de TTSF en la zona de estudio, donde la migración del drenaje principal sería predominantemente hacia el NW; lo que discrepa con el bajo grado de basculamiento, y la dirección de migración de las subcuencas 11 y 12 la cual es hacia el S.

Las subcuencas 2 y 4 presentan un bajo grado de basculamiento representado en los índices AF y TTSF, son subcuencas con un nivel de madurez similar (en una transición de cuencas juveniles a maduras tempranas) y que corresponden en función del Índice de Circularidad a subcuencas elongadas; además la distribución de lineamientos demostró que el sector donde se localizan estas subcuencas posee un estilo morfoestructural distinto al que se encuentra en el sector noroccidental del área de estudio, con una influencia mucho menor de los esfuerzos compresivos que dieron origen a la mayoría de estructuras del área de estudio. Este cambio de características de Norte a Sur en la región Occidental de drenajes y en la zona de estudio en general puede ser atribuido a un cambio en el estilo estructural de la deformación tectónica.

La discusión sobre el estilo de deformación tectónica de la parte axial de la cordillera oriental, ha sido motivo de debate por parte de diversos autores; Colletta, et al. (1990), Cooper, et al. (1995), entre otros sostienen un modelo compresivo con un estilo estructural de tectónica de piel gruesa “thick-skinned” ya que se involucra el basamento cristalino, sin embargo autores como Kammer (1999), Taboada (2000) y Velandia (2005) argumentan que si bien la Falla Soapaga se comporta como un cabalgamiento en algunos sectores, en una escala regional actúa como una estructura de alto ángulo en profundidad dentro de una tectónica transpresiva.

En la zona de estudio tanto los perfiles estructurales como la litología muestran un estilo estructural en el que la Falla Soapaga tiene un alto ángulo de buzamiento (superior a 60°) cuya influencia a escala cortical es evidenciada sobre todo en el sector noroccidental del área de estudio donde el basamento cristalino se ve afectado por el Sistema de Fallas de Soapaga; en contraste los cabalgamientos en el sector oriental ocasionados por fallas como Monguí, Gameza y Topaga de vergencia Este, son una evidencia inequívoca de una tectónica de piel delgada “thin-skinned” pues se interviene principalmente a la cobertera sedimentaria.

Considerando lo discutido hasta ahora, resulta poco práctica una división morfoestructural del área de estudio únicamente basada en regiones de drenajes que compartan características similares en su red hídrica; por tanto una división basada en el estilo estructural contrastado del bloque colgante y el bloque yacente

de la Falla Soapaga con base en los índices geomorfológicos sería más acertada, teniendo en cuenta la aparente relajación de los esfuerzos compresivos al sur del área de estudio.

El análisis sobre la topografía favorece esta hipótesis, pues los Perfiles Longitudinales o “Swath Profiles” donde las diferencias altitudinales, indican que el bloque yacente de la Falla Soapaga presenta un mayor grado de levantamiento, el cual es marcado por los cabalgamientos de bajo ángulo en la cobertera Plegada; mientras que el bloque colgante presenta altitudes menores y un equilibrio entre procesos erosivos y de levantamiento al sur del Municipio de Tibasosa.

Sobresale entonces la importancia de los índices geomorfológicos en el análisis morfoestructural de la zona de estudio, siendo esta una fase perentoria en la determinación relativa de la actividad neotectónica. Ahora bien, se puede discutir la capacidad de los índices geomorfológicos para dar indicios directos de tectónica activa.

Al oriente de la Falla Soapaga el Índice de Hack SL sugiere una actividad tectónica alta, pues el mapa de distribución de este índice muestra zonas con valores altos anómalos sobre el corredor de cabalgamientos como Monguí y Topaga (Fig. 39). Los valores anómalos son mucho mayores en el sector donde la Falla de Topaga corta el Sinclinal de Mongua, tal y como se evidencia en la Quebrada el Cazadero (Fig. 45-B); las evidencias de campo muestran que este índice presenta sus anomalías en sectores donde la fuerte expresión geomorfológica (Hog Backs, Cestas Homoclinales, Barras homoclinales y Escarpes de falla) es ocasionada por fallas inversas que ponen en contacto rocas de distintas propiedades mecánicas.

La dirección de migración de las corrientes principales hacia el SW mostrado por el índice TTSF revelaría un control estructural activo sobre la morfometría de estas subcuencas asociadas al bloque yacente de la Falla Soapaga, donde el régimen compresivo de los cabalgamientos con vergencia hacia el Este. Aunado a esto, los resultados de índices como la Asimetría de la Cuenca AF y los Radios de Elongación Re favorecen esta hipótesis. Otra evidencia clara del control estructural activo de los cabalgamientos en este sector, atañe a los patrones de rastrillo en la red de drenajes localizados sobre el trazado de la Falla Monguí.

Por otra parte en el sector asociado a la anomalía del Índice de Hack SL de la Quebrada Tejar (Fig. 40), se encontraron evidencias de un basculamiento de 26° y 13° hacia el SE en las terrazas del río, la unidad basculada correspondía al Cuaternario Antiguo (Qpv); sin embargo índices como TTSF y AF no exponen un basculamiento de la subcuenca de esta corriente.

Al noroccidente de la zona de estudio, en el bloque colgante de la Falla Soapaga también existen evidencias de actividad neotectónica determinada a partir de los

índices geomorfológicos; existe una anomalía en el Índice de Hack en la Quebrada Aika justo en el sector donde la Falla Soapaga es dislocada por la falla direccional de Buena Vista, la evidencia de campo muestra un escarpe de falla asociado demostrando un segundo componente en la naturaleza de esta falla. Por otro lado, en la subcuenca 13 donde la Quebrada Malsitio fluye paralela a la falla direccional de Malsitio, existe uno de los grados más altos de basculamiento en el área de estudio definido por el índice TTSF, donde la migración de la corriente principal obedece una dirección hacia el NW; en este sector donde la Falla Soapaga también es dislocada, la migración de la corriente es atribuida a un levantamiento mayor por parte del bloque yacente donde los cabalgamientos al oriente de la falla juegan un papel importante.

Las observaciones de campo en la subcuenca 13, en el sector de corrales (Fig. 71 & 72) muestran una falla direccional o de rumbo que controla los procesos erosivos de la unidad Cuaternario Antiguo (Qpv), particularmente las terrazas del Río Chicamocha pues no existe una conservación de los diferentes niveles de terraza en los dos márgenes del río. Esto favorece la hipótesis de que las fallas asociadas a procesos distensivos de la fase tectónica Post-Andina son estructuras que ejercen un control activo sobre la morfología actual de las subcuencas de drenaje.

En cuanto al sector suroccidental del área de estudio, las evidencias de actividad neotectónica se restringen únicamente a la Sinuosidad del Frente de Montaña Smf, donde el frente OFT corresponde a un frente de montaña altamente activo, donde prevalecen los mecanismos de levantamiento sobre la erosión fluvial. Otra evidencia corresponde a la presencia de anomalías en la red de drenajes, particularmente en este sector donde se encuentra el frente de montaña altamente activo (Fig. 38) pues se observa como la Falla Soapaga ejerce un control sobre el Río Chiquito, pues este no fluye en medio del valle sino que sus aguas corren muy cercanas al piedemonte; a pesar de esto, índices como el AF y el TTSF no muestran una dirección clara de basculamiento en la subcuenca 5, o al menos un basculamiento uniforme en toda la cuenca, la actividad antrópica además ha sido una influencia muy grande en la modificación de los cursos de los drenajes de más bajo orden en este sector; teniendo en cuenta esto, no es posible confirmar la existencia de actividad neotectónica asociada a la Falla Soapaga en este sector basándose únicamente en observaciones con sensores remotos y los índices geomorfológicos.

Otra subcuenca donde ocurre una situación similar a la mencionada anteriormente, es la subcuenca 6 donde los índices TTSF y AF no muestran una dirección clara del basculamiento de la cuenca, más sin embargo las observaciones de la red hídrica muestran un control de la Falla Soapaga sobre el Río Chicamocha; este problema ocurre debido a que las subcuencas 5 y 6 se encuentran sobre grandes valles fluviales abarcando una cantidad considerable de microcuencas, y por tanto la morfometría de las subcuencas se verá afectada por estas microcuencas tributarias.

Se sugiere entonces una división más rigurosa de estas pequeñas microcuencas en los sectores donde las subcuencas se encuentren asociadas a grandes valles fluviales.

Las visitas de campo realizadas en estos sectores donde no existía una certeza sobre actividad tectónica relativa asociada a la Falla Soapaga, revelaron basculamientos presentes en la Unidad Cuaternario Antiguo (Qpv), particularmente en el límite municipal entre Sogamoso y Tibasosa (Fig. 66 & 67) con un basculamiento en dirección NW, y en el sector del Cerrito (Fig. 68) donde el levantamiento parece tener una inclinación en dirección NE. Estos afloramientos a pesar de estar categorizadas en la misma unidad poseen facies deposicionales distintas señalando al Cerrito como un depósito de facies aluviales mucho más reciente en relación al depósito de Tibasosa. Aunque los ángulos de inclinación alcanzan solo unos pocos grados (17° en Tibasosa y 14° en el Cerrito), ambos comparten una predilección por inclinarse hacia el Norte; esto es acorde a lo observado en la red de drenajes de la Cuenca 6 donde el Río Chicamocha fluye muy cerca al sector del piedemonte, donde se presume una dirección de migración del río hacia el Norte. Estas evidencias de campo, confirman la hipótesis planteada con base en los índices geomorfológicos sobre una actividad neotectónica moderada de la Falla Soapaga en su bloque colgante.

La discusión sobre los índices geomorfológicos en relación con la tectónica activa muestra una relación directa en el bloque yacente de la Falla Soapaga donde los cabalgamientos ejercen un control activo sobre la red de drenajes, sin embargo se debe tener en cuenta que los índices no siempre son uniformes en sus resultados sobre los sectores con un grado más alto de actividad neotectónica, como se observa en el mapa de la distribución espacial Índice de Hack SL (Fig. 39), que difiere con lo observado en otros índices como el TTSF de las subcuencas que presentan un mayor basculamiento. En vista de esto se puede afirmar que los índices son complementarios entre ellos y dependen de una correcta interpretación para ser válidos en un estudio de actividad neotectónica.

Los índices además presentan una baja susceptibilidad a la actividad neotectónica en las subcuencas localizadas en los valles fluviales, donde las observaciones de campo demuestran basculamientos no detectados por los índices; esto puede ser solventado si el análisis de las características morfométricas de la red de drenajes se realiza a una escala de microcuencas en los sectores donde los valles fluviales son muy amplios; otro factor que puede influir en los resultados es la resolución espacial del Modelo Digital del Terreno pues aunque a una escala regional 30 metros de resolución es aceptable, datos más precisos de alturas y áreas pueden permitir una mayor precisión en la definición del grado de actividad tectónica de cada sector.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones

En general, en esta región de la Cordillera Oriental las características morfométricas definidas por los índices geomorfológicos son las siguientes:

- El Índice de Hack (SL) registra cambios fuertes en la pendiente de los cauces principales (aproximadamente de 0% a 14% en menos de 1000 metros) en forma de anomalías cuya distribución espacial se concentra en el bloque yacente de la Falla Soapaga, particularmente.
- Las subcuencas presentan formas que van de elongadas a altamente elongadas, con una asimetría muy variable, donde las subcuencas 3, 7, 9 y 13 son aquellas que presentan un mayor grado de basculamiento; en el bloque yacente de la Falla Soapaga se localizan la mayoría de éstas subcuencas fuertemente asimétricas.
- Con respecto a la evolución en el ciclo erosivo, en general las subcuencas se encuentran en una transición de un estado Juvenil a un estado de Madurez temprana; la única que presenta una madurez media se encuentra localizada al oriente de la Falla Soapaga y corresponde a la subcuenca 8 del Río Calicanto.
- El Factor Transversal de Simetría Topográfica (TTSF) presenta una relación directa con la Asimetría de la Cuenca (AF), además provee una cuantificación en el grado del basculamiento de las subcuencas, y su dirección preferencial.
- La Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf), señala a la mayoría de los frentes del valle como moderadamente activos, donde únicamente los frentes **OFT** y **SOcP** son catalogados como altamente activos, estos frentes se encuentran relacionados directamente con el trazado de la Falla Soapaga.

Particularmente los índices son útiles en la definición del estilo de deformación tectónica asociado a la Falla Soapaga y otros sistemas de fallas presentes en el área de estudio. Sintetizando los resultados obtenidos de los índices geomorfológicos, junto con la información geológica, el análisis de la distribución de los lineamientos geológicos, las características de la red fluvial y el análisis de los

perfiles estructurales, este estudio permite definir 3 regiones morfoestructurales con un estilo de deformación particular en cada una:

- La primera corresponde al bloque yacente de la Falla Soapaga localizado en la parte oriental del área de estudio, en este sector los cabalgamientos de bajo ángulo como las fallas de Monguí, Tópaga y Gámeza de vergencia Oeste, afectan principalmente a las formaciones sedimentarias de la cobertera plegada formando un sistema de abanicos imbricados; esta región posee la mayor densidad de lineamientos geológicos y una expresión topográfica y geomorfológica fuerte (Paisajes principalmente homoclinales con intercalación de materiales duros y blandos producidos por fallamiento), lo que evidencia una zona sometida a grandes esfuerzos compresivos. La tendencia general en la migración de los drenajes principales de las subcuencas asociadas a esta región hacia el SW, demuestra una concentración mayor de los esfuerzos compresivos al norte del área de estudio.
- La segunda región localizada al noroccidente del área de estudio en el bloque colgante de la Falla Soapaga, se caracteriza por fallas con un alto ángulo de buzamiento, donde el Sistema de Fallas de Soapaga afecta rocas del basamento cristalino exhibiendo un estilo estructural de tectónica de piel gruesa “thick-skinned”. El grado de madurez erosional en este sector es acorde a la litología del Macizo de Floresta, e índices como el Factor Transversal de Simetría Topográfica TTSTF y el Índice de Hack SL detectan anomalías en la configuración de la red de drenajes producidas por fallas direccionales que dislocan la Falla Soapaga.
- La tercera región corresponde al bloque colgante de la Falla Soapaga, localizada al suroccidente del área de estudio, y es separada de la región noroccidental por el valle del Río Chicamocha; en este sector existe una baja densidad de lineamientos geológicos que se restringen en su mayoría al frente de montaña activo asociado al trazado de la Falla Soapaga. El gran espesor de las formaciones de la serie Cretácica y la topografía suavizada hacia las partes de mayor altitud, son resultado de un equilibrio de los procesos erosivos y las tasas de levantamiento.

La evaluación de la actividad tectónica relativa en el área de estudio puede ser descrita de la siguiente forma:

- Los índices geomorfológicos señalan al bloque oriental de la Falla Soapaga como el sector más activo en el área de estudio; la migración de los cauces principales de las subcuencas de esta región hacia el SW, junto con las

evidencias de un control estructural activo sobre los drenajes primarios y secundarios, son hechos apoyan esta hipótesis. También se debe tener en cuenta que el régimen compresivo de este sector es mucho mayor en la cobertera sedimentaria y por tanto en la geomorfología actual.

- Sectores con frentes de montaña altamente activos, donde la Falla Soapaga ejerce un control sobre corrientes principales como el Río Chicamocha o el Río Chiquito, son evidencias de actividad tectónica de la falla en el valle donde se localiza el municipio de Sogamoso.
- Los basculamientos presentes en la Unidad Cuaternario Antiguo (Qpv), en el valle de Sogamoso son evidencias directas de un levantamiento producido por la Falla Soapaga asociado a una migración del Río Chicamocha hacia el Norte en este sector. Este basculamiento tiene una correspondencia con lo encontrado en el Factor Transversal de Simetría Topográfica para la subcuenca 13 (Cortada por el trazado de Falla Soapaga), donde la Quebrada Tejar también presenta una migración de su cauce hacia el Norte.
- Las fallas de rumbo o direccionales como la Falla Corrales o la Falla Buena Vista, que dislocan a la Falla Soapaga presentan anomalías en los parámetros del relieve registradas por los índices geomorfológicos; en los sectores asociados a estas fallas existe un control activo de estas fallas sobre las quebradas, además de afectar depósitos cuaternarios como las terrazas del Río Chicamocha.

Se puede concluir que los índices geomorfológicos son una herramienta que utiliza datos de tecnología reciente como los sensores remotos, y cuyo aporte es significativo en los estudios de neotectónica. Estos siendo particularmente útiles en la definición del estilo morfoestructural de las deformaciones; sin embargo presentan una baja susceptibilidad al momento de encontrar evidencias de levantamiento en los amplios valles fluviales, siendo los índices mucho más sensibles en sectores donde las tasas de levantamiento histórico han sido mayores.

7.2. Recomendaciones

En vista de la relevancia de los estudios para determinar la actividad neotectónica en sectores donde la amenaza sísmica es alta, y teniendo en cuenta la eficiencia de los índices geomorfológicos como apoyo en estos estudios, se proponen las siguientes recomendaciones:

- Evaluar a escala de las cuencas de drenaje o incluso de microcuencas la tectónica activa mediante índices geomorfológicos con el fin de obtener una mayor precisión en la determinación de las zonas con mayor actividad, usando un Modelo Digital de Elevación con una resolución espacial acorde a escalas locales de trabajo.
- Emplear nuevas tecnologías como el LIDAR que permitan generar Modelos Digitales de Elevación de mayor precisión suministrando una mayor aproximación a la morfología real del paisaje.
- Utilizar técnicas de datación geocronológica sobre los sedimentos del Río Chicamocha, u otros depósitos cuaternarios que presenten basculamiento; esto con el fin de determinar el tiempo de recurrencia de las fallas activas.
- Emplear métodos como el GPS de precisión, o la medición de estrías de fallas, que permitan determinar las tasas de movimiento de la Falla Soapaga.
- Cartografiar a detalle las unidades o depósitos cuaternarios en la zona de estudio, como fase preliminar a un enfoque clásico en la determinación de la actividad neotectónica de la Falla Soapaga.
- Realizar topografía y un inventario de los niveles de terrazas del Río Chicamocha que permita la datación de eventos tectónicos asociados a la Falla Soapaga, estimando las ratas de levantamiento.
- Extender el análisis mediante índices geomorfológicos a otros sectores donde el trazado de la Falla Soapaga afecte la configuración del paisaje, esto con el fin de entender de mejor manera el estilo de deformación tectónica asociada a la falla.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Ahmed, F., & Rao, K. (2016). Hypsometric analysis of the Tuirini drainage basin: A geographic information system approach. *International Journal fo Geomatics and Geosciences*, 6 , 1685-1695.
- Andermann, C., & Gloaguen, R. (2009). Estimation of erosion in tectonically active orogenies. Example from the Bhotekoshi catchment, Himalaya (Nepal). *International Journal of Remote Sensing* , 3075-3096.
- Audemard M., F. (1999). Morph-Structural Expression of Active Thrust Fault Systems in the Humid Tropical Foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 118: 1-18.
- Azañón, J. M., Pérez Peña, J. V., Giaconia, F., Booth Rea, G., Martínez Martínez, J. M., & Rodríguez Peces, M. J. (2012). Active tectonics in the central and eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. *Journal of Iberian Geology*, 225-238.
- Bhat, F., Bhat, I., Sana, H., Iqbal, M., & Mir, A. (2013). Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using Remote Sensing and GIS . *International Journal of Geomatics and Gesciences*, 4 , 164-176.
- Bull, W. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Oxford : Blackwell Publishing.
- Bull, W. (2009). *Tectonically Active Landscapes*. USA: Wiley -Blackwell Publishing.
- Bull, W., & McFadden, L. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions*, 115-138.
- Burbank, D. (1992). Characteristic size of relief. *Nature* 359, 483-484.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science.
- Cardozo, N., & Zúñiga, J. (1994). Análisis Estructural de las Zonas del Bloque Colgante (Hanging Wall) y Bloque Yacente (Foot Wall) de la Falla de Soapaga entre Corrales y Paz de Río. Bogotá : Departamento de Geociencia U. Nal. de Colombia.
- Carvajal,, R., & Sanz de Galdeano, C. (2008). Aplicación de índices Geomorfológicos al Estudio de la Cuenca del Río Adra (Almería). *Cuaternario*

- y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, 22, 17-31.
- Colletta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, R., & Rudkiewicz, J. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. (J. Letouzey, Ed.) Petroleum and tectonics in mobile belts, 81-100.
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., . . . Taborda, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, 1421-1443.
- Corpoboyacá. (2006). Plan de Ordenación y Manejo Ambiental en la Cuenca Alta del Río Chicamocha. Tunja: Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Corpoboyacá. (2009). Formulación del Plan de Ordenación y Manejo Ambiental de la Cuenca Media del Río Chicamocha. Tunja: Universidad Distrital Francisco Jose de Caldas.
- Cox, R. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 571-581.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., . . . Lee, J. F. (1998). Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. Geomorphology, 24, 265-290.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., & Keller, E. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96, 170-173.
- Farhan, Y., Ahnbar, A., Enaba, O., & Al-shaikh, N. (2015). Quantitative Analysis of Geomorphometric Parameters of Wadi Kerak, Jordan, Using Remote Sensing and GIS. Journal of Water Resource and Protection, 456-475.
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N., & Vega, V. (1993). Plate Motions in the North Andean Region. Journal of Geophysical Research, 21,853-21,863.
- Google. (01 de Diciembre de 2017). Google Maps. Obtenido de <https://www.google.com.co/maps/@5.7041198,-72.8111157,3884m/data=!3m1!1e3?hl=es-419>

- Hack, J. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 421-429.
- Ibanez, D., Riccomini, C., & Pellon de Miranda, F. (2014). Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. *Geomorphology*, 214, 378-387.
- Jardi, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Analisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, 41-68.
- Kammer, A. (1996). Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 65-80.
- Kammer, A., & Sanchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *ELSEVIER*, 1-11.
- Keller, E., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape.* (Segunda ed.). New Jersey: Prentice Hall.
- Khavari, R., Arian, M., & Ghorashi, M. (2009). Neotectonics of the South Central Alborz Drainage Basin, in NW Tehran, N Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9, 4115-4126.
- Khavari, R., Arian, M., & Ghorashi, M. (2009). Neotectonics of the South Central Alborz Drainage Basin, in NW Tehran, N Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9, 4115-4126.
- Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronome, B., Labák, P., . . . Sujan, M. (2002). Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 167-184.
- Lavarini, C., Magalhaes, A., Oliveira, F., & Carvalho, A. (2016). Neotectonics, River Capture and Landscape Evolution in the Highlands of SE Brazil. *Mercator (Fortaleza)*, 15 (4), 95-119.
- Luo, W. (1998). Hypsometric Analysis With a Geographic Information System. *Computers & Geosciences*, 815-821.
- Mahmood, S. A., & Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 407-428.
- Mégard, F. (1987). Cordilleran Andes and Marginal Andes: a Review of Andean Geology North of the Arica Elbow (18°S). *Geodynamics Series*, 71-95.

- Microsoft. (05 de Diciembre de 2017). Bing Maps. Obtenido de <https://www.bing.com/mapspreview/?setmkt=es-XL&setlang=en-US&sid=345A48CDC108623F171243D0C00F6396>
- Millán, J., & Perucca, L. (2011). Análisis neotectónico del extremo norte del sobrecorrimiento La Cantera, provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 337-348.
- Molin, P., Pazzaglia, F., & Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Science* 304, 559-589.
- Montes, N., Sandoval, & Vergara, H. (2000). Base de datos y mapas de fallas activas de Colombia. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- O'Leary, D., Friedman, J., & Pohn, H. (1976). Lineament, linear, lineation: Some proposed new definitions for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1463-1469.
- Ollarves, R., Audemard, F., & López, M. (2006). Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 81-103.
- Oviedo Reyes, J. (2015). Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Bogotá D.C.: Universidad Nacional de Colombia.
- Peréz Peña, J. (2009). GIS Based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation. Granada: Universidad de Granada .
- Pérez Peña, J. V., Azañón, J. M., Azor, A., & Gonzáles Lodeiro, F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16-25.
- Pérez-Peña, J., Azor, A., Azañón, J., & Keller, E. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* ,119, 74-87.
- Rabassa, J. (1979). Geomorfología cuantitativa de la cuenca del Río Manso Superior, Río Negro, Argentina. Parte II: Análisis hipsométrico. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 141-150.
- Reyes Chitarro, I. (1990). Observaciones sobre el cuaternario del altiplano Tunja-Sogamoso. *Geología Colombiana* , 151-157.

- Reyes Chitarro, I. (1984). Geología de la Región de Duitama - Sogamoso - Paz de Río (Departamento de Boyacá). Tunja: Universidad Pedagógica y tecnológica de Colombia.
- Rodríguez, D., Hernández, O., & Kammer, A. (2009). Modelo Estructural de la Falla de Soapaga a partir de Correlación Espectral de Anomalías Gravimétricas Y Magnéticas en la Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, 31, 35-50.
- Rosenau, M. (2004). *Tectonics of the Southern Andean Intra-Arc Zone (38°– 42°S)*. Berlín: Freie Universität Berlin.
- Sarmiento Rojas, L. F. (2001). *Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes*. Bogotá D.C.: Ecopetrol.
- Saylor, J. E., Horton, B., Stockli, D., Mora, A., & Corredor, J. (2012). Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 202-215.
- Schumm, S. (1986). Alluvial river response to active tectonics. *Active tectonics*, 80-94.
- Scotti, V., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., & Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology* 206, 37-57.
- Servicio Geológico Colombiano. (2001). *Geología de la Plancha 172 Paz de Río*. Bogotá, D.C.
- Shahzad, F., & Gloaguen, R. (2011). TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis. *Computers & Geosciences*, 261-271.
- Strahler, A. (1952). *Dynamic Basis of Geomorphology*. Geological Society of America Bulletin, 923-938.
- Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 913-920.
- Strahler, A. (1964). *Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks*. En V. Chow, *Handbook of Applied Hydrology* (págs. 439-476). Nueva York: McGraw-Hill.
- Taboada, A. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 787-813.

- Taboada, A., Dimaté, C., & Fuenzalida, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: Deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*(10), 111-147.
- Toro, J. (1990). The Termination of the Bucarmmnga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia. The University of Arizona.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(44).
- Walcott, R. C., & Summerfield, M. A. (2008). Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. *Geomorphology* 96, 174-186.