



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Método para la caracterización de las formas del terreno en zonas de montaña utilizando Modelos Digitales de Elevación. Caso: Departamento del Cauca

Nixon Alexander Correa Muñoz

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Agronomía, Departamento de Agronomía
Bogotá, Colombia

2012

Método para la caracterización de las formas del terreno en zonas de montaña utilizando Modelos Digitales de Elevación. Caso: Departamento del Cauca

Nixon Alexander Correa Muñoz
Ingeniero Civil

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Geomática

Director:
M.Sc. Luis Joel Martínez Martínez

Línea de Investigación:
Geoinformación para el uso sostenible de los recursos naturales

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Agronomía, Departamento de Agronomía
Bogotá, Colombia

2012

Dedicatoria:

A mis padres, esposa e hijos

Es de sentido común elegir un método y probarlo. Si falla, admitirlo francamente y probar con otro. Pero, sobre todo, intentar algo.

Franklin D. Roosevelt

Agradecimientos

A la División de Investigación sede Bogotá – DIB por el patrocinio de la tesis

Al Director, Luis Joel Martínez Martínez, por su orientación y aportes en el logros de los objetivos propuestos.

A Edgar Alberto Agudelo del Río. Ingeniero de Planeación. Smurfit Kappa Cartón de Colombia S.A., por facilitar la información topográfica a E=1:10000 de las fincas localizadas en la zona de estudio.

Al Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Centro de Investigación y Desarrollo en Información Geográfica, por el suministro de las imágenes de elevación DEM-SRTM1”, curvas de nivel a E=1:25000 en el cuadrángulo 343-III-A y otras identificadas con los códigos: ISG00-S5HRVO-008125; 642-345; IRC00-TER00-007691; IRC00-TER00-007670 y IRC00-TER00-007669.

A la empresa Quimbaya Resources por el suministro de las fotos aéreas identificadas con los códigos: MCCS06_L12_0016/0017 y 0018.

Resumen

Se desarrolló un método para diferenciar, delimitar, caracterizar y representar cartográficamente las formas del terreno en zonas de montaña. Se evaluaron los DEMs SRTM de resoluciones espaciales aproximadas de 31 m y 92 m, y el DEM-ASTER de 31 m de resolución, éste último en el área de estudio mostró datos locales erróneos por lo que el análisis de exactitud vertical con enfoque geoestadístico, comparación con curvas de nivel a 1:25000 y 1:10000 y puntos de control GPS indicó que el DEM-SRTM de 31 m, era el que mejor cumplía la tolerancia máxima de exactitud vertical. Se analizaron criterios y metodologías con sus algoritmos para extraer automáticamente las formas del terreno, desde la obtención de elementos básicos del terreno, el análisis del elemento en el contexto paisajístico, superposición de parámetros mediante álgebra de mapas y clasificación no supervisada mediante agrupación k-means; algunos implementados en software propietario y otros en software libre. Se calcularon parámetros del terreno locales y regionales, y se analizaron sus distribuciones de manera univariada y multivariada, ésta última permitió seleccionar un conjunto de ellos con la menor redundancia para implementar un método de clasificación no supervisada. La clasificación no supervisada implementada en una zona centro oriental del departamento del Cauca, Colombia, permitió encontrar 12 clases de formas del terreno a partir de parámetros como el índice de convergencia, el índice topográfico de humedad, la profundidad de los valles, la insolación solar y la elevación misma, con un coeficiente de similaridad kappa máxima de 39%, valor bajo pero con un potencial alto para continuar con investigaciones adicionales, de acuerdo con resultados cualitativos encontrados al compararlos con el globo virtual Googleearth y con la leyenda geomorfológica del mapa de suelos oficial para el área de estudio.

Palabras clave: Geomorfometría, DEM, Análisis del terreno, Parámetros de la Superficie del Terreno, Clasificación de Formas del Terreno, agrupación k-means, regresión logística multinomial.

Abstract

A method was developed to differentiate, define, characterize and represent cartográficamente landforms in mountain areas. SRTM DEMs were evaluated for approximate spatial resolution of 31 m and 92 m, and the ASTER DEM-31 m resolution, the latter in the study area showed erroneous local data so the vertical accuracy analysis geostatistical approach, compared with contours at 1:25000 and 1:10000 and GPS control points indicated that the DEM-SRTM 31 m, was best served the maximum vertical accuracy tolerance. Criteria and methodologies were analyzed with algorithms to automatically extract landforms, from obtaining basic elements of the terrain, the analysis of the element in the landscape context, overlapping parameters using map algebra and unsupervised classification using k-means clustering and some implemented in proprietary software and other free software. Parameters were calculated from the local and regional area, and their distributions were analyzed as univariate and multivariate latter allowed to select a set of them with less redundancy to implement a method of unsupervised classification. The unsupervised classification implemented in eastern central area of Cauca, Colombia, allowed to find 12 kinds of landforms based on parameters such as the rate of convergence, the topographic wetness index, the depth of the valleys, solar insolation and the same elevation, with a kappa coefficient of similarity of 39% maximum, low value but with a high potential for additional investigations continue, according to qualitative results found when compared to the virtual globe with GoogleEarth and geomorphological map legend official soil survey area.

Keywords: Geomorphometry, DEM, Terrain Analysis, Land Surface Parameters, Landform classification, k-means clusters, Multinomial Logistic Regression.

Contenido

	Pág.
Resumen.....	VII
Lista de figuras.....	XI
Lista de tablas.....	XIII
Introducción.....	1
1. Marco Teórico.....	5
1.1 Geomorfología.....	5
1.1.1 Atributos morfográficos y morfométricos.....	6
1.2 Geomorfometría.....	7
1.2.1 Conceptos.....	8
1.2.2 Parámetros del terreno.....	10
1.2.3 Algoritmos para calcular los parámetros y las formas del terreno.....	12
<i>Implementación de la extracción de las formas del terreno</i>	20
<i>Verificación de la clasificación de las formas del terreno</i>	21
1.3 Modelos digitales de elevación.....	22
1.3.1 Evaluación de la calidad.....	23
1.3.2 Algoritmos.....	25
1.4 Avances en el uso de los DEMs para Geomorfometría.....	26
1.5 Aspectos geomorfológicos del departamento del Cauca.....	28
2. Materiales y métodos.....	31
2.1 Area de estudio y zonas piloto.....	31
2.2 Datos digitales empleados.....	33
2.3 Metodología.....	34
3. Resultados.....	44
3.1 Análisis exploratorio de los datos.....	44
3.2 Exactitud por análisis comparativo de los DEMs.....	51
3.3 Análisis del terreno con los DEMs utilizados.....	61
3.3.1 Pendiente.....	61
3.3.2 Aspecto.....	64
3.3.3 Curvatura.....	65
3.3.4 Índice topográfico de humedad (TWI).....	69
3.3.5 Índice de convergencia.....	71
3.3.6 Profundidad de los valles.....	72

3.3.7	Índice multiresolución de la llanura del fondo de los valles (MRVBF)	73
3.3.8	Insolación	74
3.3.9	Parámetros estadísticos	76
3.4	Análisis bivariado de los parámetros del terreno	78
3.5	Clasificación de las formas del terreno en las zonas piloto	79
3.5.1	Posición topográfica	80
3.5.2	Clasificación no supervisada	84
3.6	Clasificación de las formas del terreno en el área de estudio.....	101
3.7	Validación de resultados	104
3.7.1	En las zonas piloto	104
3.7.2	En el área de estudio.....	109
3.8	Método para la delineación automatizada de las formas del terreno	111
4.	Conclusiones y recomendaciones.....	117
4.1	Conclusiones	117
4.2	Recomendaciones	118
B.	Anexo: Resultados digitales de las salidas obtenidas con el script TOPO.AML de ArcInfo Workstation.....	120
C.	Anexo: Resultados digitales de las salidas obtenidas con el script “fishcamp.R”	121
D.	Anexo: Script “fishcamp.R” utilizado en la investigación para la clasificación no supervisada de las formas del terreno	122
	Bibliografía.....	123

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Identificación secuencial de geoformas	6
Figura 1-2: Taxonomía jerárquica de las formas del terreno según Dikau (1990)	10
Figura 1-3: Esquema de clasificación de las formas del terreno según Dikau (1989)	15
Figura 1-4: Clasificación de Shary et al. (2005)	16
Figura 2-1: Localización del área de estudio	32
Figura 2-2: Selección de las zonas piloto	33
Figura 2-3: Modelo conceptual de las etapas para la clasificación de las formas del terreno.....	38
Figura 2-4: Extracción supervisada de clases geomorfológicas (aproximación basada en un sistema experto/estadístico)	42
Figura 3-1: Distribución de la elevación de los DEMs	46
Figura 3-2: Histogramas de frecuencias de las elevaciones	47
Figura 3-3: Ajuste de semivariogramas teóricos	48
Figura 3-4: Ajuste anisotrópico de un modelo de variograma para datos de elevación basados en la imagen SRTM de 1" de arco.....	50
Figura 3-5: Vista en 3D de los DEMs.....	52
Figura 3-6: Distribución de los puntos de control GPS en el área de estudio.....	54
Figura 3-7: Comparación de curvas de nivel cada 250 m con interpolación de elevaciones	56
Figura 3-8: Comparación de las secciones transversales en los tres DEMs respecto al DEM elaborado a partir de curvas de nivel a escala 1:25000	57
Figura 3-9: Comparación de las secciones transversales en los tres DEMs respecto a contornos 1:10000.....	58
Figura 3-10: Error cuadrático medio del DEM-SRTM1" en varias zonas piloto	59
Figura 3-11: Distribución de la pendiente en los DEMs	61
Figura 3-12: Distribución de la pendiente según categorías del IGAC	63
Figura 3-13: Comparación de las clases de pendiente del DEM-SRTM1" y el mapa de suelos del área de estudio.....	64
Figura 3-14: Distribución del Aspecto en los 3 DEMs	65
Figura 3-15: Distribución de la curvatura	66
Figura 3-16: Distribución de la curvatura plana en los tres DEMs.....	67
Figura 3-17: Distribución de la curvatura vertical en los tres DEMs	68
Figura 3-18: Distribución del índice topográfico de humedad en los tres DEMs.....	70
Figura 3-19: Distribución del índice de convergencia en los tres DEMs.....	71

Figura 3-20: Distribución de la profundidad de los valles en los tres DEMs.....	72
Figura 3-21: Distribución del MRVBF en los tres DEMs	73
Figura 3-22: Distribución de la Insolación en los tres DEMs.....	74
Figura 3-23: Resultados de la obtención de parámetros estadísticos.....	76
Figura 3-24: DEM-SRTM1” recortado en las tres zonas piloto	80
Figura 3-25: Clasificación de la posición topográfica en las zonas piloto.....	82
Figura 3-26: Clasificación con base en el índice de posición topográfica	83
Figura 3-27: Filtro de la diferencia en el DEM-SRTM1”	85
Figura 3-28: Cerrado de saltos y reinterpolación del DEM-SRTM1”	86
Figura 3-29: Índice de convergencia (CONVI).....	88
Figura 3-30: Profundidad de los valles (VDEPTH)	89
Figura 3-31: Índice de llanura del fondo de los valles (MRVBF)	90
Figura 3-32: Índice topográfico de humedad (TWI)	91
Figura 3-33: Índice de radiación solar (INSOLAT).....	92
Figura 3-34: Clasificación a partir de componentes principales (Alternativa 1)	93
Figura 3-35: Clasificación a partir de componentes principales (Alternativa 2)	95
Figura 3-36: Obtención de píxeles de entrenamiento del mapa de suelos rasterizado	97
Figura 3-37: Predicción de unidades del terreno usando regresión logística multinomial	98
Figura 3-38: Gráfica de las concordancias RLM de unidades del terreno vs mapa suelos IGAC.....	99
Figura 3-39: Métodos de clasificación según Pennock y TPI.....	101
Figura 3-40: Clasificación no supervisada del terreno en el área de estudio (agrupación k-means).....	103
Figura 3-41: Superposición de los resultados de las zonas de trabajo en Google Earth	105
Figura 3-42: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 1	106
Figura 3-43: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 2	108
Figura 3-44: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 3	109
Figura 3-45: Superposición de los resultados de la clasificación no supervisada (alternativa 1) sobre el mapa de unidades del paisaje.....	110
Figura 3-46: Superposición de los resultados de la clasificación no supervisada (alternativa 2) sobre el mapa de unidades del paisaje.....	111

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1: Categorización de la curvatura según Dikau (1989)	16
Tabla 1-2: Tipo de morfología (posición topográfica) clases de Speight (1990)	17
Tabla 1-3: Criterios de Clasificación original de Pennock (1987) para formas elementales del terreno	17
Tabla 2-1: Tamaño de las zonas piloto	32
Tabla 3-1: Características de los DEMs analizados	44
Tabla 3-2: Coordenadas en la región de estudio	45
Tabla 3-3: Estadísticos de las elevaciones	45
Tabla 3-4: Parámetros de los semivariogramas teóricos ajustados	49
Tabla 3-5: Parámetros de los semivariogramas en las zonas piloto	50
Tabla 3-6: Comparación entre los DEMs (sin filtrado)	52
Tabla 3-7: Comparación entre los DEMs (con filtrado)	53
Tabla 3-8: Comparación DEMs a partir de puntos de control	55
Tabla 3-9: Estadísticas descriptivas de la pendiente	62
Tabla 3-10: Clasificación de la pendiente	62
Tabla 3-11: Estadísticas descriptivas del aspecto	65
Tabla 3-12: Estadísticas descriptivas de la curvatura	67
Tabla 3-13: Estadísticas descriptivas de la Curvatura Plana	67
Tabla 3-14: Estadísticas descriptivas de la curvatura vertical	68
Tabla 3-15: Frecuencia relativa de la clasificación de la curvatura	69
Tabla 3-16: Frecuencia relativa de la clasificación de la curvatura	70
Tabla 3-17: Resultados de la propagación del error del índice topográfico de humedad	71
Tabla 3-18: Resumen estadístico de los parámetros locales y regionales del terreno	75
Tabla 3-19: Coeficiente de correlación entre parejas de parámetros básicos del terreno deducidos del DEM-SRTM3"	78
Tabla 3-20: Estadísticas de la exposición topográfica	81
Tabla 3-21: Estadísticas de la posición topográfica	84
Tabla 3-22: Percentil 2.5% superior e inferior	85
Tabla 3-23: Estadísticas Kappa	98
Tabla 3-24: Unidades de suelo con mayor coincidencia	99

Introducción

- **Problema de estudio**

La vía clásica para identificar, representar y caracterizar las unidades del relieve es delinearlas durante el levantamiento de campo, previa fotointerpretación en imágenes de satélite, fotografías aéreas y/o imágenes de radar. Esta aproximación consume bastante tiempo y los resultados dependen de las decisiones del intérprete, lo cual dificulta su transparencia y reproducibilidad (Dragut and Blaschke, 2006). La Geomorfología incluye la descripción de un considerable número de características específicas del terreno (dependiendo del clima y las condiciones geológicas), y existen definiciones del sentido común que los hacen fácilmente localizables en la naturaleza; sin embargo, hay una carencia de definiciones claras y consistentes que puedan ser usadas para la extracción basada en algoritmos de computador (Brandli, 1996).

Los límites de las formas de los elementos del terreno, por lo general, no son muy claros y están sujetos a la interpretación individual; por esta razón, se requieren modelos conceptuales que involucren la topología de las formas de los elementos del terreno y que tengan en cuenta el enfoque de los límites difusos. Existen métodos digitales para la extracción de las formas del terreno, provenientes de las técnicas de los sensores remotos que tienen en cuenta el tamaño, la forma y la posición de los objetos relevantes. Estos métodos requieren que los píxeles sean agrupados en dominios raster de acuerdo con reglas de homogeneidad preestablecidas, usando técnicas de segmentación. La segmentación de imágenes no es nueva pero son pocas las aproximaciones existentes que están ampliamente disponibles en el software comercial (Dragut and Blaschke, 2006).

Otros métodos utilizan una combinación de los conceptos de pendiente y orientación obtenidos de una matriz de elevaciones para generar los elementos del terreno, pero

los inconvenientes de estos enfoques son sólo de manera indirecta porque sólo tienen en cuenta la escala y las características de la curvatura de los paisajes (Schmidt and Hewitt, 2004).

La clasificación automatizada de las formas del terreno en el estado actual dispone de algoritmos que son objetivos pero hay una serie de aspectos que deben ser mejorados tales como: a) incluir la variabilidad de la escala (tamaño de la ventana o celda), b) umbrales localmente adaptados, c) mejoras en el modelado de la posición del paisaje, d) usar mejores reglas que describan las relaciones entre los vecinos y el contexto geomorfométrico y e) la forma y restricciones de conectividad de los elementos del terreno (Schmidt and Hewitt, 2004).

En Colombia se han utilizado los DEMs para casos específicos como la clasificación de tierras (Martinez, 2006; Munar, 2010), donde la evaluación de su calidad implica conocer el estado actual de las tierras y compararlo con valores conocidos o deseados. Esta comparación se puede realizar con relación a los requerimientos que se consideran apropiados para un cultivo determinado. Los indicadores de calidad que se han seleccionado corresponden a: la erosión del suelo, las condiciones de mecanización, el drenaje, el régimen de humedad del suelo y las condiciones de enraizamiento. Estos indicadores son evaluados e integrados mediante análisis espacial basado en lógica difusa. Las funciones de conjuntos difusos permiten expresar grados de pertenencia, en los requerimientos de los usos de la tierra, que varían entre totalmente apto (1) hasta no apto (0).

Es necesaria mayor investigación en los aspectos relacionados con:

- La necesidad de evaluar los errores de los DEMs para determinar sus efectos sobre los resultados del modelado espacial.
- La selección de umbrales de tolerancia adecuados para sensibilizar los cambios de las características morfométricas.
- Necesidad de desarrollar metodologías para la evaluación de los resultados del procesamiento de los DEMs
- La aplicación de métodos de regresión kriging local (uso de ventanas móviles para el ajuste de variogramas y modelos de regresión).
- Entender las diferencias significativas en las clasificaciones de las formas del terreno a causa de la resolución espacial y la complejidad topográfica.

En consecuencia, es importante desarrollar métodos automatizados para delinear las formas del terreno, en las condiciones particulares del territorio colombiano donde la topografía predominante es la del relieve montañoso con pendientes muy fuertes. Lo anterior, será un aporte importante al desarrollo de modelos que requieran una delimitación de las formas del terreno y una caracterización cuantitativa de las mismas.

Esta investigación busca responder a la pregunta: ¿Es posible delimitar, caracterizar y representar las formas del terreno en forma repetible y comparable, a partir de modelos digitales de elevación, para las condiciones topográficas prevaletientes en una porción del territorio colombiano?

• **Objetivos**

General

Evaluar la potencialidad de los DEMs para diferenciar, delimitar, caracterizar y representar cartográficamente las formas del terreno en áreas de montaña ubicadas en una zona del departamento del Cauca.

Específicos

Identificar, describir y documentar los criterios conceptuales y los diferentes procedimientos computacionales disponibles en la tecnología espacial actual, para extraer información relacionada con las formas del terreno en modelos digitales de elevación.

Calcular y evaluar los parámetros geomorfométricos requeridos para la delimitación, caracterización y representación de las formas del terreno de acuerdo con la extensión y el contexto espacial en el que se encuentran.

Evaluar la confiabilidad del método computacional para diferenciar, delimitar y caracterizar las formas del terreno mediante su aplicación específica en una zona del departamento del Cauca. El resultado será comparado con estudios previos de geomorfología y de trabajo de campo.

1. Marco Teórico

1.1 Geomorfología

La *Geomorfología* es la ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre (Ahnert, 1998). Es fundamental para el mapeo y caracterización de los suelos, los riesgos y amenazas, el mapeo de la erosión, modelamiento de glaciares, climatología y en forma indirecta, en estudios de ecología, vegetación, agricultura y uso de la tierra.

El objeto de estudio de la geomorfología son las geoformas las cuales tienen características morfográficas, morfométricas, morfogenéticas y morfocronológicas. Una *geoforma* es el concepto genérico para referirse a todos los tipos de formas del relieve (niveles taxonómicos), independientemente de su origen, dimensión y nivel de abstracción. La aplicación de la geomorfología para realizar inventarios de suelos requiere una taxonomía de geoformas de tipo jerárquico, con niveles categóricos de acuerdo con el nivel de detalle del inventario (Figura 1-1) (Zinck, 1988).

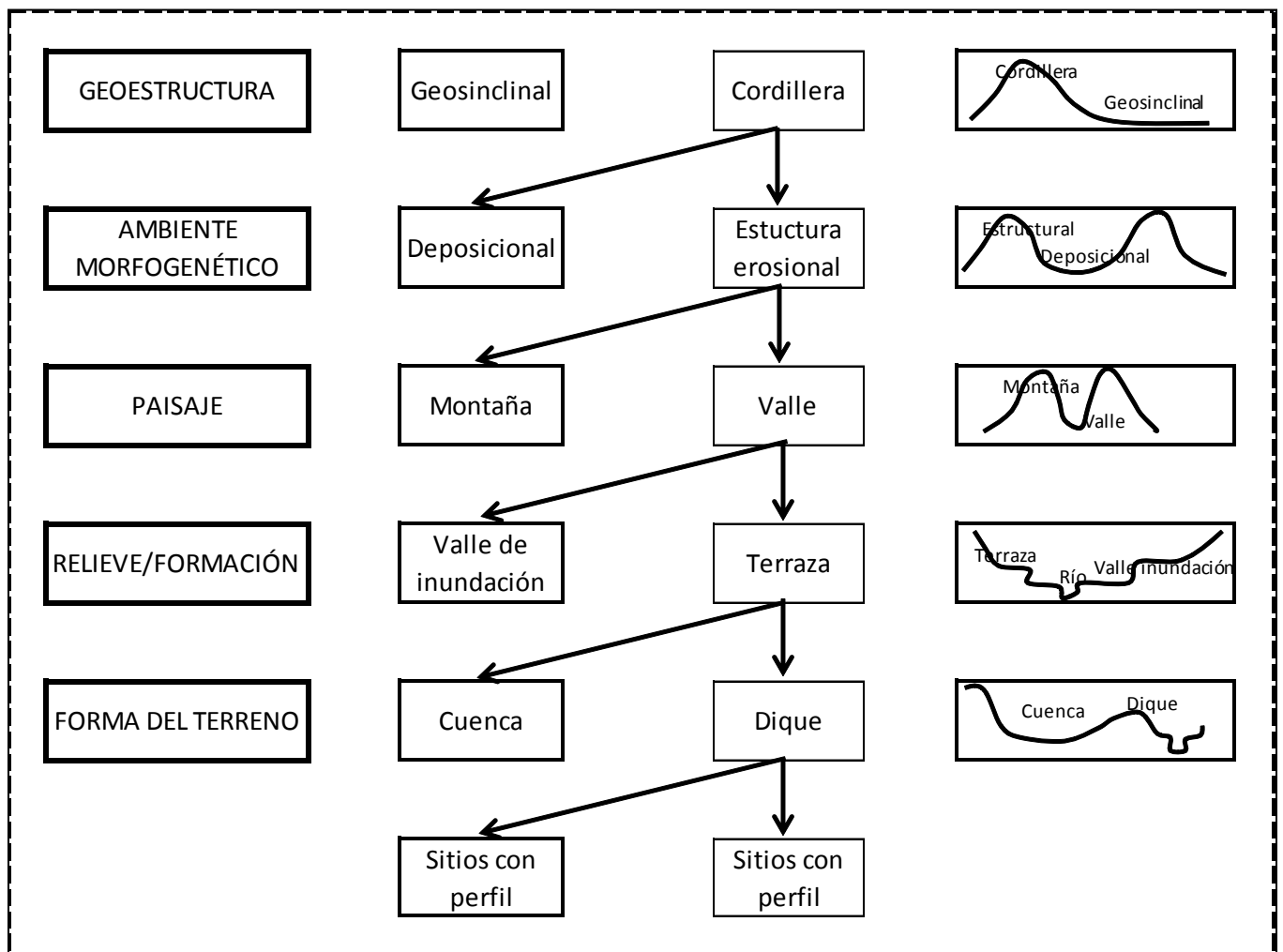
El componente externo de una geoforma (epigeo), es su figura o forma, que indica una combinación de atributos morfográficos y morfométricos, los cuales son directamente accesibles a la percepción humana o instrumental, de gran importancia para efectos de reconocimiento directo y cartografía (Zinck, 2012).

El término *forma del terreno* abarca “cualquier tipo de unidad geomorfológica desde el nivel de paisaje hasta los niveles más bajos del sistema, sin distinción de jerarquía o de grado de abstracción”. En un sistema de clasificación jerárquico la forma del terreno corresponde al nivel inferior del sistema y es la unidad geomorfológica elemental caracterizada por su geometría, dinámica e historia, la cual puede ser solo subdividida por medio de fases (Zinck, 2012).

Según Zinck (2012) la caracterización de las unidades de terreno con base en parámetros numéricos extraídos de un modelo digital de elevación (cartografía digital) no

corresponde a un marco de un sistema de clasificación de geoformas, por tanto la morfometría digital solo contribuye en la caracterización automatizada de los atributos dimensionales de las geoformas (rasgos externos). Limitar la descripción de las geoformas a sus atributos morfométricos, tiene la desventaja de substituir el trabajo de campo y obtener productos por parámetros numéricos que no reflejan la estructura y formación del paisaje geomorfológico.

Figura 1-1: Identificación secuencial de geoformas



Fuente: (Zinck, 1988)

1.1.1 Atributos morfográficos y morfométricos

Se aplican al componente externo de la geoforma, son esencialmente descriptivos y pueden ser extraídos desde modelos digitales de elevación.

Los atributos morfográficos describen la geometría de las geoformas en términos topográficos y planimétricos.

La topografía se refiere a la sección transversal de una parte del terreno, la cual puede visualizarse en 2D mediante un perfil para ser utilizada a nivel de relieve y forma del terreno y en 3D mediante la forma de la topografía la cual se utiliza a nivel de paisaje. Un tercer descriptor, denominado exposición, indica el aspecto del relieve y se utiliza en cualquier nivel del sistema de clasificación de geoformas (Zinck, 2012).

La planimetría o proyección de las geoformas sobre un plano horizontal tiene como descriptores la configuración de las geoformas, el diseño de sus contornos, el patrón del drenaje y las condiciones del medio circundante. Los atributos de configuración dan una idea de la masividad o de la estrechez de una geoforma de acuerdo con clases como estrecho, ancho, alargado, masivo, anular, ovalado, redondeado, triangular e irregular. El diseño de los contornos describe el trazado de la periferia de la geoforma a nivel de relieve/modelado y forma del terreno; puede variar desde rectilíneo a ondulado hasta indentado. El patrón de drenaje indica la contribución de la red hídrica a la configuración y el diseño de los contornos de las geoformas; está controlado por la estructura geológica en áreas ablacionales y por la estructura y dinámica del sistema deposicional en áreas de agradación. Las unidades vecinas y condiciones circundantes se aplican a nivel de paisaje, relieve/modelado y forma del terreno; las condiciones de adyacencia permiten establecer relaciones dinámicas entre geoformas vecinas (Zinck, 2012).

Los parámetros morfométricos de carácter local y regional, pueden ser extraídos a partir de modelos digitales de elevación, pero los que realmente contribuyen a la caracterización de las formas del terreno son la altura relativa, la densidad del drenaje y el gradiente de pendiente; estos son atributos que pueden ser aplicados a cualquier nivel categórico con peso variable (Zinck, 2012).

1.2 Geomorfometría

La geomorfometría se define como la disciplina científica cuyo objeto principal es el estudio cuantitativo de la superficie del terreno, incluyendo la caracterización computacional del mismo para analizar su continuidad topográfica (Hartemink y McBratney, 2009). Según Evans (1972), el análisis geomorfométrico, se puede realizar

de dos formas: a) específica, enfocada en las características discretas de la superficie y, b) general, cuando se tiene en cuenta la continuidad de la superficie del terreno. La representación numérica de la superficie del terreno se conoce como *análisis del terreno* (Wilson and Gallant, 2000); y los descriptores cuantitativos, o medidas de la forma de la superficie del terreno, se conocen como *parámetros de la forma del terreno* (Speight, 1968).

1.2.1 Conceptos

Los elementos específicos de la superficie del terreno según (Cayley, 1859; Maxwell, 1870; Li et al., 2005), citados en (Hartemink y McBratney, 2009) son: *Hueco o foso*, (mínimo local), *pico o cima* (máximo local), *línea de cresta* (conexión de puntos que son máximos locales), *línea de curso* (conexión de puntos que son mínimos locales), *desfiladero* (cruce de puntos de cresta y línea de curso) y *línea de quiebre* (sitios donde el cambio de pendiente es repentino).

Los elementos de tipo línea y área de la superficie del terreno, según (Evans and Cox, 1999; Hutchinson and Gallant, 2000), citados en (Hartemink y McBratney, 2009) son: *contorno* (líneas de igual altura sobre el geoide), *línea de pendiente* (línea de flujo gravitacional pendiente abajo que forman ángulos derechos respecto a las líneas de contorno), *llanuras* (áreas de bajo relieve donde todos los valores de altitud son iguales).

Si se conoce la superficie del terreno, cada uno de estos elementos específicos puede ser detectado automáticamente mediante un análisis del cambio de elevación (signo, dirección y magnitud del cambio de pendiente) en un vecindario local (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Formas del terreno*

Una forma del terreno se define como “cualquier atributo físico de la superficie de la tierra que tiene una característica y una forma conocida” (Bates y Jackson, 2005). Las formas del terreno consisten en patrones característicos que exhiben variaciones definidas en tamaño, escala y forma de los atributos del terreno que ocurren en una posición contextual reconocible, relativa a características del terreno adyacentes. (Hartemink y McBratney, 2009)

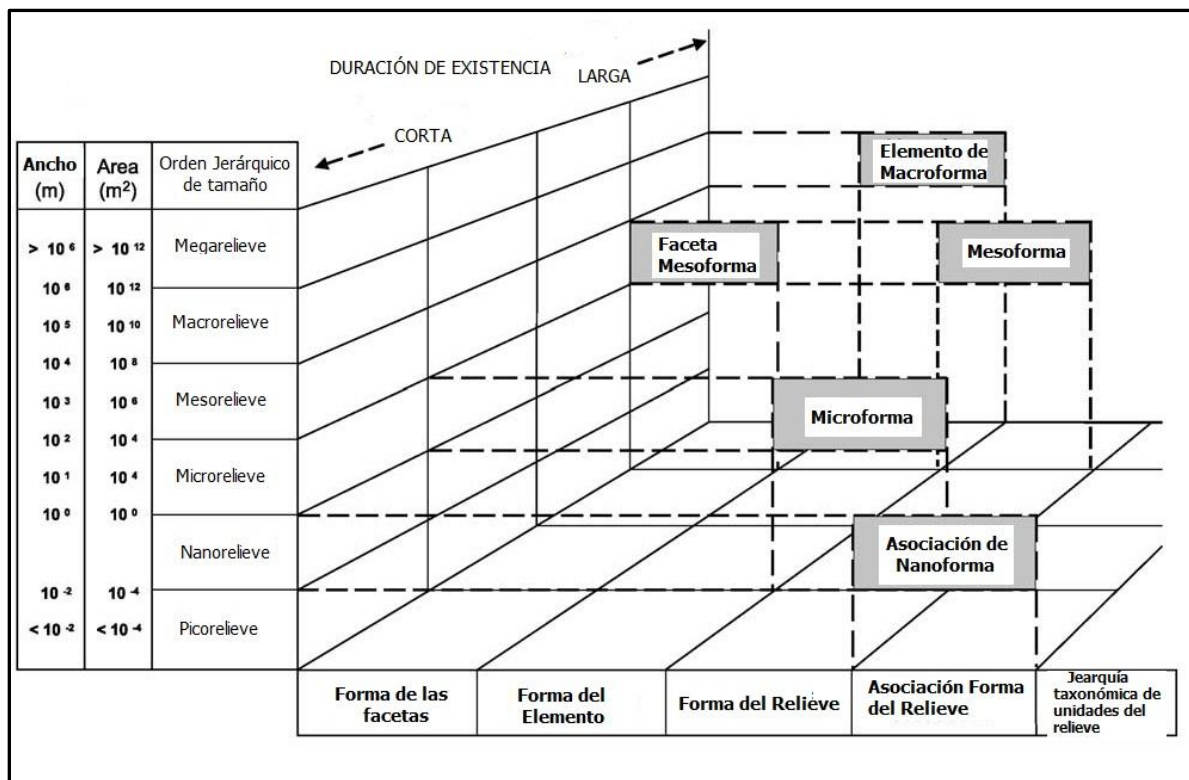
Los tipos de las formas del terreno (Dikau et al., 1995) también han sido referidos como *formas del relieve* (Dikau, 1989), asociaciones de mesoforma (Dikau, 1989) y *patrones de formas del terreno* (Speight, 1974). Ejemplos de tipos de formas del terreno incluyen las llanuras, las colinas, las montañas y los valles, las cuales pueden ser observadas en múltiples escalas. Un *elemento de la forma del terreno* es un subcomponente de un tipo de forma del terreno a un nivel inmediatamente inferior y jerárquico al tipo de la forma del terreno correspondiente. Los elementos de las formas del terreno pueden ser conceptualizados como porciones de un tipo de forma del terreno que son relativamente homogéneos respecto a la *forma* (perfil y curvatura plana), grado de inclinación de la pendiente, *orientación* o exposición (aspecto o radiación solar), *régimen de humedad* y *posición relativa de la forma del terreno* (superior, medio, inferior) (Hartemink y McBratney, 2009).

- *La escala y la percepción*

Las características del terreno natural varían a través de un rango completo de escalas y tamaños. Dikau (1990), siguiendo a Kugler (1964), ilustró una conceptualización jerárquica de las formas del terreno a diferentes escalas (ver Figura 1-2), donde las unidades del relieve varían desde formas en terrazas relativamente homogéneas a asociaciones más complejas o patrones que consisten en reuniones de formas del nivel inferior. Las unidades más simples pueden ser descritas en la microescala a partir de atributos tales como la curvatura, el gradiente y el aspecto, pero las más complejas forman asociaciones o patrones que ocurren a escalas gruesas requiriendo descriptores sinópticos tales como el grano, la rugosidad, la variabilidad de atributos o la densidad de crestas.

Para aplicaciones relacionadas con la interpretación natural del paisaje, se ha encontrado que una resolución horizontal de 5 a 10 m y vertical menor a 0.5 m es óptima para describir la forma de la superficie local de una manera consistente a niveles de abstracción que son percibidas y apreciadas por los intérpretes humanos (Zhang y Montgomery, 1994; Kienzle, 2004). Es importante, comprobar la eficiencia de la predicción para varias resoluciones y tamaños de vecinos del DEM y, previo a la selección de la más apropiada (Hartemink y McBratney, 2009).

Figura 1-2: Taxonomía jerárquica de las formas del terreno según Dikau (1990)



Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

1.2.2 Parámetros del terreno

Un *parámetro del terreno* es una medida descriptiva de la forma de la superficie (como la pendiente, el aspecto o el índice de humedad), con un arreglo continuo de valores que describen la superficie del terreno en una muestra local. En cambio, un *objeto del terreno* es un atributo espacial discreto (como una línea divisoria de aguas, abanicos aluviales, red de drenaje) representado sobre un mapa vector consistente en puntos, líneas, y/o polígonos extraídos desde una cuadrícula rectangular de un DEM. (Hartemink y McBratney, 2009).

Los parámetros básicos de la superficie del terreno son medidas que pueden ser derivadas de los DEMs sin conocimiento adicional del área de interés. Pueden ser parámetros locales (geométricos y estadísticos) y regionales (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Parámetros locales*

Los parámetros locales geométricos están basados en el análisis de las propiedades geométricas de la superficie del terreno (pendiente, aspecto, curvatura y otros valores derivados) y pueden ser obtenidos mediante funciones matemáticas implementadas en ventanas móviles (usualmente 3x3), que se aplican al DEM (Hartemink y McBratney, 2009).

Las funciones de *primeras derivadas* permiten obtener el gradiente, o vector orientado en la dirección en la cual ocurre la máxima variación en los valores del campo escalar; sus propiedades geométricas principales son la longitud (módulo) y la dirección, y conforman dos de los más importantes parámetros de la superficie del terreno: la pendiente y el aspecto. El *gradiente de pendiente*, refleja el máximo cambio de los valores de elevación y puede ser usado para derivar varios parámetros nuevos, tales como los requeridos para estudiar la erosión y deposición y humedad del suelo, la velocidad de flujo y muchos otros. El *aspecto*, indica la dirección de la línea de flujo; y su valor depende de cuál dirección es tomada como el origen. Cuando el agua se mueve cuesta abajo bajo la influencia de la fuerza gravitacional, sigue la dirección especificada por el aspecto. La combinación de la pendiente y el aspecto permite generar mapas de sombras del relieve que refleja la topografía del terreno de una manera más intuitiva para el ojo humano (Hartemink y McBratney, 2009).

Las funciones de *segundas derivadas* son la concavidad y la convexidad de una superficie, se obtienen mediante el cálculo del parámetro curvatura o sección normal de una superficie suave. Una sección normal es una curva plana –la curvatura-, la cual es definida como $1/R$, donde R es el radio del mejor círculo ajustado a esta curva en un punto dado. La curvatura en perfil (o vertical) y tangencial (u horizontal) puede ser usada para distinguir (localmente) formas cóncavas (valores de curvatura negativos) y convexas (valores de curvatura positivos). La curvatura tangencial cóncava indica convergencia, y la convexa divergencia de las líneas de flujo; la curvatura vertical convexa es indicativa de la aceleración del flujo (Hartemink y McBratney, 2009).

Los parámetros locales estadísticos, corresponden a las definiciones de valor medio, desviación estándar, coeficiente de sesgo, coeficiente de curtosis y mediana. Estas mediciones estadísticas se superponen con las mediciones geométricas, como por

ejemplo, la desviación estándar, fuertemente correlacionada con la pendiente. Respecto a la rugosidad del terreno (ondulación del terreno), los valores altos de la desviación estándar indican que el terreno es más irregular alrededor de las celdas que están siendo analizadas. Se tienen algunos índices como: el *índice de rugosidad de la superficie* (SRI) el cual relaciona la varianza “nugget” ajustada y la varianza local al modelar variogramas, un valor de 0% indica que la topografía es suave (fuerte autocorrelación espacial); el índice de anisotropía que relaciona el mínimo y máximo valor del rango y el índice de complejidad de forma (SCI), donde a partir de la forma y estructura de cada clase, permite identificar objetos ovalados y longitudinales (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Parámetros regionales*

Una divisoria de aguas es la región del terreno donde el agua fluye hacia un punto definido. Los parámetros más comunes en una cuenca son: área de la cuenca, longitud de la ruta de flujo, longitud de pendiente y proximidad a corrientes y crestas locales. El *área de la cuenca* ó la acumulación del flujo cuesta arriba se usa para extraer la red de canales y definir algunos índices como el índice topográfico de humedad. La *longitud de la ruta de flujo* representa la longitud de todos los flujos cuesta arriba de una celda dada. La *longitud de pendiente* es la máxima longitud de flujo hacia una celda de interrupción donde se considera que la pendiente termina (Hartemink y McBratney, 2009).

1.2.3 Algoritmos para calcular los parámetros y las formas del terreno

- *Parámetros locales*

Las derivadas de primer y segundo orden permiten calcular la pendiente, el aspecto y la curvatura. Para ello, los algoritmos más conocidos corresponden a Evans (1972), Shary (1995), Zevenbergen y Thorne (1987) y el método modificado de Evans-Young (Shary et al., 2002).

El algoritmo de Evans-Young ajusta un polinomio de segundo orden con filtros aplicados en un vecindario de 3x3, a partir de seis coeficientes que no necesariamente pasan a través de las nueve elevaciones originales, pero normalmente estará cerca de ellas (Hartemink y McBratney, 2009).

Horn (1981) propuso usar un estimador por diferencia finita de tercer orden para derivadas en las direcciones este-oeste y norte-sur.

El polinomio del algoritmo de Shary (1995) difiere del de Evans-Young en que tiene que pasar por el punto central. Aparte de este ajuste, los algoritmos son los mismos excepto para algunos coeficientes (Schmidth et al., 2003).

En el algoritmo de Zevenbergen y Thorne (1987), el polinomio pasa exactamente a través de todos los puntos de datos. A diferencia de este algoritmo, los algoritmos de Evans – Young y Shary proveen un modesto suavizado de los datos de entrada, y por esto Shary (et al., 2002) sugirió que, antes de calcular las derivadas del DEM, se debe ejecutar un filtro de suavizado isotrópico para reducir los errores locales.

Skidmore (1989 a) comparó varios métodos para calcular derivadas y mostró que el algoritmo cuadrático (Evans-Young) era el mejor para el *gradiente de pendiente* (mínimo error promedio y estándar). Para el *aspecto* ó dirección de la pendiente, el método de diferencia finita de tercer orden de Horn (1981) dio el error estándar más bajo pero un error promedio más alto que el algoritmo cuadrático de Evans-Young. Los resultados de Guth (1995) mostraron la superioridad de un algoritmo no ponderado de ocho vecinos para el gradiente de pendiente y aspecto. Florinsky (1998), usó el criterio del error cuadrático promedio para comparar cuatro algoritmos y encontró que el algoritmo de Evans era más preciso para calcular derivadas parciales que los métodos de Zevenbergen - Thorne y Shary.

Schmidth (et al., 2003) concluyó que los algoritmos de Evans-Young y Shary dan resultados más precisos para la *curvatura* en contraste con el de Zevenbergen – Thorne.

- *Parámetros regionales*

Para el análisis hidrológico es necesario preparar los datos de entrada del DEM. Los huecos (celda o grupo de celdas con elevación inferior a todas las celdas adyacentes), deben ser rellenados antes de ser usados, mediante rutinas de flujo, como el método de *llenado de saltos* (SAGA, 2012).

La remoción de depresiones erróneas (falsas) es una etapa de preprocesamiento que se debe realizar principalmente para aplicaciones hidrológicas en las que una red hidrológicamente correcta se requiere para simular el flujo de agua sobre la superficie del terreno. Las falsas depresiones encontradas en un DEM son aquellas que no corresponden con las características actuales del terreno; son principalmente causadas

por mediciones erróneas y la carencia de densidad de puntos de muestra en la superficie continua del terreno. Es importante tener en cuenta que el preprocesamiento no solo altera todos los valores de elevaciones sino que también puede generar nuevas depresiones (Hartemink y McBratney, 2009).

El *índice topográfico de humedad* es un parámetro que describe la tendencia de una celda a acumular agua, es función del área de contribución y de la pendiente; la primera, se obtiene usando el principio de la dirección de flujo múltiple (Holmgren, 1994) y es definido como:

$$\frac{A}{L} \tan \beta \quad (1-1)$$

Donde, A es el área de acumulación específica (SCA) y β , es el ángulo de pendiente local. Este parámetro está basado en un balance de masa donde el área total de acumulación es un parámetro de la tendencia a recibir agua, y la pendiente local, así como la longitud de contorno, son parámetros de la tendencia a evacuar agua (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Obtención de las formas el terreno*

Los enfoques para clasificar las formas del terreno se basan en la interacción del campo gravitacional con la superficie del terreno, debido a que la gravedad gobierna el flujo superficial y el flujo en movimiento modifica las formas de las superficies (Shary, 1995).

Las formas del terreno pueden ser descritas en dos formas diferentes: a) basadas solamente en su geometría o b) basadas en semánticas útiles para expresar y capturar los modelos mentales conceptualmente subjetivos (Dehn et al., 2001).







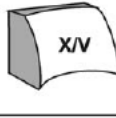
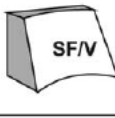
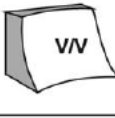
Normalmente, la clasificación de las formas elementales del terreno tiene en cuenta la segmentación de pendientes de colinas individuales en clases o facetas más o menos homogéneas a lo largo de una secuencia catenaria (o topo-secuencia) desde una cadena de crestas hasta el fondo de los valles siguiendo los conceptos esbozados por Milne (1935) y elaborado por Ruhe y Walker (1968) y Huggett (1975).

El reconocimiento automático de puntos específicos de la superficie (Peucker y Douglas, 1975; Collins, 1975) se usa para diferenciar celdas localizadas en: *huecos* (todos los vecinos más altos), *cimas* (todos los vecinos más bajos), *canales* (vecinos en los dos

lados opuestos más altos), *crestas* (vecinos en dos lados opuestos más bajos), *desfiladero* (vecinos en dos lados opuestos más altos y sobre el lado ortogonal más bajo) y *llanura* (curvatura no destacada definiendo distintas formas). Las ventajas de esta aproximación son ilustradas por Wood (1996), quien indicó el procedimiento para extraer y clasificar dichos objetos geomorfológicos mediante una jerarquía de escala aplicada mediante el cálculo de ventanas de dimensiones siempre crecientes.

La mayoría de los métodos para automatizar la clasificación de las formas elementales del terreno, consideran la forma de la superficie local medida por valores de curvatura. Los valores de curvatura son calculados típicamente con ventanas de 3x3, pero autores tales como Dikau (1989), Wood (1996) y M.P. Smith et al. (2006) han encontrado ventajas en el cálculo de la curvatura dentro de una serie de análisis de vecinos con ventanas de mayor número de píxeles. En la Figura 1-3 se presenta el esquema de clasificación de Dikau (1989).

Figura 1-3: Esquema de clasificación de las formas del terreno según Dikau (1989)

		Curvatura Vertical		
		Convexa	Vertical - Recto	Cóncava
Curvatura Tangencial	Convexa	 X/X	 SF/X	 V/X
	Tangencial - Recta	 X/SL	 SF/SL	 V/SL
	Cóncava	 X/V	 SF/V	 V/V

Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

El sistema de clasificación por el método de Dikau (1989), distingue 9 clases topológicas/morfológicas basadas en la combinación de perfiles convexos, rectos y cóncavos. Este algoritmo implementado en software SAGA, tiene las categorías de la tabla 1-1.

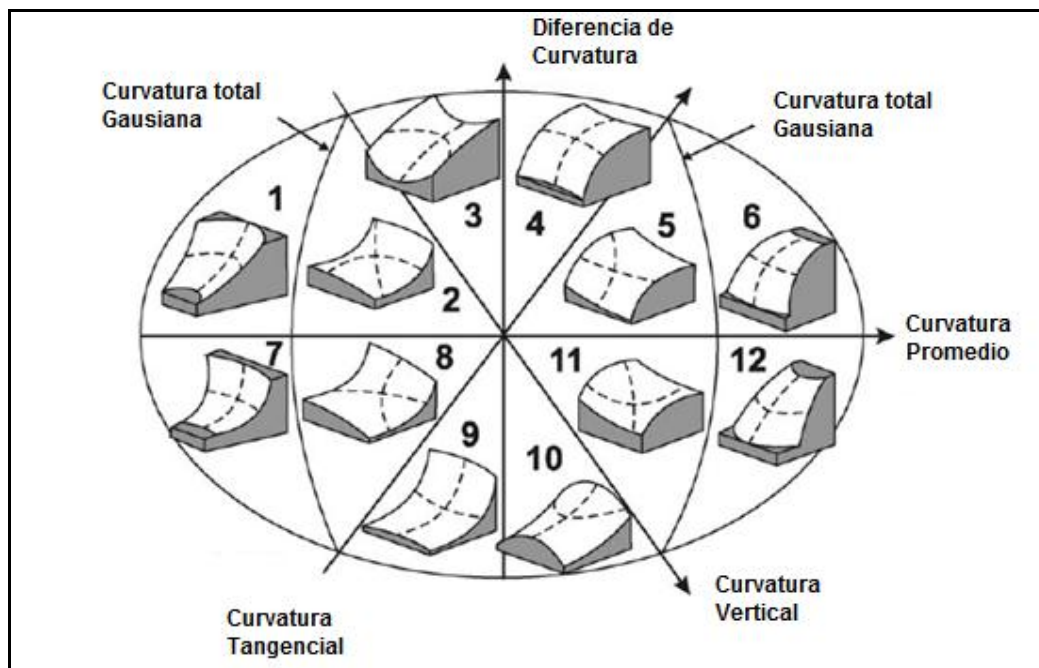
Tabla 1-1: Categorización de la curvatura según Dikau (1989)

Código	Identificación	Curvatura Vertical			Curvatura Tangencial		
		Convexo	Recto	Cóncavo	Convexo	Recto	Cóncavo
0	V/V			x			x
1	GE/V		x				x
2	X/V	x					x
3	V/GR			x		x	
4	GE/GR		x			x	
5	X/GR	x				x	
6	V/X			x	x		
7	GE/X		x		x		
8	X/X	x			x		

Fuente: (SAGA, 2012)

Una expansión de los conceptos formales que busca definir un sistema completo de clasificación de la curvatura, que incluye la clasificación previa de Gauss (1828) y Troeh (1965) como subgrupos, fue presentada por Shary et al. (2005) y se indica en la Figura 1-4.

Figura 1-4: Clasificación de Shary et al. (2005)



Fuente. (Hartemink y McBratney, 2009)

Speighy (1990) propuso 10 tipos para describir la posición topográfica de las formas del terreno, que son presentados en la Tabla 1-2.




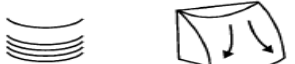


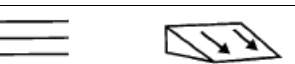
Tabla 1-2: Tipo de morfología (posición topográfica) clases de Speight (1990)

NOMBRE	DEFINICIÓN DE SPEIGHT (1990)
Cima	Zona alta del paisaje, que tiene una curvatura plana y/o vertical plana
Depresión (abierta, cerrada)	Area baja del paisaje, con curvatura plana y/o vertical negativa. Cerrada: mínima elevación local; Abierta: extensión igual o en un nivel inferior
Plana	Areas que tienen pendiente menor a 3%
Pendiente	Elemento plano con una pendiente promedio superior a 1%, subclasificadas por la posición relativa.
Pendiente simple	Adyacencia bajo una cresta o plano y adyacente arriba de un plano o depresión
Pendiente superior	Adyacencia bajo una cresta o plano pero no adyacente encima de un llano o depresión
Pendiente media	No adyacente bajo una cresta o llano y no adyacente sobre un llano o depresión
Pendiente inferior	No adyacente bajo una cresta o llano pero adyacente sobre un llano o depresión
Colinas	Elemento compuesto donde los elementos de pendiente corta coinciden en una cresta estrecha < 40 m
Cresta	Elemento compuesto donde los elementos de pendiente corta coinciden en una cresta > 40m

Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

Pennock (1987), propuso el sistema de clasificación de las formas elementales del terreno que se presentan en la Tabla 1-3.

Tabla 1-3: Criterios de Clasificación original de Pennock (1987) para formas elementales del terreno

Forma del terreno elemental	Ilustración	Curvatura en perfil (rad/100m)	Curvatura plana (rad/100m)	Gradiente de pendiente (°)
Pie de pendiente convergente (CFS)		<-0.10	<0.00	>3.0
Pie de pendiente divergente (DFS)		<-0.10	>0.00	>3.0
Hombro convergente (CSH)		>0.10	<0.00	>3.0
Hombro divergente (DSH)		>0.10	>0.00	>3.0
Pendiente de respaldo convergente (CBS)		>-0.10, <0.10	<0.00	>3.0
Pendiente de respaldo divergente (DBS)		>-0.10, <0.10	>0.00	>3.0
Nivel (L)		Cualquiera	Cualquiera	<3.0

Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

Una limitación de la clasificación de Pennock (1987), es que solamente las formas del terreno cóncavas y convexas son clasificadas; por tal razón, (Young, 1972) recomendó usar el criterio de $\frac{1}{R}$ de curvatura vertical para separar áreas planas de

áreas cóncavas y convexas para un DEM de resolución 10x10m. Este criterio permite identificar tres unidades del relieve adicionales (formas planares) – quedando un total de 11 unidades, como se indica en la tabla 1-4.

Tabla 1-4: Clasificación modificada de Pennock (1994)

Elementos de las Formas del Terreno	Notación	Pendiente (°)	Curvatura Vertical en 1/100 m	Curvatura Horizontal en 1/100m	Area de la Cuenca en m ²
Hombro Divergente	DSH	>0	>0.1	>0.1	NA
Hombro Plano	PSH	>0	>0.1	<0.1 >-0.1	NA
Hombro Convergente	CSH	>0	>0.1	<-0.1	NA
Pendiente Divergente de respaldo	DBS	>3.0	>-0.1	>0.1	NA
Pendiente Plana de respaldo	PBS	>3.0	>-0.1	<0.1 >-0.1	NA
Pendiente Convergente de respaldo	CBS	>3.0	>-0.1	<-0.1	NA
Pendiente Divergente de Pié	DFS	>0	<-0.1	>0.1	NA
Pendiente Plana de Pié	PFS	>0	<-0.1	<0.1 >-0.1	NA
Pendiente Convergente de Pié	CFS	>0	<-0.1	<-0.1	NA
Nivel bajo de Cuenca	LCL	<3.0	>-0.1	NA	<500
Nivel alto de la Cuenca	HCL	<3.0	>-0.1	NA	>500

Fuente: Traducción propia de (Reuters, 2003)

Para minimizar las áreas mal clasificadas, debido sea a diferencias fuertes de la microtopografía de su posición circundante o a errores en los DEMs, Pennock et al (1994) propuso: a) ejecutar una clasificación preliminar de las formas del terreno; b) agrupar los resultados de la clasificación en posiciones principales del relieve (hombro, pendiente de respaldo, pendiente de pié, a nivel); c) chequear si cuatro celdas adyacentes están en la misma posición del relieve, caso contrario continuar con los siguientes paso; d) ejecutar una agrupación para totalizar áreas de similar posición del relieve; e) si una de las celdas adyacentes de una celda dada reúne el criterio de tamaño mínimo (5 celdas), el valor de esa celda es usada para la celda en cuestión; f) ejecutar múltiples iteraciones de ese paso hasta que no haya necesidad de clasificación adicional y g) las celdas clasificadas que no cumplen el criterio de tamaño y no tienen un valor asignado, se le asigna la clase modal de las 8 celdas circundantes.

Todos los enfoques para la extracción y clasificación de los elementos de las formas del terreno presentadas pueden ser mejorados con procedimientos que localizan automáticamente líneas singulares y puntos a lo largo de perfiles transversales desde la divisoria de aguas. Giles y Franklin (1998) describieron un procedimiento para dividir los

perfiles de dos dimensiones en objetos geomorfológicos llamados *unidades de pendiente*, que son definidas como una sección de un perfil pendiente abajo con formas relativamente homogéneas, procesos, y litología con límites superiores e inferiores localizados en quiebres de pendiente.

- *Extracción y clasificación repetida de las formas del terreno*

La clasificación automatizada de los patrones de las formas del terreno se encuentra a un nivel alto de abstracción y en una escala más amplia que la clasificación de los elementos de sus formas. Generalmente se requiere de la delineación y clasificación de regiones o áreas que representan las colinas, las llanuras o los valles que se caracterizan por presentar patrones repetidos con variación cíclica en tamaño, escala, relieve, morfología y contexto de la forma del terreno dentro de un vecindario definido (Hartemink y McBratney, 2009).

El método de Dikau et al. (1991, 1995), basado en Hammond (1954, 1964) reconoce cuatro clases de pendientes suaves, seis clases de relieve relativo y cuatro clases de tipos de perfil (Tabla 1-5) que, cuando son combinadas, llevan a 96 subclases posibles de formas del terreno (Brabyn, 1998). Después de Bayramin (2000), éstas son comúnmente reagrupadas en 24 clases de formas del terreno y cinco principales tipos de formas del terreno: llanuras, tabla de tierras, llanuras con colinas o montañas, colinas abiertas y montañas, y colinas y montañas.

Tabla 1-5: Criterios de clasificación del método de Dikau et al. (1991)

DISTRIBUCIÓN DE PENDIENTES SUAVES	RELIEVE LOCAL	TIPO DE PERFIL
(A) Más del 80% del área tiene pendiente suave	(1) 0-30m	(a) Más que 75% con pendiente suave es terreno bajo
(B) 50-80% del área tiene pendiente suave	(2) 30-91m	(b) 50-75% de pendiente suave es terreno bajo
(C) 20-50% del área es pendiente suave	(3) 91-152m	(c) 50-75% de la pendiente suave es terreno alto
(D) Menos del 20% del área es de pendiente suave	(4) 152-305m (5) 305-915m (6) >915m	(d) Más del 75% de pendiente suave es terreno alto

Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

El problema de la ventana de búsqueda

Muchos esfuerzos para clasificar los tipos de las formas del terreno en forma repetida han abordado el problema de la siguiente forma: Ir a cada celda de la cuadrícula en un

DEM; determinar la dimensión horizontal óptima para una ventana de búsqueda centrada en cada celda dentro de la cual se calculan estadísticas espaciales de diagnóstico para cada celda; calcular estadísticas que resumen la variabilidad de las propiedades morfológicas claves dentro de una ventana de búsqueda de tamaño fijo o variable, centrada en cada celda; aplicar reglas de clasificación para categorizar cada celda de la cuadrícula en tipos de formas del terreno, basadas en consideraciones de variabilidad estadística de las propiedades morfológicas dentro de una ventana; aglomerar grupos de celdas adyacentes con tipos de formas del terreno idénticas para definir la extensión espacial de diferentes tipos de formas del terreno (Hartemink y McBratney, 2009).

Para determinar la extensión espacial de las características de las formas del terreno, Dragut y Blaschke (2006) emplearon algoritmos de *segmentación de imágenes multiescala* en combinación con clasificación difusa para extraer automáticamente elementos de las formas del terreno (objetos espaciales homogéneos) para dos restricciones del terreno. En su algoritmo de segmentación, el parámetro de escala fue definido como el máximo cambio en la heterogeneidad total que puede ocurrir cuando se combinan dos objetos de la imagen.

Implementación de la extracción de las formas del terreno

Todos los procedimientos para desarrollar y aplicar la clasificación automática (o manual) de las formas del terreno involucran un conjunto similar de actividades básicas. Una modificación del procedimiento para la clasificación de las formas del terreno, originalmente descritas por Weibel y DeLotto (1988), consiste en: a) establecer los objetos espaciales de clasificación; b) especificar y calcular las variables de entrada; c) extraer o crear las reglas de clasificación; d) aplicar las reglas de clasificación, y e) evaluar y calcular la exactitud (Hartemink y McBratney, 2009).

Todos los métodos para la predicción automática de las clases de formas del terreno, están basados en la identificación y desarrollo de reglas para establecer relaciones predictivas entre las variables o estadísticas de las variables de entrada y las clases de salida deseadas. Por tanto, un paso clave en cualquier aproximación de clasificación automática, es identificar, crear, u obtener, una colección de variables de entrada apropiadas en formato digital (Hartemink y McBratney, 2009).

Las reglas para la clasificación de las entidades del terreno solamente pueden ser creadas después que el tamaño, escala y naturaleza de los objetos del terreno de interés hayan sido especificadas y después de que las capas derivadas del terreno o variables del terreno requeridas para afectar una clasificación hayan sido identificadas y calculadas. El conocimiento basado en aproximaciones *no supervisadas* ó *supervisadas* se ha utilizado para extraer y clasificar automáticamente las entidades de las formas del terreno definidas subjetivamente (Hartemink y McBratney, 2009).

La clasificación y mapeo de los sistemas derivados por los humanos con frecuencia representan el fin de los productos de abstracción y análisis mental de grandes volúmenes de observaciones de campo y otros datos de expertos locales para crear modelos conceptuales de las reglas que gobiernan las relaciones espaciales de las formas del terreno-suelo. Tal conocimiento heurístico-experto puede ser directamente expresado usando simples reglas Booleanas (Pennock et al., 1987) o usando reglas heurísticas difusas que intentan permitir la vaguedad y subjetividad en el conocimiento heurístico (MacMillan et al., 2000).

Verificación de la clasificación de las formas del terreno

El método para estudiar un conjunto de datos por *tabulación cruzada* se utiliza para clasificar un conjunto de datos espaciales, mediante coincidencia de parejas de imágenes de sensores remotos ó datos verdaderos del terreno. La proporción p de celdas en la imagen 1 que coincide en la imagen 2, es la principal medida de interés; si p está cercano a 1 entonces las dos imágenes son probablemente muy similares. El método, resulta en una tabla con filas que representan la clasificación de las celdas en la imagen 1 y columnas que muestran la clasificación correspondiente en la imagen 2. El patrón detallado de diferencias puede ser interpretado desde la tabulación cruzada de las clases y/o generando una nueva imagen en la que cada combinación de la clasificación es presentada; o una codificación binaria para indicar la posición de celdas coincidentes o no alteradas (0) y no coincidentes o alteradas (1) (Smith, et al., 2007)

En el contexto de la clasificación automatizada usando datos de entrenamiento, la tabulación cruzada, se refiere a la *matriz de confusión*, y los elementos de la diagonal, como una proporción del total de filas, proveen un indicador de la cantidad de confusión (100% podría implicar no confusión). La tabla de clasificación cruzada puede también ser

usada para generar un índice que describe la similitud general (global) entre las dos imágenes (una medida de la correlación). Un índice que es comúnmente calculado es el *índice kappa de concordancia*, el cual tiene un rango de valores que varía de 0 a 1, con 1 indicando una perfecta concordancia y 0 indicando patrones surgidos por casualidad. Valores negativos son posibles y ocurren donde la proporción de celdas coincidentes es bajo. El índice es calculado usando procedimientos desarrollados de análisis Chi-Cuadrado de tablas de contingencia estándar.

El Índice de Kappa de Coincidencia, es de la forma:

$$\frac{O - E}{E} \quad (1-2)$$

Donde O es la exactitud observada o proporción de valores coincidentes (matriz diagonal) y E es la proporción esperada de coincidencias en esta diagonal, asumiendo un modelo de clasificación independiente derivada de las filas observadas y el total de columnas. (Smith, et al., 2007)

1.3 Modelos digitales de elevación

Un modelo digital de elevación (DEM), es un arreglo regular de puntos de elevación (Chang, 2004). En general hay tres fuentes de datos para obtener DEMs (Hartemink y McBratney, 2009): a) Técnicas de levantamientos del terreno (levantamiento de posiciones exactas de puntos); b) mapas topográficos existentes (derivados por digitalización de contornos, corrientes, lagos y puntos de elevación desde mapas topográficos análogos) y c) sensores remotos (interpretación de datos de imagen adquiridos desde plataformas satelitales o aéreas, fotogrametría, láser y radar).

- *DEM-SRTM*

La Misión Espacial Radar Topográfica (SRTM) se realizó entre el 11 y el 20 de febrero de 2000 a bordo del transbordador espacial "Endeavour" (Rabus, et al., 2003). El área cubierta (60°N y 58°S) se registró con la banda de radar X (NASA y MIL, cubre el 100% del área total) y la banda radar C (DLR y ASI, con un cubrimiento del 40%). El conjunto de datos distribuidos públicamente por la NASA, tiene una resolución aproximadamente de 92 m (3" de arco). Los datos DLR-ASI no públicos, tienen una resolución de

aproximadamente 31 m (1" de arco). Los datos SRTM son proyectados geográficamente con la elevación reportada en metros, referenciado al geoide EGM96 y georreferenciados en el plano horizontal al elipsoide WGS84. Los datos de elevación de un SRTM representan un DSM, no un modelo de la tierra desnuda (Hartemink y McBratney, 2009); es decir, están incluidas la densidad de las copas de los árboles y la parte superior de las áreas construidas. Esto puede generar problemas en el modelado hidrológico, vacíos en la interface tierra-agua, sombreado e inversión del relieve, (Rodriguez et al., 2005).

- *DEM-ASTER*

El instrumento conocido como Radiómetro Espacial Avanzado de Reflectancia y Emisión Térmica (ASTER) está situado a bordo del satélite TERRA, lanzado en diciembre de 1999 como parte del Sistema de Observación Terrestre de la NASA (EOS). Los DEMs ASTER son generados usando bandas 3N (vista nadir) y 3B (vista atrás) de una imagen de Nivel 1-A ASTER, adquirido por el sensor del Visible e Infrarrojo Cercano (VNIR). El DEM resultante tiene una resolución de 30 m en el ecuador. La exactitud horizontal y vertical es de 30 m. Usando puntos de control geodésico (GCP), la exactitud vertical puede mejorar a 7 m (Fujisada et al., 2005). Una comparación de los DEMs SRTM, ASTER y SPOT, en términos de exactitud se indica en la Tabla 1-6.

Tabla 1-6: Exactitud Vertical y Horizontal de DEMs de diferentes fuentes

DEM	EXACTITUD VERTICAL (m)	EXACTITUD HORIZONTAL (m)
SRTM 3" arco Banda C	16	20
SRTM 1" arco Banda X	16	6
ASTER 1" arco	7 – 50	7 - 50
SPOT DEM 1" arco	10	15

Fuente: (Hartemink y McBratney, 2009)

1.3.1 Evaluación de la calidad

La calidad de los parámetros, los objetos de la superficie del terreno y las aplicaciones geomorfométricas depende de factores tales como: la rugosidad de la superficie del terreno, la densidad de muestreo (método usado para recolectar los datos de elevación), la resolución de la cuadrícula o base de muestreo, los algoritmos de interpolación de los DEMs, la resolución vertical y el tipo de análisis geomorfométrico.

El pre-procesamiento tiene como objetivos el remover errores y artefactos, hacer una mejor aproximación a la superficie del terreno y al proceso hidrológico/ecológico (flujo, radiación, procesos de depositación, etc), (Hartemink y McBratney, 2009). Todavía no hay una guía consistente para evaluar la exactitud de los parámetros de la superficie del terreno en campo; por ello, la mayoría de las evaluaciones de los DEMs y sus parámetros de la superficie del terreno son hechos visualmente. La verdadera exactitud geomorfológica solamente puede ser evaluada midiendo los parámetros y objetos de la superficie del terreno; objetos tales como líneas de drenaje, formas del terreno, o líneas de vista en el campo para comparar sus formas, distribución y localización con valores obtenidos de un análisis geomorfométrico (Fisher, 1998).

Carrara et al, (1997) sugiere 5 criterios para evaluar la calidad de los DEMs y comparar los histogramas de elevación: a) Los DEMs deberían tener los mismos valores de elevación cuando se comparan con líneas de contorno; b) Los valores DEMs deben estar en el rango dado por las líneas de contorno vinculadas; c) Los valores DEMs varían casi linealmente entre los valores de las líneas de contorno vinculadas; d) Los patrones DEMs deben reflejar la morfología real en áreas planas; e) Los artefactos deberían limitarse a una pequeña proporción del conjunto de datos.

Los errores en los DEMs se propagarán en los parámetros derivados de la superficie del terreno y los resultados del modelo, en una forma que no son fácilmente predecibles. Van Niel et al (2004), demostró que la radiación solar, una variable derivada directamente de un DEM, es menos afectada por el error del DEM que la pendiente y el aspecto; también, la posición topográfica es menos afectada por los errores DEM que el índice de humedad topográfica.

La reducción de los errores de los DEMs requiere de actividades como: orthorectificación (mejora la exactitud horizontal), reducción de extremos locales y ruidos (Felcísimo, 1194b y Hengl et al., 2004 a), filtrado del ruido puro y no correlacionado (ajuste de variogramas de elevaciones), filtrado de bosques (diferencia de DEMs corregistrados), reducción de terracetos ó líneas de corte en los DEMs obtenidos desde líneas de contorno y, procesamiento de vacíos (operaciones de llenado de vacíos). (Hartemink y McBratney, 2009):

1.3.2 Algoritmos

Los errores en los DEMs usualmente están espacialmente autocorrelacionados, lo que significa que cuando la elevación verdadera en alguna posición es sobreestimada, entonces la elevación en una posición vecina también está sobrestimada. El dibujo de contornos, la digitalización e interpolación causa correlación espacial en los errores asociados. En el modelo se utiliza la suposición de estacionariedad de segundo orden, o error de la media constante, desviación estándar del error constante y autocorrelación espacial del error que depende solamente de la distancia entre puntos (Hartemink y McBratney, 2009).

Los DEMs SRTM requieren atención adicional por las siguientes razones: a) el análisis de los errores de propagación con el DEM-SRTM se debe efectuar después de la corrección para la diferencia entre altitudes de superficie y del terreno; b) Para el DEM-SRTM, la información de errores está disponible en la forma de un mapa de RMSE. Cuando el RMSE varía en el espacio, no se puede asumir que la desviación estándar de errores es constante en el espacio y, por consiguiente, se hace necesario validar la consistencia comparando las medidas de puntos de control con los valores del RMSE en el mapa (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Propagación del error*

La propagación de los errores de atributo en modelado espacial puede ser obtenida usando el método de Monte Carlo. Éste calcula los resultados de una operación “g” repetidamente, con valores de entrada “ai” que son aleatoriamente seleccionados desde su distribución de probabilidad conjunta. La exactitud del método de Monte Carlo es proporcional a la raíz cuadrada del número de corridas N, por lo que para duplicar la exactitud se debe cuadruplicar el número de corridas (Hartemink y McBratney, 2009).

- *Modelado geoestadístico*

El modelado geoestadístico permite determinar la incertidumbre respecto a la verdadera elevación, aplicando los pasos: a) cálculo de la diferencia entre la elevación del DEM y la elevación de referencia; b) cálculo de la media y la desviación estándar de los errores observados ; c) obtención del correlograma de los errores DEM; d) adición del

mapa de error simulado al DEM y e) análisis de propagación de la incertidumbre de Monte Carlo. (Hartemink y McBratney, 2009).

Sin embargo, se deben tener en cuenta las siguientes limitaciones del método expuesto: a) La suposición de estacionariedad de segundo orden asume un modelo de error que es constante sobre el área del DEM; b) la medición de elevaciones precisas usadas para calcular el error pueden no haber sido tomadas aleatoriamente sino en localizaciones como cumbres, mínimos, cambios de pendiente, etc, lo que puede llevar a sobreestimar el error en el DEM original y en el mapa de error simulado. (Hartemink y McBratney, 2009).

Para obtener una simulación de DEMs apropiados, éstos se deben modificar usando un algoritmo de remoción de huecos (Hartemink y McBratney, 2009), pero se debe tener en cuenta que los huecos pueden ser características reales del paisaje como charcos rellenos, estanques y lagos, cráteres secos ó carst. (Temme et al, 2006).

El análisis de propagación de incertidumbre de Monte Carlo, se puede aplicar a la pendiente para un DEM original y con llenado de vacíos; se ha encontrado que las diferencias en la pendiente entre las versiones con llenado de vacíos y original son visibles en el fondo de los valles y en las áreas planas y aparentemente, los errores de los DEMs se propagan fuertemente en este parámetro de la superficie del terreno. (Hartemink y McBratney, 2009).

En el caso de la simulación del índice de humedad topográfica (TWI), se ha encontrado que la incertidumbre del DEM es más pequeña que la incertidumbre de la pendiente, por lo que el TWI es menos sensible a la propagación de los errores de entrada del DEM que la pendiente. (Hartemink y McBratney, 2009).

1.4 Avances en el uso de los DEMs para Geomorfometría

El uso de los DEMs en Geomorfometría se ha aplicado en diferentes partes del mundo, con diferentes metodologías, algunas de ellas se relacionan en la tabla 1-7.

Tabla 1-7: Algunos estudios realizados en el campo de la geomorfometría

Cita	Objeto	Método	Resultado
Bolongaro et al., 2005	Uso de parámetros morfométricos para obtener clases morfométricas.	Aplicación de tolerancias para la pendiente y la curvatura y uso de diagramas de doble terna para caracterizar las formas del terreno. Algoritmo de clasificación de Wood (1996)	Es posible discriminar las formas del terreno a partir de su composición morfométrica.
Arrell et al., 2007	Identificar los límites entre las diferentes clases morfológicas.	Identificación difusa de clases morfométricas a partir de DEMs con diferentes resoluciones y umbrales de gradiente, aspecto y curvatura. Uso de la técnica de clasificación no supervisada "c-means difusa"	Las diferentes clases morfométricas se observan en forma óptima a diferentes resoluciones, pero una RE=100 m tiene un equilibrio entre la delimitación del relieve a escala semidetallada y el suavizado de los datos para reducir el ruido de la superficie.
Klingsein et al., 2008	Extracción de formas del terreno primarias (crestas, depresiones, llanuras, desfiladeros).	Software LANDFORM basado en atributos topográficos como la pendiente, el relieve local, percentil de elevación y curvatura. Uso de ventanas de escaneo con diferentes radios	Construcción de perfiles de pendiente a partir del DEM y clasificación en superior, media e inferior a partir del número de quiebres. Comparación con análisis de similitud con mapas tradicionales de fotointerpretación.
Ehsani y Quiel, 2008	Delinear las formas del terreno	Redes neuronales no supervisadas. Conexión de mapas de dos salidas dimensionales con vectores de entrada que representan los parámetros morfométricos. Parametrización inicial de Wood y Wood aumentada (1996 a).	Los parámetros tienen un efecto crítico sobre la clasificación de los elementos raster de tipo punto (picos, hoyos y pasos), de línea (cresta y canales) y de área (características planas). Los umbrales de tolerancia son importantes, ya que pequeñas diferencias pueden cambiar las características morfométricas.
Hengl et al., 2008	Evaluar los errores de los DEMs y determinar sus efectos sobre los resultados del modelado espacial.	Modelado geoestadístico (regresión de errores – kriging) de la topografía mediante mapas auxiliares (distancia a corrientes, complejidad del terreno, sombreado analítico, índice de vegetación normalizado)	Los errores de los DEM-SRTM 3" son mayores que los DEM-TOPO, pero es necesario refinar la técnica, implementando métodos de regresión kriging locales (ajuste de variogramas y modelos de regresión en una ventana móvil).
Dragut y Blaschke, 2006	Clasificar los elementos del terreno con base en análisis OO.	Delineación de objetos relativamente homogéneos, mediante segmentación de imágenes (Baatz y Schape, 2000) y utilización de un modelo de clasificación relativa de 9 clases (Dikau, 1989). Asignación de objetos primarios a un sistema de clasificación de tres niveles jerárquicos (terrenos altos, medios y bajos) mediante funciones de pertenencia.	Se encontraron diferencias significativas ocasionadas más por la complejidad topográfica que por la resolución espacial. Se demostró la reproducibilidad de la clasificación basada en reglas difusas al correr el sistema sobre el mismo conjunto de datos varias veces. Es necesario estudiar metodologías para evaluar los resultados del procesamiento de los DEMs.
Grohmann et al., 2007	Aplicar el DEM-SRTM3" en geomorfología y análisis morfotécnico	Parámetros morfométricos considerados (pendiente, aspecto, rugosidad y superficie isobase). Obtención de un mapa isobase (versión simplificada de la superficie topográfica original, desde la cual se remueve el ruido de la erosión de las corrientes de primer orden permitiendo la identificación de áreas con posible influencia tectónica.	La extracción de la red de drenaje a partir del DEM-SRTM3" presentó buenos resultados al compararlo con un mapa topográfica a 1:50000, por tanto el DEM-SRTM3" es un buen recurso para análisis geomorfológico a escala semidetallada.

1.5 Aspectos geomorfológicos del departamento del Cauca

El departamento del Cauca cuenta con una gran variedad de paisajes, entre los cuales el de montaña y el de lomerío alcanzan la mayor extensión; 64,62% y 19,99% respectivamente. Otros tipos de paisajes presentan la siguiente extensión: planicie con 6,26%, altiplanicie con un 5,33%, valle con un 2,53%, y piedemonte con un 0,68%. (IGAC, 2009). Sin embargo, dado el enfoque de la tesis en la detección automática de las formas del terreno en los tipos de paisaje de montaña y lomerío, se hará un énfasis en la presentación de sus datos.

Paisaje de montaña:

Este tipo de paisaje equivale a las mayores elevaciones de las cordilleras Central, Occidental y el Macizo de Garzón, y tiene como característica el predominio de pendientes fuertes mayores al 12%. En total abarca una extensión de 19957,32 km². Una de las mayores alturas corresponde al volcán Nevado del Huila, con 5400 msnm, que se encuentra ubicado al oriente del departamento en el municipio de Páez (IGAC, 2009).

- **Atributos de paisaje de montaña:** En la zona norte, las montañas se caracterizan por atributos de tipo erosional-estructural con rocas volcano-sedimentarias; por otra parte, en la zona central, se presentan atributos erosionales-estructurales, estructurales-erosionales, volcánicos y volcano-erosionales. Además, es notable la presencia de montañas de atributo glacio-volcánicas, especialmente en la cordillera central.
- **Tipos de relieves:** Existen nueve tipos de relieves en los paisajes de montaña, jerárquicamente indicados a continuación: filas y vigas y las lomas, 76.3%; colinas, 14.14%; cumbres andinas, vallecitos, coladas de soliflucción, glacis coluviales, glacis de acumulación, abanicos-terrazza y abanicos coluviales, 9.56% (IGAC, 2009).

Paisaje de lomerío:

Este tipo de paisaje se caracteriza por elevaciones naturales de menor tamaño que las del paisaje de montaña. Según el IGAC (2009), tienen “menor desnivel que una montaña

(menos de 300 m), cuyas laderas presentan una inclinación promedio entre el 7 y el 12% aunque pueden alcanzar hasta el 50% y divergen en dos o más direcciones a partir de una cima estrecha o amplia”. Por ello, sus formas varían dependiendo de las características particulares presentes en el lugar, ya sean climáticas, influencias de redes hídricas o de composición de la misma (litológicas).

- **Tipos de relieve:** Existen tres tipos de relieves, en su mayoría lomas y colinas, con un 97.43%, mientras que el resto lo constituyen los abanicos-terrazas y los vallecitos (IGAC, 2009)

En la tabla 1-8 se presenta un resumen de los paisajes y sus características predominantes en correspondencia al área de estudio del presente trabajo de investigación. Éste fue realizado de acuerdo con la descripción presentada en el estudio IGAC (2009).

Tabla 1-8: Resumen de las características de los paisajes predominantes en los límites de estudio

PAISAJE	TIPOS DE RELIEVE	Altura (msnm)	Desnivel (m)	Cima (a)	Forma Laderas (b)	Inclinación laderas	Longitud (m)	Tipo patrón drenaje	Densidad	Grado De Disección
MONTAÑA	Definición Gral		>300	1 a 5	1 a 2	>30%				
	Filas y vigas	100 - 3500	500 - 1000	1 a 4	2	50% - 75%	>300	Rectangular a Tabular	Alta	Fuerte
	Lomas y colinas	600 - 3000	200 - 500	4,6	5	12% - 50%	<100	Rectangular a Subdendrítico	Media	Fuerte
	Cumbres andinas	3000 - 5000	>1000	1,6	2	>50%	>300	Radial a Subdendrítico	Media	Fuerte
	Vallecitos	100 - 4000	<50	V - U	3,4	0% - 3%	>300	Dendrítico	Media	Ligero
	Coladas de solifluxión	1000 - 3500	50 - 200		4,5,6	12% - 25%	50 - 100	Dendrítico a Paralelo	Media	Moderado
	Glacis coluvial	1500 - 3500	<50		2	3% - 7%	>300	Subdendrítico a Paralelo	Media	Ligero a Moderado
	Abanico-Terraza	200 - 1500	<50	7	5,6	0% - 7%	50 - 100	Rectangular a Dendrítico	Media	Moderado
	Depresiones glaciales	>3000	200 - 500		4,2	3% - 25%	>300	Dendrítico a Subdendrítico	Media	Moderado
	Glacis de acumulación	1000 - 2000	50 - 200	7	5	7% - 12%	50 - 100	Rectangular a Paralelo	Baja a Media	Moderado
	Abanicos coluviales	1000 - 1200	<50	7	5,6	3% - 7%	50 - 100	Paralelo	Media	Moderado
LOMERÍO	Definición Gral		<300	8,9		7% - 12% (hasta 50%)				
	Lomas y colinas	50 - 3500	200 - 500	4	5,6,2	12% - 25%	<100	Dendrítico a Paralelo	Alta	Moderado
	Abanicos-Terraza	50 - 200	<50		5,6,4	3% - 7%	50 - 100	Paralelo a Dendrítico	Media	Moderado
	Vallecitos	700 - 1400	<50	V - U	4,6	0% - 3%	>100	Dendrítico a Paralelo	Media	Ligero
ALTIPLANICIE	Definición Gral	1200 - 1900		7						
	Lomas y colinas	1400 - 1700	200 - 500	4	6,5	7% - 25%	50 - 100	Paralelo a Dendrítico	Media	Fuerte
	Cañones o Cañadas	1100 - 1700	500 - 1000		2	50% - 75%	100 - 300	Paralelo a Rectangular	Media a Baja	Fuerte
	Mesas o Mesetas	1000 - 1100	<50	7	6	7% - 25%	50 - 100	Paralelo	Media a Baja	Moderado

(a)1:Aguda-2:Subaguda-3:Semirredondeada-4:Redondeada-5:Tabular-6:Dentadas – 7:Planas – 8:Estrecha – 9:Amplia

(b)1:Regulares – 2: Irregulares y complejas – 3: Rectas – 4: Cóncavas – 5:Convexas – 6: Rectilíneas

Fuente: (IGAC, 2009)

2. Materiales y métodos

2.1 Area de estudio y zonas piloto

Para definir el área de estudio se utilizaron los criterios: disponibilidad de información cartográfica base, facilidad de acceso con el fin de realizar verificaciones de campo y variabilidad de la superficie del terreno. De acuerdo con los criterios anteriores, y una vez verificada la variabilidad del terreno en las direcciones principales, se seleccionó el área de estudio definida mediante las coordenadas elipsoidales $76^{\circ}40'25''W$, $02^{\circ}14'09''N$ y $76^{\circ}24'13''W$, $02^{\circ}36'24''N$ que corresponde a las coordenadas planas Gauss Kruger en el sistema de referencia MAGNA Colombia Oeste $1'045.000E$, $739.000N$ y $1'075.000E$, $780.000N$, formando un rectángulo de dimensiones $30\text{ km} \times 40\text{ km}$ (Figura 2-1).

El área de estudio quedó delimitada por las planchas IGAC 342-IV-B, 342-IV-D, 343-III-A, 343-III-C, 364-II-B, 364-II-D, 365-I-A y 365-I-C y como se observa en la figura 2-1, se localiza en el centro-oriente del departamento del Cauca, en cuyo cuadrante noroccidental está la ciudad de Popayán, en el piedemonte de la cordillera central que transcurre lateralmente.

Dentro del área de estudio se seleccionaron tres zonas piloto con el fin de probar y evaluar los algoritmos que se implementaron, disminuir los tiempos de procesamiento computacional y simplificar la verificación de los resultados obtenidos (Figura 2-2).

Cada zona piloto está definida por las coordenadas de sus esquinas inferior izquierda y superior derecha, el tamaño y área de cubrimiento (Tabla 2-1).

Figura 2-1: Localización del área de estudio

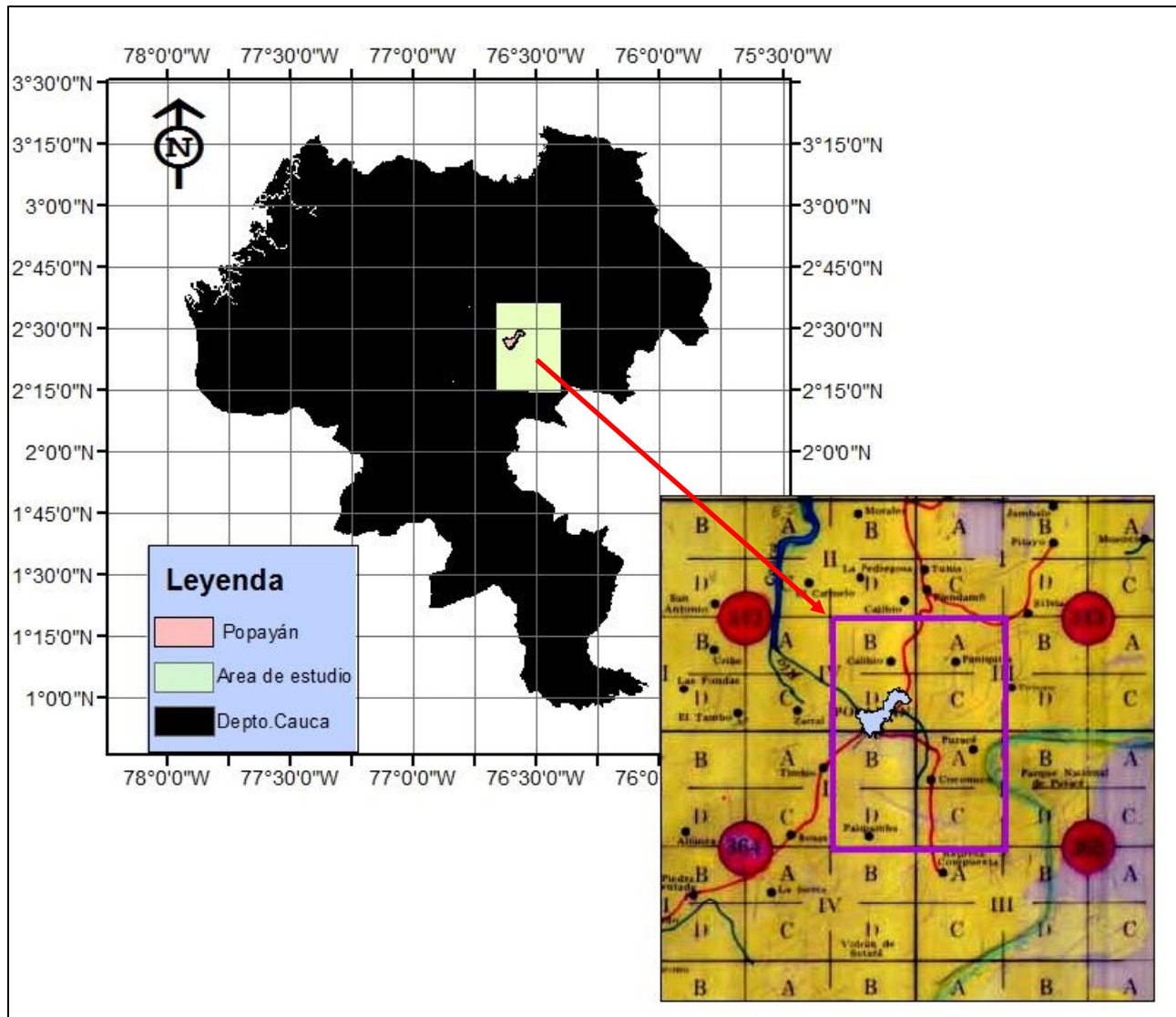
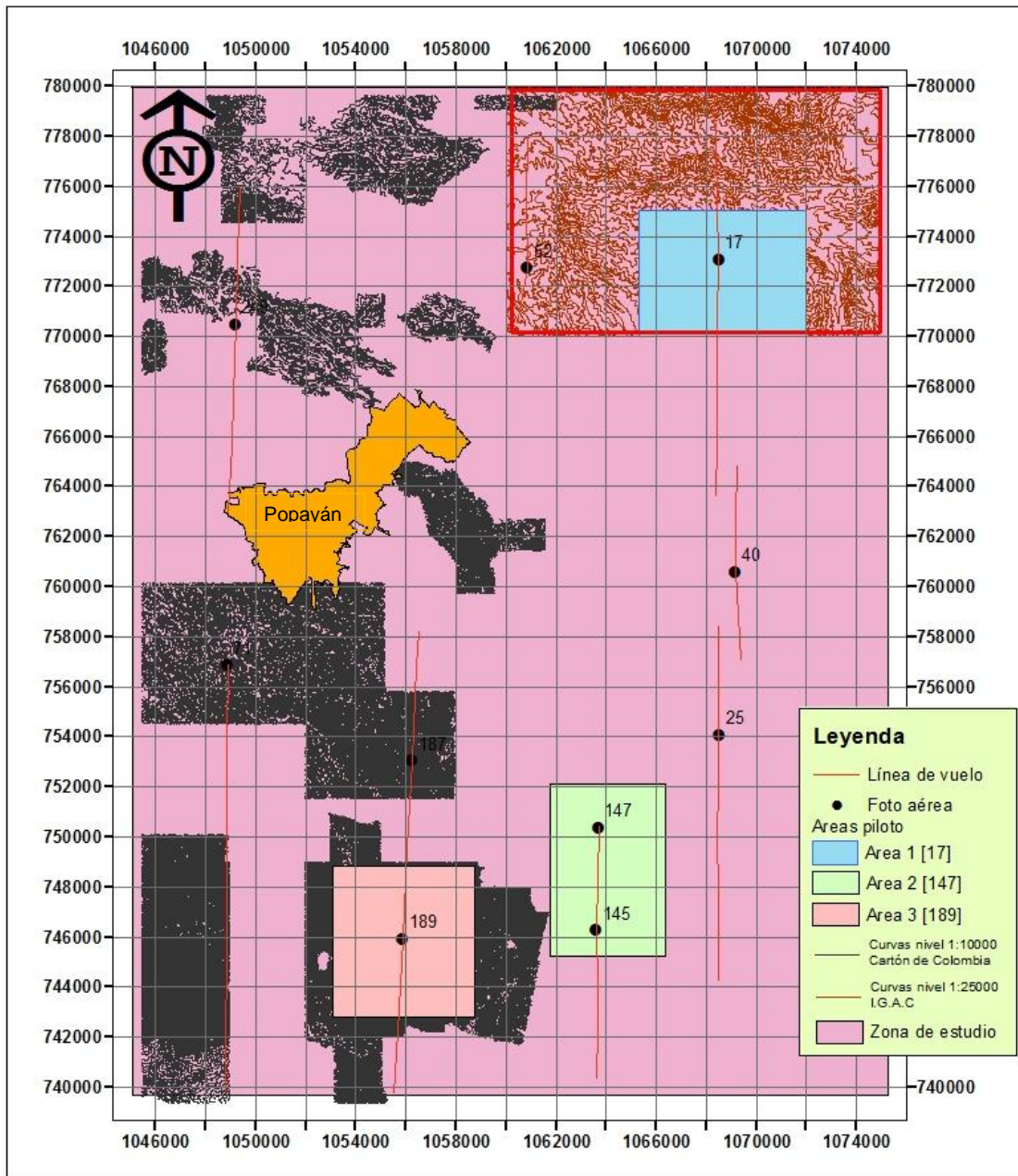


Tabla 2-1: Tamaño de las zonas piloto

Zona	Esq_SW (°)	Esq_NE(°)	Tamaño (kmxkm)	Area (km ²)
1[17]	76.538560W, 2.516036N	76.401061W, 2.605862N	6,69x4,96	33,18
2[147]	76.522189W, 2.292379N	76.48088W, 2.35455N	4,68x6,93	32,43
3[189]	76.599865W, 2.270327N	76.549430W, 2.324691N	6,07x5,64	34,23

Las zonas piloto tienen un área promedio de 33,28 km², aquellas identificadas con la secuencia 1 y 3 fueron seleccionaron en sitios con disponibilidad de curvas de nivel digital para efectos de evaluar el error cuadrático medio de los DEMs.

Figura 2-2: Selección de las zonas piloto



2.2 Datos digitales empleados

Se utilizaron los DEMs provenientes de la Misión Radar Topográfica (SRTM) con resoluciones espaciales aproximadas de 31 m y 92 m, así como de la plataforma ASTER de 31 m de resolución espacial descargada en el mes de abril del año 2010. La información de curvas de nivel disponibles para la zona de estudio corresponden a los

archivos digitales topográficos de la plancha 343-III-A escala a 1:25000 y las curvas de nivel sin metadatos suministradas por la empresa Smurfit Cartón de Colombia, sede Yumbo (Valle del Cauca), a una escala aproximada de 1:10000. También se utilizó la capa vectorial de suelos del IGAC, a 1:100000, correspondientes a las planchas 342, 343, 364 y 365, para la confrontación de los resultados obtenidos (Tabla.2-2).

Tabla 2-2: Datos digitales disponibles

FORMATO	TIPO	FUENTE	RESOLUCIÓN ESPACIAL ó ESCALA	CANTIDAD
Digital	DEM- SRTM3" arco (1)	CIAT Colombia	~ 92 m	1
Digital	DEM- SRTM 1" arco	IGAC, Bogotá	~ 31 m	1
Digital	DEM- ASTER (2)	NASA	31m	1
Digital	Imagen radar	IGAC, Bogotá	2.75m y 3.75m	3
Digital	Imagen SPOT	IGAC, Bogotá	10m (ME) – 5m (Pan)	1
Digital	Imagen LANDSAT ETM+	GLCF	30m(ME) – 15m (Pan)	1
Digital	Mapa de curvas de nivel	IGAC, Bogotá	1:25000	1
Digital	Mapas de curvas de nivel	Smurfit Cartón de Colombia	1:10000	2
Digital	Mapa de Suelos	IGAC, Bogotá	1:100000	4

(1) Disponible en: (http://gisweb.ciat.cgiar.org/sig/90m_data_tropics.htm)

(2) Disponible en: (<https://wist.echo.nasa.gov/~wist/api/ims/welcome/>)

2.3 Metodología

Para el logro de los objetivos propuestos se ejecutaron actividades secuenciales que iniciaron con una visita de campo, pre-procesamiento de los datos, la caracterización de los DEMs, el análisis de la superficie del terreno mediante el tratamiento digital de la elevación, la selección de un DEM de referencia para efecto de la clasificación de las formas del terreno, la aplicación de algoritmos de clasificación de las formas del terreno de acuerdo con algunos parámetros del terreno, la validación de resultados y la determinación del método más adecuado para aplicarlo al área de estudio (Figura 2-3).

- Visita de campo

Se realizaron visitas de campo en forma conjunta con el Director de la tesis, a las zonas sur, sureste y noreste de la zona de estudio mediante recorridos vehiculares por la red vial secundaria existente. El objeto de las visitas era la de obtener un registro fotográfico

de los paisajes de la zona montañosa de la cordillera central paralela a la ciudad de Popayán y la toma de puntos de control con navegador GPS de precisión métrica.

- *Pre-procesamiento de los datos*

Se construyeron los rectángulos que contienen el área de estudio y las zonas piloto, y se rasterizaron según el tamaño de pixel de los DEMs. Los DEMs SRTM y ASTER fueron cortados para obtener los DEMs en el área de estudio y las zonas piloto; los resultados se convirtieron a coordenadas planas en el sistema MAGNA SIRGAS origen complementario Oeste y se exportaron en formato ASCII, (Software ArcGIS9.3)

Las planchas SUE-342, SUE-343, SUE-364 y SUE-365, con las unidades de suelos, fueron cortadas con los cuadrángulos del área de estudio y las zonas piloto; posteriormente, fueron combinadas en una única capa en formato vector, luego se rasterizaron con el tamaño de pixel de los DEMs SRTM y ASTER, y convertidas a formato ASCII, (Software ArcGIS9.3).

Las curvas de nivel (plancha IGAC 343-III-A) a 1:25000 fueron convertidas al sistema de referencia de coordenadas planas MAGNA SIRGAS Colombia Oeste, y posteriormente cortadas con el cuadrángulo de la zona piloto 1. Las curvas de nivel suministradas por la empresa Smurfit Cartón de Colombia, referenciadas en el antiguo Datum Bogotá, requirió de una transformación al sistema destino de coordenadas planas MAGNA Colombia Oeste, y posterior cortado con la zona piloto 3, localizada en la esquina suroeste del área de estudio, (Software ArcGIS9.3).

- *Caracterización de los DEMs*

Los valores de elevación de los DEMs SRTM y ASTER en formato ASCII, fueron sometidos a un análisis exploratorio, obtención y ajuste de semivariogramas para conocer la autocorrelación espacial de la elevación en función de la distancia, en el software libre R (R, 2007); la importancia de utilizar geoestadística para modelar la topografía está en la evaluación de los errores de los DEMs para analizar el efecto de éstos en los resultados del análisis del terreno (Hengl, 2009). El análisis de la precisión de los DEMS se realizó con el programa BLUH, módulo DEMANAL (Jacobsen, 2010); el cual evalúa la exactitud de un DEM contra otro de referencia, que corresponde a cada uno de los DEMs utilizados; además se analizaron las discrepancias encontradas para

determinar la dependencia entre la elevación y la inclinación del terreno. Adicionalmente, se obtuvo una estimación de la exactitud general de los DEMs a partir de puntos GPS obtenidos en modo estático sobre algunas vías que atraviesan el área de estudio, con el paquete Hannover RASCOR (Jacobsen, 2009). La versatilidad de este paquete estuvo en la capacidad de generar un DEM de referencia a partir de puntos con distribución no uniforme en el espacio de análisis, como los puntos estáticos GPS obtenidos en las trayectorias de algunas vías del área de estudio. Por otra parte, se obtuvieron secciones transversales en dos zonas piloto, donde se tenían curvas de nivel digitales, en los tres DEMs utilizados, para comparar las elevaciones en función de la misma distancia acumulada.

- *Análisis del terreno en los DEMs*

Con el fin de seleccionar los parámetros del terreno que podrían ser útiles en la clasificación de las formas del terreno (Lopez, 2006) y adicionalmente, para escoger el DEM de referencia, sobre el que se efectuaría la clasificación de las formas del terreno; se derivaron parámetros locales geométricos y estadísticos del terreno. Los parámetros básicos: pendiente, aspecto, curvatura, curvatura plana, curvatura vertical, clasificación de la curvatura fueron derivados en el software SAGA (SAGA, 2012). La tabla 2-3 relaciona los métodos para derivar los parámetros mencionados.

Tabla 2-3: Métodos de derivación de parámetros locales y regionales del terreno

No.	Parámetro	Método
1	Pendiente, Aspecto, Curvatura	Zevenbergen & Thorne, 1987
2	Índice Topográfico de Humedad	Standard (Conrad, 2003)
3	Índice de convergencia	Koethe, 1996
4	Profundidad de los valles	Conrad, 2008
5	Índice multiresolución de llanura del fondo de los valles	Gallany y Dowling, 2003
6	Potencial de radiación solar entrante	Wilson y Gallant, 2000

Con el script escrito en lenguaje AML de ArcInfo Workstation, denominado “montewi.aml” (Reuters, 2003) se obtuvo el índice topográfico de humedad por simulación Monte Carlo, técnica que permite determinar el error de propagación del DEM en los productos derivados. Los parámetros estadísticos se obtuvieron mediante la aplicación de filtros con las funciones estadísticas: mínimo, máximo, rango, promedio y desviación estándar con el script “elevres.aml” (Reuters, 2003).

Los resultados se consolidaron en tablas con estadísticas descriptivas y posteriormente se analizaron en forma bivariada para establecer la dependencia lineal que permite inferir la cantidad de información similar que contiene cada parámetro. Como resultado de esta etapa se seleccionó uno de los tres DEMs analizados. Sobre el DEM seleccionado recortado en cada una de las zonas piloto, se aplicaron diferentes metodologías para la clasificación de las formas del terreno.

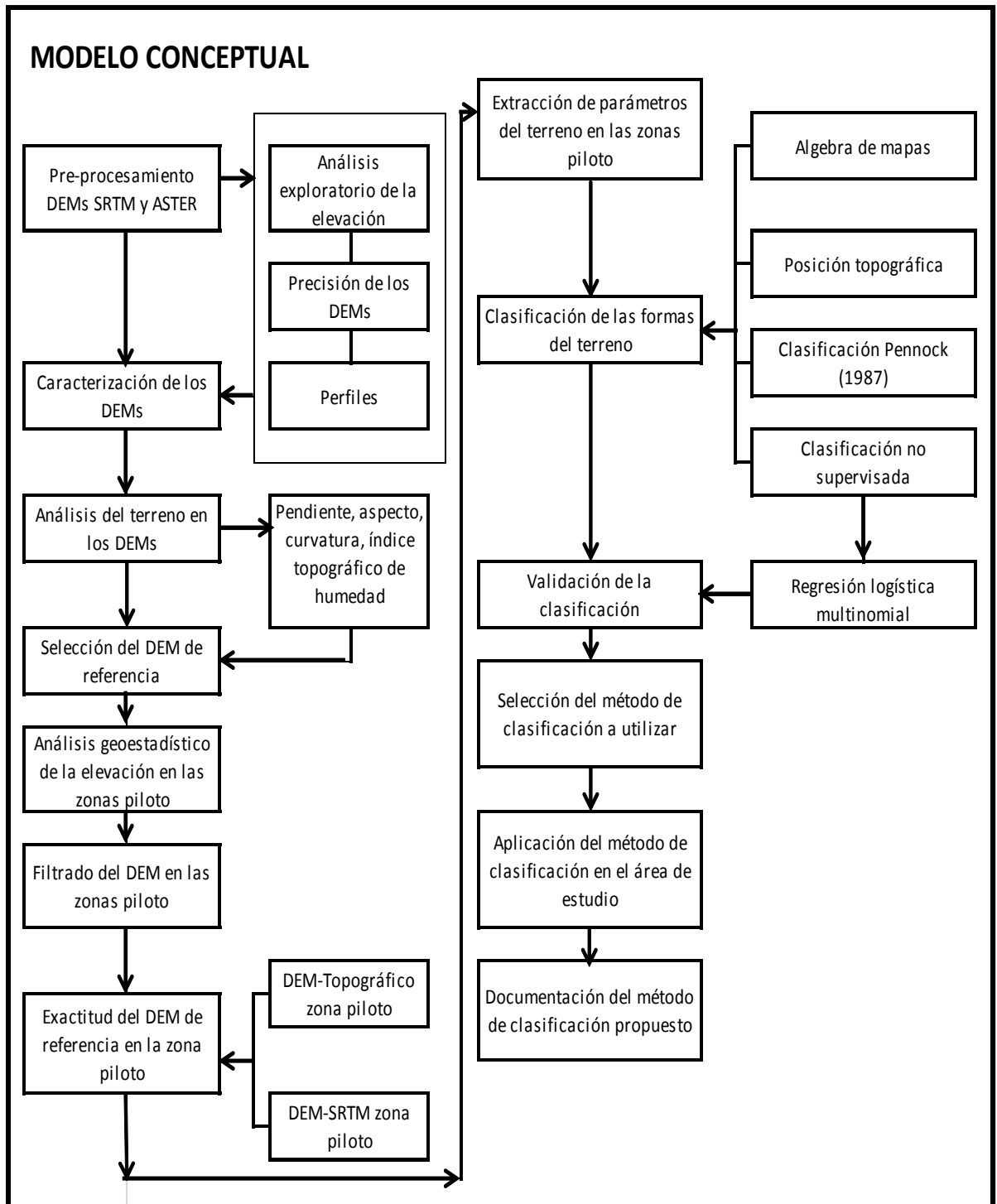
- *Análisis geoestadístico de las zonas piloto*

Con el fin de establecer la necesidad de filtrar o no el DEM original, antes de aplicar los algoritmos de clasificación se generaron variogramas y se ajustaron modelos geoestadísticos a las elevaciones puntuales derivadas del DEM en cada zona piloto (Hengl, 2009). El efecto pepita (nugger effect) y el ajuste del modelo al semivariograma empírico permite determinar la necesidad o no del filtrado del DEM original, además se puede determinar cómo varía la elevación en el espacio, si los valores tienen ruido y si la variable elevación tiene anisotropía en alguna dirección. Estos análisis se realizaron con el paquete “gstat” de R (R, 2007).

- *Filtrado del DEM en las zonas piloto*

La geoestadística es utilizada para analizar el error inherente en los DEMs (Grohmann, 2004), filtrar los errores locales causadas por las limitaciones físicas del instrumento (Evans y Hudak, 2007) y agrupar el área de estudio de acuerdo con sus propiedades estadísticas (Lloyd y Arkinson, 1998). Los resultados obtenidos como la varianza pepita ayudan a determinar la cantidad de filtrado necesario para reducir artefactos o pixeles aislados con elevaciones extremadamente grandes al compararlos con los vecinos. Estos pueden ser detectados mediante el cálculo de diferencias del valor medio dado un radio de búsqueda, método conocido como *análisis residual*. Los pixeles erróneos puede ser removidos y re-interpolados desde los pixeles vecinos (método de cerrado de saltos) (Hengl, 2009).

Figura 2-3: Modelo conceptual de las etapas para la clasificación de las formas del terreno



- *Exactitud del DEM de referencia en la zona piloto*

Para obtener la calidad del DEM además del análisis realizado en la etapa de caracterización en toda el área de estudio; en la zona piloto se siguió el siguiente procedimiento: se generó una superficie DEM desde las curvas de nivel digitales disponibles, usando interpolación “spline”, recomendada como la técnica más apropiada para generar un DEM desde datos de contorno (Conrad, 2007; Neteler y Mitasova, 2008) en el software SAGA. Posteriormente se compararon estos DEMs basados en el mapa topográfico y el DEM-SRTM y se estimó la exactitud, asumiendo que el DEM-TOPO es el verdadero DEM, de acuerdo con la expresión (2-1).

$$\frac{\text{DEM}_{\text{TOPO}} - \text{DEM}_{\text{SRTM}}}{\text{DEM}_{\text{TOPO}}} \quad (2-1)$$

- *Extracción de los parámetros del terreno en las zonas piloto*

En el software R(R, 2007) y SAGA (SAGA, 2012) se derivaron los parámetros de la superficie del terreno: índice topográfico de humedad (TWI), profundidad de los valles, índice de convergencia, índice de llanura del fondo de los valles y el índice de radiación solar, de acuerdo con (Hengl, 2009) que permitieron caracterizar la zona piloto desde el punto de vista geomorfométrico.

- *Clasificación de las formas del terreno en las zonas piloto*

A partir de los atributos primarios y secundarios del terreno se obtuvieron las formas del terreno bajo diferentes metodologías.

- *Clasificación basada en la posición topográfica*

El algoritmo “*toposcale.amf*” (Zimmermann N., 1999) permite identificar la posición topográfica (crestas, colinas, piedemontes, etc.) a varias escalas espaciales e integrar jerárquicamente estas características en una cuadrícula simple. La posición topográfica se calcula en forma anidada y jerárquica, aplicando al DEM una ventana móvil circular con incrementos del radio; la diferencia entre la elevación promedio de la ventana y la celda central de la ventana se presenta en formato ráster.

Los mapas resultantes son interpretados como la posición topográfica relativa a diferentes escalas. La posición puede ser interpretada como una cresta o pico si el centro

de la celda en la ventana móvil tiene una elevación más alta que la elevación promedio de las celdas vecinas; de otra manera, si el centro de la celda de elevación es más baja que la elevación promedio de la ventana, entonces el centro del pixel se interpreta como “pie de ladera” ó “fondo de valle”. Las cuatro clases topográficas principales: cresta, ladera, pie de ladera y fondo de ladera, se pueden obtener usando el script “*topoclass.amf*” (Zimmermann, 1999).

El índice de posición de topográfica (TPI) tal como lo propone Guisan et al. (1999), es el mismo análisis de residuales propuesto por Wilson y Gallant (2000) y se encuentra implementado en el software SAGA (SAGA, 2012). Como salida se tiene una capa continua con la clasificación de las formas del terreno en las categorías: crestas de pendiente alta, crestas de pendiente media, crestas locales, laderas superiores, laderas abiertas, llanuras, valles, cuencas altas, cuencas en pendiente media y corrientes.

- *Clasificación basada en la pendiente, la curvatura y el tamaño de la cuenca*

En el algoritmo “*landform.amf*” (Reuters, 2003) la pendiente, la curvatura vertical, la curvatura plana, y el tamaño de la divisoria de aguas son usados para clasificar ocho (8) formas diferentes del terreno según Pennock et al. (1987) y 11 clases según (Pennock, 1994)).

- *Clasificación no supervisada*

Una clasificación no supervisada, se implementó a partir de la revisión, ajuste y actualización de los comandos documentados en el script “*fishcamp.R*” y “*Boschoord.R*” (Hengl, 2009), en el software R. Las clases morfométricas se pueden extraer de forma óptima usando el método de la “agrupación difusa k-means” implementado en el paquete de R “*stats*” (Venables y Ripley, 2002). El método asigna óptimamente cada pixel individual a una clase abstracta, el centro de la clase se selecciona de tal manera que dentro de los grupos la suma de cuadrados sea minimizada. En términos estadísticos, éste es el enfoque de análisis “cluster” para extraer atributos.

El método inicia convirtiendo los parámetros de la superficie del terreno en componentes independientes usando análisis de componentes principales. Para que el método sea estadísticamente correcto, se agruparon los componentes principales en lugar de utilizar los predictores originales. Posteriormente se obtuvo el número de clases óptima para la

agrupación difusa k-means según Venables y Ripley (2002). Las clases se obtuvieron mediante la función “kmeans” del paquete “stats” de R.

Una vez extraídas las clases de las formas del terreno, se estableció si existían diferencias entre los variogramas para diferentes unidades de formas del terreno según Lloyd y Arkinson, (1998), para esto se ajustaron variogramas en forma automática a los resultados de la clasificación no supervisada de las formas del terreno.

- Validación de la clasificación no supervisada

Los parámetros de la superficie del terreno extraídos fueron utilizados para analizar su potencial para mejorar el detalle espacial de un mapa tradicional de geomorfología. Una técnica apropiada para este tipo de análisis es el algoritmo de *regresión logística multinomial*, implementado en el método “multinom” del paquete de R “nnet” según Venables y Ripley (2002). El método ajusta en forma iterativa modelos logísticos para un número de clases dado un conjunto de píxeles de entrenamiento y las predicciones de salida pueden ser evaluadas versus el mapa de geomorfología para establecer qué tan bien los dos mapas coinciden (Figura 2-4).

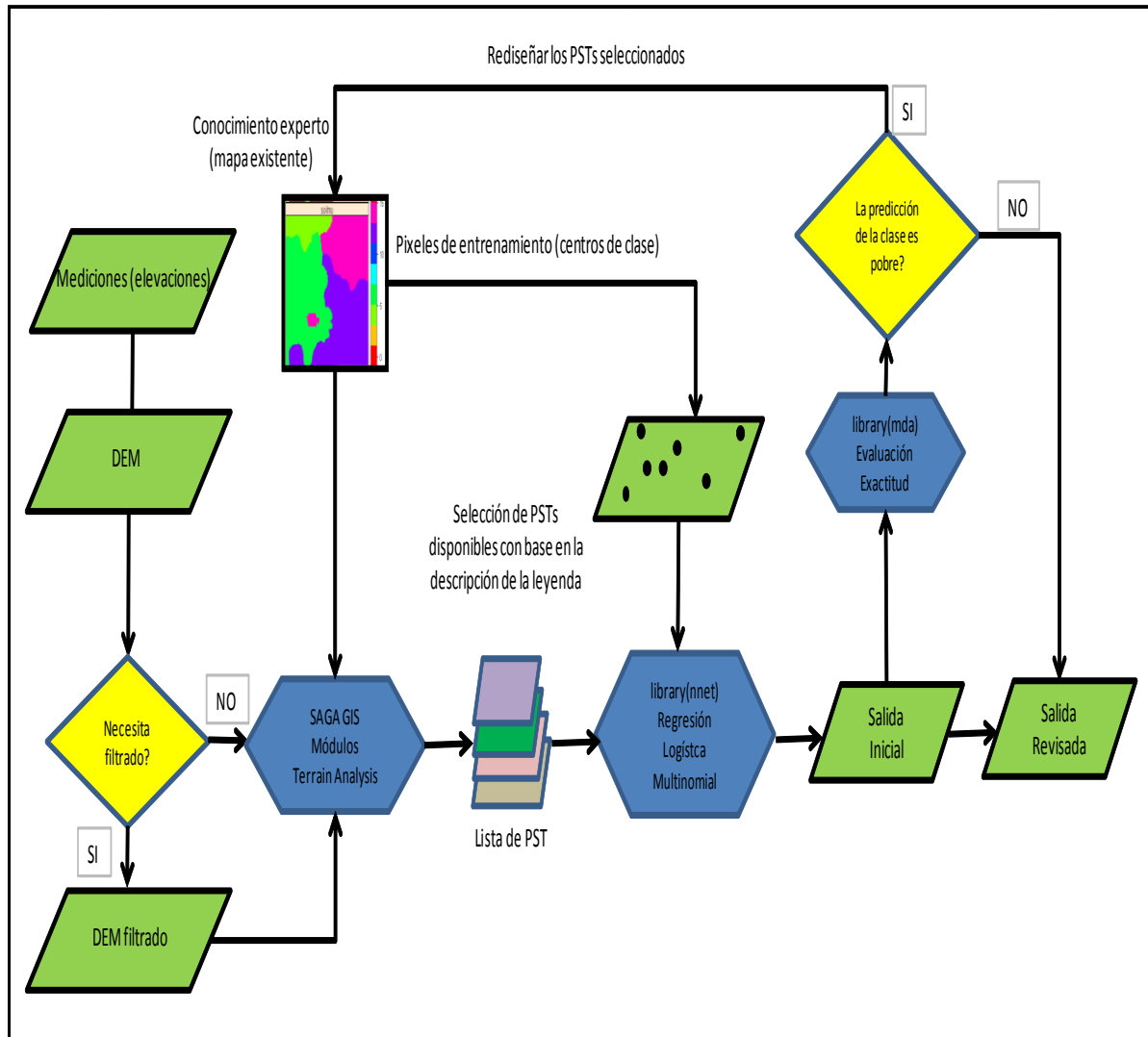
Los mejores resultados se encuentran cuando los parámetros de la superficie del terreno (PST) y los parámetros usados para derivarlos son ajustados en forma iterativa hasta que la máxima exactitud es lograda.

La selección de píxeles del mapa para ajustar el modelo de regresión se realizó a partir de la obtención de muestras aleatorias de puntos del mapa de geomorfología existente para usarlos para entrenar el modelo, asumiendo que el mapa tiene absolutamente la misma calidad en todas las partes del área. Para esto, se colocaron píxeles de entrenamiento a lo largo de ejes centrales de los polígonos de interés; los ejes centrales se derivaron en SAGA, a partir de polígonos sobre los que se extrajeron líneas y se derivaron mapas de distancias “buffer”.

Los pasos anteriores permitieron realizar una validación de la clasificación no supervisada obtenida, al confrontar el mapa de geomorfología disponible en formato digital para las zonas piloto y las predicciones de las unidades del terreno, mediante el

cálculo del *índice kappa de coincidencia*, el cual da una medida de la exactitud de la clasificación.

Figura 2-4: Extracción supervisada de clases geomorfológicas (aproximación basada en un sistema experto/estadístico)



Fuente: (Hengl, 2009)

Adicionalmente, los resultados de las formas del terreno obtenidas mediante clasificación no supervisada convertidas en formato “kml” fueron superpuestas en las imágenes del globo virtual Google Earth, la cual mediante la aplicación de un determinado porcentaje de transparencia permite confrontar los límites de las unidades del paisaje discernibles en la imagen, las cuales se complementan con fotografías obtenidas en las visitas de campo realizada en algunos sectores del área de estudio.

- Selección del método de clasificación y clasificación del área de estudio

Los métodos de clasificación aplicados se compararon y se seleccionó el más apropiado de acuerdo con el mapa de geomorfología disponible en el área de estudio. Este método se aplicó en toda el área de estudio para cada uno de los tres DEMs utilizados.

- Documentación del método de clasificación de las formas del terreno

De acuerdo con los resultados encontrados en los pasos anteriores, se sintetizó el método de clasificación de las formas del terreno apropiado para el área de estudio analizado y se establecen las conclusiones y recomendaciones pertinentes.

3. Resultados

Los resultados se presentan de acuerdo con el modelo conceptual de la figura 2-3. Se realizó una caracterización de los DEMs y de los parámetros básicos del terreno en toda el área de estudio, para definir con cuál de los tres DEMs se realizarían análisis específicos en las tres zonas piloto, y determinar el método de clasificación de las formas del terreno, la cual posteriormente se extrapola al área de estudio.

3.1 Análisis exploratorio de los datos

La resolución espacial de los datos de elevación provenientes de los DEMs adquiridos en el año 2011, es de 30,82 m en los DEM-SRTM1” y DEM-ASTER, para el DEM-SRTM3” esta característica es de 92,46 m (Tabla 3-1). El DEM-SRTM es una base de datos global de la topografía de la tierra obtenido mediante la técnica de interferometría con radar de apertura sintética (InSAR), mientras del DEM-ASTER está basado en el método de estereo-correlación automatizada de imágenes adquiridas con sensores que captan las longitudes de onda del visible y el infrarrojo cercano. (Jacobsen, K., 2005).

Tabla 3-1: Características de los DEMs analizados

DEM	Fuente	Espaciamiento (m)	Fecha de adquisición
SRTM3”	CIAT	92,457	15-mar-2011
SRTM1”	IGAC	30,819	26-abr-2011
ASTER	NASA	30,819	1-abr-2011

Con relación a las componentes horizontales del área de estudio se encuentran tamaños de los cuadrángulos DEMs, con dimensiones de 29,31 km x 39,15 km en el DEM SRTM3” de arco y 30,20 km x 40,25 km en los DEMs SRTM1” y ASTER; lo anterior debido a las diferencias en el tamaño del pixel en el proceso de recorte con el cuadrángulo de la región de estudio en formato raster (Tabla 3-2).

Tabla 3-2: Coordenadas en la región de estudio

Imagen	X-Mínimo	X-Máximo	Y-Mínimo	Y-Máximo	Extensión
SRTM3"	1045112.486	1074422.486	739703.322	778853.322	29,31x39,15
SRTM1"	1045052.486	1075255.106	739703.322	779952.936	30,20x40,25
ASTER	1045052.486	1075255.106	739703.322	779952.936	30,20x40,25

Los DEMs SRTM y ASTER fueron vectorizadas para obtener un listado de elevaciones en formato "txt", el cual fue subido al software R para el análisis descriptivo (Tabla 3-3) y el modelamiento de los semivariogramas.

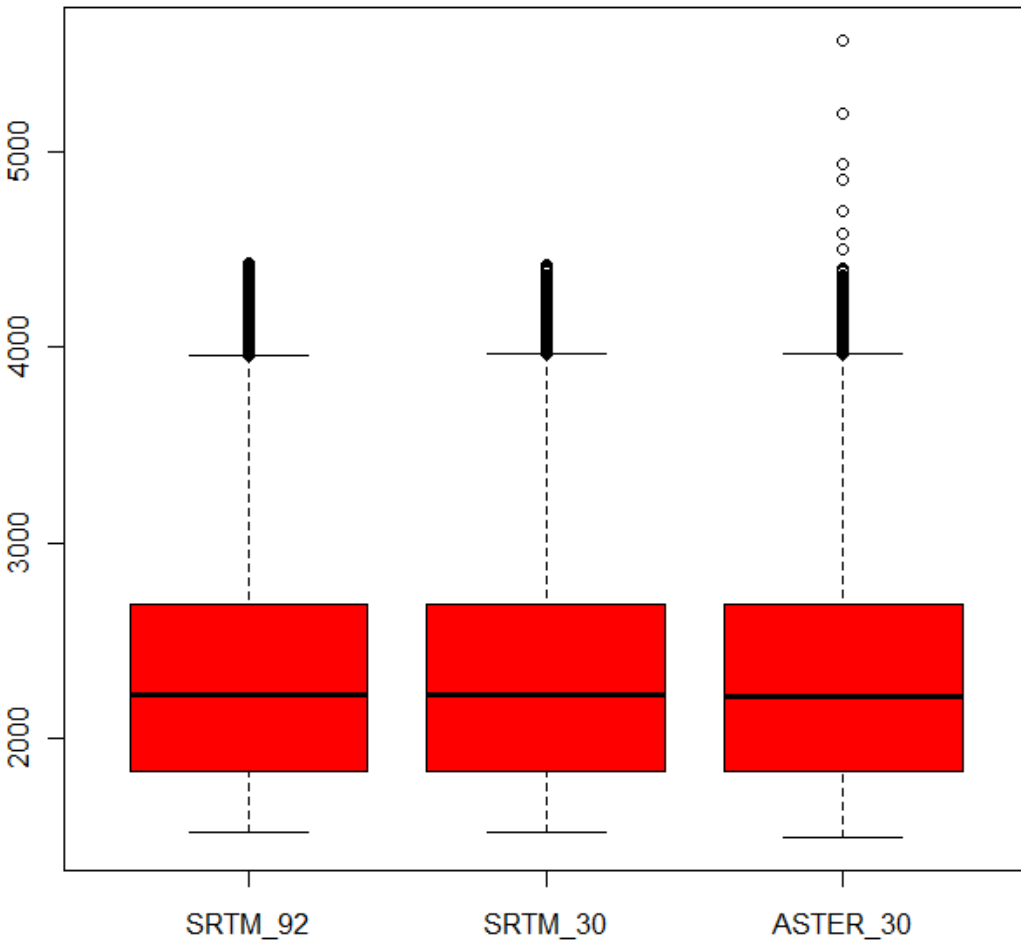
Tabla 3-3: Estadísticos de las elevaciones

DEM	Media (m)	Sd (m)	CV(%)	Min (m)	Mediana (m)	Máx (m)	Sesgo	Curtosis	n
SRTM3"	2336,2	561,8	24,05	1522	2220	4423	0.92	3.29	142572
SRTM1"	2209,6	486,8	22,03	1515	2103	4451	1.23	4.45	1048575
ASTER	2205,9	487,3	22,09	1481	2102	6096	1.23	4.47	1048575

La elevación varió entre 1522 m y 4423 m con un promedio de 2336,2 m en el DEM SRTM3"; entre 1515 m y 4451 m con media de 2209,6 m en el DEM-SRTM1" y entre 1481 m y 6096 m con media de 2205,9 m en el DEM-ASTER; por lo que el DEM SRTM de 3" de arco tiene en promedio, mayores elevaciones, si bien, ASTER presenta valores altos en el extremo derecho de la distribución. Como se observa el DEM ASTER muestra valores máximos que no corresponden a la realidad, ya que en el área de estudio las mayores alturas se encuentran en el volcán Puracé, a 4640 msnm (IGAC, 2009). La simetría y forma de las distribuciones de la elevación, medidas con el coeficiente de sesgo y curtosis, muestran que el DEM SRTM3" es el más cercano a un comportamiento de distribución normal. El tamaño del pixel en cada imagen, se evidencia en el número de datos analizados (n), siendo más alto en los DEMs SRTM de 1" de arco y ASTER, por lo que requerirán mayor tiempo en el cálculo de parámetros del terreno.

El diagrama de cajas y bigotes, resume la distribución de las elevaciones en cinco estadísticos: mínimo, primer cuartil, mediana, tercer cuartil y máximo valor (Figura 3-1).

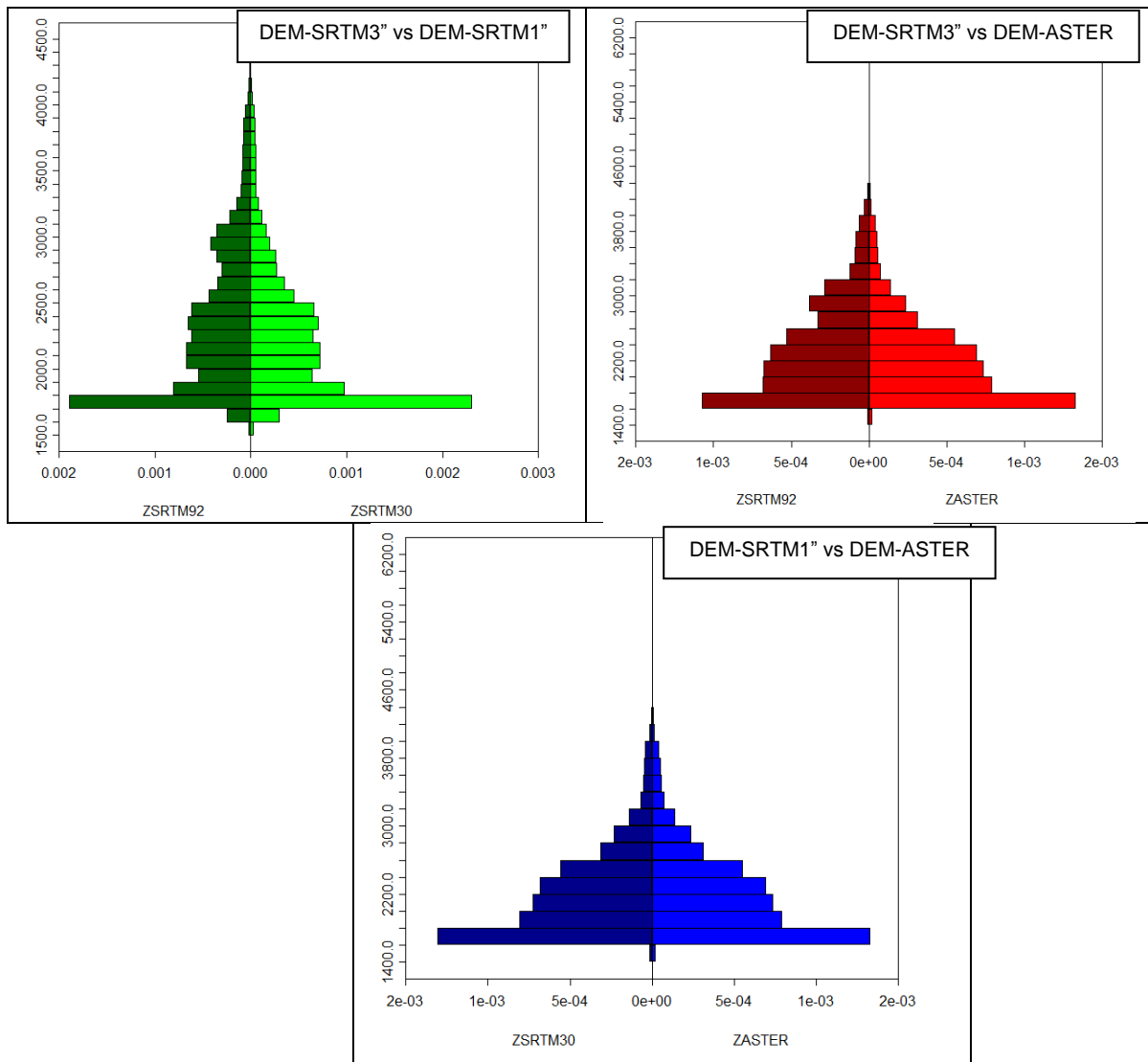
Figura 3-1: Distribución de la elevación de los DEMs



Los diagramas de cajas muestran una distribución de las elevaciones con sesgo positivo y valores altos en los extremos derechos, que son más significativos en el DEM ASTER, indicando la presencia de elevaciones inusuales debido al escaso número de imágenes libres de nubes disponibles para el proceso de correlación automática de imágenes (Hartemink y McBratney, 2009).

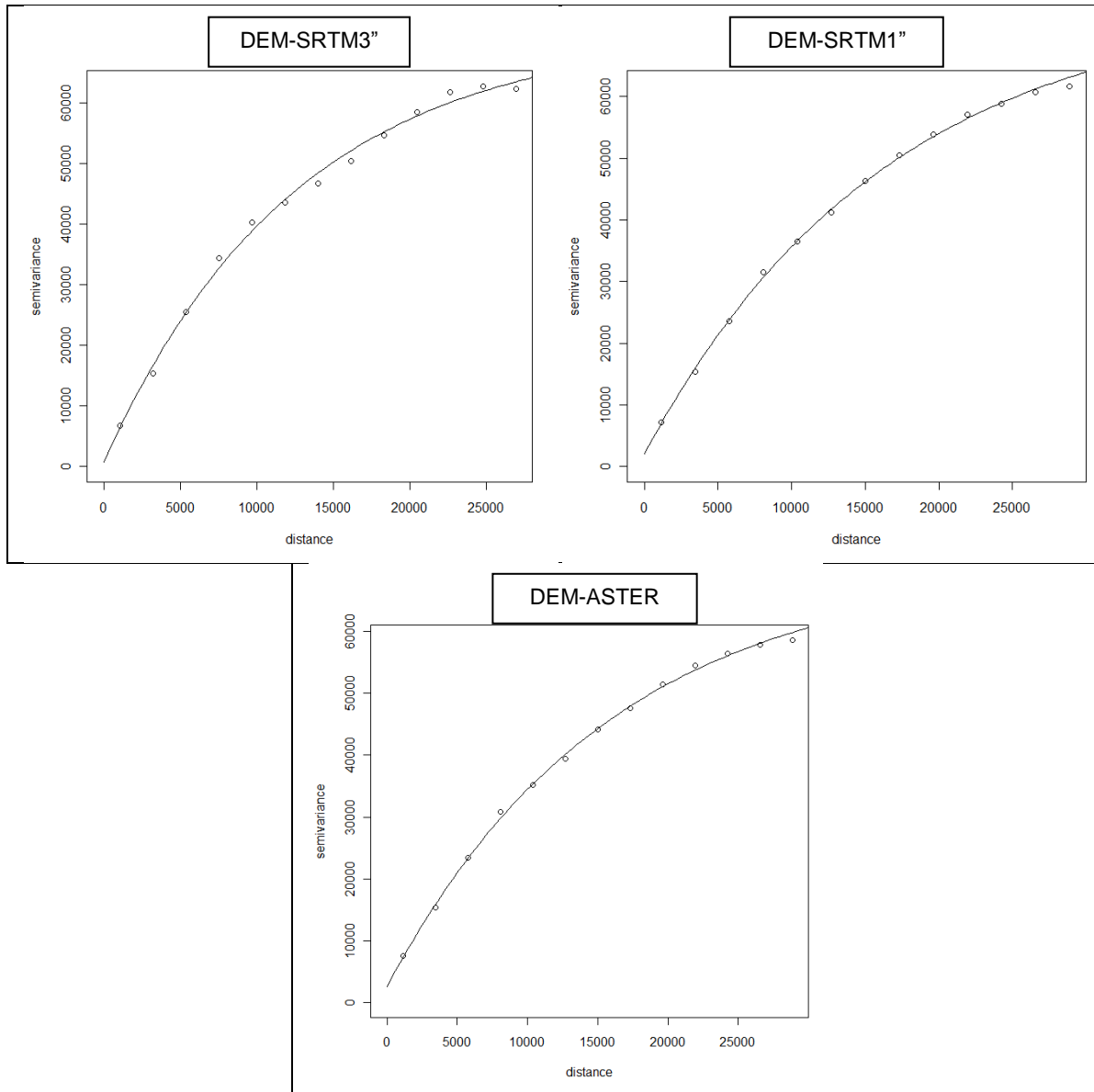
Las distribuciones de las elevaciones también se representan mediante la comparación de histogramas de frecuencia (Figura 3-2). Para determinar si los histogramas son significativamente diferentes, se aplicó la prueba no paramétrica de Kolmogorov-Smirnov; obteniendo que las distribuciones de la elevación entre los DEM analizados no difieren significativamente, tal como se obtuvo con las siguientes comparaciones: DEM-SRTM3" y DEM-SRTM1" ($D=0,2$ y $p\text{-value}=0,594$); DEM-SRTM3" y DEM-ASTER ($D=0,2$ y $p\text{-value}=0,139$); DEM-SRTM1" y DEM-ASTER ($D=0,2$ y $p\text{-value}=0,139$). Esto corrobora la presencia de valores extremos solamente en el rango superior del DEM-ASTER.

Figura 3-2: Histogramas de frecuencias de las elevaciones



Un variograma experimental es un gráfico que muestra el cambio entre las diferencias al cuadrado de las elevaciones (semivarianza) y la distancia entre parejas de puntos correspondientes. Se espera encontrar pequeñas diferencias a distancias cortas y una semivarianza estable (igual a la varianza global) a distancias grandes (Hengl, 2009). Los variogramas experimentales se ajustan con modelos de variograma teóricos para determinar los parámetros que determinan la autocorrelación espacial (Figura 3-3).

Figura 3-3: Ajuste de semivariogramas teóricos



El modelo de semivariograma teórico ajustado corresponde al modelo “Matern”, esta curva se ajusta mejor a las parejas de semivarianzas de los DEM-SRTM1” y DEM-ASTER al pasar muy cerca por la mayoría de los puntos, pero en el DEM-SRTM3” en una zona comprendida entre distancias de 10000 a 20000 m, los puntos tienen una ligera concavidad, en la que la curva de ajuste sobrestima estos valores. Los parámetros del ajuste se indican en la tabla 3-4.

Tabla 3-4: Parámetros de los semivariogramas teóricos ajustados

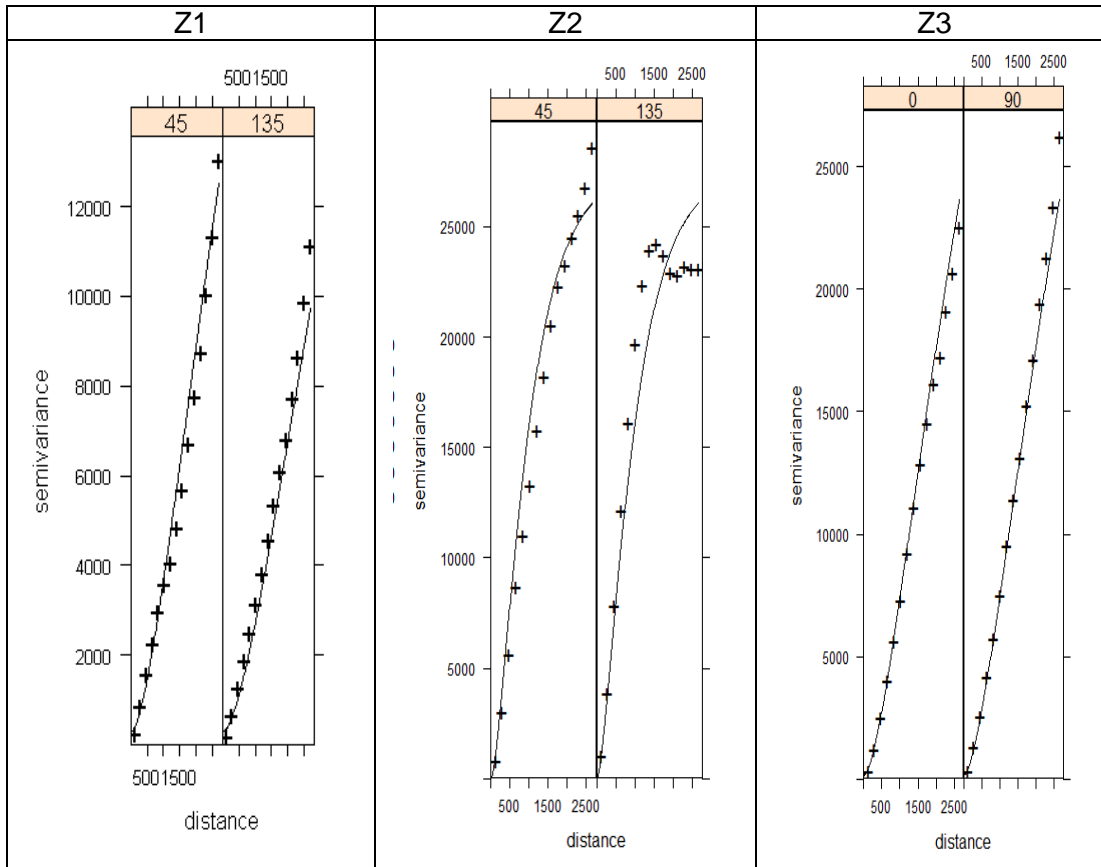
DEM	Var. Pepita (m ²)	DesvEst. Pepita	Silla Parcial (m ²)	Rango (m)	Silla Total (m ²)	Error MPCressie	Pepita/Silla Total (%)
SRTM-3"	685,8	26,2	71287,5	12615,9	71973,3	9793,5	0,95
SRTM-1"	2012,4	44,9	73989,5	16487,7	76001,9	2644,4	2,65
ASTER	2616,2	51,2	68447,5	15963,4	71063,7	2977,5	3,68

Entendiendo el efecto pepita como el error de medición ó aleatorio de cada una de las elevaciones modeladas, se encuentra que el DEM-SRTM3" es el que presenta un menor error de medición, debido a que la versión utilizada, CGIAR-CSI (Consortium for Spatial Information of the Consultative Group for International Agricultural Research) ya ha sido pos-procesada. El DEM-ASTER tiene el mayor efecto pepita lo cual indica que requiere un mayor trabajo de pre-procesamiento para su utilización como lo sugiere Hengl (2009).

La dependencia espacial es muy fuerte hasta distancias de 12,6 km, 16,5 km y 16 km en los DEMs SRTM3", SRTM1" y ASTER respectivamente. El mejor ajuste, determinado por el menor error obtenido por mínimos ponderados de tipo Cressie, corresponde al DEM-SRTM1", mostrando que la elevación varía suavemente en el área de estudio, a diferencia del DEM-SRTM3" donde en algunas partes del semivariograma se presentan subestimaciones y en otras sobrestimaciones como se observa en la figura 3-3.

Por otra parte, también se generaron variogramas direccionales de las mediciones de elevaciones, en cada una de las tres zonas piloto, pero solamente con el DEM-SRTM1" (Figura 3-4).

Figura 3-4: Ajuste anisotrópico de un modelo de variograma para datos de elevación basados en la imagen SRTM de 1" de arco



Las gráficas de los variogramas dan una clara muestra del cambio de la semivarianza en cada dirección, evidenciando estructura de autocorrelación espacial, con los parámetros mostrados en la tabla 3-5.

Tabla 3-5: Parámetros de los semivariogramas en las zonas piloto

Zona	Modelo	Pepita	Silla Parcial	Rango	Angulo	Anisotropía	Sd(Pepita)	Sd(Silla)
1	Bes	276,09	34406,54	3734,16	135	0,8	16,6	185,5
2	Bes	0	27449,99	668,89	45	1,0	0	165,7
3	Bes	156,47	51211,52	2306,64	90	1,0	12,51	226,30

Los resultados de la tabla anterior muestran que la elevación varía suavemente en las áreas de trabajo, aspecto que es típico de conjuntos de elevaciones, como lo indica Hengl (2009). La varianza pepita ayuda a determinar la cantidad de filtrado necesario para reducir objetos artificiales ó erróneos en el DEM de referencia; encontrándose un

mayor valor en la zona de estudio 1. Las relaciones nugget/silla variaron entre 0 y 9% indicando una fuerte correlación espacial (Kravchenko, 2003).

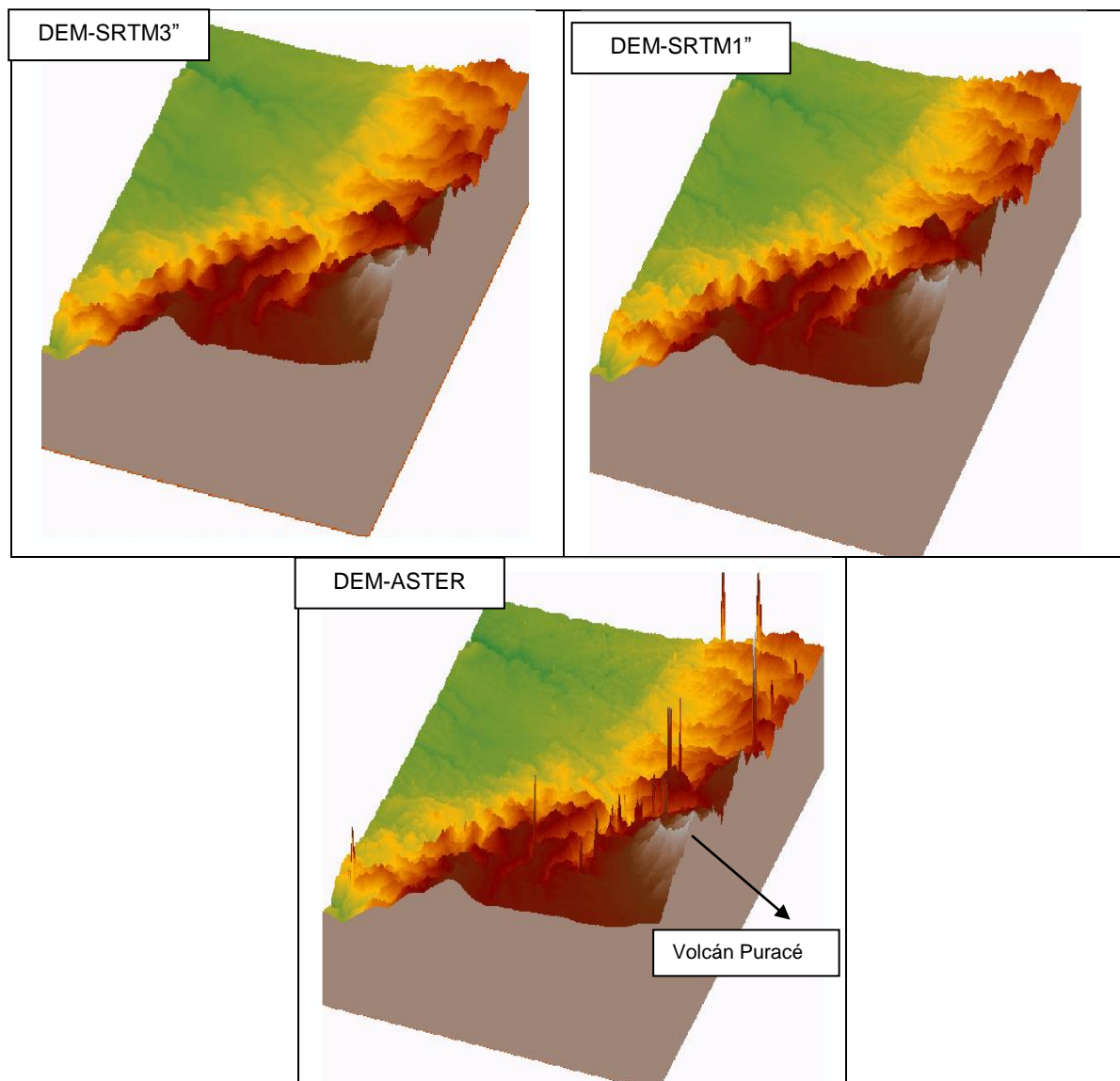
El enfoque geoestadístico mostró que el modelo de semiovariograma teórico ajustado al DEM-SRTM 3", fue el de mínimo error cuadrático ponderado, con un valor de desviación estándar pepita de 26,2 m, y el de mayor incertidumbre en el origen es el DEM-ASTER con una desviación estándar pepita de 51,15m. El DEM SRTM-1" evaluado en las tres zonas piloto tiene un error en el origen (efecto pepita) máximo de 17 m.

3.2 Exactitud por análisis comparativo de los DEMs

La visualización de los valores de elevación cuya distribución univariada se presentó en el análisis exploratorio, se realizó en el software LISA-BASIC (Gottfried, 2003) (Figura 3-5).

Las vistas en 3D muestran valores puntuales más altos que los vecinos en el DEM ASTER, éstos valores extremos se distribuyen en varias partes de la cordillera central del área de estudio, por lo que este DEM requiere el mayor tratamiento de suavizado de las tres imágenes, antes de utilizarla como entrada en procesos de modelamiento espacial. (Hengl, 2009). Los DEMs SRTM son similares y muestran que las mayores alturas se encuentran localizadas hacia el sureste de la región de estudio, alrededor del volcán Puracé.

Figura 3-5: Vista en 3D de los DEMs



Utilizando el módulo DEMANAL del programa BLUH, se compararon entre sí las tres imágenes en las condiciones “sin” y “con” filtrado, con los resultados que se presentan en las tablas 3-6 y 3-7.

Tabla 3-6: Comparación entre los DEMs (sin filtrado)

DEM	RMSZ (m)	SZ
ASTER vs SRTM-1"	14.93	$10.95 + 20.942 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$
ASTER vs SRTM-3"	16.04	$10.43 + 31.350 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$
SRTM-3" vs SRTM-1"	11.02	$4.41 + 43.083 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$

Teniendo en cuenta como DEM de referencia, las elevaciones SRTM-1", se encuentra una mayor discrepancia en el DEM ASTER, con diferencias promedio en la elevación de 14,9 m. EL DEM-SRTM-3" presenta una menor diferencia (11,02 m), por lo que se considera que las elevaciones de los DEMs SRTM son más parecidas. Al tener en cuenta la inclinación del terreno, se encuentra que para inclinaciones hasta de 15° la imagen ASTER tiene mayor error que la imagen SRTM-3", situación que se invierte para pendientes superiores a 15°, lo anterior debido al efecto de la inversión y acortamiento del relieve del DEM-SRTM obtenido mediante técnica radar (Büyüksalih et al., 2004).

Los resultados de la condición "con" filtrado, donde se pasó un filtro de la media, muestran que a pesar de que el error cuadrático promedio se disminuye, al considerar el efecto de la pendiente en el error vertical, se encuentra una disminución sólo en el DEM-ASTER, pero permanece casi igual en el DEM-SRTM3", lo cual indica que el filtrado es más efectivo en el DEM-ASTER (Tabla 3-7).

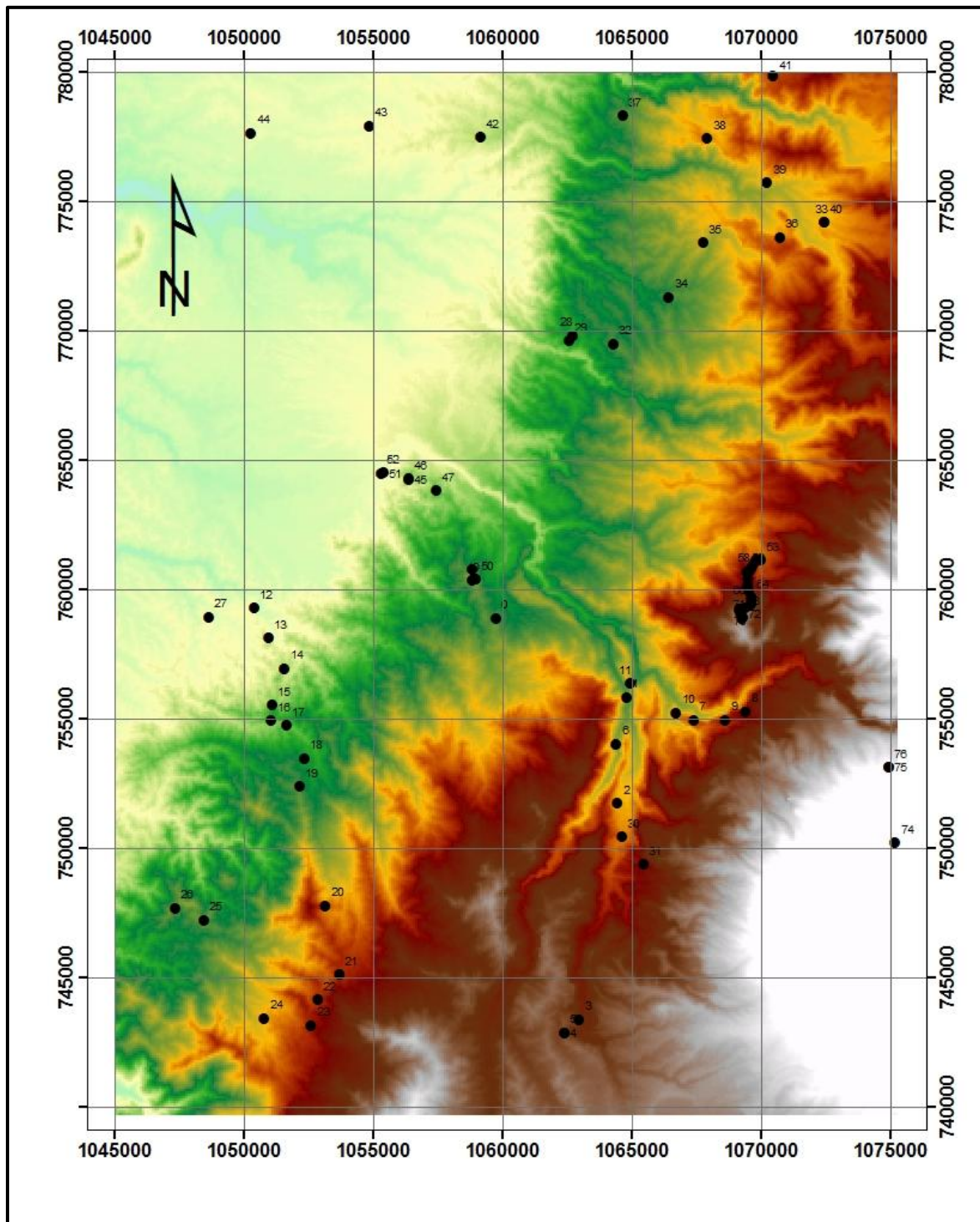
Tabla 3-7: Comparación entre los DEMs (con filtrado)

Imagen	RMSZ	SZ
ASTER vs SRTM-1"	11.97	$9.85 + 14.439 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$
ASTER vs SRTM-3"	12.48	$9.80 + 20.372 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$
SRTM-3" vs SRTM-1"	8.28	$4.54 + 41.678 * \text{TAN}(\text{SLOPE})$

Mediante puntos de control GPS en modo estático obtenidos durante las visitas de campo y algunos disponibles en el Inventario de la red vial secundaria del Cauca dentro del programa Plan Vial del Ministerio del Transporte (Mintransporte, 2010), se obtiene una estimación de la exactitud de los tres DEMs. La disposición de los puntos de control se encuentra en la figura 3-6.

Los puntos GPS siguen las trayectorias de las vías que comunican la ciudad de Popayán con la cabecera municipal de Sotaró hacia el suroeste del área de estudio; la carretera Popayán – Coconuco – Paletará en la zona suroeste del área de estudio y la vía Popayán – Totoró en la zona noreste del área de estudio.

Figura 3-6: Distribución de los puntos de control GPS en el área de estudio



Con la capa de puntos de control como referencia, se obtiene en el módulo DEMANAL del software BLUH, (Jacobsen, 2010), la exactitud de los DEMs analizados a partir de la

altura geoidal obtenida con el sistema GPS. El programa anotado permite comparar un DEM con otro de referencia sin necesidad de que éstos tengan la misma resolución espacial, como en este caso, donde se tiene una distribución irregular de puntos de control. Los resultados se indican en la tabla 3-8.

Tabla 3-8: Comparación DEMs a partir de puntos de control

Error de las diferencias	DEM obtenido por interpolación de puntos de control GPS comparado con:					
	Iteración 1			Iteración 2		
	SRTM3"	SRTM1"	ASTER	SRTM3"	SRTM1"	ASTER
RMSZ (m)	30,89	27,65	34,66	10,92	10,61	12,03
Sesgo	-28,83	-25,49	-31,72	0,77	0,68	1,46
RMSZ (*)	11,08	10,73	13,96	10,89	10,59	11,94
SZ	32,12 – 11,44tan(α)	29,13 – 13,34tan(α)	34,59 + 2,67tan(α)	9,67+ 7,05tan(α)	7,12 + 20,57tan(α)	(**)
Z*	-17,95-0,0049Z	-17,22-0,0037Z	-13,12-0,0089Z	3,25-0,00095Z	3,91-0,00095Z	(**)

RMSZ: Raíz media cuadrática de la diferencia de alturas - (*): Sin sesgo – SZ: Desviación estándar de la altura – Z*: Diferencia de la escala vertical - (**): Sin datos de salida del programa por error de punto flotante

En una primera aproximación se encuentran sesgos o errores sistemáticos en las alturas de -29 m, -25 m y -32 m en los DEMs SRTM3", SRTM1" y ASTER respectivamente, posiblemente debido a grandes diferencias en la escala horizontal y vertical con el DEM-GPS de referencia; éste efecto es removido en una segunda iteración, reduciéndose en 0,77 m, 0,68 m y 1,46 m respectivamente, para obtener un error medio cuadrático en las diferencias de alturas comprendidos entre 10,59 m y 11,94 m, correspondiendo el menor valor al DEM-SRTM1". Al tener en cuenta la inclinación del terreno en la raíz media cuadrática de las diferencias de alturas, se encuentra una reducción a 9,67 m en el DEM-SRTM3" y 7,12 m en el DEM-SRTM1". Los anteriores cálculos fueron obtenidos para diferencias máximas de alturas de 50 m; debido a que esta tolerancia no permitió conocer el efecto de la inclinación del terreno en una segunda iteración la cual remueve el sesgo, en el DEM-ASTER, se encontró para una diferencia máxima de alturas de 100 m, un error cuadrático medio de alturas del DEM-ASTER de 19,2 m.

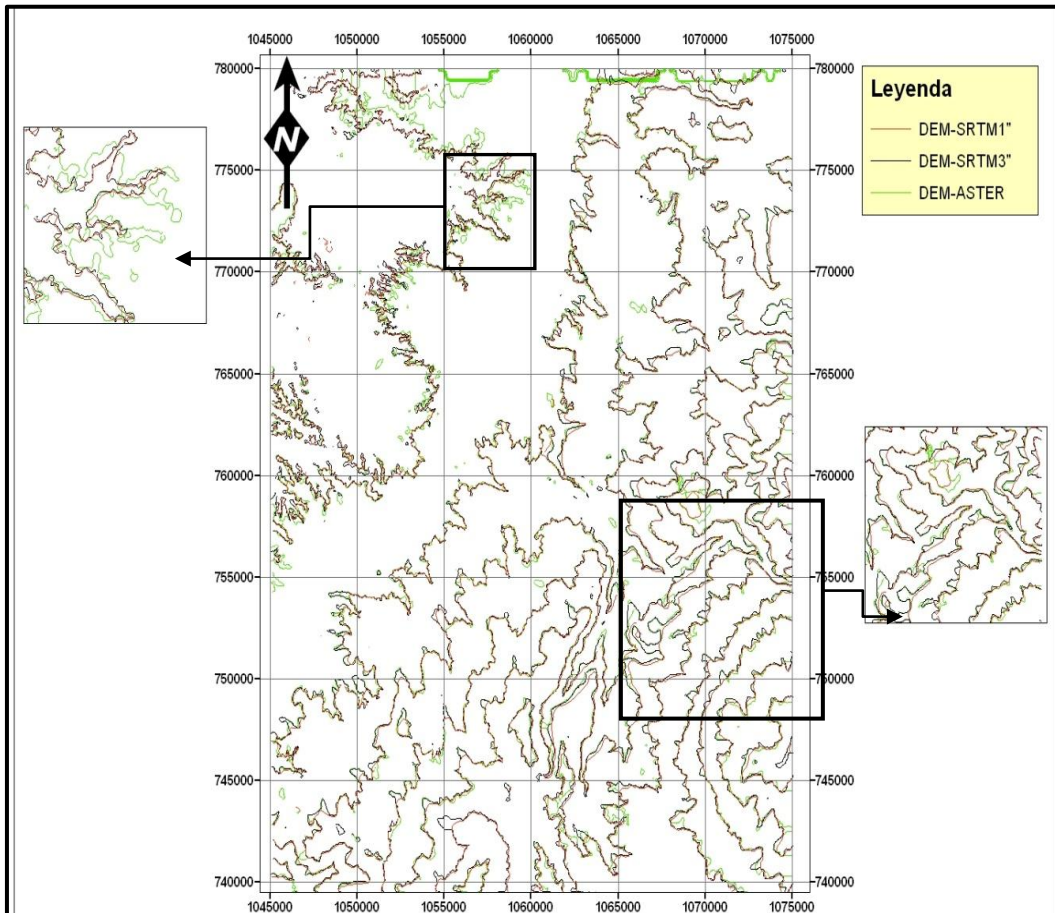
Este análisis mostró que desde el punto de vista de la exactitud, evaluada en toda el área de estudio, el mejor DEM es el DEM-SRTM1", al tener el menor error cuadrático medio de las diferencias de alturas (10,6 m sin el efecto de la inclinación del terreno y 7,12 m en el otro caso), comparado con puntos de control GPS. Büyüksalih et al. (2004), reporta errores en zonas montañosas de Turquía del orden de 2,5 m a 3,7 m, después de

remover el error sistemático de las alturas o sesgo, lo cual es un indicador de la buena exactitud de los modelos de elevación SRTM.

Con el objeto de obtener rasgos morfológicos generales, se obtienen líneas de contorno con espaciamiento cada 250 m, en el software LISA-BASIC, con los resultados indicados en la figura 3-7, en la que se muestran las curvas superpuestas para facilitar su comparación.

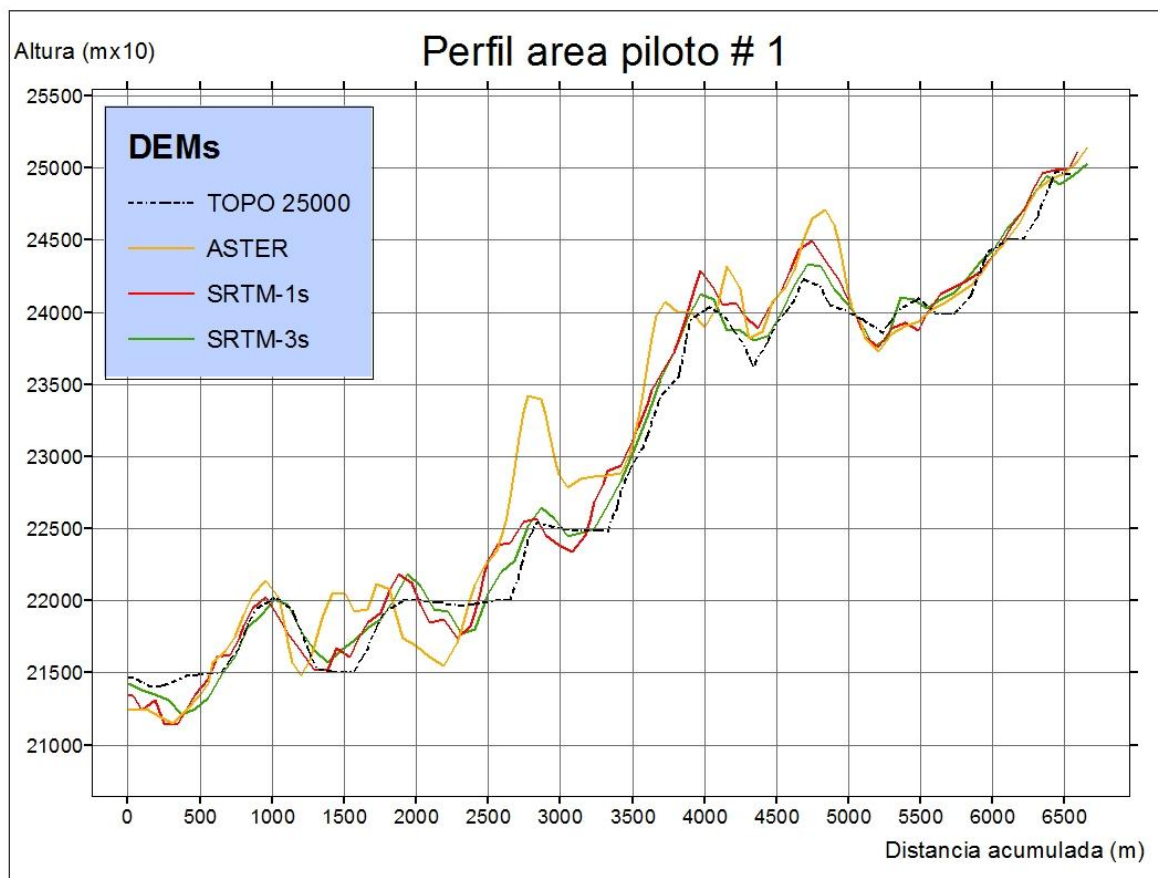
Las mayores discrepancias entre curvas de nivel se presentan entre las curvas de nivel interpoladas desde los DEMs SRTM-1" y ASTER; diferencias que se acentúan principalmente en la zona plana, lo cual puede ser debido a la limitada exactitud en áreas abiertas y planas de ASTER según se reporta por Büyüksalih et al. (2004). En la zona montañosa, las curvas de nivel interpoladas desde el DEM SRTM-3" muestran mayor nivel de generalización que las obtenidas con el DEM SRTM-1".

Figura 3-7: Comparación de curvas de nivel cada 250 m con interpolación de elevaciones



Finalmente, se compararon las tres fuentes DEMs mediante dos secciones transversales obtenidas en la zona noreste y suroeste del área de estudio. En la zona noreste, donde se cuenta con información de curvas de nivel a escala 1:25000, se establecieron diferencias entre las secciones transversales obtenidas desde los tres DEMs analizados y la sección obtenida del DEM-TOPO, obtenido por interpolación desde curvas de nivel a escala 1:25000, (Figura 3-8).

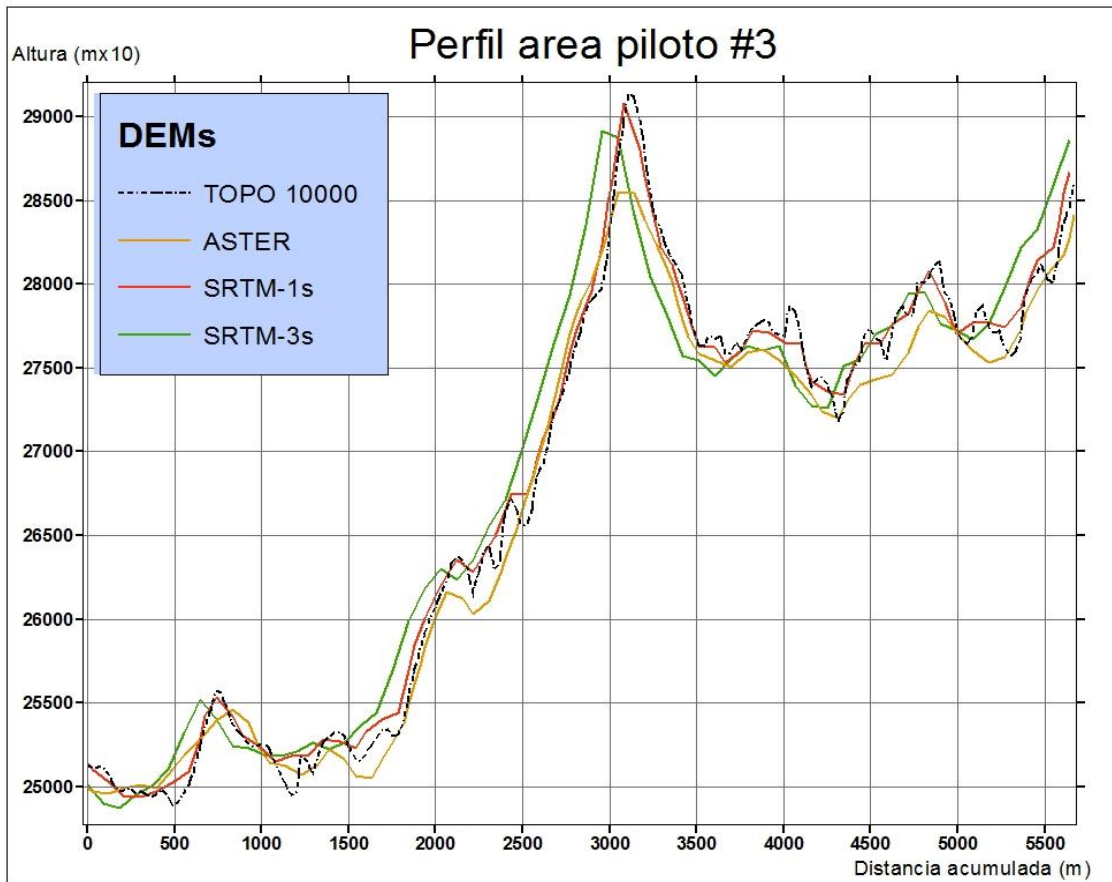
Figura 3-8: Comparación de las secciones transversales en los tres DEMs respecto al DEM elaborado a partir de curvas de nivel a escala 1:25000



El error cuadrático promedio de las diferencias respecto al DEM-TOPO que sirvió como referencia es de: 33,10 m para el DEM-ASTER; 17,98 m para el DEM-SRTM1" y 11,70 m para el DEM-SRTM3"; teniendo el DEM-SRTM3" la mejor exactitud, como se puede observar en la figura 3-8, al presentar la curva de color verde de este DEM, mayor cercanía al trazado de la curva segmentada de color negro del DEM-TOPO.

En la zona sureste, donde se tienen curvas de nivel a escala 1:10000, se realizó el mismo análisis comparativo de las secciones obtenidas de los tres DEMs analizados y la sección obtenida del DEM-TOPO obtenido por interpolación desde las curvas de nivel a la escala indicada, (Figura 3-9).

Figura 3-9: Comparación de las secciones transversales en los tres DEMs respecto a contornos 1:10000

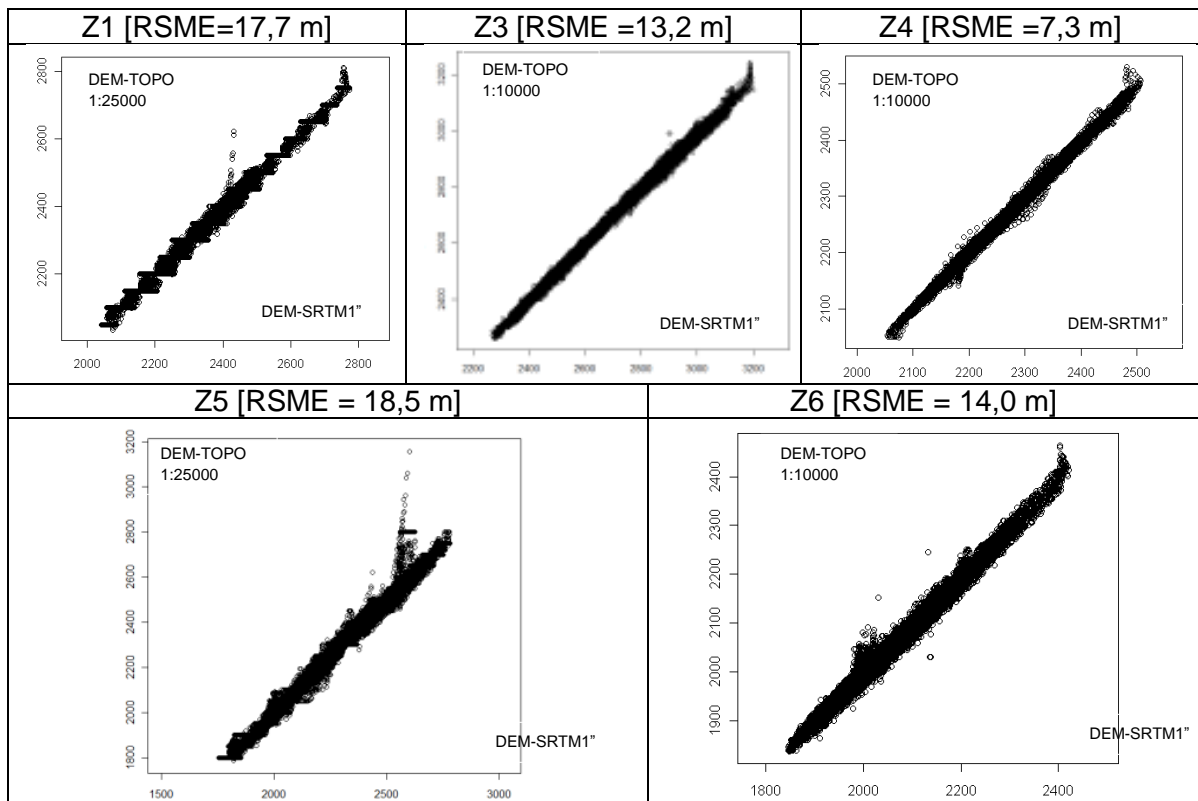


El error cuadrático promedio respecto a la sección obtenida a partir de la interpolación de curvas de nivel 1:10000 (DEM-TOPO) es de: 30,40 m para el DEM-SRTM3"; 17,8 m para el DEM-ASTER y 9,78 m para el DEM-SRTM1". Comparado con los resultados encontrados en el análisis anterior a escala 1:25000 (figura 3-8), se encontró que el error en las diferencias de elevación, es menor en los DEMs SRTM1" y ASTER, debido al mejor nivel de detalle de la escala 1:10000; pero en esta zona piloto, el error en el DEM-SRTM3" se incrementó, posiblemente debido a la existencia de sesgo o diferencias en la componente horizontal de los puntos comparados, a juzgar por el desplazamiento a la

izquierda observado en el trazado de la curva del DEM-SRTM3” de la figura 3-9. Estudios realizados en Croacia y reportados en Hengl y Reuter (2009), muestra diferencias entre los DEMs SRTM y DEM-TOPO, resaltando que éstas pueden ser debidas a las copas de los árboles o al efecto de inversión de relieve de la tecnología radar. Munar (2010) reporta subvaloraciones del DEM-ASTER en el rango de 8 a 11 m y resalta que el DEM-SRTM de 30 m muestra más detalles que el DEM-SRTM de 90 m.

Otro cálculo del error cuadrático promedio pero solamente con el DEM-SRTM1”, se realizó en varias zonas piloto con disponibilidad de curvas de nivel, en el que se comparó con el DEM-TOPO basado en mapas topográficos, mediante interpolación “spline”; se asumió que el DEM-TOPO es el DEM convencionalmente verdadero (Figura 3-10).

Figura 3-10: Error cuadrático medio del DEM-SRTM1” en varias zonas piloto



En este análisis, realizado en zonas piloto, se encontró que el error del DEM-SRTM1” es en promedio de 18,13 m comparado con un DEM-Topográfico a escala 1:25000 y de 11,32 m comparado con un DEM-Topográfico a escala 1:10000. El error cuadrático medio vertical, de acuerdo con las especificaciones de la USGS (USGS, 2009), que

clasifica los DEMs en tres niveles de calidad; determina un RMSE de 15 m como el máximo permitido para el nivel 1 y una tolerancia de tres veces este valor, indicando que el DEM-SRTM1" de arco está cercano a esta categoría.

Como resultado del análisis comparativo de la precisión de las tres imágenes se encontró lo siguiente:

En las condiciones sin filtrar, se obtuvo las menores diferencias verticales al comparar las fuentes DEMs con el DEM-SRTM de 1" de resolución espacial; en la condición de filtrado, la anterior tendencia se mantiene. Lo anterior indica que las elevaciones SRTM de 3" y 1" tienen la mayor similitud de las tres fuentes de DEMs.

Un filtrado de las fuentes DEMs realizado con el programa Hannover RASCOR, removió el 26,11% de los puntos del DEM-ASTER, el 31.20% del DEM-SRTM1" y el 25.99% del DEM-SRTM3", estos valores son usuales pero el filtrado puede llevar a una suavización de la superficie que no es real (Arrell et al., 2007), por lo que los DEMs serán utilizados en su condición original, dado el predominio de áreas montañosas en la zona de estudio.

La evaluación de la exactitud de los DEMs respecto a los puntos de control obtenidos con GPS, permitió establecer la exactitud de los DEMs sin tener en cuenta la inclinación del terreno, así: DEM-ASTER (RMSZ~12m), DEM-SRTM3" (RMSZ=10,9m) y DEM-SRTM1" (RMSZ=10,6m), encontrándose que la incertidumbre de los DEM-SRTM en los límites de estudio es similar.

La comparación con mapas de contorno se realizó mediante perfiles obtenidos en las tres fuentes DEM y los obtenidos a partir de curvas de nivel a 1:25000 y 1:10000. El DEM-SRTM3" tiene mayor similitud con la sección topográfica a escala 1:25000 (RMSZ= 11,7 m), en cambio la comparación con una sección a escala 1:10000 muestra que el DEM-SRTM1" es más cercano (RMSZ= 9,78 m).

3.3 Análisis del terreno con los DEMs utilizados

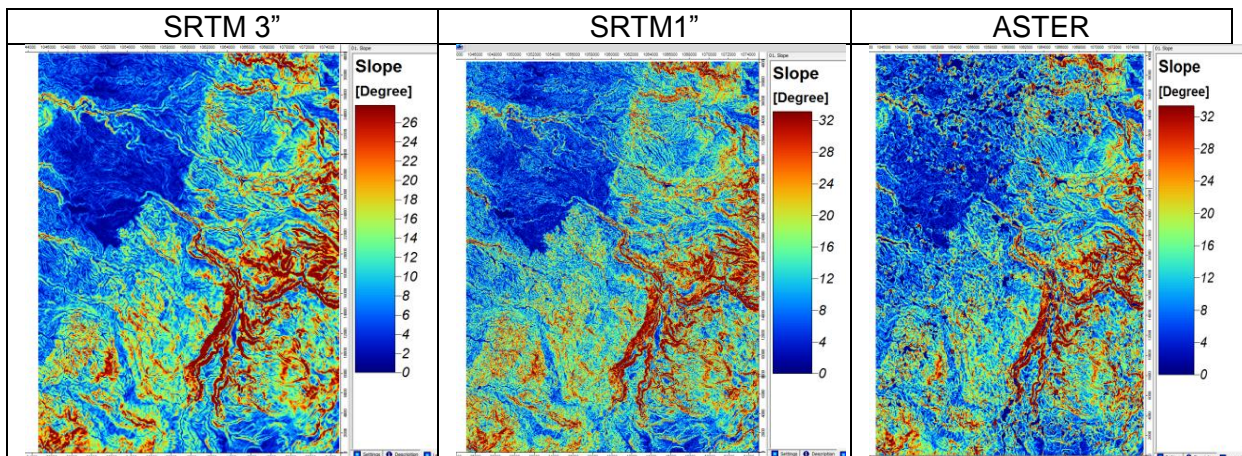
3.3.1 Pendiente

La pendiente mide la tasa de cambio de la elevación en la dirección descendente más empinada (Wilson y Gallant, 2000). Si se define la elevación (z) de un punto de la superficie del terreno como una función de la posición del punto (x, y), entonces la pendiente en el punto es función de la derivada de primer orden de la superficie en las direcciones x y y (Chang-2004).

$$(3-1)$$

Uno de los algoritmos más comunes para obtener la primera y segunda derivada de la superficie del terreno es el de Zevenbergen y Thorne (1987), donde se utilizan 9 coeficientes y 9 elevaciones y el polinomio pasa exactamente a través de todos los puntos de datos y sus coeficientes. La figura 3-11 presenta la pendiente obtenida con el algoritmo mencionado en el software SAGA.

Figura 3-11: Distribución de la pendiente en los DEMs



Las distribuciones de las pendientes tienen sesgos positivos, mostrando un comportamiento más suave en los resultados del DEM-SRTM3". En el DEM-ASTER se encuentran objetos con pendientes erróneas, concentrados en la cordillera y en la zona de la altiplanicie de Popayán, debido a los valores anómalos presentados en la figura 3-5. Las estadísticas que resumen el comportamiento de la pendiente en los tres casos se muestra en la tabla 3-9.

Tabla 3-9: Estadísticas descriptivas de la pendiente

Estadística	SRTM 3"		SRTM1"		ASTER	
	(°)	(%)	(°)	(%)	(°)	(%)
Mínimo	0	0	0	0	0	0
Máximo	58,04	162,56	83,49	876,02	88,52	3881,20
Media	11,82	21,52	14,54	27,05	14,25	27,82
Desv. Est.	7,99	15,64	9,24	20,68	9,73	46,91
CV (%)	67,6	72,7	63,5	76,4	68,3	168,6

Las alturas anómalas detectadas en el DEM-ASTER (ver figura 3-5) tienen efecto en la pendiente, mostrando valores extremos cercanos a 90°. Pero en el DEM-SRTM1" se encuentran pendientes altas (83.5°) debido al cañón del río Cauca presente en el área de estudio, comparado con la pendiente del DEM-SRTM3" donde debido al grado de generalización la pendiente máxima encontrada es de 58°.

La pendiente fue reclasificada en categorías según el estudio de suelos del departamento del Cauca (IGAC, 2009), con los resultados indicados en la Tabla 3-10.

Tabla 3-10: Clasificación de la pendiente

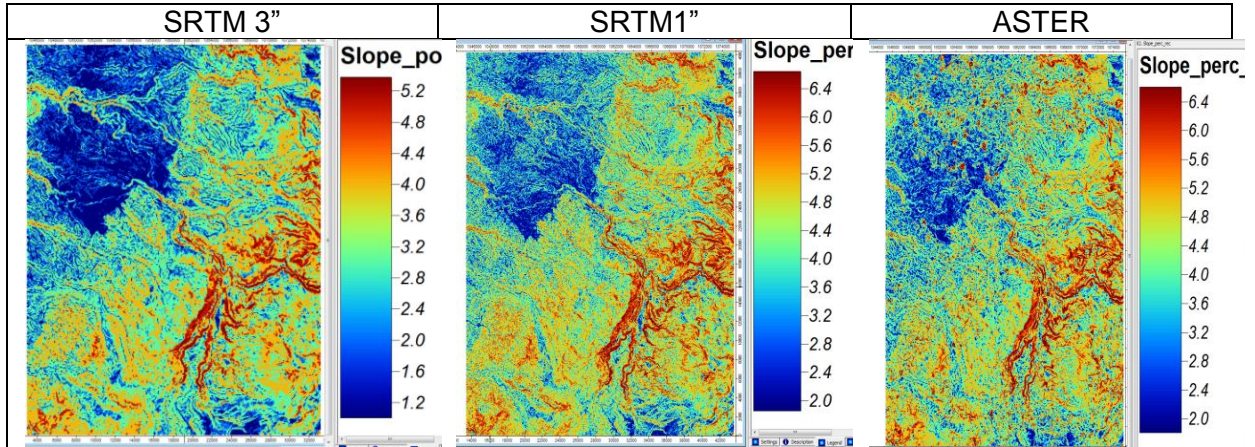
Rango	Valor	Símbolo IGAC	Descripción
0% - 3%	1	(a)	Plano
3% - 7%	2	(b)	Ligeramente Ondulado
7% - 12%	3	(c)	Moderadamente Ondulado
12% - 25%	4	(d)	Fuertemente Ondulado
25% - 50%	5	(e)	Ligeramente Escarpado
50% - 75%	6	(f)	Moderadamente Escarpado
>75%	7	(g)	Fuertemente Escarpado

Fuente: Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras del Departamento del Cauca (IGAC, 2009)

La aplicación de las clases indicadas en la tabla 3-10, se presenta en la figura 3-12.

En las tres fuentes de elevaciones, las categorías de pendiente con mayor frecuencia están en el rango comprendido entre el 12% y 25% y entre el 25% y 50%, es decir en terreno fuertemente ondulado y ligeramente escarpado.

Figura 3-12: Distribución de la pendiente según categorías del IGAC

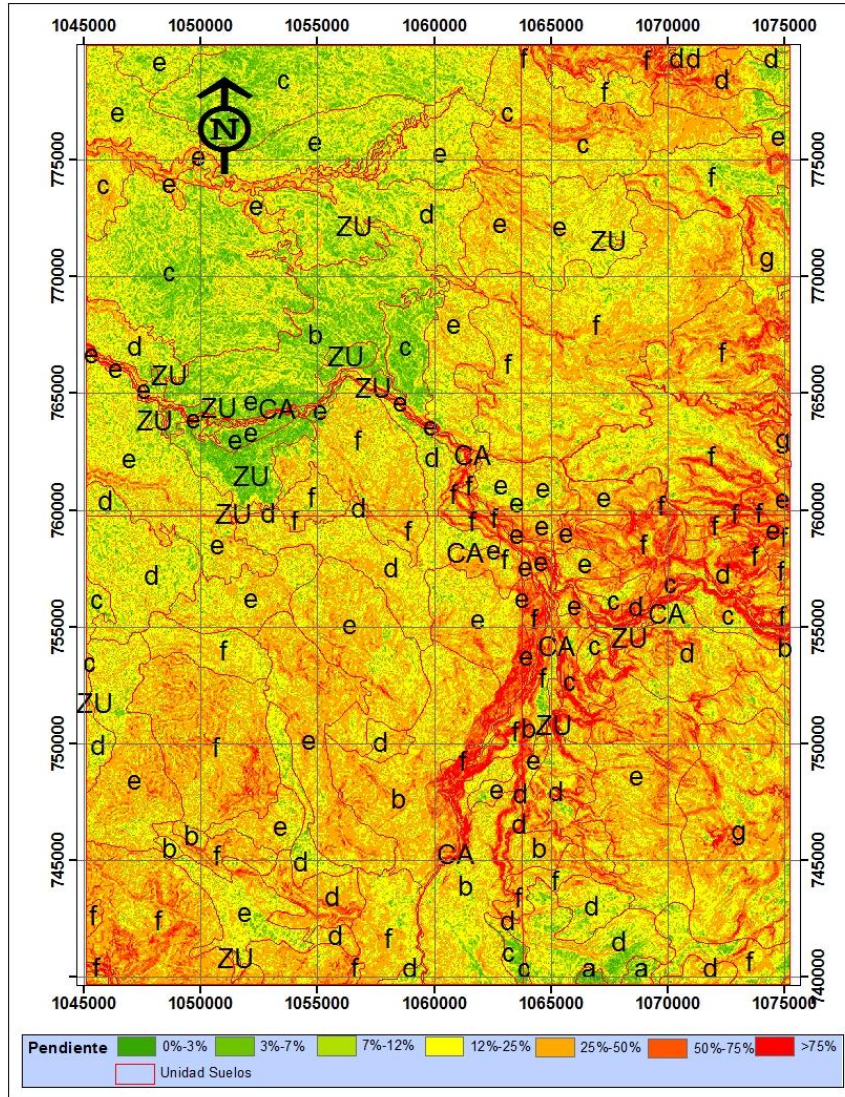


La pendiente en el área de estudio se distribuye de la siguiente manera: en el 63,1% del área del DEM- SRTM3'' se encuentran pendientes comprendidas entre el 7% y 25% siendo el rango donde está la frecuencia más alta; en los DEMs SRTM1'' y ASTER el intervalo más frecuente tiene pendientes entre el 12% y el 50% en el 67,7% y 69% del área de estudio respectivamente. Esto indica que el DEM-SRTM3'' muestra un terreno más suave con preponderancia de la clase moderadamente y fuertemente ondulado. Los DEMs restantes, muestran predominio de las clases fuertemente ondulado y ligeramente escarpado. La pendiente de la cuenca en las tres imágenes se concentra en un mayor porcentaje para valores comprendidos entre 7° y 27° correspondiente a pendientes de 12% y 50%. De la misma manera a como lo reportó Buitrago (2011), se observan mayores diferencias entre los DEMs en la zona plana del altiplano de Popayán. Por otra parte, el DEM-SRTM1'' permite establecer zonas de alta pendiente al encontrarse límites superiores mayores que el DEM-SRTM3'' donde debido a la resolución más gruesa de éste, la pendiente se suaviza más, en coincidencia con (Munar, 2010).

Una comparación de la clasificación de la pendiente según los intervalos de la tabla 3-10 en el DEM-SRTM1'' se presenta en la figura 3-13.

Las pendientes mayores (clases f y g) están asociadas a los cañones de los ríos Cauca (unidad de suelos, CA) y río San Francisco. En el noroccidente del área de estudio, donde se encuentra la ciudad de Popayán (unidad de suelos, ZU), se encuentran las pendientes más bajas.

Figura 3-13: Comparación de las clases de pendiente del DEM-SRTM1" y el mapa de suelos del área de estudio



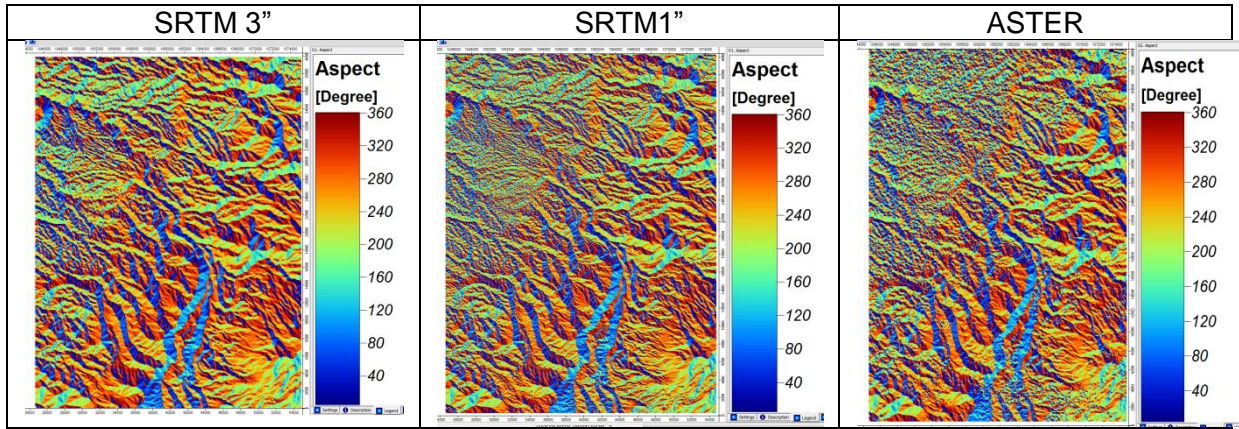
3.3.2 Aspecto

El aspecto es definido como la componente direccional del vector gradiente y es la dirección del máximo gradiente de la superficie en un punto dado (M.J. Smith et al., 2007).

(3-2)

La distribución de la orientación de la pendiente se presenta en la figura 3-14.

Figura 3-14: Distribución del Aspecto en los 3 DEMs



El aspecto se distribuye en forma bimodal en las direcciones cardinales de las tres fuentes DEMs. Las estadísticas descriptivas generales se presentan en la tabla 3-11.

Tabla 3-11: Estadísticas descriptivas del aspecto

Estadística	SRTM 3''(°)	SRTM1'' (°)	ASTER(°)
Mínimo	0,34	0,45	0,19
Máximo	360	360	360
Media	204,65	202,52	202,69
Desv. Est.	108,27	106,81	107,43
CV (%)	52,9	52,7	53,0

El valor promedio y la dispersión relativa de las tres fuentes de entrada son similares, pero como lo indica Wilson y Gallant (2000) el aspecto permite observar cambios abruptos como la disección del río Cauca. La mayor frecuencia del aspecto, corresponde a las categorías 1(0° - 45°) y las categorías 5, 6 y 7 (180° - 225°: 225°-270° y 270°-315°). Es decir, la orientación de la pendiente más frecuente corresponde a las direcciones NE, S, SW y W.

3.3.3 Curvatura

La curvatura permite determinar si la superficie es cóncava o convexa (Gallant y Wilson, 2000). Un algoritmo común para calcular la curvatura ajusta una ventana de 3x3 con una ecuación polinómica cuadrática (Zevenbergen y Thorne, 1987).

Los coeficientes A – I pueden ser estimados usando los valores de elevación en una ventana de 3x3 y el tamaño de la celda. Con los coeficientes se pueden calcular tres medidas de curvatura.

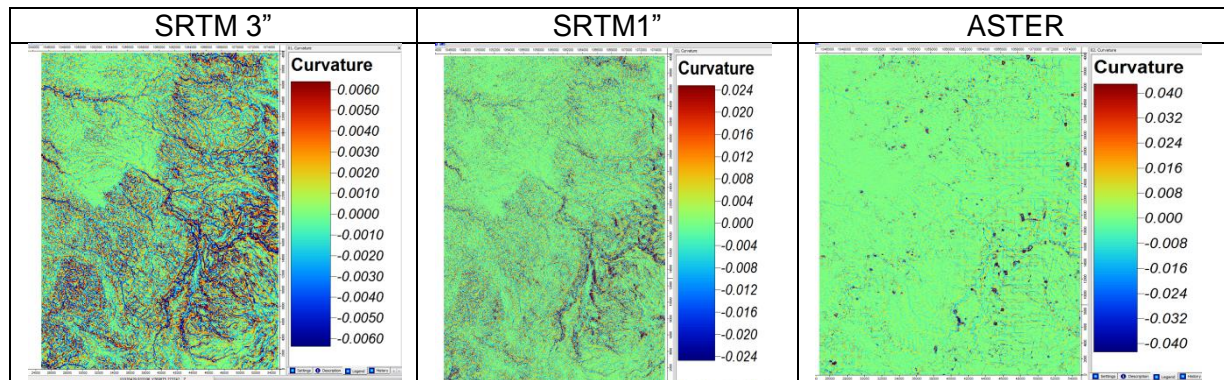
$$\text{-----} \quad (3-4)$$

$$\text{-----} \quad (3-5)$$

$$(3-6)$$

La curvatura vertical es calculada en la dirección de la máxima pendiente; la curvatura plana se calcula perpendicular a la dirección de la máxima pendiente; y la curvatura mide la diferencia entre las dos. Un valor de curvatura positivo en una celda significa que la superficie es convexa, un valor negativo significa que la superficie es cóncava y un valor cero indica que la superficie es recta (Chang, 2004). La figura 3-12 muestra la curvatura obtenida en los tres DEMs.

Figura 3-15: Distribución de la curvatura



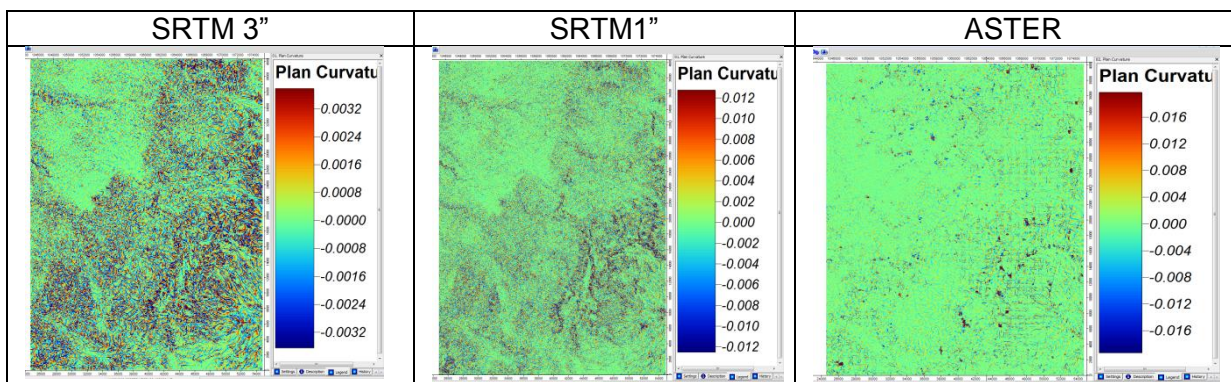
A diferencia de la pendiente la cual presenta un comportamiento sesgado a la derecha, la curvatura sigue una distribución normal, mostrando mayor contraste el DEM-SRTM3''. Las estadísticas descriptivas muestra un rango más bajo en el DEM-SRTM3'' y valores extremos más altos en el DEM-ASTER (Tabla 3-12). Este resultado es explicado por Wilson y Gallant (2000) cuando indica que cualquier error en el DEM será resaltado en el cálculo de la curvatura, debido a que este parámetro está basado en segundas derivadas, los cuales acentúan las irregularidades locales.

Tabla 3-12: Estadísticas descriptivas de la curvatura

Estadística	SRTM 3”(rad/100m)	SRTM1” (rad/100m)	ASTER(rad/100m)
Mínimo	-0.03	-0.73	-2.63
Máximo	0.04	1.11	3.28
Media	0.00	0.00	0.00
Desv. Est.	0.00	0.01	0.02

La curvatura plana es la forma de la superficie vista como si un plano horizontal cortara la superficie en el punto objetivo. Es esencialmente la curvatura de una línea de contorno a la altura z y la posición (x, y) (M.J. Smith et al., 2007). Los resultados son más discernibles en los DEMs SRTM de 3” y 1”; pero este último es sugerido por López (2006) para evitar pérdida de información de la curvatura horizontal, lo cual se aplica en este estudio al mostrar un rango de valores más amplio pero sin los valores extremos del DEM-ASTER (Figura 3-16).

Figura 3-16: Distribución de la curvatura plana en los tres DEMs



En las tres fuentes DEMs la curvatura plana muestra un comportamiento simétrico con valores negativos y positivos de la misma frecuencia. Sin embargo, los DEMs SRTM3” y SRTM1” muestran más información en las zonas montañosas de la cordillera central, con valores extremos menores que en el resultado obtenido con el DEM-ASTER. Las estadísticas descriptivas indicadas en la tabla 3-13 son:

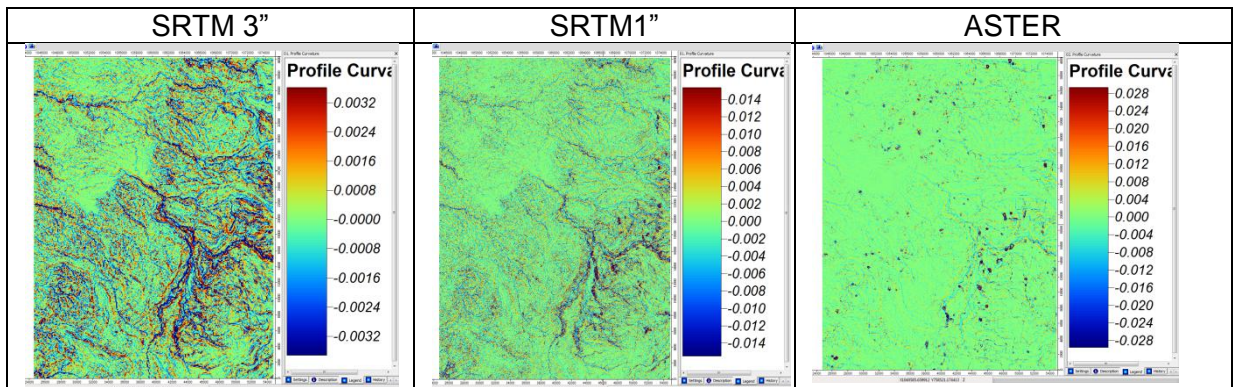
Tabla 3-13: Estadísticas descriptivas de la Curvatura Plana

Estadística	SRTM 3” (rad/100m)	SRTM1” (rad/100m)	ASTER(rad/100m)
Mínimo	-0.02	-0.49	-1.09
Máximo	0.03	0.74	1.73
Media	0.00	0.00	0.00
Desv. Est.	0.00	0.01	0.01

Tal como se indicó en la curvatura general, la curvatura plana de los DEMs SRTM muestran valores positivos y negativos en un rango más amplio que el DEM-ASTER”, por lo que contienen mayor variabilidad. La curvatura plana se usa para diferenciar entre crestas, valles y laderas (Wilson y Gallant, 2000).

La curvatura vertical representa la tasa de cambio de la pendiente en un punto de la superficie contenida en un plano vertical; es negativo si la forma es cóncava, positivo si la forma es convexa y cero si no hay pendiente (M.J. Smith et al., 2007). Los resultados se indican en la figura 3-17.

Figura 3-17: Distribución de la curvatura vertical en los tres DEMs



Al igual que la curvatura plana, la curvatura vertical muestra un comportamiento simétrico en las tres fuentes DEMs, mostrando mayor detalle en las zonas de las cuencas del río Cauca y los tributarios de la cordillera en los DEMs SRTM. Las estadísticas descriptivas se encuentran en la tabla 3-14.

Tabla 3-14: Estadísticas descriptivas de la curvatura vertical

Estadística	SRTM 3" (rad/100m)	SRTM1" (rad/100m)	ASTER(rad/100m)
Mínimo	-0.02	-0.41	-1.67
Máximo	0.02	0.62	1.68
Media	0	0	0
Desv. Est.	0	0.01	0.01

Aunque el promedio es similar en los tres DEMs, el rango es más amplio en el DEM-SRTM1" comparado con el DEM-SRTM3" resultado similar a lo encontrado por Munar (2010). En el caso del DEM-ASTER se encontró un mayor rango que el DEM-SRTM1" debido a elevaciones extremas anómalas indicadas en la figura 3-5.

Una clasificación de la curvatura según Dikau (1989) mostrada en la Tabla 1-1, permite determinar especialmente en el DEM-SRTM3" que la categoría más frecuente es la 4 (curvatura vertical y tangencial rectos) y que las categorías menos frecuentes son la 2 (curvatura vertical convexa y curvatura tangencial cóncava) y 6 (curvatura vertical cóncava y tangencial convexa). Los DEMs SRTM1" y ASTER tiene predominio de la clase 0 (curvatura vertical cóncava y tangencial cóncava) y 8 (curvatura vertical convexo y curvatura tangencial convexa), (Tabla 3-15). Esta clasificación indica la potencialidad de la curvatura vertical para diferenciar pendientes superiores (convexas) de pendientes inferiores (cóncavas) (Wilson y Gallant, 2000)

Tabla 3-15: Frecuencia relativa de la clasificación de la curvatura

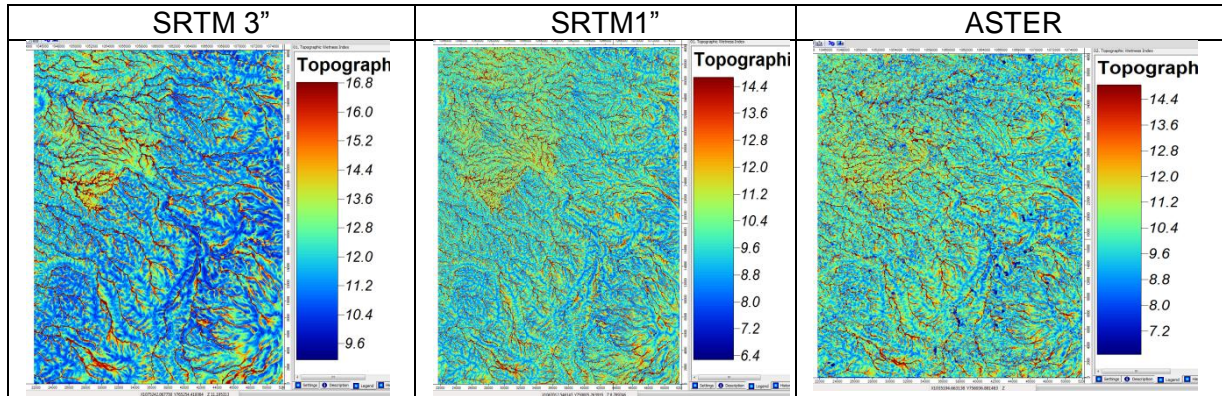
Categoría	SRTM 3" (%)	SRTM1" (%)	ASTER (%)
0	12,1	24,2	17,5
1	10,6	7,0	9,2
2	1,3	7,8	6,3
3	10,4	8,0	10,9
4	32,1	5,8	14,1
5	8,1	7,5	9,4
6	1,6	8,6	7,1
7	11,5	7,2	9,1
8	12,3	23,9	16,4
Σ=	100	100	100

Respecto a la curvatura se encuentra predominio en la masa de valores negativos (superficies cóncavas) en los tres DEMs; igualmente sucede en la curvatura plana, donde hay una tendencia a mayores valores negativos (flujo divergente) o predominio de crestas. También existe un predominio en los valores de curvatura en perfil negativos (perfil de flujo convexo) o laderas en pendiente (Hartemink y McBratney, 2009).

3.3.4 Índice topográfico de humedad (TWI)

El índice topográfico de humedad describe el efecto de la topografía en la acumulación del agua, considerando el tamaño y la posición (Wilson and Gallant, 2000). En la figura 3-18 se encuentran las distribuciones en los tres DEMs.

Figura 3-18: Distribución del índice topográfico de humedad en los tres DEMs



El 89,9% de las celdas tienen un TWI en el rango comprendido entre 9,14 y 15,52 en el DEM-SRTM3"; en el 91,1% de las celdas del DEM-SRTM1" está en el rango de 4,69 a 13,42 y en el 88,4% de los valores calculados en el DEM-ASTER varían entre 3,86 y 12,95. Los mayores valores de TWI (mayor contenido de humedad del suelo) están en la salida de los canales de drenaje, puntos más húmedo de una cuenca, y disminuye hacia las divisorias de aguas (Wilson y Gallant, 2000). Un resumen de estadísticas descriptivas de esta variable se presenta en la tabla 3-16.

Tabla 3-16: Frecuencia relativa de la clasificación de la curvatura

Estadística	SRTM 3"	SRTM1"	ASTER
Mínimo	9,14	4,69	3,66
Máximo	25,07	26,53	26,58
Media	12,61	10,46	10,65
Desv. Est.	2,10	2,10	2,09
CV (%)	16,7	20,1	19,6

Los valores promedio del índice topográfico de humedad son muy similares en el DEM-SRTM1" y ASTER y ligeramente más alto en el DEM-SRTM3", esta misma tendencia fue encontrada por Munar (2010).

El índice topográfico de humedad (TWI), también se obtuvo por medio de simulación Montecarlo para cuantificar la incertidumbre de los DEMs (Reuters, 2003). El proceso consistió en calcular el TWI n veces añadiendo una distribución de probabilidad (desviación estándar, STD) al DEM original para obtener la media del TWI de todos los modelos corridos. El proceso se detuvo cuando la diferencia entre dos iteraciones era más pequeña que un valor de umbral, calculado dividiendo el STD por n (Tabla 3-17).

Tabla 3-17: Resultados de la propagación del error del índice topográfico de humedad

Estadística	SRTM-3"	SRTM-1"	ASTER
Mínimo	8,835	4,988	3,359
Máximo	22,164	20,117	19,717
Media	11,845	9,449	9,588
Desv.Est	1,815	1,593	1,530

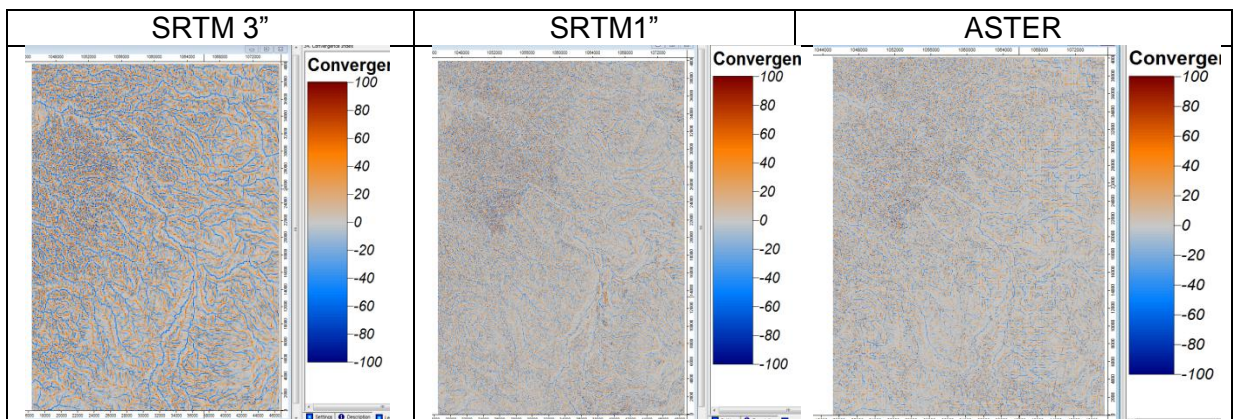
El análisis de la propagación de errores en el índice topográfico de humedad, muestra un comportamiento similar en el límite superior de los DEMs SRTM1" y ASTER y una ligera discrepancia con el DEM-SRTM3", el cual en promedio resulta ser más alto. El valor promedio obtenido está entre 9.4 y 11.8 con dispersiones relativas del orden de 15%, indicando un comportamiento relativamente homogéneo de este parámetro del terreno en los tres DEMs.

La incertidumbre de este parámetro del terreno obtenido mediante simulación Montecarlo, indica que el valor más probable (media aritmética) es de 11,8, 9,5 y 9.6 para los DEMs SRTM3", SRTM1" y ASTER respectivamente y su importancia radica en que es menos sensible a la propagación de los errores de entrada del DEM que la pendiente, según Hartemink y McBratney (2009).

3.3.5 Índice de convergencia

Este índice propuesto por Kothe et al. (1996) utiliza los valores del aspecto de las celdas vecinas para calcular la convergencia y divergencia del flujo, por lo que es similar a la curvatura plana, pero no depende de las diferencias absolutas de las alturas. Los resultados son dados en porcentajes, valores negativos corresponden a convergencia, y positivos a divergencia de las condiciones de flujo (Figura 3-19).

Figura 3-19: Distribución del índice de convergencia en los tres DEMs

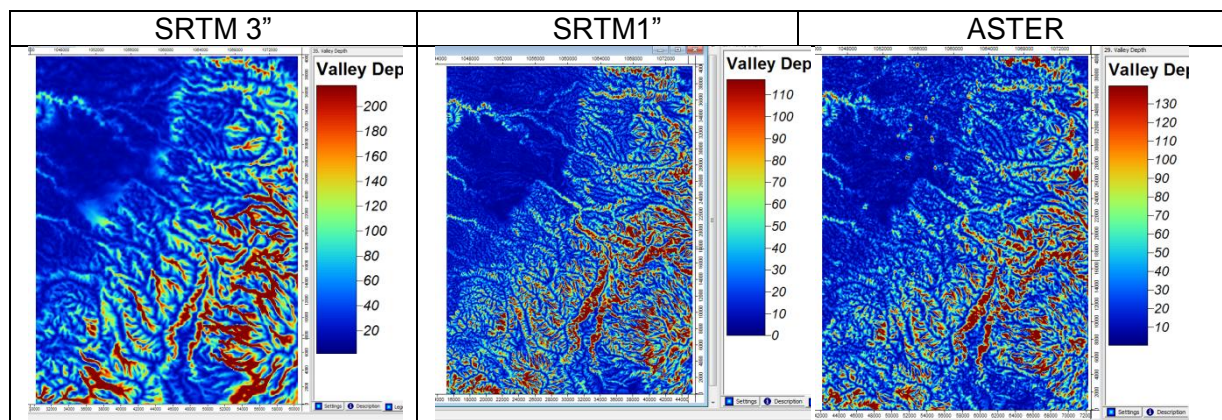


El índice de convergencia calculado con el DEM-SRTM3" está comprendido entre -100 y 100 con una media de -0,0015, localizada en el centro de masas de la distribución. En el DEM-SRTM1", el índice de convergencia también varía entre -100 y 100 con un promedio de -0,0011 localizado en el centro de la distribución. En el mismo rango que los DEMs anteriores, el índice de convergencia del DEM-ASTER se distribuye con un promedio de -0,0097 ubicado en el centro de la distribución. Este índice resaltó las convergencias asociadas a la red de drenaje, donde se acumula el flujo, pero el grado de generalización del DEM-SRTM3" resalta más los valores negativos, evidenciando los afluentes del río Cauca y San Francisco. Valores de -100 pueden corresponder al pico de un cono, +100 un hueco o pozo y 0 una zona en pendiente (Conrad, 2007).

3.3.6 Profundidad de los valles

La profundidad de los valles, está relacionada con la posición relativa de la elevación (Conrad, 2007) y permite identificar diferencias verticales en el relieve. (Figura 3-20).

Figura 3-20: Distribución de la profundidad de los valles en los tres DEMs



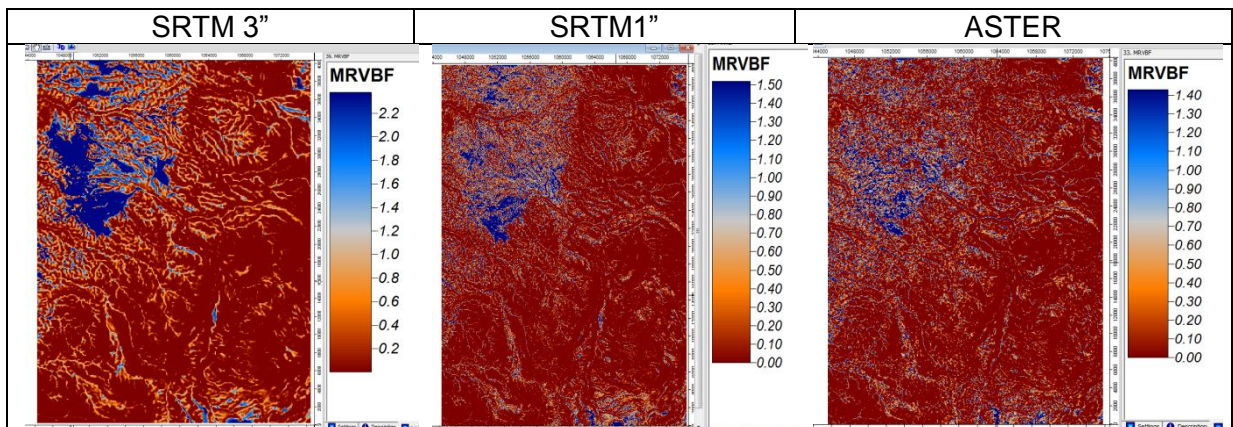
La profundidad de los valles en el DEM-SRTM3" varía entre 1,4 m y 713,5 m con un promedio de 67,1 m. En el DEM-SRTM1" este parámetro está entre 0 y 463,6 m con una media de 35,3 m. En el DEM-ASTER la profundidad de los valles está entre 0,1 y 1510,2 m con una media 39 m. Los mayores valores, representados en las imágenes con color rojo se encuentran en la cordillera central y adyacente a los cañones del río Cauca y San Francisco. Los píxeles que corresponden a los valles son identificados al comparar la altura local con la altura promedio dentro de un radio de búsqueda, la magnitud de esta

diferencia da una medida precisa de la profundidad de los valles (Waddington y Kay, 2003 a).

3.3.7 Índice multiresolución de la llanura del fondo de los valles (MRVBF)

Es un índice calculado como una medida de la planitud y profundidad para identificar áreas de deposición y el fondo de los valles. Este índice clasifica el grado de llanura del fondo de los valles, asociado con la profundidad de los depósitos, y permite delinear las unidades hidrológicas y geomorfológicas. El índice usa la pendiente y la elevación para clasificar el fondo de los valles como planos ó áreas bajas, a partir de una serie de operaciones de vecindad con resoluciones crecientes para identificar los valles pequeños y grandes (Gallant y Dowling, 2003). Los resultados se indican en la figura 3-21.

Figura 3-21: Distribución del MRVBF en los tres DEMs

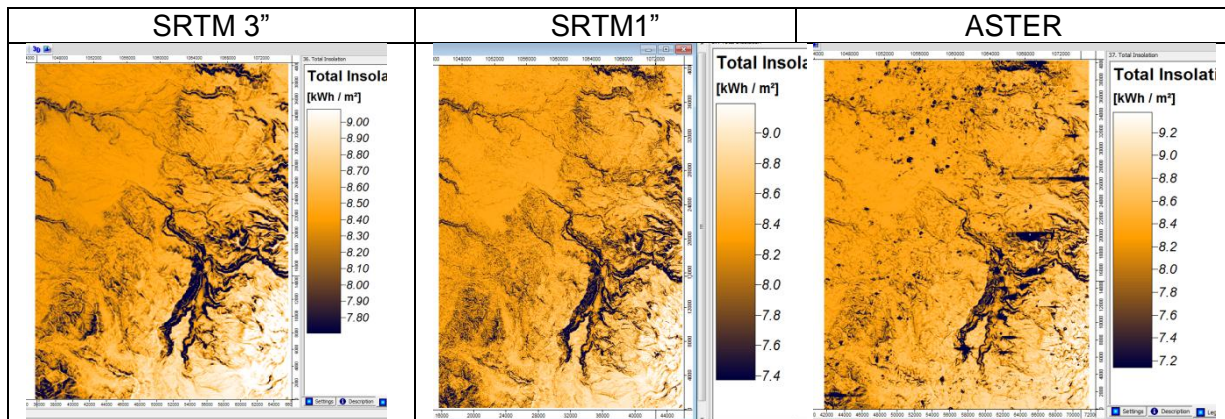


En el DEM-SRTM3'' este índice varía entre 0 y 5,9 con un promedio 0,46; los valores más altos representados en color azul se localizan en el altiplano de Popayán. En el DEM-SRTM1'', este parámetro está comprendido entre 0 y 5,97 con promedio de 0,27. El índice MRVBF en el DEM-ASTER toma valores entre 0 y 5,97 con un promedio de 0,27. Los valores más altos se encuentran en algunas zonas del altiplano de Popayán, con una mayor extensión en el DEM-SRTM3''. Tal como lo resaltan Wang y Laffan (2009), los resultados del MRVBF resaltan zonas amplias con valores altos, permitiendo identificar los valles, que al compararlos con la red de drenaje obtenida por digitalización, caen en el centro de estas áreas de valores altos, indican que el algoritmo trabaja bien para caracterizar los valles desde un DEM.

3.3.8 Insolación

La radiación solar total se calcula en función de la latitud del lugar, la pendiente, el aspecto, el sombreado topográfico y la época del año. La estimación de este parámetro tiene importancia debido a que la energía de la superficie ejerce un gran impacto en los procesos de evaporación y fotosíntesis que ocurren en la superficie del terreno y está fuertemente relacionada con la topografía (Wilson y Gallant, 2000). En la figura 3-22 se presenta la distribución en el área de estudio.

Figura 3-22: Distribución de la Insolación en los tres DEMs



La insolación total, calculada con el DEM-SRTM3'' varía entre 5,42 y 9,54 kWh/m², con una media de 8,39 kWh/m². En el DEM-SRTM1'' se encontraron valores entre 1,45 y 9,68 con promedio de 8,28 kWh/m². En el DEM-ASTER se encontró valores de insolación entre 0,76 y 9,66 con una media de 8,90 kWh/m², pero los valores extremos de alturas que tiene este DEM, se refleja en manchas distribuidas en varias zonas de la región de estudio. La insolación destaca las zonas más profundas asociadas a los cañones de la red de drenaje que desciende desde la cordillera hacia el altiplano de Popayán. Según Hengl (2009) en la definición de las clases de la leyenda de los mapas de suelos o geomorfológicos, se pueden derivar parámetros del DEM que describen la forma, el contexto hidrológico y las condiciones climáticas (radiación solar entrante), en forma relativamente sencilla.

En la tabla 3-18 se presenta las estadísticas descriptivas resumen de los parámetros locales analizados. Se destaca aquí el comportamiento asimétrico positivo de la elevación, la pendiente, el índice topográfico de humedad y el índice multiresolución de la

planitud del fondo de los valles; lo cual significa una mayor concentración de valores hacia el extremo izquierdo o rango inferior de las distribuciones, con presencia de valores altos pero con baja frecuencia. De la misma manera, se resalta el comportamiento aproximadamente simétrico de los parámetros: curvatura, curvatura plana, curvatura vertical, índice de convergencia, con valores en el centro de la distribución de cero.

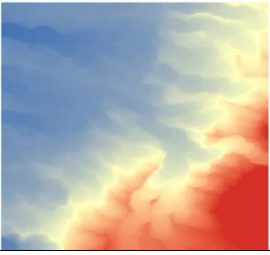
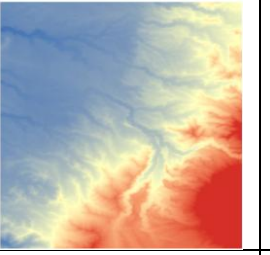
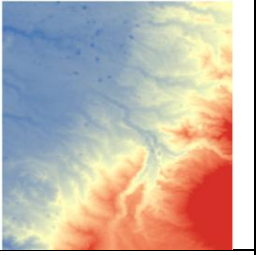
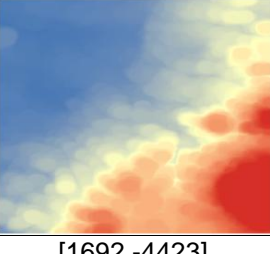
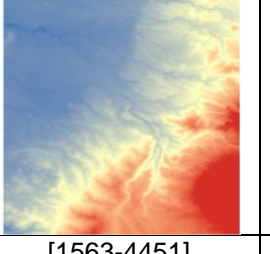
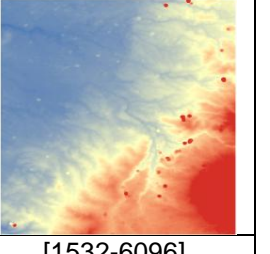
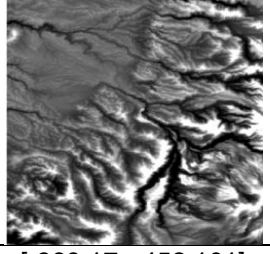
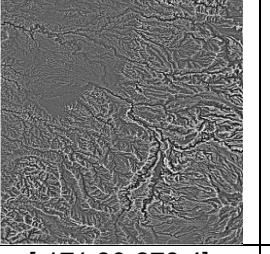
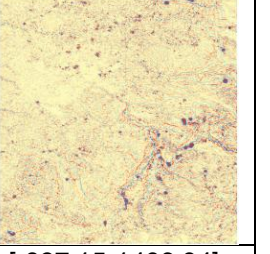
Tabla 3-18: Resumen estadístico de los parámetros locales y regionales del terreno

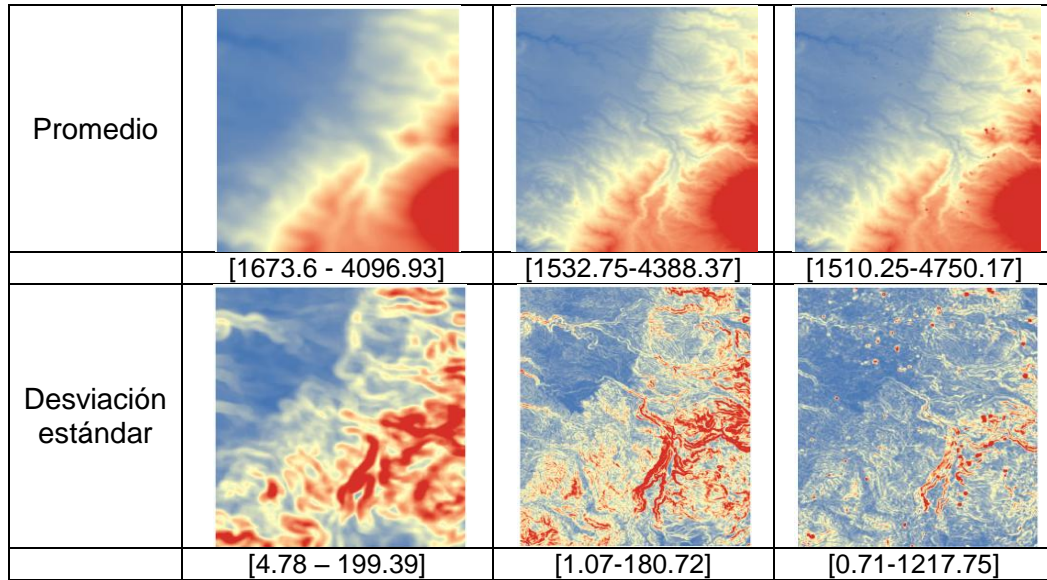
Parámetro del Terreno	Unidad	Imagen	Min	Max	Media	DesvEst	CV(%)	Sesgo
Elevación original	m	SRTM3 ⁺	1522	4423	2336,23	561,81	24,0	Tres Modas
		SRTM1 ⁺	1515	4451	2335,05	561,18	24,0	Tres Modas
		ASTER	1481	6096	2331,28	561,02	24,1	Tres Modas
Pendiente	°	SRTM3 ⁺	0	58,04	11,82	7,99	67,6	+
		SRTM1 ⁺	0	83,49	14,54	9,24	63,5	+
		ASTER	0	88,52	14,25	9,73	68,3	+
Pendiente	%	SRTM3 ⁺	0	162,56	21,52	15,64	72,7	+
		SRTM1 ⁺	0	876,02	27,05	20,68	76,4	+
		ASTER	0	3881,2	27,82	46,91	168,6	+
Aspecto	°	SRTM3 ⁺	0,34	360	204,65	108,27	52,9	Bimodal
		SRTM1 ⁺	0,45	360	202,52	106,81	52,7	Bimodal
		ASTER	0,19	360	202,69	107,43	53	Bimodal
Curvatura	Rad/100m	SRTM3 ⁺	-0.03	0.04	0.00	0.00		~0
		SRTM1 ⁺	-0.73	1.11	0.00	0.01		~0
		ASTER	-2.63	3.28	0.00	0.02		~0
Curvatura plana	Rad/100m	SRTM3 ⁺	-0.02	0.03	0.00	0.00		~0
		SRTM1 ⁺	-0.49	0.74	0.00	0.01		~0
		ASTER	-1.09	1.73	0.00	0.01		~0
Curvatura vertical	Rad/100m	SRTM3 ⁺	-0.02	0.02	0	0		~0
		SRTM1 ⁺	-0.41	0.62	0	0.01		~0
		ASTER	-1.67	1.68	0	0.01		~0
Índice Topográfico de Humedad	Ninguna	SRTM3 ⁺	9,14	25,07	12,61	2,1	16,7	+
		SRTM1 ⁺	4,69	26,53	10,46	2,1	20,1	+
		ASTER	3,66	26,58	10,65	2,09	19,6	+
Índice de Convergencia	Ninguna	SRTM3 ⁺	-100	100	-0,0015	26,45		~0
		SRTM1 ⁺	-100	100	-0,0011	21,00		~0
		ASTER	-100	100	-0,0097	17,98		~0
Profundidad de los Valles	m	SRTM3 ⁺	1,37	713,51	67,05	74,76	111,5	+
		SRTM1 ⁺	0	463,64	35,23	40,84	115,9	+
		ASTER	0,097	1510,24	39,04	50,28	128,8	+
MRVBF	Ninguna	SRTM3 ⁺	0	5,87	0,46	0,96	208,7	+
		SRTM1 ⁺	0	5,97	0,27	0,62	229,6	+
		ASTER	0	5,98	0,27	0,58	214,8	+
Insolación	kWh/m ²	SRTM3 ⁺	5,42	9,64	8,39	0,34	4,05	~0
		SRTM1 ⁺	1,43	9,67	8,24	0,46	5,58	~0
		ASTER	0,76	9,66	8,89	0,56	6,30	~0

3.3.9 Parámetros estadísticos

Adicional a los parámetros locales, se obtuvieron parámetros estadísticos del terreno según Wilson y Gallant (2001), con el script “*elvres.amf*”, mediante la aplicación de filtros a los DEMs con las funciones estadísticas: mínima (min), máxima (max), rango (diff), promedio (mean) y desviación estándar (Figura 3-23). Estos parámetros corresponden al denominado método de “análisis residual de la elevación” (Wilson y Gallant, 2001), que permite considerar la naturaleza de cada punto en relación con el contexto espacial. Esta técnica permite identificar las crestas y los valles al comparar las elevaciones con las del área circundante lo cual permite también, la identificación de las laderas, dando las bases para el método que más adelante se aplicará conocido también como cálculo de la posición topográfica.

Figura 3-23: Resultados de la obtención de parámetros estadísticos

DEM	SRTM3"	SRTM1"	ASTER
Mínimo			
	[1522 - 4028]	[1515-4360]	[1481-4336]
Máximo			
	[1692 -4423]	[1563-4451]	[1532-6096]
Rango			
	[-368.17 - 452.101]	[-171.30-278.4]	[-837.15-1496.94]



El filtro para la operación mínimo valor ofrece mejor definición de clases en los DEMs SRTM1" y ASTER. El filtro de la máxima elevación para la ventana de análisis muestra un buen resultado para el DEM-SRTM1" y resalta el efecto de los valores extremos observados como puntos en el DEM-ASTER.

La medida del rango de la elevación mide la amplitud de las elevaciones dentro de una ventana circular; es similar a la desviación estándar en que mide el relieve local pero tiene la desventaja de que algunas veces cambia abruptamente de lugar a lugar en puntos altos y bajos. La aplicación de un filtro mediante la operación del rango, muestra una mejor definición de clases para el DEM-SRTM1" y bastante superposición de artefactos circulares en el DEM-ASTER.

La elevación promedio en una ventana circular, es usada como referencia para comparar la elevación del punto central de la ventana y se utiliza en procesos de suavizado del DEM. En la figura 3-23, se encuentra una mejor definición en los límites de las elevaciones obtenidos por el promedio en los DEMs SRTM1" y ASTER.

La desviación estándar de la elevación es una medida de la variabilidad de la elevación dentro de una ventana circular; ésta da una medida del relieve local o rugosidad del terreno a escala general. En el caso específico, se encuentra una mejor delimitación de clases definidas por la desviación estándar de la altura para el DEM-SRTM 1".

Como resultado de la aplicación de filtros mediante ventanas móviles a los valores de elevación de los DEMs, se encuentra que el filtro estadístico del rango y de la desviación estándar son los que tienen mayor potencial para la definición de clases del terreno, especialmente en el DEM-SRTM1". Según Wilson y Gallant (2000) la desviación estándar se encuentra en áreas con pendientes largas y empinadas, lo cual concuerda con el resultado de esta función en el DEM-SRTM1" en la zona de la cuenca alta del río Cauca y San Francisco.

3.4 Análisis bivariado de los parámetros del terreno

Con el fin de analizar las asociaciones lineales entre los parámetros del terreno, se calculó el coeficiente de correlación para parejas de capas en raster relacionados con los parámetros del terreno. Debido al enorme tiempo de cómputo requerido para los DEMs de resoluciones espaciales aproximadas de 30 m, solo se calculó para el DEM-SRTM3" (Tabla 3-19).

Tabla 3-19: Coeficiente de correlación entre parejas de parámetros básicos del terreno deducidos del DEM-SRTM3"

Coeficiente de correlación	DEM-SRTM3"	Pendiente	Aspecto	Curvatura Horizontal	Curvatura Vertical	Curvatura	Índice topográfico de humedad	Índice de convergencia	Profundidad de los valles	MRVBF	Insolación
DEM-SRTM3"	1										
Pendiente	0.40	1									
Aspecto	0.08	-0.05	1								
Curvatura Horizontal	0.03	0.03	-	1							
Curvatura Vertical	0.05	0.01	-	0.49	1						
Curvatura	0.05	0.02	-	0.87	0.86	1					
Índice topográfico de humedad	-0.18	-0.49	0.07	-0.41	-0.42	-0.48	1				
Índice de convergencia	0.04	0.03	-	0.71	0.55	0.73	-0.30	1			
Profundidad de los valles	0.39	0.25	0.09	-0.17	-0.23	-0.23	0.31	-0.19	1		
MRVBF	-0.36	-0.48	0.005	-0.09	-0.08	-0.10	0.53	-0.20	-0.16	1	
Insolación	0.42	-0.60	0.12	0.02	0.08	0.06	0.33	0.04	0.03	0.06	1

Los parámetros altamente correlacionados corresponden a la curvatura horizontal y vertical con la curvatura general, la curvatura horizontal y la curvatura general con el índice de convergencia y la pendiente con la insolación. Esto indica que al utilizar en forma combinada estos parámetros se tendría redundancia en la información, al tener un alto porcentaje de la varianza explicada entre ellos.

Se encontraron correlaciones medias entre la elevación con la pendiente, la profundidad de los valles, el índice de planitud del fondo de los valles (MRVBF) y la insolación. De igual manera, se obtuvo correlaciones medias entre la pendiente con el índice topográfico de humedad (TWI) y el MRVBF; entre los tipos de curvatura con el índice topográfico de humedad y, entre el índice topográfico de humedad con la profundidad de los valles, el MRVBF y la insolación.

Por lo tanto, de acuerdo con las asociaciones lineales encontradas entre los parámetros locales y regionales utilizando el DEM-SRTM3", con comportamiento regular o medio, se tiene que la elevación, el índice topográfico de humedad, la profundidad de los valles y el índice de planitud del fondo de los valles, son buenos candidatos para obtener un modelo de clasificación de las formas del terreno, al ser relativamente independientes por no tener una alta asociación lineal entre ellos, en concordancia con López (2006) en el sentido que variable altamente correlacionadas pueden potencialmente resultar en una alta probabilidad de obtener redundancia en modelos paramétricos.

El análisis del terreno realizado en los tres DEMs permitió conocer las distribuciones estadísticas de cada uno de los parámetros locales, determinando que los DEMs SRTM poseen una mayor amplitud de los histogramas y por consiguiente mayor información al compararlos con las distribuciones del DEM-ASTER. Por lo tanto, se escoge el DEM-SRTM1" de arco, para la aplicación de los procesos de clasificación de las formas del terreno, debido a su mejor resolución espacial y al potencial para derivar información de la superficie del terreno al poseer distribuciones amplias con buena diferenciación de clases en cada uno de los parámetros calculados.

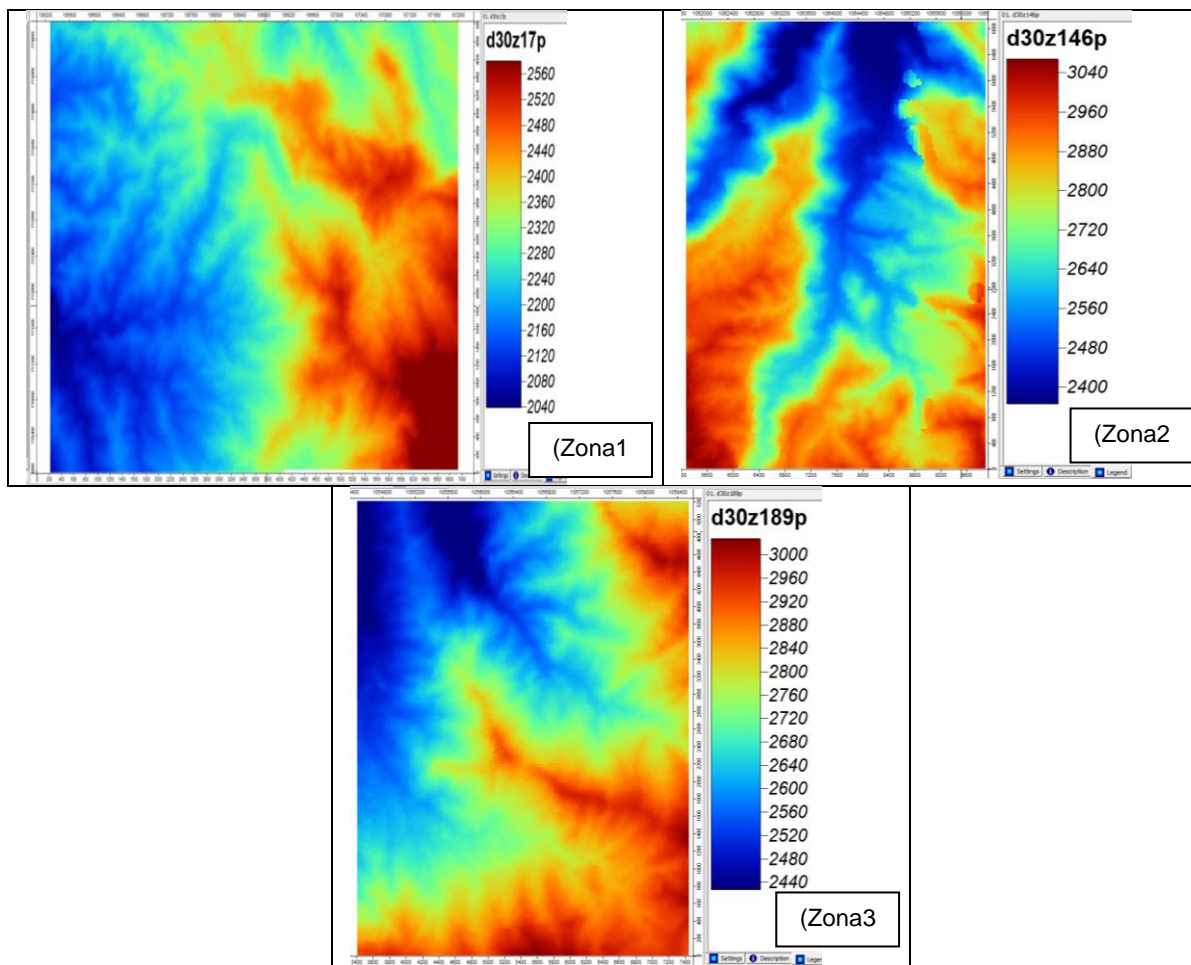
3.5 Clasificación de las formas del terreno en las zonas piloto

Para la clasificación de las formas del terreno, objeto de esta investigación, se evaluaron varios enfoques con sus algoritmos en las zonas piloto (ver figura 2-2) y se determinó el método más apropiado, para aplicarlo a toda el área de estudio. La evaluación se realizó sobre el DEM-SRTM1" recortado en cada una de las zonas piloto (Figura 3-24), seleccionado de acuerdo con la caracterización indicada en las etapas anteriores, por

tener una buena exactitud (RMSZ), menor tamaño de pixel y mostrar los parámetros básicos del terreno una buena identificación de patrones.

La figura 3-24 muestra que las elevaciones en las zonas piloto están comprendidas entre 2039 y 2802 m en la zona 1, entre 2291 y 3072 en la zona 2 y entre 2357 y 3034 m. La altura promedio es de 2307.2, 2715.7 y 2726.7 en cada una de las zonas respectivamente, por lo que se tiene que las zonas piloto 1 y 3, donde se tienen curvas de nivel a escala 1:25000 y 1:10000 en cada caso, son zonas similares desde el punto de vista de la elevación.

Figura 3-24: DEM-SRTM1" recortado en las tres zonas piloto



3.5.1 Posición topográfica

En la tabla 3-20 se presentan los valores de la posición topográfica (análisis residual de la elevación) que corresponden a la diferencia de las elevaciones entre la celda central con sus vecinas, permitiendo caracterizar las formas locales en relación con el contexto

espacial. Según López (2006) la posición topográfica es uno de los atributos más comunes de las geoformas, porque caracteriza la topografía local en relación con el contexto; es uno de los cinco atributos que describen los elementos del paisaje (Speight, 1990) y es considerado un índice topográfico compuesto (Moore et al., 1991).

Se encontraron valores de la posición topográfica en las tres zonas pilotos comprendidos entre -571 y 524, con promedio de -1,37 y desviación estándar de 83 con una alta dispersión. La distribución de frecuencias se dividió en cuatro intervalos de igual amplitud, para reclasificar los valores iniciales y obtener una categorización en las zonas piloto con su respectiva frecuencia relativa, similar a lo propuesto por López (2006) (Tabla 3-20).

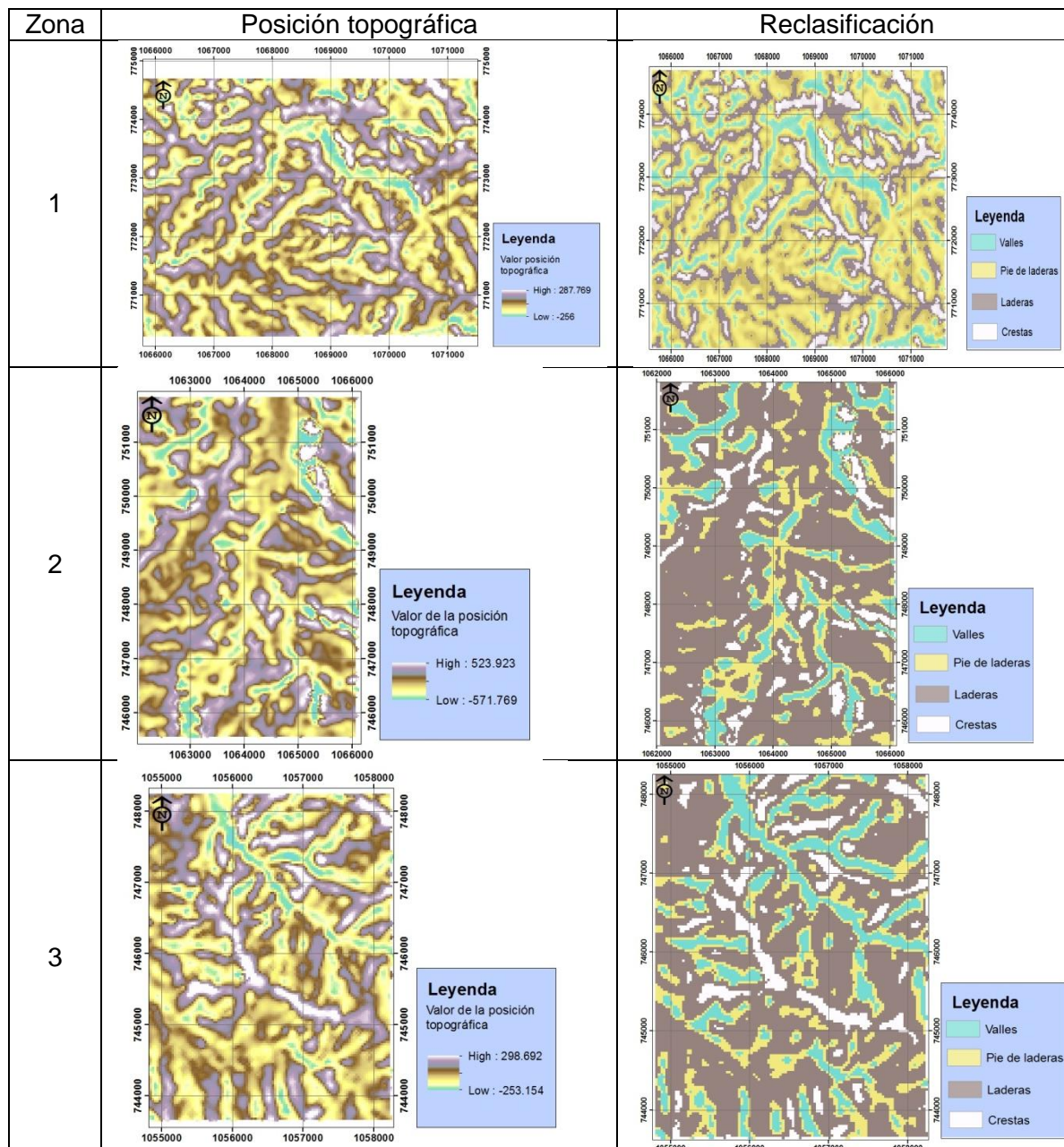
Tabla 3-20: Estadísticas de la exposición topográfica

Zona piloto	Min	Máx	Media	Desv.Est	Reclasificación			
					Valles	Pie de laderas	Laderas	Crestas
					<-100	-100 a -50	-50 a 150	>150
1	-256	288	-1,6	83,5	13.5%	56.5%	21.6%	8.3%
2	-572	524	-0,3	81,2	10.8%	16.8%	65.5%	6.9%
3	-253	299	-2,2	84,3	13.4%	17.4%	60.6%	8.6%

Los mapas que contienen la posición topográfica con su respectiva reclasificación se presentan en la figura 3-25, donde se encontró una mayor extensión cubierta por la forma “pie de ladera” en la zona piloto 1 y por las “laderas” en las zonas restantes.

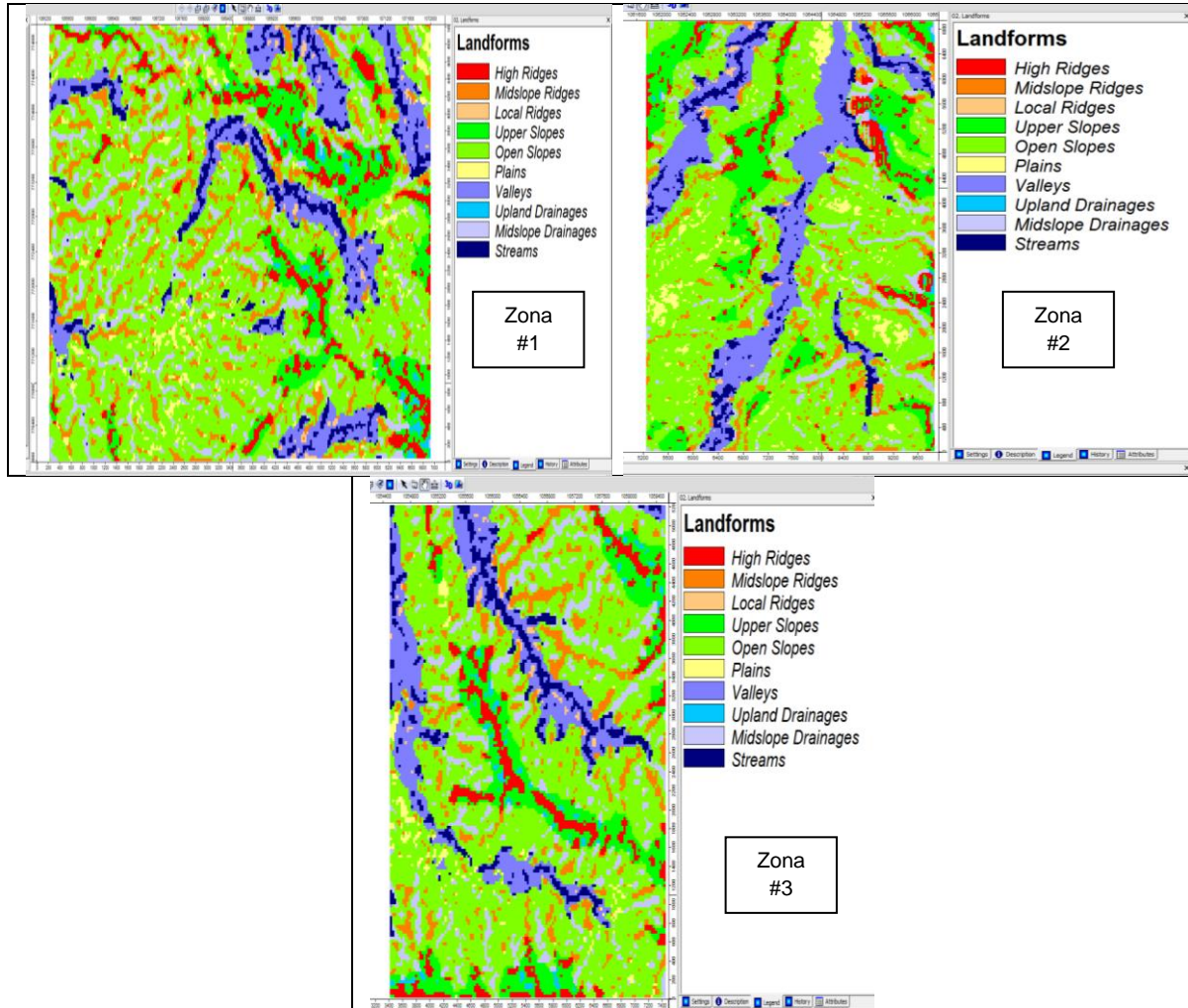
La reclasificación de la posición topográfica permite obtener una clasificación general del área en cuatro formas del terreno, esta es la primera aproximación que indica la potencialidad de los DEMs para definir formas del terreno, pero se requiere refinar con otros parámetros la clasificación, ya que por ejemplo, la forma “valle” no presenta la continuidad que debería tener según la red de drenaje. Esto posiblemente se debe al tamaño de los valles que en algunas partes es muy estrecho.

Figura 3-25: Clasificación de la posición topográfica en las zonas piloto



En la figura 3-26 se presenta la clasificación del área con base en el índice de posición topográfica (TPI) que permitió obtener una clasificación de 10 categorías asociadas con las crestas, laderas, llanuras, valles, cuencas y corrientes en zonas altas y medias (SAGA, 2012).

Figura 3-26: Clasificación con base en el índice de posición topográfica



La distribución de la extensión de la clasificación obtenida en la figura 3-26, permite concluir que las formas de mayor área corresponden a las “laderas abiertas”, seguida de las cuencas en pendiente media y crestas en pendiente media, lo cual se cumple en las tres zonas piloto (Tabla 3-21). Se destaca aquí la delimitación de los valles en la zona 2, donde hay coincidencia con la realidad, al ser el valle central un sitio donde se encuentra el actual trazado de la vía Coconuco – Paletará y el valle en el extremo izquierdo, también fácilmente identificable por ser el cañón del río Cauca, en su parte alta.

Tabla 3-21: Estadísticas de la posición topográfica

Forma del terreno	%	%	%
Corrientes	4.8	4.2	4.9
Cuencas en pendiente media	10.5	5.7	9.7
Cuencas en pendiente alta	0.7	0.3	1.0
Valles	9.2	14.1	10.1
Llanuras	2.9	3.1	1.3
Laderas abiertas	47.1	50.4	48.3
Laderas superiores	8.5	10.9	9.8
Crestas locales	0.4	0.4	0.5
Crestas en pendiente media	10.2	6.5	8.5
Crestas en pendiente alta	5.6	4.3	5.9
	100	100	100

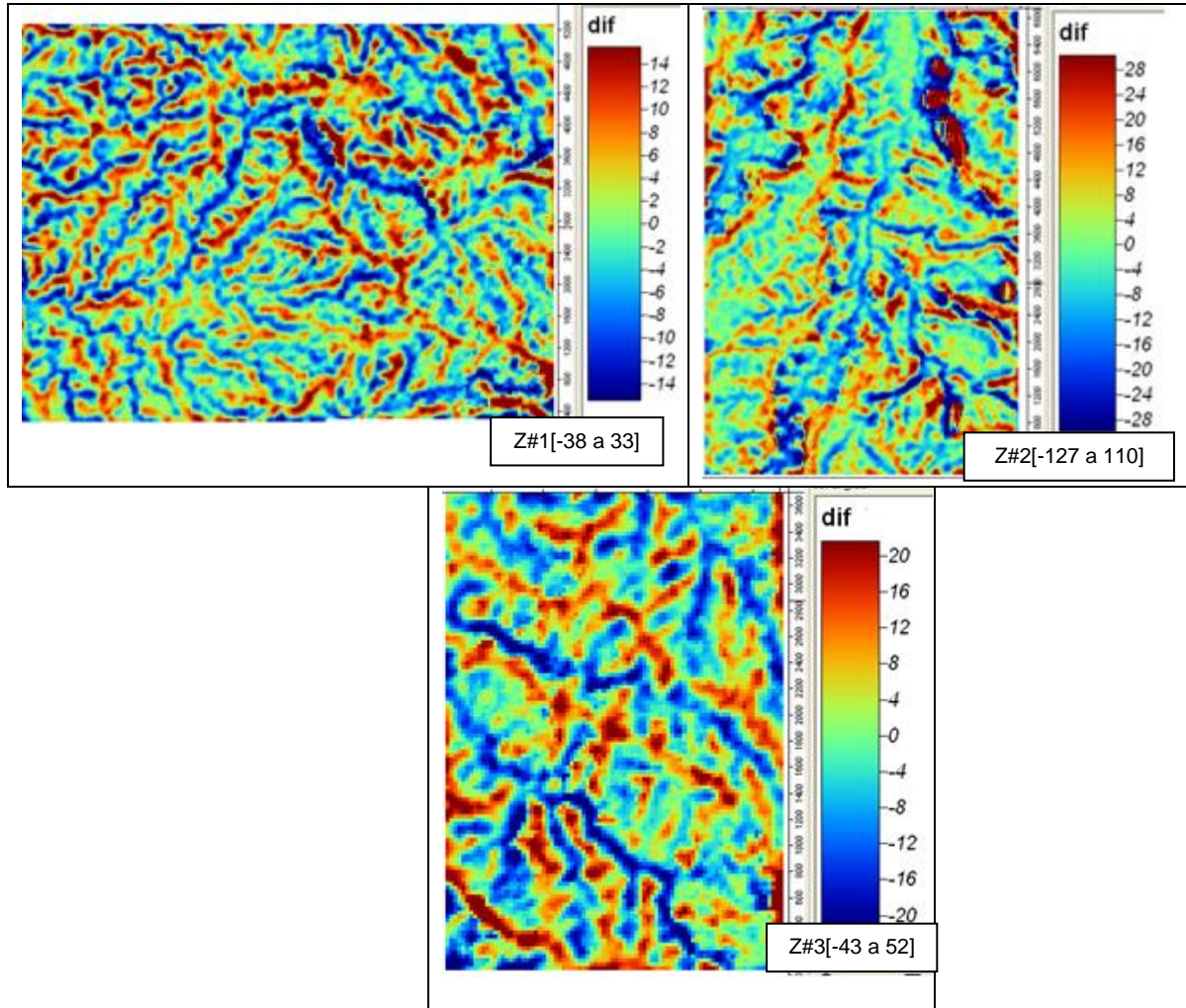
3.5.2 Clasificación no supervisada

Este método requirió mayor refinamiento debido a la implementación del script en código R, y la secuencia de etapas para implementar el método correspondiente a una agrupación k-means (Hengl, 2009). El algoritmo de cálculo comienza desde la importación de la información de entrada, los procesos de modelamiento geoestadística, interpolación de DEMs, análisis de la exactitud del DEM, obtención de parámetros del terreno, clasificación no supervisada y evaluación de la coincidencia.

- **Análisis de residuales en el DEM-SRTM1”**

La rutina de cálculo incluye la aplicación de un filtro para determinar la diferencia entre las elevaciones en un radio de búsqueda determinado, con el mismo enfoque aplicado en la posición topográfica, pero se tiene un mayor contacto con el proceso al observarse la distribución de diferencias de elevación obtenida (Figura 3-27).

Figura 3-27: Filtro de la diferencia en el DEM-SRTM1”



La figura 3-27 muestra las diferencias encontradas al aplicar una ventana móvil, encontrándose diferencias máximas entre celdas de elevación comprendidas entre -127 m y 110 m. Se calculó el percentil correspondiente al 2.5% y 97.5% de las diferencias de elevación, con el fin de establecer una tolerancia para una posible remoción de alturas extremas en el DEM analizado (Tabla 3-22).

Tabla 3-22: Percentil 2.5% superior e inferior

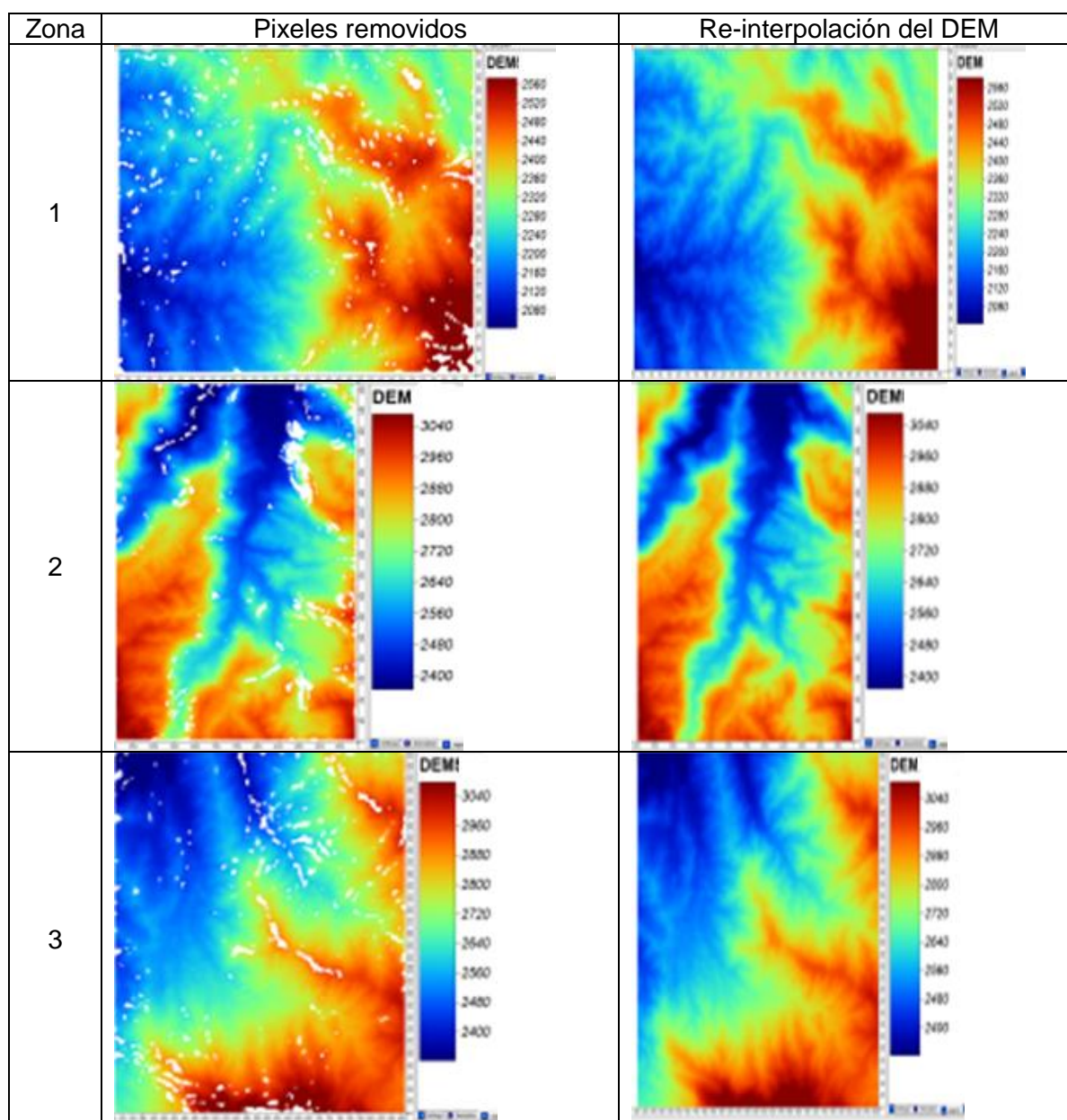
Zona	P2.5%	P97.5%	% Pixeles
Z1	-14,0	15,1	6,08
Z2	-28,7	30,6	7,11
Z3	-16,8	19,4	6,04

El rango extremo inferior y superior definido por el 2,5% y 97,5% de la ojiva de frecuencias, permite identificar los extremos menores a -28,7m y mayores a 30,6m de la

zona piloto 2, que corresponden a un porcentaje de pixeles de 7,1%. Hengl (2009) en un caso de estudio realizado en California reporta diferencias en el rango entre -3.9 y 3.4 pero con DEM de 5m de resolución espacial, derivado de datos LIDAR, lo cual explica las diferencias altas en el DEM-SRTM1”.

Para conocer la distribución espacial de las mayores diferencias encontradas, los pixeles extremos fueron removidos y los que permanecieron se filtraron (re-interpolación) desde los pixeles vecinos, mediante el método de “cerrado de saltos” (Jenson y Domingue, 1988; Martz y deJong, 1988) (Figura 3-28).

Figura 3-28: Cerrado de saltos y reinterpolación del DEM-SRTM1”



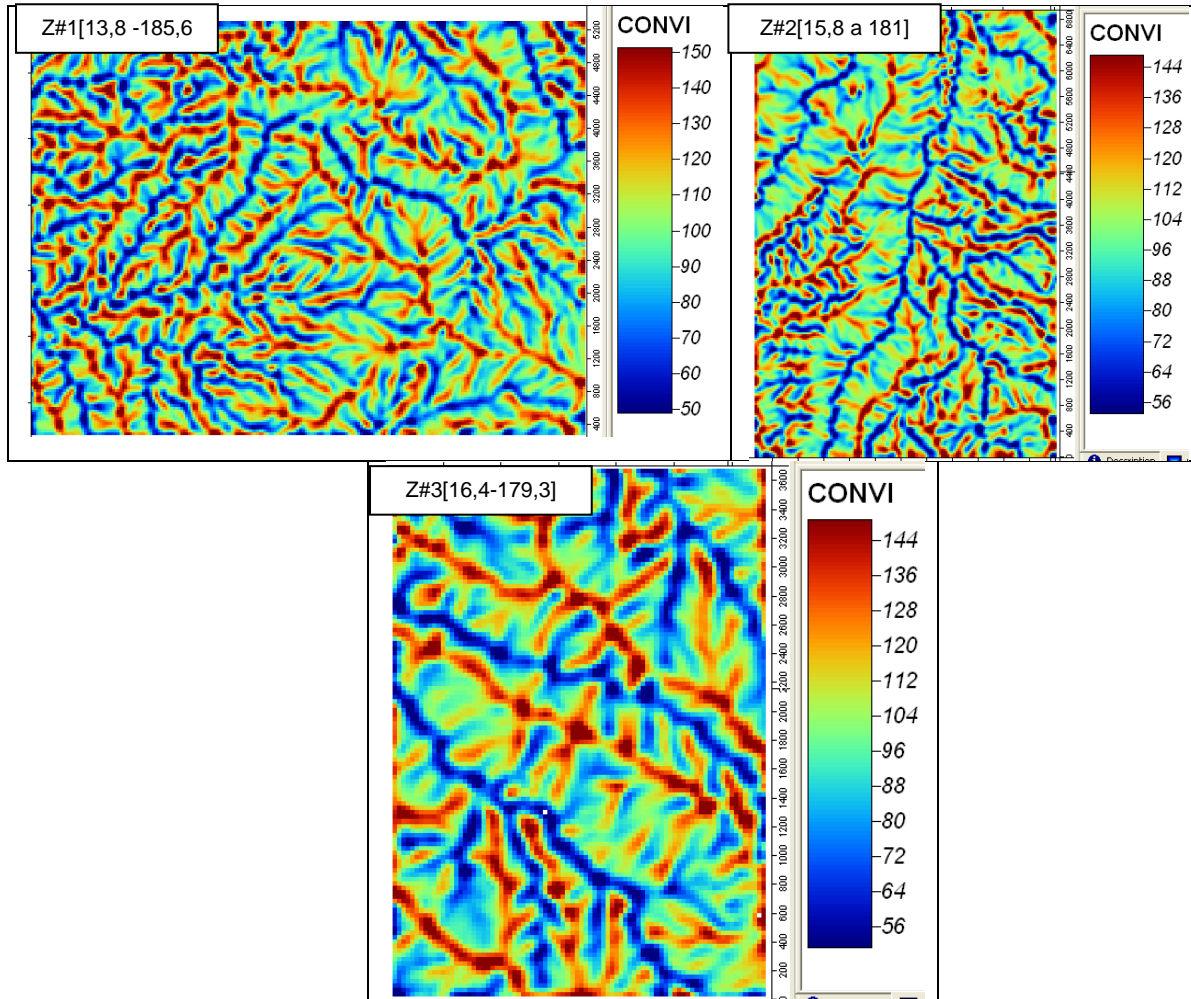
El proceso de filtrado afectó el extremo superior del rango de alturas, con diferencias promedio de 54 m, respecto al DEM original; pero dado que estas diferencias pueden ser debidas a diferencias naturales existentes en el terreno, el DEM que se utilizó para las etapas siguientes de la clasificación corresponde al original, sin ser sometido al proceso de filtrado, según lo recomiendan algunos autores como Hengl (2009).

- **Extracción de parámetros de la superficie del terreno (PSTs)**

Se obtuvieron parámetros del terreno a partir del DEM-SRTM1" tales como: el índice de convergencia (Kothe et al.,1996), la profundidad de los valles (Conrad, 2007), el índice topográfico de humedad (Moore et al.,1991), el índice de llanura del fondo de los valles (Gallant y Dowling, 2003) y la insolación solar (Wilson y Gallant, 2000). Estos atributos del terreno fueron obtenidos para las condiciones originales del DEM-SRTM1", en toda el área de estudio en una etapa anterior, y el análisis bivariado mostró correlaciones medias entre ellas, garantizando la independencia en el modelo de clasificación que se implementó.

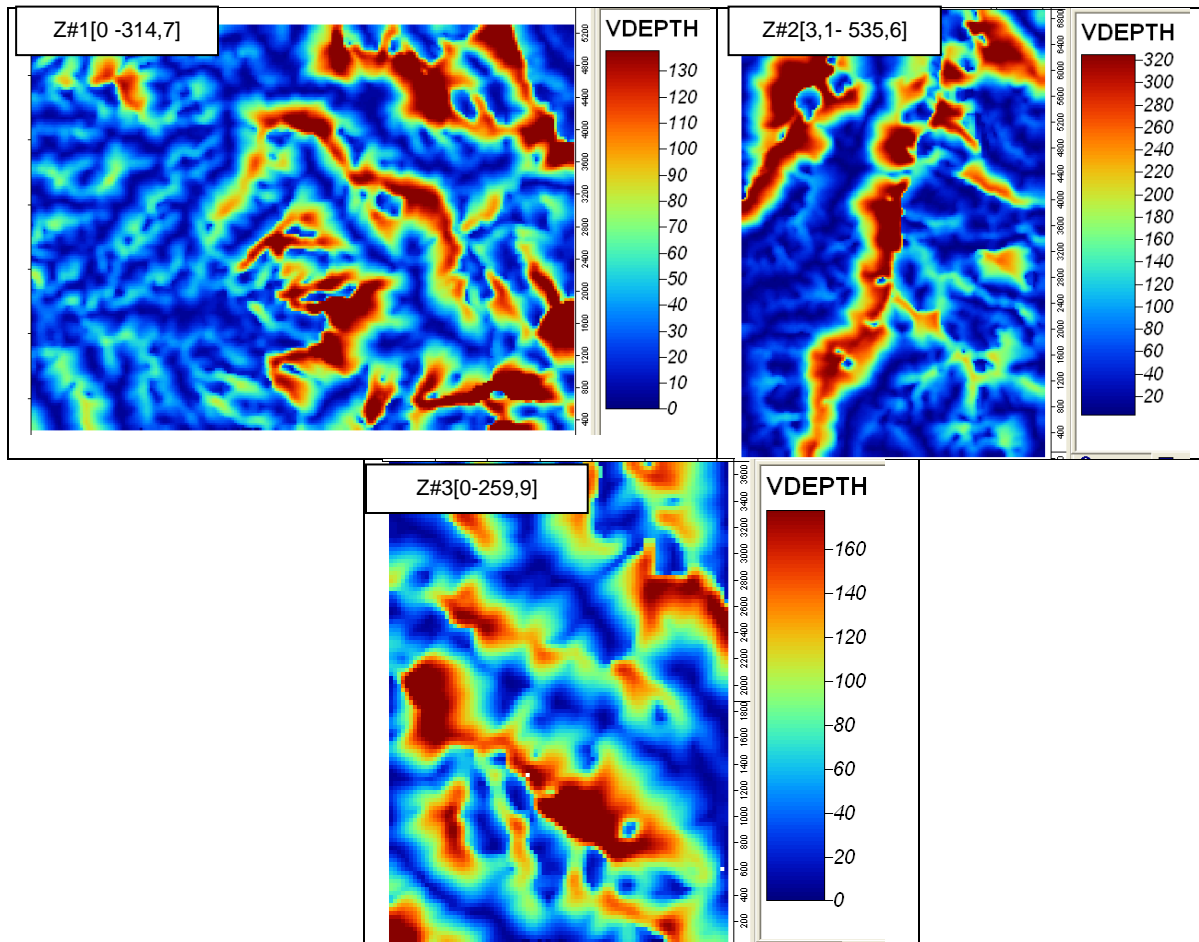
Se encontró índices de convergencia en las tres zonas piloto en el rango general de 13,8 a 185,6, con un promedio de 100. Las zonas en color azul con valores más bajos representan la convergencia del flujo y los colores rojizos representan las divergencias, asociadas a puntos altos del terreno o crestas (Conrad, 2007) (Figura 3-29).

Figura 3-29: Índice de convergencia (CONVI)



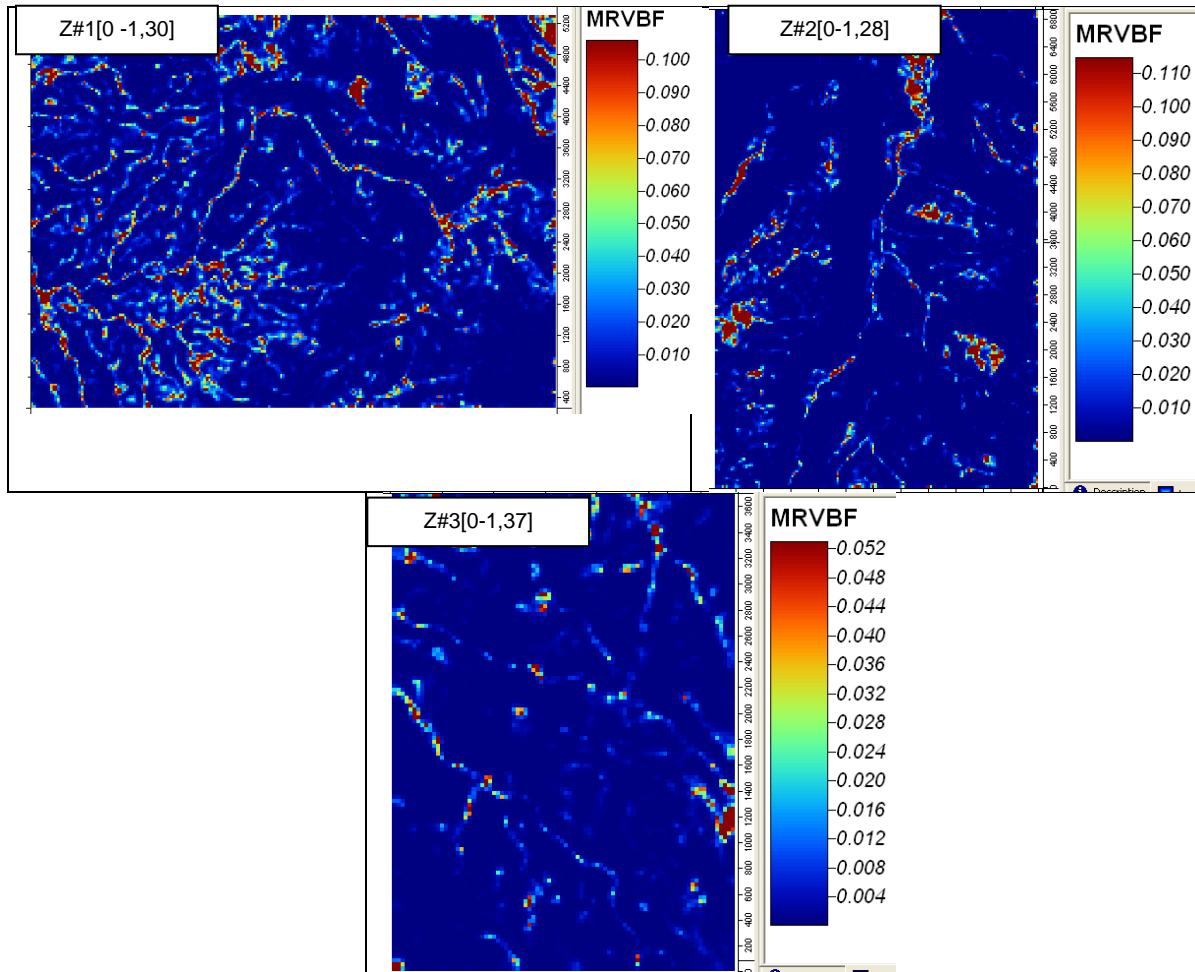
Las alturas relativas o profundidad de los valles, alcanza valores máximos de 314,7 m, 535,6 m y 259,9 m en cada una de las zonas de análisis respectivamente, y se representan en colores rojizos (Waddington y Kay, 2003 a).. En el caso de la zona piloto 2 se destaca el cañón por donde transcurre la carretera Coconuco-Paletará bordeando la quebrada adyacente (Figura 3-30).

Figura 3-30: Profundidad de los valles (VDEPTH)



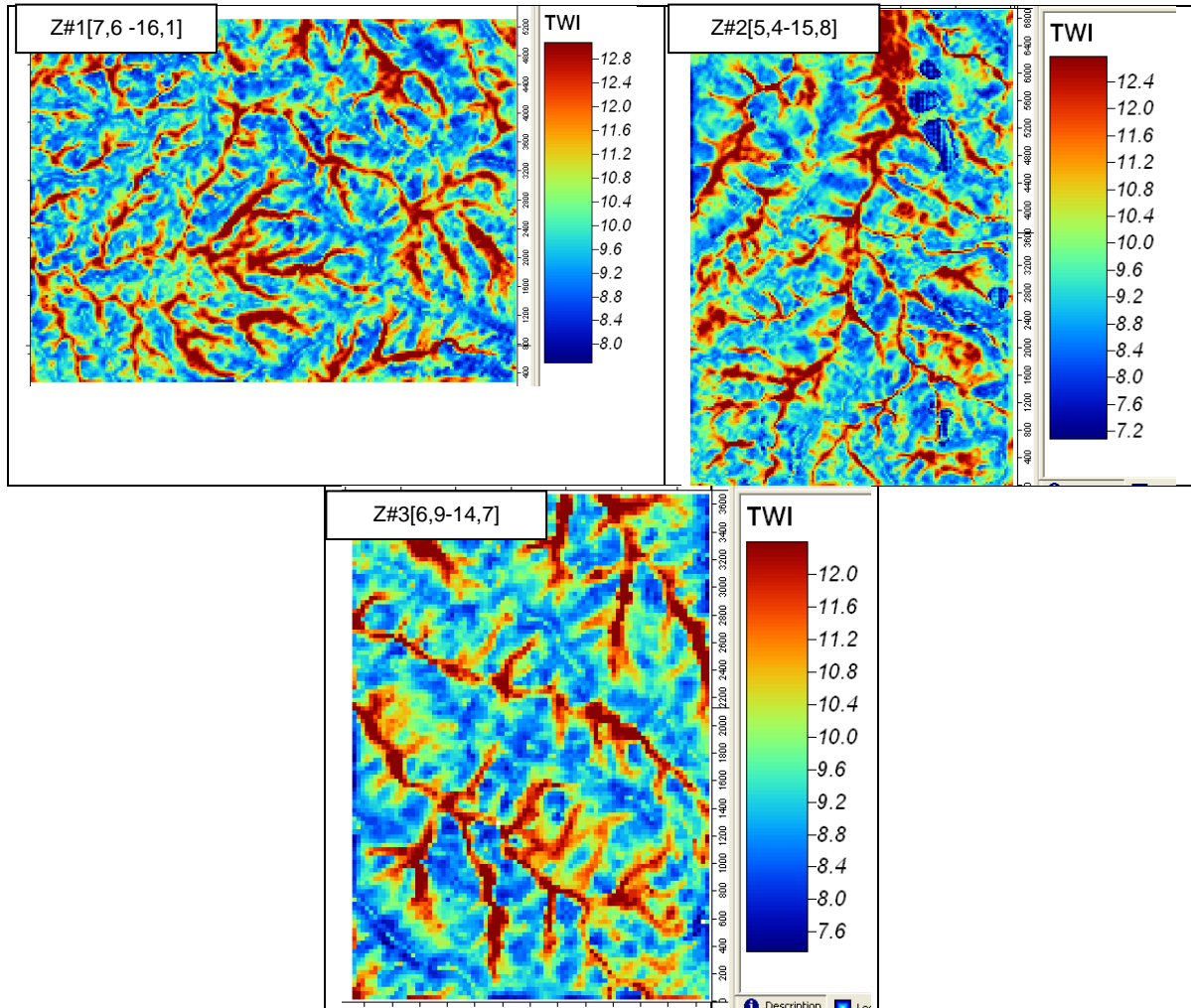
El índice de llanura del fondo de los valles, con valores entre 0 y 1,37, alcanza sus valores máximos alrededor de las corrientes, donde se resalta con valores rojizos. Las corrientes son más evidentes en las zonas 1 y 2, pero en la 3 es poco el realce, debido posiblemente a la vegetación alta que tiene esta zona (Figura 3-31). Además según Wang y Laffan (2009) se puede indicar que no se observan zonas amplias con valores altos, debido a que estas zonas piloto se encuentran en terreno montañoso.

Figura 3-31: Índice de llanura del fondo de los valles (MRVBF)



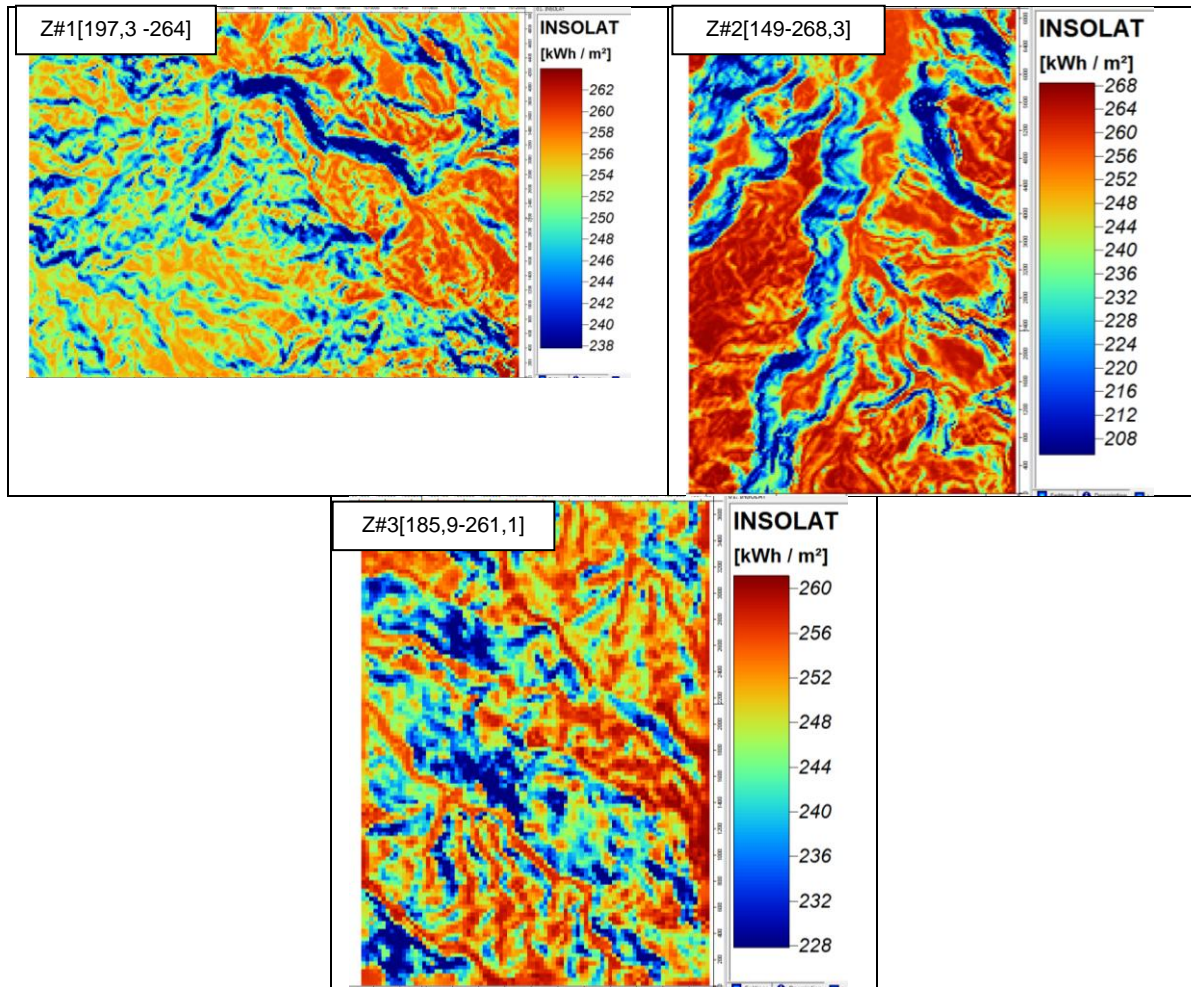
El índice topográfico de humedad obtenido en las tres zonas piloto, toma valores entre 5,4 y 16,1, con promedio general de 10,1; los valores más altos se encuentran en las zonas topográficamente bajas (Figura 3-32). Estos valores se encuentran dentro de la incertidumbre medida por simulación Montecarlo (Hengl, 2009) en este atributo secundario del terreno (ver Tabla 3-17).

Figura 3-32: Índice topográfico de humedad (TWI)



El índice de radiación solar, tiene una relación directa con la iluminación y cómo el terreno esparce la luz solar. El sombreado analítico se usa para el cálculo de la radiación solar, donde las sombras se consiguen con la posición del sol y la energía solar entrante se suma para periodos de tiempo definidos por el usuario. El promedio de las tres zonas piloto corresponde a 247 kWh/m^2 , y se presenta en gama de colores, siendo menor para las zonas en color azul y naranja para las de máxima exposición (Figura 3-33).

Figura 3-33: Índice de radiación solar (INSOLAT)



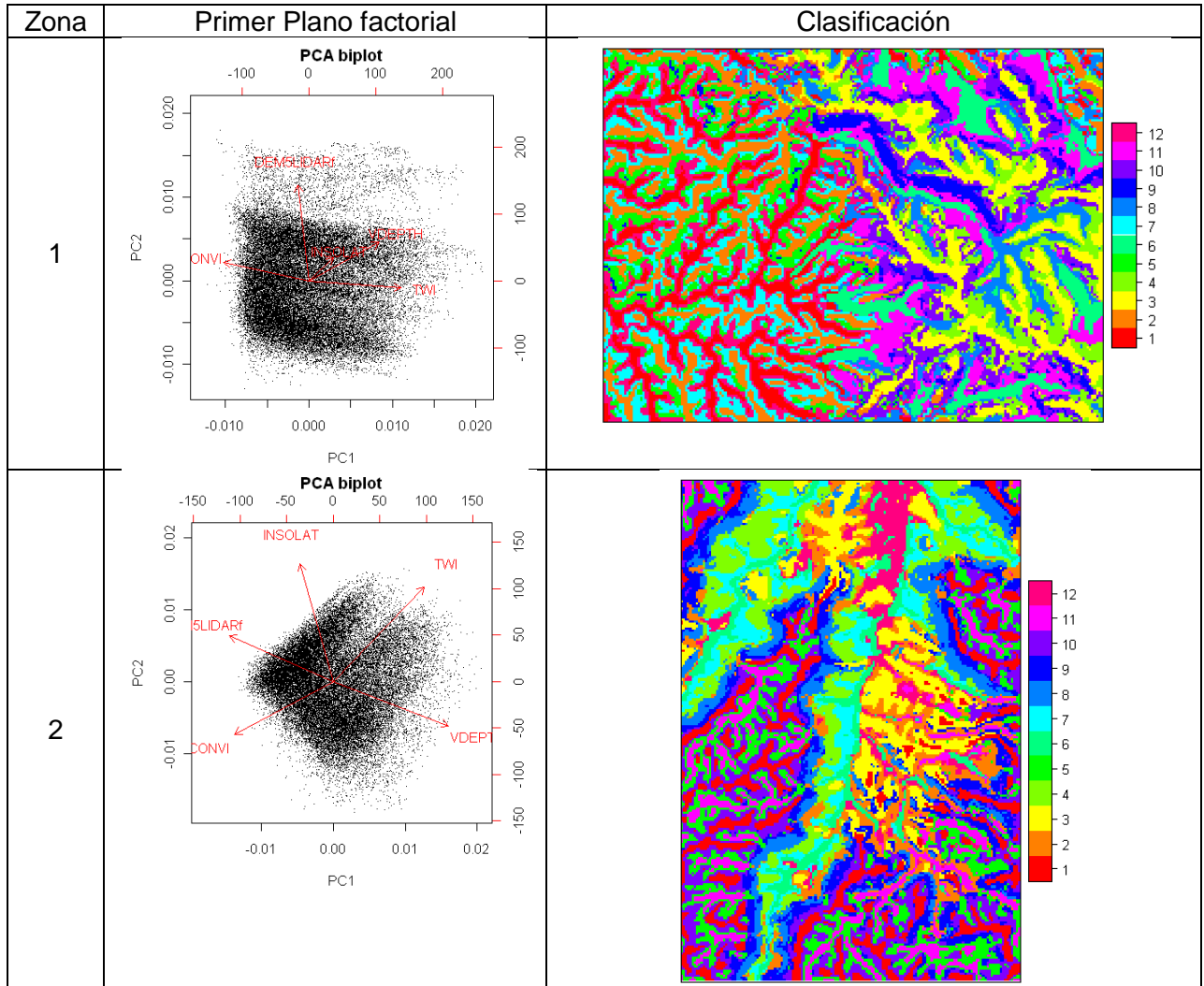
Según Ruiz-Arias et al., 2009; la variabilidad en la elevación, orientación de la superficie (pendiente y aspecto) y sombras dadas por lo atributos topográficos crean fuertes gradientes locales de insolación, por lo tanto las componentes difusa y reflejada de la radiación son más importantes cuando se incrementa la complejidad topográfica; estos aspectos se observan visualmente en el modelamiento de la insolación en las tres zonas piloto.

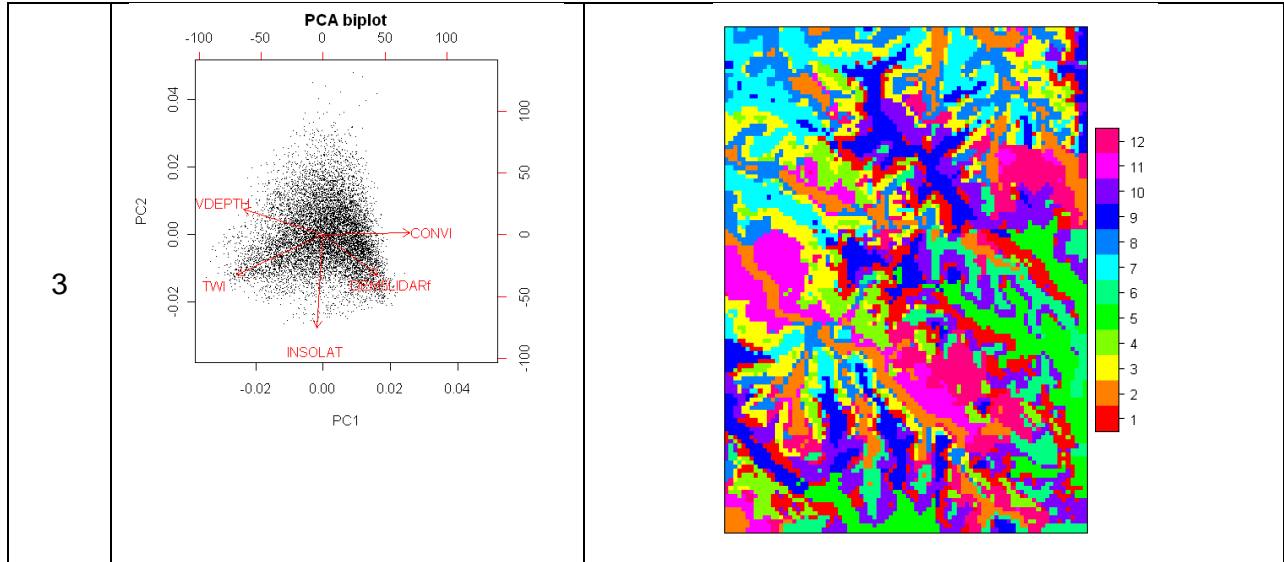
- **Extracción no supervisada de las formas del terreno**

Con base en el análisis fuzzy k-means implementado en el paquete “stats” de R (Venables y Ripley, 2002) se obtuvo 12 clases por razones práctica y de convergencia de la suma de cuadrados dentro de cada grupo; el centro de clase es seleccionado de tal manera que dentro de cada grupo la suma de cuadrados es mínima. El procedimiento se

inició convirtiendo los parámetros básicos del terreno en componentes independientes, usando análisis de componentes principales (Lebart, Morineau & Piron, 1995). Posteriormente se agruparon los componentes principales para obtener clases de predicción, en una primera alternativa (Figura 3-34).

Figura 3-34: Clasificación a partir de componentes principales (Alternativa 1)





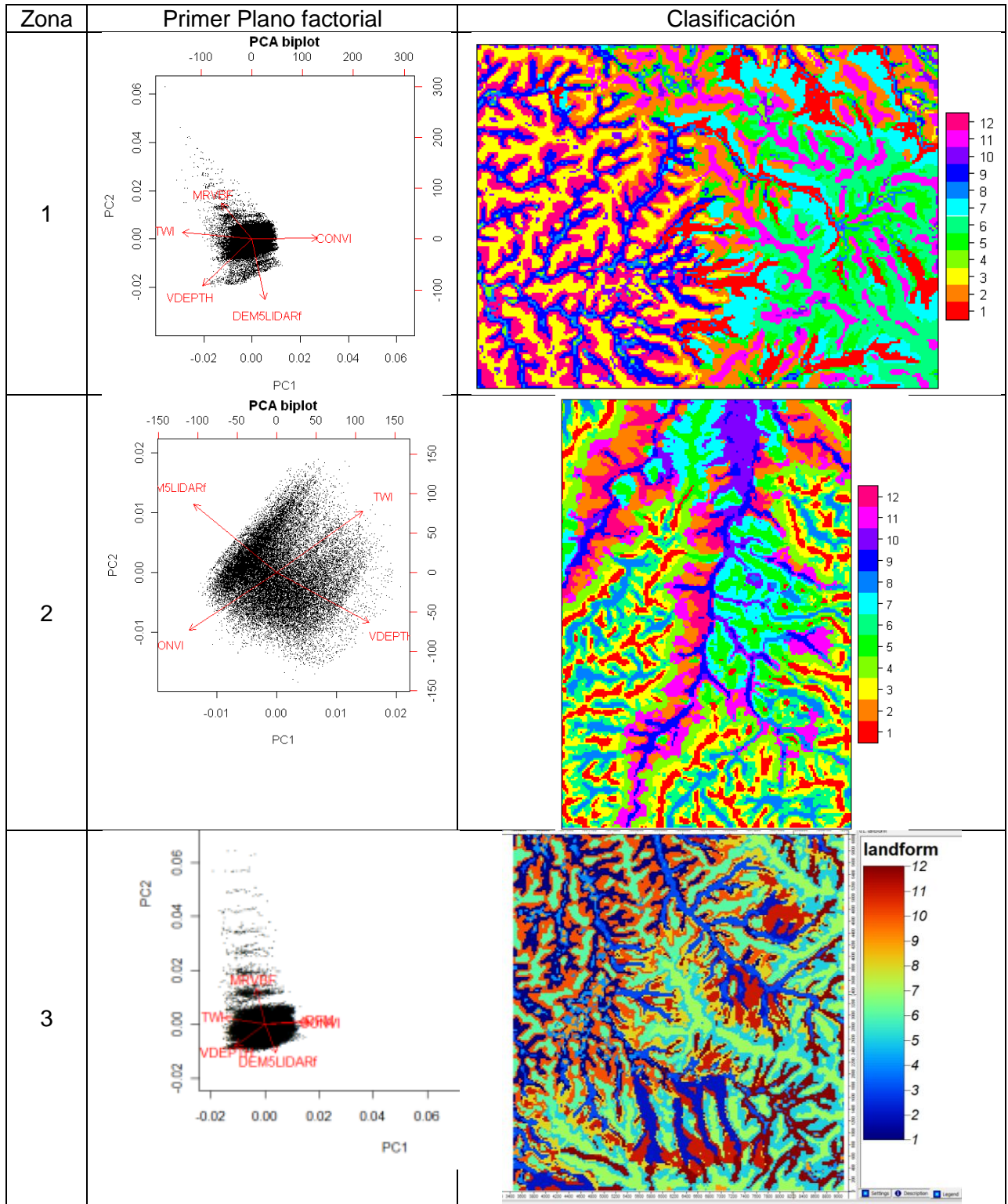
En la zona piloto 1 se combinaron los parámetros denotados como: DEM (elevación) – CONVI (índice de convergencia) – VDEPTH (profundidad de los valles) – INSOLAT (insolación) y TWI (índice topográfico de humedad). La representación en el primer plano factorial de los primeros dos componentes principales, muestra que las variables son relativamente independientes. La clasificación no supervisada obtenida resalta el drenaje de la zona más baja localizada al oeste de esta zona piloto y las dos montañas representadas en color amarillo que las disecta un valle profundo representado en color azul oscuro.

En la zona piloto 2, también se combinaron las variables: DEM – CONVI – VDEPTH INSOLAT y TWI, obteniéndose una clasificación no supervisada que resalta los dos cañones que confluyen cerca de la población de Coconuco, en color verde claro y azul, rodeado de formaciones montañosas localizadas en las direcciones W, S y E.

La zona piloto 3, en la que también se combinaron los mismos parámetros del terreno de las anteriores zonas piloto descritas, muestra una clasificación con objetos en los que no se puede distinguir algún patrón específico de formación, debido posiblemente, a la cobertura vegetal alta existente en esta zona piloto.

La figura 3-35, presenta el primer y segundo componente principal al relacionar las variables DEM (elevación) – TWI (índice topográfico de humedad) – VDEPTH (profundidad de los valles) – CONVI (índice de convergencia) y MRVBF (índice multiresolución de la llanura del fondo de los valles), alternativa 2.

Figura 3-35: Clasificación a partir de componentes principales (Alternativa 2)



En la zona piloto 1, se combinaron los parámetros del terreno: DEM – CONVI - VDEPTH- MRVBF y TWI, lográndose una buena diferenciación en las estructuras del terreno localizadas en la zona alta y baja, en ésta última la delineación de los valles asociados a las corrientes es bastante notoria; así como también se encuentran crestas y laderas clasificados en los primeros grupos.

En la zona piloto 2, las variables que mostraron independencia fueron: DEM – CONVI - VDEPTH y TWI. En esta clasificación se resaltan las corrientes, además del valle indicado en la figura 3-34, en la zona central la corriente transcurre cerca del pie de la ladera como se comprobó en los recorridos de campo realizados.

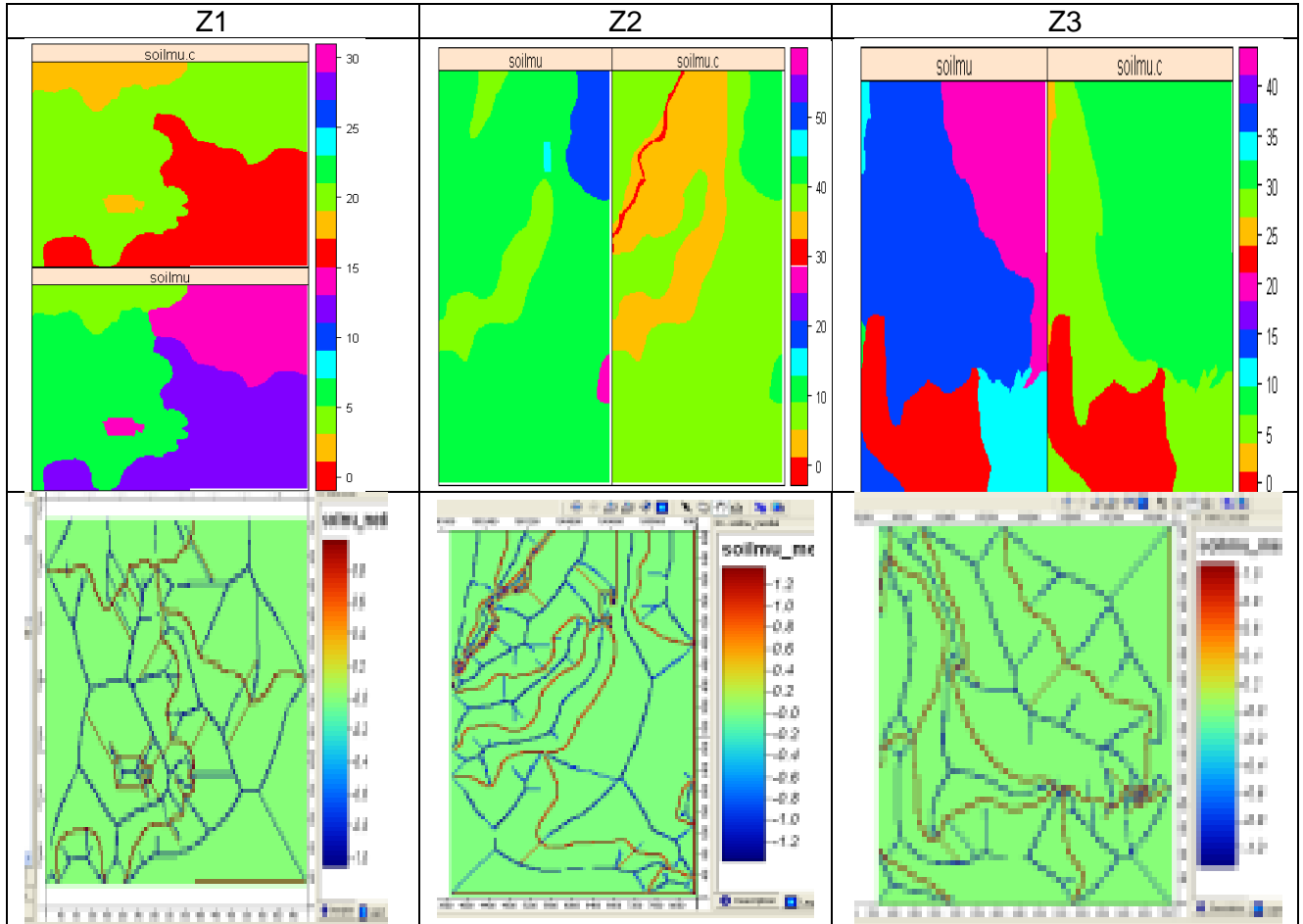
La zona piloto 3, que combinó las variables DEM – CONVI – VDEPTH - TWI y MRVBF, mostró una mejor disposición de las formas del terreno que la mostrada en la figura 3-29, donde se resalta la disposición de la red de drenaje existente, a pesar de estar esta zona en cobertura específicamente plantaciones de pinos.

Aplicaciones previas a estos resultados, indicados en Hengl (2009), combinaron los componentes principales de los atributos del terreno: Índice de humedad topográfica, profundidad de los valles, insolación solar e índice de convergencia en unos casos; en otros se involucró el índice multiresolución del fondo de los valles, y la función estadística de la diferencia en un análisis de residuales; todo lo anterior para obtener clasificaciones de 12 categorías pero a partir de información LIDAR.

- **Regresión Logística Multinomial**

El mapa de unidades de relieve a escala 1:100000, recortado en las zonas piloto y el método de los ejes centrales (Venables y Ripley, 2002) fueron usados como mapa de ponderación para extraer muestras aleatorias, usando el método método “rpoint” del paquete “spatstat” de R (Hengl, 2009) (Figura 3-36).

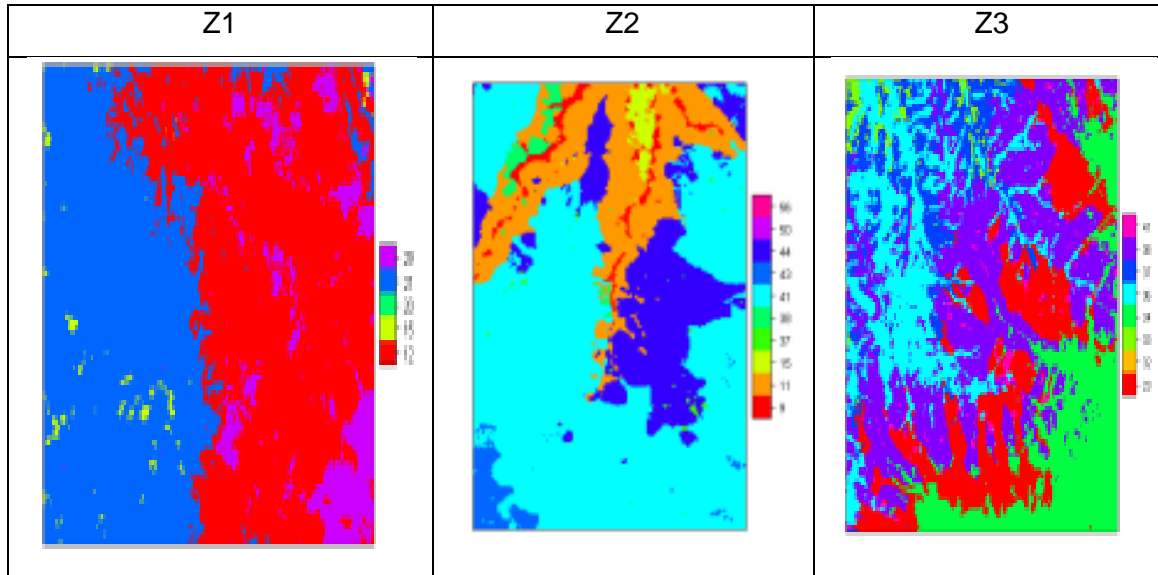
Figura 3-36: Obtención de píxeles de entrenamiento del mapa de suelos rasterizado



Las figura 3-36 muestra las unidades de suelos rasterizadas, en color café y las líneas con los píxeles de entrenamiento en color azul; la distribución de éstas últimas alrededor de las primeras, dan una idea de la representatividad espacial de la muestra (Hengl, 2009).

El algoritmo minimiza la selección de píxeles de entrenamiento que podrían estar en una u otra de dos clases vecinas. Una vez los píxeles de entrenamiento fueron asignados, se ajustó un modelo de regresión logística multinomial usando el paquete “nnet” de R (Venables y Ripley, 2002), para predecir las unidades cartográficas para cada zona piloto (Figura 3-37). Este método ajusta iterativamente modelos logísticos para un número de clases dado un conjunto de píxeles de entrenamiento (Hengl, 2009).

Figura 3-37: Predicción de unidades del terreno usando regresión logística multinomial



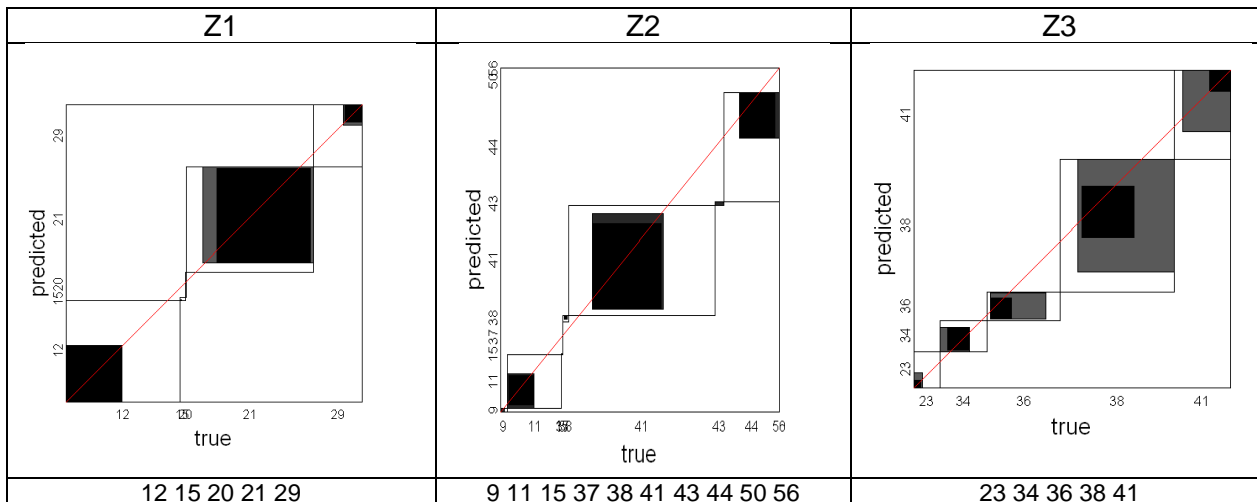
Finalmente, se comparó el mapa generado usando regresión logística multinomial con el mapa existente. La comparación del ajuste total de los dos mapas se realizó usando el paquete “mda” de R, que permite obtener índices “kappa” (Hengl, 2009) (Tabla 3-23).

Tabla 3-23: Estadísticas Kappa

Alternativa	Zona	Estadística Kappa					
		Alternativa 1			Alternativa 2		
		Z1	Z2	Z3	Z1	Z2	Z3
Sin ponderar	Valor	0.380	0.293	0.189	0.387	0.293	0.214
	ASE	0.0039	0.0037	0.0043	0.0039	0.0037	0.0031
Ponderado	Valor	0.237	0.382	0.243	0.266	0.369	0.218
	ASE	0.0065	0.0059	0.0077	0.0065	0.0058	0.0063

Ambas alternativas implementadas muestran un comportamiento similar en la comparación o coincidencia entre los valores reales y la predicción, sin embargo, visualmente se encontró una mejor definición de geoformas en la alternativa 2. La coincidencia entre la predicción de las unidades de relieve utilizando regresión logística multinomial y el mapa de suelos IGAC, está entre 0,21 y 0,39, valores de coincidencia bajos, posiblemente debido a la escala del mapa de referencia (1:100000). Las concordancias se presentan gráficamente en figura 3-38.

Figura 3-38: Gráfica de las concordancias RLM de unidades del terreno vs mapa suelos IGAC



Las unidades con la mayor coincidencia se listan en orden decreciente de importancia en la tabla 3-24.

Tabla 3-24: Unidades de suelo con mayor coincidencia

Zona	Unidades de suelo coincidentes
Z1	21[LQCe2]; 12[LQAf2]; 29[MLAf3]
Z2	41[MKBb]; 58[MHAe]; 9[CA]
Z3	38[LLAe2]; 41[MKBb]; 36[LLAd3]; 34[MLAf]; 23[LLAd2]

La descripción de las unidades cartográficas según la leyenda de suelos (IGAC, 2009) con mayor coincidencia se describe a continuación:

- Zona 1

LQCe2: Paisaje de lomerío, con relieve ligeramente ondulado a moderadamente escarpado con pendientes hasta del 75%, rectas, convexas, medias y largas; suelos Typic Dystrudepts (50%) y Typic Udorthents (50%), con fase ligeramente escarpada y moderadamente erosionada.

LQAf2: Lomas y colinas en paisaje de lomerío, con relieve ligeramente ondulado a moderadamente escarpado con pendientes hasta del 75%, rectas, convexas y medias; suelos Typic Hapludox (40%), Oxíc Dystrudepts (40%) y Typic Fulvudands (20%), con fase moderadamente escarpada y moderadamente erosionada.

MLAf3: Estos suelos se localizan en las laderas de las filas y vigas del paisaje montañoso. El relieve varía desde ligeramente ondulado hasta fuertemente escarpado,

con pendientes desde 3%, hasta mayores de 75%; la asociación está conformada por los suelos Typic Hapludands (40%), Typic Fulvudands (35%), Andic Dystrudepts (20%) y Afloramientos rocosos (5%), con fase moderadamente escarpada y severamente erosionada.

- Zona 2

MKBb: Lomas y colinas del paisaje montañoso. El relieve varía desde ligeramente ondulado hasta moderadamente escarpado, con pendientes entre 7% y el 50%; formado por suelos Acrudoxic Fulvudands (35%), Pachic Fulvudands (35%) y Typic Hapludands (30%), de fase ligeramente inclinada.

MHAe: Tipos de relieve de filas y vigas que conforman el sistema montañoso entre 3000 y 3600m; el relieve es moderadamente inclinado hasta fuertemente escarpado con pendientes rectas y convexas, que fluctúan entre 12% y mayores al 75%; está formada por los suelos Typic Placudands, Lithic Fulvudands y Lithic Melanudands, con fase ligeramente escarpada.

CA: Río Cauca

- Zona 3

LLAe2: Paisaje de lomerío en el tipo de relieve de lomas y colinas, el relieve es ligeramente ondulado a moderadamente escarpado, con pendientes hasta del 75%, rectas, convexas, medias y largas; la unidad está conformada por los suelos: Typic Hapludands (50%), Typic Dystrudepts (40%) y como inclusión el Lithic Udorthents (10%), con fase ligeramente escarpada y moderadamente erosionada.

MKBb: ya descrito en la zona 2.

LLAd3: Igual que LLAe2, pero con fase fuertemente inclinada y severamente erosionada.

MLAf: Igual que el MLaF3 de la zona 1, pero con fase moderadamente escarpada.

LLAd2: Igual que LLAe2, pero con fase fuertemente inclinada y moderadamente erosionada.

Hengl (2009) reportó índices de coincidencia entre 51 y 67% pero con datos LIDAR, indicando que un “coeficiente de Kappa relativamente bajo es típico de las aplicaciones

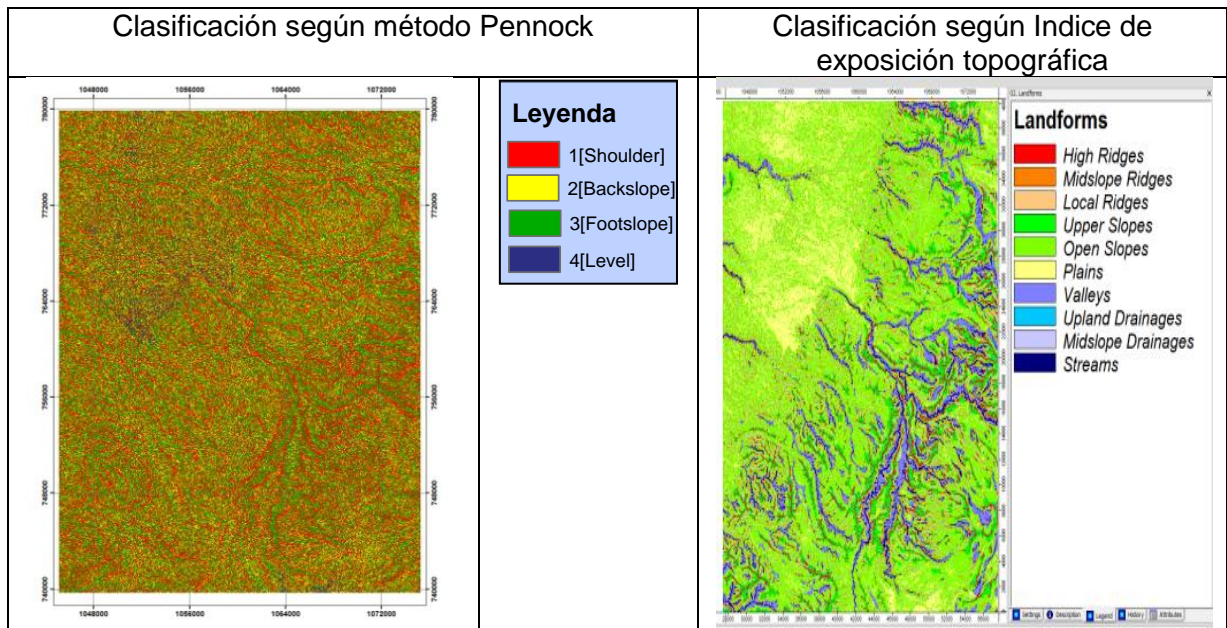
cartográficas para geomorfología y suelos”. Este mismo autor, resalta la ventaja de utilizar procedimientos estadísticos ya que refleja más objetivamente el conocimiento experto y se generan pocos artefactos, pero requiere refinamiento adicional como la inclusión de árboles de regresión y algoritmos de inteligencia artificial.

3.6 Clasificación de las formas del terreno en el área de estudio

Con base en los análisis realizados en las zonas pilotos donde se evaluaron los métodos, posición topográfica y clasificación no supervisada con agrupación k-means, para clasificar las formas del terreno en el área de estudio, se aplicaron los siguientes métodos de acuerdo con la etapa anterior, y otros adicionales, con los siguientes resultados:

- Métodos de Pennock (1987) y posición topográfica (Guisan, et al., 1999)

Figura 3-39: Métodos de clasificación según Pennock y TPI



En la figura 3-39, el algoritmo de Pennock, no muestra variabilidad de las formas del terreno, la razón de esta excesiva homogeneidad puede ser debida a que el script aplicado está concebido para un tamaño de pixel de 10 m, con unos umbrales específicos que no son manipulables por el usuario.

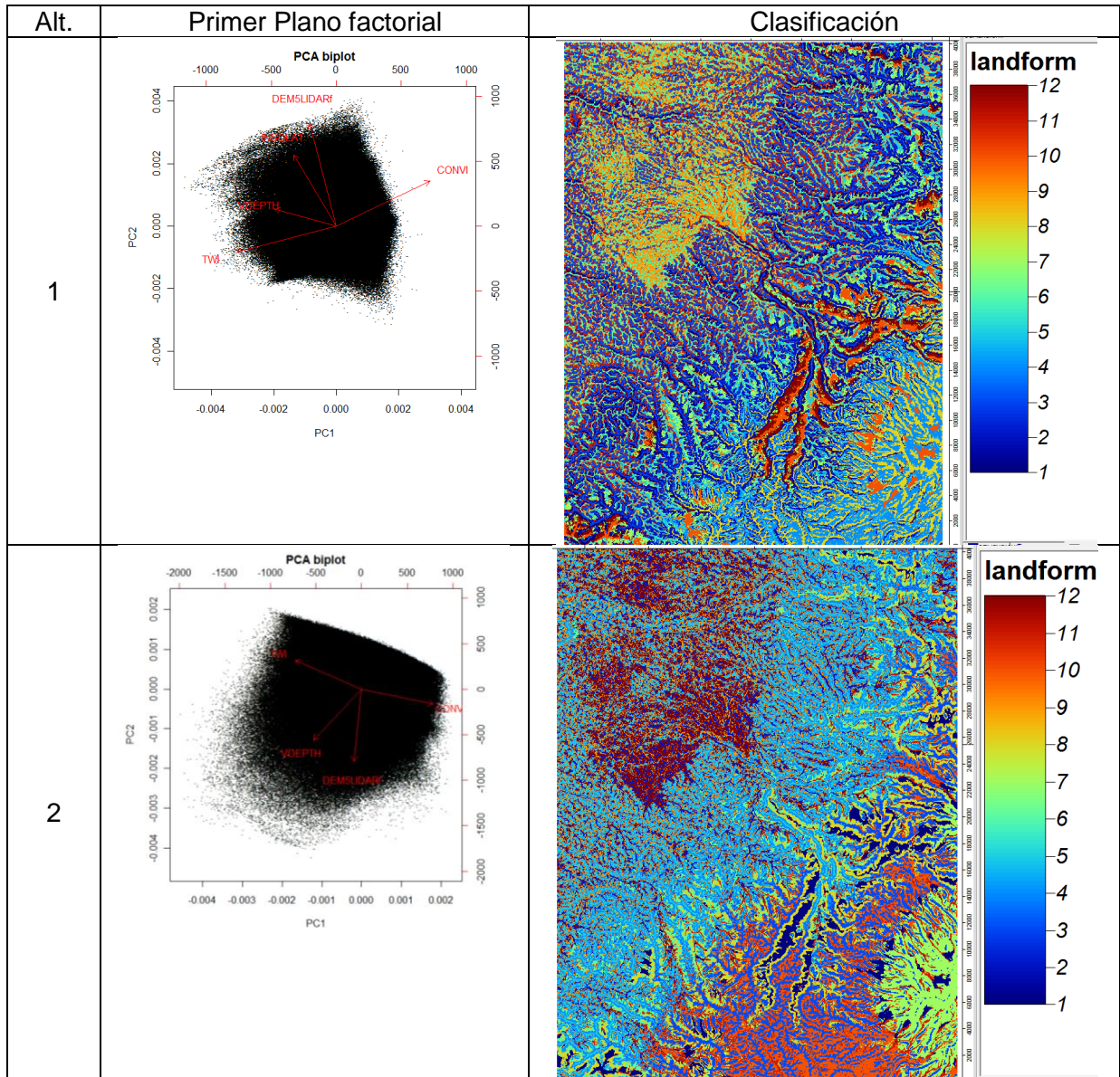
La clasificación según el índice de posición topográfica permite destacar los cañones asociados a las corrientes importantes de la cordillera central (especialmente el río Cauca), pero en la zona plana éstas no tienen continuidad. Esta clasificación pone en evidencia la posición de la ciudad de Popayán en color amarillo y las laderas de pendiente alta con bastante extensión espacial.

La clasificación no supervisada implementada mediante script en el software R, aplicada al área de estudio, se indica en la figura 3-40, con los parámetros del terreno indicados en el diagrama del primer plano factorial que representa los dos primeros componentes principales.

La primera alternativa consideró en el modelo de clasificación no supervisado, los parámetros: DEM – CONVI – VDEPTH - TWI e INSOLAT definidos en el numeral 3.3.2 de este documento, con la cual se logró una clasificación que resalta el cañón del río Cauca y el río San Francisco y el altiplano que contiene la ciudad de Popayán; además del terreno montañoso circundante de la cordillera central. La otra alternativa combinó los parámetros: DEM – CONVI - VDEPTH y TWI, donde los objetos que más se resaltan corresponden al cráter del volcán Puracé, el cañón del río Cauca y San Francisco en su parte alta (cordillera central) y el altiplano donde se asienta la ciudad de Popayán.

La disposición de los puntos, para las variables de entrada al modelo de clasificación, son aproximadamente circulares, indicando la independencia de éstas, supuesto necesario para la aplicación de la regresión logística multinomial.

Figura 3-40: Clasificación no supervisada del terreno en el área de estudio (agrupación k-means)



El análisis del relieve en el área de estudio, mostró que los algoritmos implementados en código abierto permiten caracterizar las formas del terreno en el contexto espacial, sin embargo, se encuentra una buena delimitación de las unidades por el algoritmo de la posición topográfica aplicado en los DEMs-SRTM de 1". La clasificación no supervisada, permite reconocer patrones a nivel de algunas estructuras como los cráteres y las zonas

pobladas extensas, así como las estructuras asociadas al drenaje, pero no garantiza la continuidad de los valles en zonas planas.

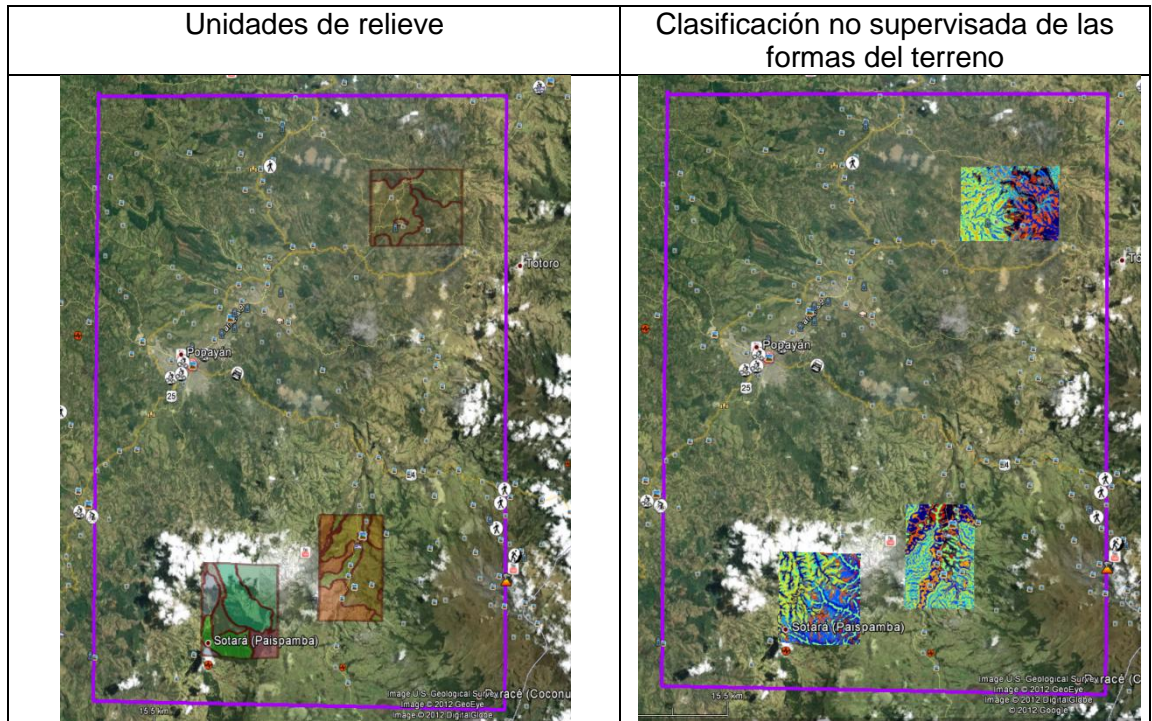
3.7 Validación de resultados

3.7.1 En las zonas piloto

Adicional a la validación numérica indicada en la figura 3-38 obtenida para las zonas piloto con el método de clasificación no supervisada, se obtuvo una comparación de los resultados de las predicciones de las formas del terreno, sobre el globo virtual Google Earth, la cual se complementa con una foto cercana al sitio de la clasificación. Los resultados de la clasificación con nombre de archivo "landform" y los mapas de relieve recortados en cada una de las zonas de estudio fueron convertidos en formato "kml" propio de Google Earth, con el fin de efectuar las comparaciones. Este método es recomendado por Hengl (2009)

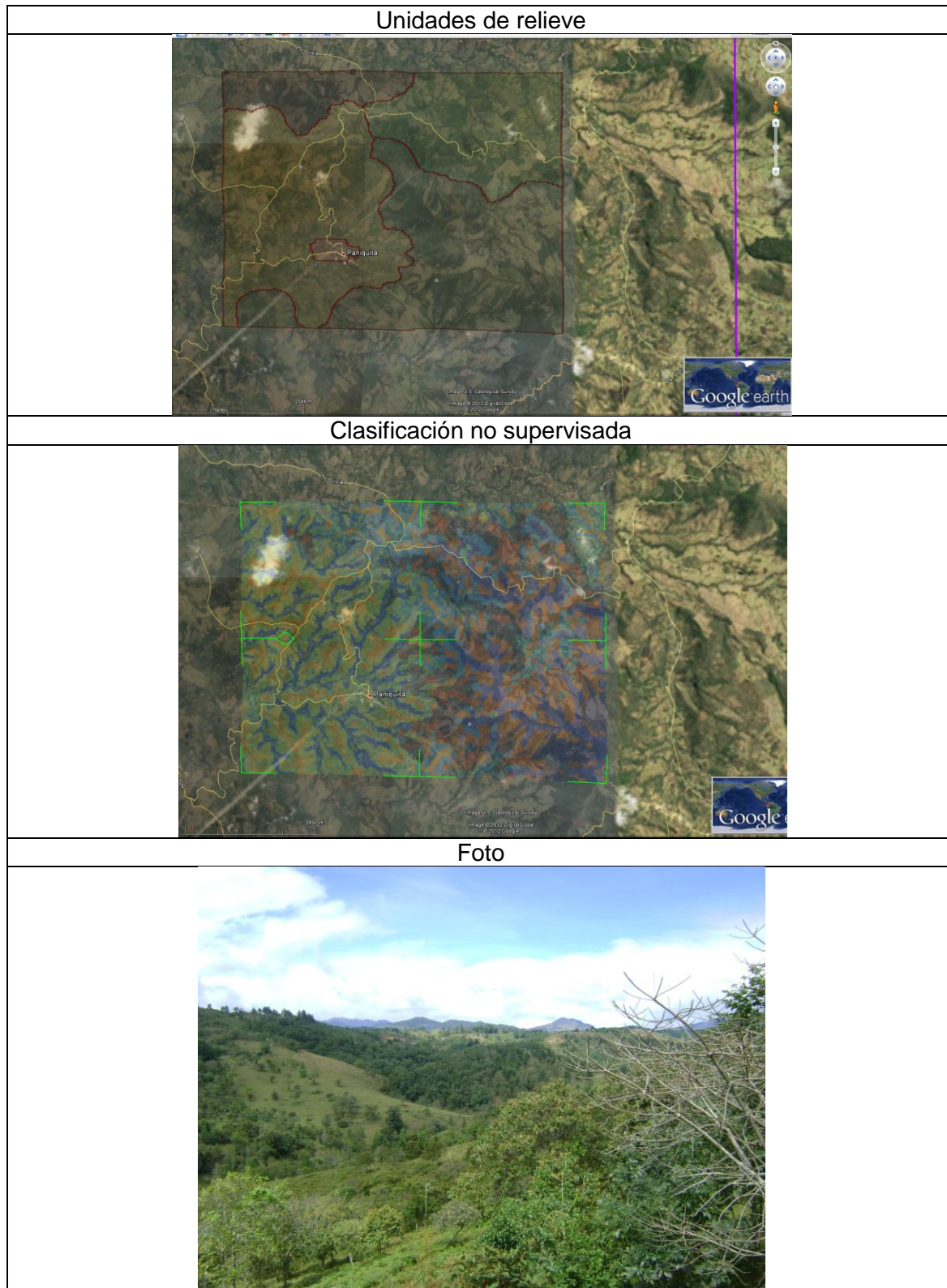
En la figura 3-41 se presenta la localización en el contexto del área de estudio, de las 3 zonas piloto analizadas.

Figura 3-41: Superposición de los resultados de las zonas de trabajo en Google Earth



La superposición de los resultados de la clasificación y las unidades de suelos sobre las imágenes de Google Earth, permiten realizar una evaluación cualitativa de la exactitud de las clasificaciones encontradas en las tres zonas piloto; la cual se presenta de manera individual en las figuras siguientes.

La figura 3-42 muestra la comparación de la zona 1, localizada en el noreste de la región de estudio.

Figura 3-42: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 1

La clasificación en esta zona es muy cercana a la realidad, tanto en la parte alta como baja de la zona analizada, se resalta el sistema de drenaje de tipo dendrítico con una divisoria de aguas en forma circular, donde los tributarios se dirigen a un solo punto.

La figura 3-43 corresponde a la zona 2 localizada cerca de la población de Coconuco. En esta clasificación se resalta el cañón central en cuyo fondo corre una quebrada y también el trazado de la vía Popayán – Paletará; de la misma manera se resaltan las crestas agudas que se encuentran cerca de la población de Coconuco.

La figura 3-44 muestra la zona 3 la cual se encuentra en los alrededores de la población de Paispamba. En esta clasificación se destacan las crestas localizadas en dirección NW-SE; casi toda la región corresponde a una plantación de pinos propiedad de Cartón de Colombia, pero a pesar de la existencia de cobertura se distinguen los rasgos del terreno entre los que se destacan las crestas y las zonas bajas.

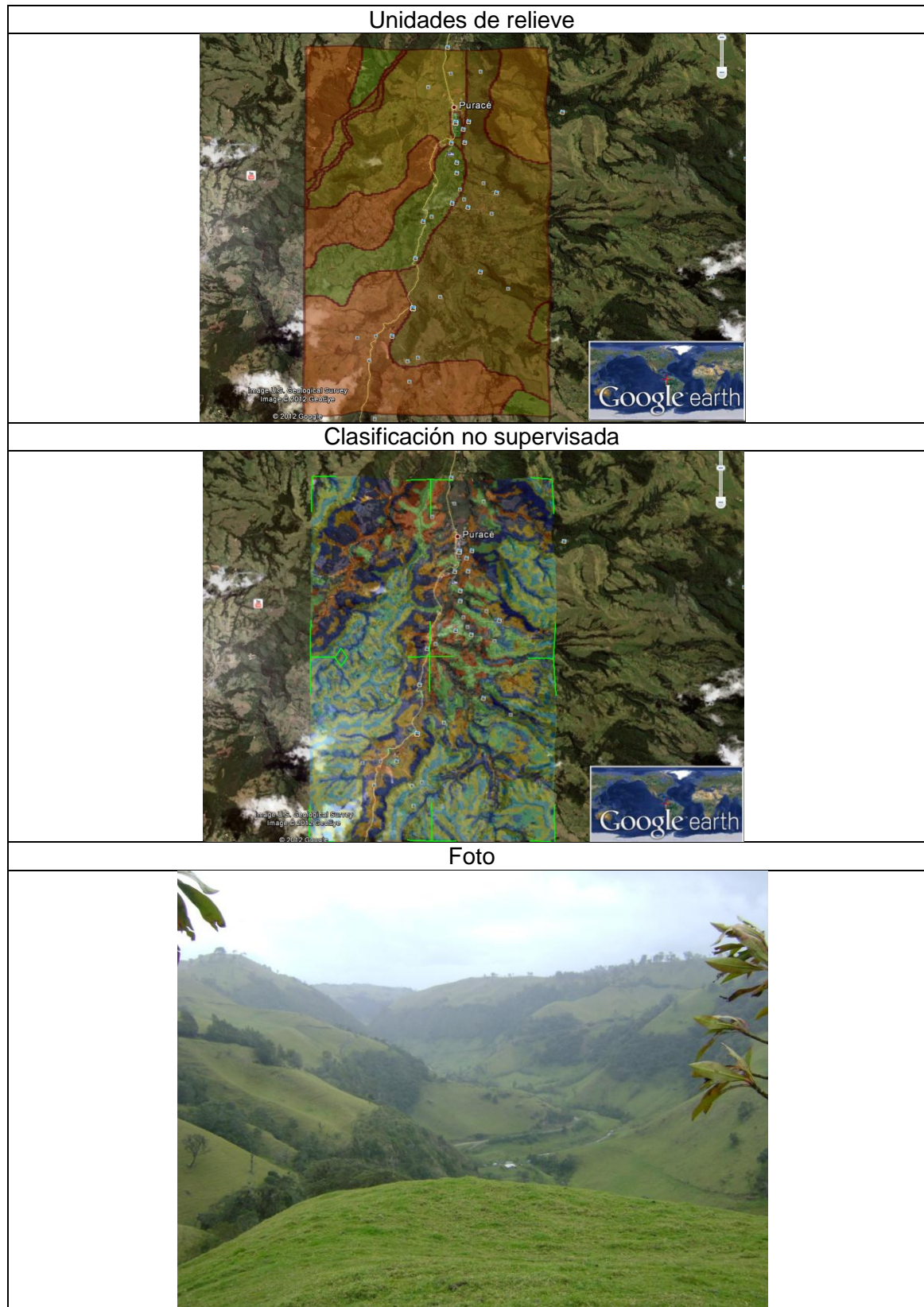
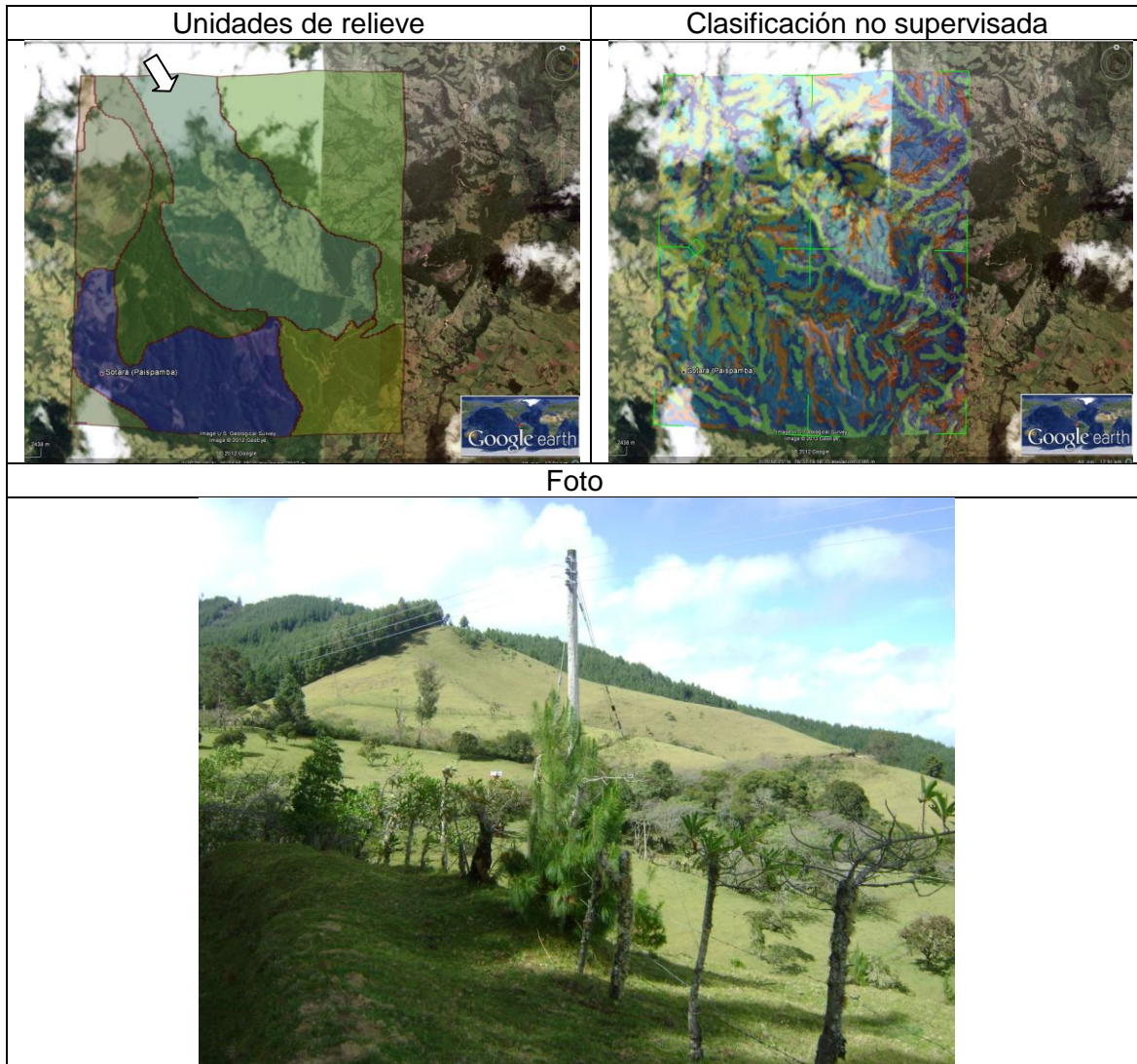
Figura 3-43: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 2

Figura 3-44: Superposición de resultados en Google Earth y comparación fotográfica. Zona 3



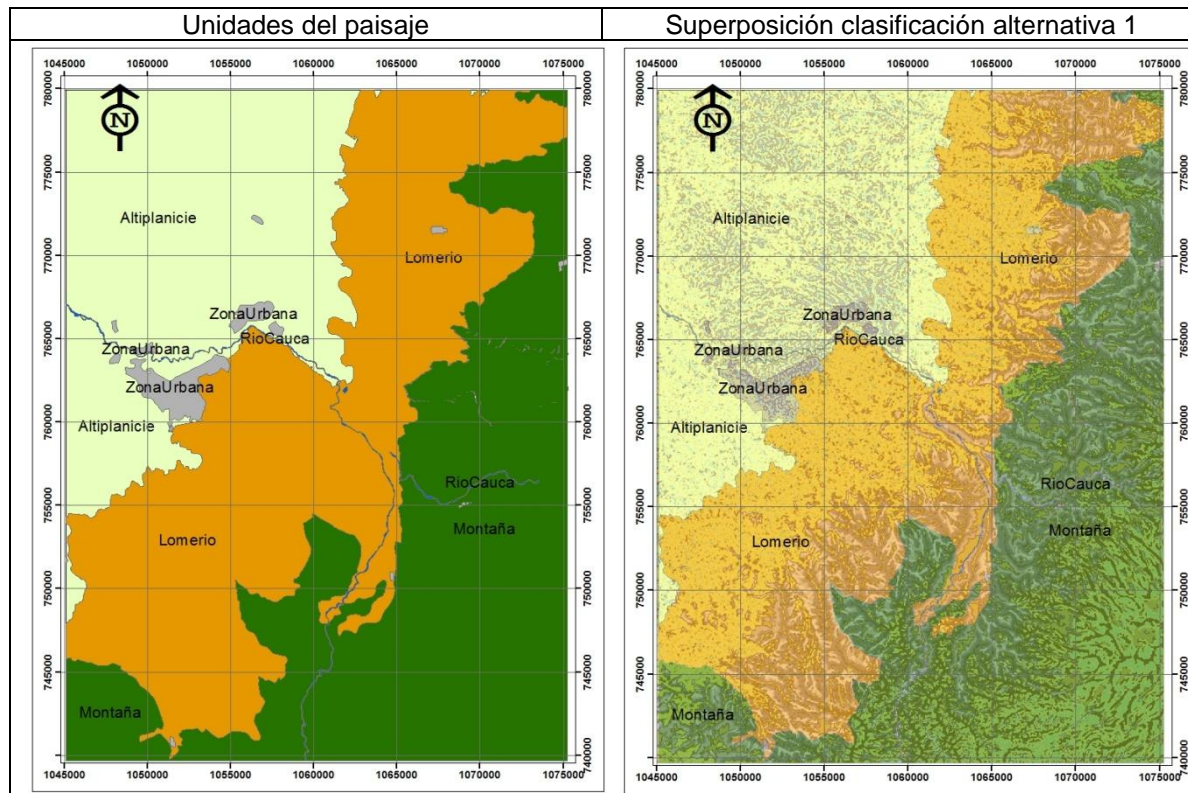
3.7.2 En el área de estudio

La clasificación del área de estudio mostrada en la figura 3-40, se comparó con el mapa de unidades del paisaje (IGAC, 2009), obtenido a partir de una reclasificación por atributos de las unidades del mapa de suelos a 1:100000 donde se dejó solamente las unidades del paisaje, las cuales se generalización mediante la función “dissolve” de ArcGIS9.3.

En la figura 3-45 se presentan las unidades del paisaje junto con su superposición sobre los resultados de la clasificación no supervisada de la alternativa 1, a la cual se le aplicó

previamente un filtro de paso bajo; la superposición se realizó con una transparencia del 50%.

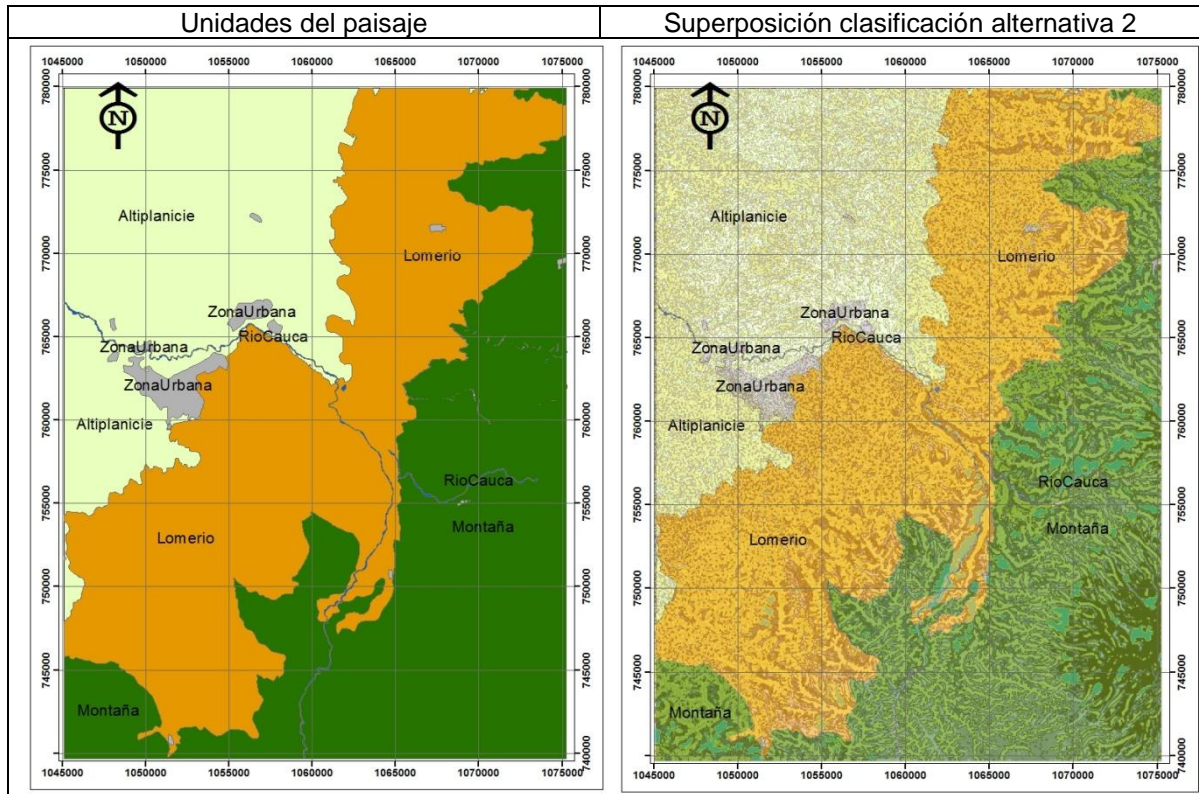
Figura 3-45: Superposición de los resultados de la clasificación no supervisada (alternativa 1) sobre el mapa de unidades del paisaje



La figura 3-45 permite observar una buena coincidencia de la clasificación no supervisada (DEM – CONVI – VDEPTH - TWI e INSOLAT) con las unidades del paisaje, inclusive la clasificación obtenida con el método k-means, resalta una zona de transición entre la unidad de montaña y la unidad de lomerío, la cual no se encuentra en el mapa de referencia debido a su grado de generalización. Por otra parte la clasificación expone la ciudad de Popayán como unidad de clasificación, la cual también es considerada dentro de la leyenda del mapa oficial de suelos.

Los resultados de la comparación sobre las unidades del paisaje de la clasificación obtenida con la alternativa 2 (DEM – CONVI - VDEPTH y TWI) se presentan en la figura 3-46.

Figura 3-46: Superposición de los resultados de la clasificación no supervisada (alternativa 2) sobre el mapa de unidades del paisaje



En esta clasificación se destaca que la zona de transición entre la montaña y el lomerío es menos notoria que en el caso mostrado en la figura 3-45, pero se observa una mejor delineación del cono volcánico.

La alternativa 1 mostró una mejor delineación de las formas al permitir modelar una zona de transición entre la unidad de montaña y la de lomerío, pero la alternativa 2 permitió una mejor delimitación del cono volcánico.

3.8 Método para la delineación automatizada de las formas del terreno

Los resultados encontrados en esta investigación, permiten consolidar las siguientes etapas para abordar el problema de la extracción automatizada de las formas del terreno, desde un punto de vista estadístico y con un alcance exclusivamente morfométrico.

- **Entrada de datos**

La delimitación de las unidades del terreno se realiza a partir de DEMs, los cuales se obtienen de manera económica con resoluciones espaciales aproximadas de 31 y 92 m provenientes de las fuentes SRTM (31 m y 92 m) y ASTER (31 m).

Preferiblemente se debe disponer de curvas de nivel preferiblemente en formato digital a una escala 1:25000 o mayor, con el fin de llevar a cabo verificaciones de la calidad de los DEMs que se van a utilizar. Sin embargo, en este trabajo se abordaron las metodologías para evaluar la calidad de los DEMs: error cuadrático promedio comparando DEMs, transectos y análisis geoestadístico, los cuales arrojaron resultados similares.

Es necesario disponer de mapas digitales de geomorfología o de suelos, en formato vector o raster, los cuales permitirán realizar análisis de concordancias entre las unidades de predicción y las unidades del relieve oficiales, no obstante, como lo indica Hengl (2009) en estudios de geomorfología y suelos, se espera tener valores de similaridad (ó índices kappa) bajos.

- **Preprocesamiento de datos**

Todas las capas indicadas anteriormente deben ser sometidas a las siguientes actividades:

- Elaboración de una capa máscara correspondiente al área de estudio del proyecto de delimitación de unidades del terreno.
- Conversión y/o transformación entre sistemas de referencia para asignar a todas las capas el sistema de referencia de coordenadas planas con el origen complementario que aplique al área de estudio, según la región de Colombia donde se encuentre.
- Rasterización de todas las capas de entrada al proceso de clasificación, de acuerdo con el tamaño de pixel que debe ser el mismo del DEM de referencia. Cortado de todas las capas de entrada con la capa máscara para adecuar las fuentes de entrada al área de análisis.
- Conversión a formato ASCII de las capas de entrada correspondientes al DEM y al mapa del relieve.

- Vectorización del DEM con el fin de obtener una capa de puntos de elevación para procesos de modelado geoestadístico.

Se encontró que en esta primera etapa el software ArcGIS, facilita la adecuación de las capas de entrada con los formatos requeridos por otros paquetes especializados en análisis del terreno.

- Análisis de la calidad del DEM

La calidad del DEM de referencia se puede evaluar mediante la comparación de éste con otro de referencia, por interpolación de curvas de nivel digitales o mediante una nube irregular de puntos GPS. En esta etapa resultó muy útil el software LISA de la Universidad de Leibniz y paquetes relacionados en la librería de BLUH, tales como DEMSHIFT, DEMANAL y RASCOR. En este software se puede obtener el error cuadrático del DEM, teniendo otro como referencia ya sea con espaciamiento regular o irregular, adicionalmente, el error del DEM se puede expresar en función de la pendiente del terreno, facilitando sectorizar la exactitud en función del tipo de terreno. (Jacobsen, 2005)

La obtención de secciones transversales, es otra alternativa de evaluación de la calidad del DEM, utilizando la herramienta de cartografía del terreno denominada "perfil"; sin embargo para el escalado de la escala vertical (exageración del eje vertical), fue necesaria la utilización del software Autocad, para facilitar la comparación visual de las secciones obtenidas.

Adicionalmente, es importante implementar el enfoque geoestadístico para determinar la necesidad de filtrado o no del DEM de entrada. En este enfoque no se requieren puntos de control, ya que la evaluación de la exactitud se realiza primero, mediante la simulación de semivariogramas para diferentes direcciones y posteriormente, ajustando semivariogramas teóricos para conocer los parámetros de dependencia espacial. En esta etapa se debe decidir si se aplica un algoritmo de cerrado de saltos para aquellos pixeles cuyas diferencias con el pixel central sean apreciables o si se trabaja con el DEM original sin alterarlo. (Hengl, 2009)

- Implementación de algoritmos rápidos de clasificación

Con el fin de obtener clasificaciones generales de las formas del terreno, se pueden implementar algunos script como: `toposcale.aml`, `topoclass.aml`, `landform.aml`, `elevres.aml` y `montewi.aml` de ArcInfo Workstation ó el índice de posición topográfica de SAGA. Se destaca aquí la importancia del script `montewi.aml` por la implementación de simulación Montecarlo para el análisis del error de propagación y el del índice de posición topográfica que permiten una clasificación general del terreno en crestas, laderas, valles y llanuras. Estos algoritmos derivan internamente parámetros del terreno (geométricos y regionales) y los combinan de acuerdo a clasificaciones como la de Guisan et al, 1999 y Pennock, 1987. La dificultad de este último radica en que tiene condiciones preestablecidas como la del tamaño de pixel y umbrales de pendiente y curvatura, por lo que se debe analizar con reserva los resultados obtenidos.

- Algoritmo detallado de clasificación

Inicialmente parece que el uso de modelos binarios de clasificación a partir de criterios basados en parámetros básicos del terreno como la elevación, la pendiente, la curvatura, la altura relativa de los puntos, implementados por medio de condicionales en las funciones del álgebra de mapas en un SIG como ArcGIS, promete buenos resultados, pero la falta de definiciones operacionales relacionadas con las formas del terreno, no permite obtener una clasificación continua del terreno, como sí se logra a partir de la combinación de parámetros y el contexto dado por la posición topográfica (algoritmo TPI de SAGA). (Conrad, 2007).

Debido a esto, el enfoque de clasificación no supervisado, basado en agrupaciones de tipo k-means (Hengl, 2009) permite obtener clases detalladas del terreno, las cuales pueden evaluarse por medio de regresión multinomial y mediante superposición en el globo virtual Google earth. Este enfoque implementado en el software R y SAGA requiere las siguientes actividades:

- a) Entrada de datos

- ✓ Preparación de las capas de entrada en formato ASCII, de acuerdo con las zonas de estudio: líneas de contorno, imagen SRTM-1" y mapa de suelos
- ✓ Cargar los datos con el paquete RGDAL de R
- ✓ Asignar el sistema de coordenadas correcto a cada objeto espacial (código epsg).

b) Modelado geoestadístico

- ✓ Modelado del variograma de los datos SRTM-1” mediante el paquete *gstat*, a partir de una muestra aleatoria usando una distribución estadística determinada.
- ✓ Generación de un DEM en SAGA a partir de los datos SRTM en formato vector [librería SAGA; *grid_gridding*]
- ✓ Filtrado de artefactos del DEM-SRTM (Diferencia del valor medio dado un radio de búsqueda) [librería SAGA: *geostatistics_grid*]
- ✓ Remoción de pixeles erróneos (filtrado y reinterpolación de pixeles erróneos o atípicos) [librería SAGA: *grid_tools*]

c) Generación de DEMs desde datos de contorno

- ✓ Interpolación de los datos de curvas de nivel (DEM-TOPO) [librería SAGA: *grid_spline*]
- ✓ Ajuste hidrológico del DEM usando el algoritmo de la ruta de drenaje profundo. [librería SAGA: *ta_preprocessor*]
- ✓ Comparación de los DEMs (creación de una cuadrícula vacía [librería: *grid_tools*], remuestreo de los datos DEM-TOPO a tamaños de celdas SRTM [librería: *grid_tools*], diferencia entre los DEMs)
- ✓ Diferencia entre los DEMs SRTM y TOPO

d) Extracción de parámetros de la superficie del terreno, tales como

- ✓ Índice topográfico de humedad [*ta_hydrology*], profundidad de valles [*ta_morphometry*], radiación solar incidente [*ta_lighting*], índice de convergencia [*ta_morphometry*]

e) Extracción no supervisada de las formas del terreno

- ✓ Conversión de LSPs a componentes independientes usando ACP [*prcomp*]
- ✓ Obtención del número óptimo de clases para agrupación k-means difuso
- ✓ Agrupación del ACP [*kmeans*]

f) Ajuste de variogramas para diferentes clases del terreno

La automatización del ajuste de los variogramas se hace corriendo ciclos, creando un data frame vacío para posteriormente, rellenarlo con los resultados del ajuste.

- ✓ Determinación del número de clases [*length*]
- ✓ Creación de data frames vacíos [*as.list* y *data.frame*]
- ✓ Ajuste de los variogramas mediante un condicional

g) Predicción espacial de unidades cartográficas de suelos

Se utiliza el algoritmo de regresión logística multinomial. [nnet], para predecir las unidades de mapeo para toda el área de interés.

- ✓ Selección de píxeles de entrenamiento (conversión de mapa raster a mapa de polígonos [shapes_grid], conversión del polígono a mapa de líneas [shapes_lines])
- ✓ Derivar el mapa buffer usando el shapefile [grid_gridding], distancia buffer [grid_tools]
- ✓ Determinar puntos específicos en la superficie (ejes promedio) [ta_morphometry]

h) Diseño de muestreo

Se aplica el método *rpoint* del paquete [spatstat]

- ✓ Leer en R y generar los píxeles de entrenamiento [abs, in], píxeles de entrenamiento [rpoint]

i) Ajuste de un modelo de regresión logística

- ✓ Superposición de puntos de entrenamiento y cuadrículas [overlay, multinom]
- ✓ Hacer predicciones [predict]
 - ✓ Comparar el mapa generado usando regresión logística multinomial y el mapa existente [mda, kappa]

El script de R que corresponde a la anterior descripción se presenta en el Anexo E.

▪ Validación de resultados

El algoritmo detallado de clasificación basado en agrupaciones k-means, permite efectuar una validación de resultados, al generar un modelo de regresión logístico multinomial con los parámetros del terreno seleccionados para la clasificación y las unidades del relieve disponibles, a partir de muestras o píxeles de entrenamiento. Como resultado se obtiene un índice kappa, que indica la probabilidad de coincidencia de las unidades de predicción y las unidades obtenidas mediante métodos tradicionales.

Adicionalmente, se tiene la posibilidad de obtener la clasificación de las unidades del terreno en formato "kml", el cual puede ser superpuesto en el globo virtual Google earth para obtener una confrontación visual de los resultados de la clasificación. Finalmente, se debe realizar la confrontación respecto a las unidades del paisaje obtenido de la reclasificación por atributos del mapa de unidades de suelos.

4. Conclusiones y recomendaciones

4.1 Conclusiones

Se ratificó que el DEM-SRTM de resolución espacial aproximada de 30 m tiene una gran potencialidad para delimitar las formas del terreno en zonas de montaña desde el punto de vista morfométrico, en razón a: su exactitud vertical para generar productos cartográficos a escala semidetallada de acuerdo con estándares internacionales y a la obtención de parámetros del terreno que muestran estabilidad y variabilidad respecto a la rugosidad del terreno.

Se identificaron diferentes criterios y enfoques metodológicos con sus algoritmos para la clasificación automatizada de las formas del terreno, que abarcan desde la derivación de formas básicas a partir del análisis de la curvatura, la superposición mediante álgebra de mapas de diferentes parámetros del terreno, la clasificación de la forma del terreno en el contexto paisajístico y la clasificación continua mediante clasificación k-means; estos enfoques incluyeron su implementación en software propietario y libre para finalmente, documentar en forma detallada el método de clasificación no supervisada con agrupación k-means en el software libre R y SAGA.

Se calcularon y se evaluaron las distribuciones de los parámetros del terreno: locales y regionales desde el punto de vista univariado y multivariado, lo cual permitió la selección de un conjunto de ellos sin información redundante, para el proceso de clasificación no supervisada implementado finalmente para el logro del objetivo propuesto. Uno de estos parámetros, el índice de humedad topográfico, fue sometido al análisis de la propagación del error mediante simulación Montecarlo para evaluar su incertidumbre, siendo uno de los factores de gran valor como dato de entrada en el modelo de clasificación no supervisada.

Se evaluó la confiabilidad del modelo de clasificación no supervisado, mediante análisis de similitud (índice kappa) al confrontar unidades del terreno estimadas mediante regresión logística multinomial y las unidades del relieve establecidas en la leyenda del mapa de suelos disponible para la zona de estudio. Adicional, a la cuantificación del error de predicción, se comparó cualitativamente las formas del terreno obtenidas con el globo virtual Googleearth y con las unidades del relieve del mapa de suelos del área de estudio.

4.2 Recomendaciones

Este estudio solo analizó la componente externa de la geoforma (morfometría), pero es necesario complementar el método documentado con el conocimiento experto del geomorfólogo, para el análisis integral de las geoformas desde el punto de vista jerárquico.

Es necesaria la confrontación de las unidades obtenidas, con las formas presentes en el campo, para lo cual se requiere implementar metodologías apropiadas para conocer con mayor certeza la exactitud del método de clasificación no supervisado.

**A. Anexo: Resultados digitales de
las salidas obtenidas en el software
SAGA**

B. Anexo: Resultados digitales de las salidas obtenidas con el script TOPO.AML de ArcInfo Workstation

C. Anexo: Resultados digitales de las salidas obtenidas con el script “fishcamp.R”

**D. Anexo: Script “fishcamp.R”
utilizado en la investigación para la
clasificación no supervisada de las
formas del terreno**

Bibliografía

ARRELL, K., FISHER, P., TATE, N., BASTIN, L., 2007. A fuzzy c-means classification of elevation derivatives to extract the morphometric classification of landforms in Snowdonia, Wales. *Computers & Geosciences*, Vol.; 33. No 10, (Octubre 2007), p. 1366-1381.

BAATZ, M., SCHÄPE, A., 2000. Multiresolution segmentation — an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: Strobl, J., Blaschke, T., Griesebner, G. (Eds.), *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung*, vol. XII. Wichmann, Heidelberg, p. 12–23.

BRANDLI, M. 1996. Hierarchical Models for the Definition and Extraction of Terrain Features. pp. 257 -270. En: Burrough, P. y F. Andrew. *Geographic Objects with indeterminate boundaries*. Gisdata 2. Series Editor Ian Masser and Francois Salgé, London

BATES, R.L., JACKSON, J.A. (Eds.), 2005. *Glossary of Geology*. 5th edition. American Geological Institute, New York, 800 pp.

BAYRAMIN, I., 2000. Using geographic information system and remote sensing techniques in making pre-soil surveys. In: *Proceedings of the International Symposium on Desertification*. Soil Science Society of Turkey, pp. 27–33.

BISHOP, T.F.A., MINASNY, B., 2005. Digital soil-terrain modelling: the predictive potential and uncertainty. In: Grunwald, S. (Ed.), *Environmental Soil–Landscape Modeling: Geographic Information Technologies and Pedometrics*. CRC Press, Boca Raton, FL, p. 185–213.

BISSEL, D. 1994. *Statistical Methods for SPC and TQM*. Chapman and Hall, New York 373 pp.

BOLONGARO-CREVENNA, A., TORRES-RODRÍGUEZ, V., SORANI, V., FRAME, D., ARTURO ORTIZ, M., 2005. Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology*, Vol.; 67. No 3-4, (30 Abril 2005); p. 407-422.

BRABYN, L., 1998. GIS analysis of macro landform. In: *Proceedings of the Spatial Information Research Centre's 10th Colloquium*. University of Otago, Dunedin, New Zealand, p. 35–48.

BÜYÜKSALIH, G., KOCAK, M.G., ORUC, M.*, AKCIN, H., JACOBSEN, K., 2004: Accuracy Analysis, DEM Generation and Validation using Russian TK-350 Stereo-Images, *The Photogrammetric Record*, 19 (107), pp 200-218.

BITRAGAO, J., 2011. Desarrollo de un modelo de visualización de erosión hídrica en el municipio de Samacá (Boyacá). Estudio de caso. Tesis de maestría en Geomática. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

CARRARA, A., BITELLI, G., CARLA, R., 1997. Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science* 11, 451–473.

CAYLEY, A., 1859. On contour and slope lines. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science Series 4* 18 (20), 264–268.

CHANG, K., 2004. *Introduction to Geographic Information Systems*. Mc Graw – Hill College. New York, 400 p.

COLLINS, S.H., 1975. Terrain parameters directly from a digital terrain model. *Canadian Surveyor* 9, 507– 518.

CONRAD, O., 2007. SAGA. Program Structure and Current State of Implementation. In: Bohner, J., McCloy, K.R., Strobl, J. (Eds), *SAGA – Analysis and Modelling Applications*. Vol. 115. Verlag Erich GmbH, pp.39-52.

DEHN, M., GÄRTNER, H., DIKAU, R., 2001. Principals of semantic modeling of landform structures. *Computers & Geosciences* 27, 1011–1013.

DIKAU, R., 1989. The application of a digital relief model to landform analysis. In: Raper, J.F. (Ed.), *Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems*. Taylor & Francis, London, p. 51–77.

DIKAU, R., 1989. The application of a digital relief model to landform analysis. In: Raper, J.F. (Ed.), *Three dimensional applications in Geographical Information Systems*. Taylor and Francis, London, p. 51–77.

DIKAU, R., 1990. Geomorphic landform modeling based on hierarchy theory. In: Brassel, K., Kishimoto, H. (Eds.), *Proceedings of the 4th International Symposium on Spatial Data Handling*. Department of Geography, University of Zürich, Zürich, Switzerland, p. 230–239.

DIKAU, R., BRABB, E.E., Mark, R.M., 1991. Landform classification of New Mexico by computer. *Open File Report 91-634*. U.S. Geological Survey, 15 pp.

DOWLING, T. y GALLANT, J., 2003. A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. *Water resources research*, Vol.; 39, 1347, 13pp.

DRAGUT, L., BLASCHKE, T., 2006. Automated classification of landform elements using object based imafe analysis. *Geomorphology*, Vol.; 81, No 3-4 (29 Noviembre 2006); p. 330-344.

DRAGUT, L., BLASCHKE, T., 2006. Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology* 81, 330–344.

EVANS, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. Harper & Row, p. 17–90.

EVANS, I.S., COX, N.J., 1999. Relations between land surface properties: altitude, slope and curvature. In: Hergarten, S., Neugebauer, H.J. (Eds.), *Process Modelling and Landform Evolution*. Springer Verlag, Berlin, p. 13–45.

EVANS, J. S., HUDAK, A. T., 2007. A multiscale curvature filter for identifying ground returns from discrete return lidar in forested environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(4): 1029-1038.

FELÍCISIMO, A.M., 1994b. Parametric statistical method for error detection in digital elevation models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 49 (4), 29–33.

FISHER, P., 1998. Improved modeling of elevation error with geostatistics. *Geoinformatica* 2 (3), 215–233.

FLORINSKY, I.V., 1998. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *International Journal of Geographical Information Science* 12 (1), 47–62.

FUJISADA, H., BAILEY, G.B., KELLY, G.G., HARA, S., ABRAMS, M.J., 2005. ASTER DEM performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43, 2707–2714.

GALLANT, J.C., DOWLING, T.I., 2003. A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. *Water Resources Research* 39 (12), 1347 – 1360.

GAUSS, K.F., 1828. *Disquisitiones generales circa superficies curvas*. *Commentationes Societatis Regiae Scientiarum Gottingensis* 6, 99–146.

GILES, P.T., FRANKLIN, S.E., 1998. An automated approach to the classification of slope units using digital data. *Geomorphology* 21, 251–264.

GOTTFRIED, K. 2003. *GEOINFORMATION*. Remote sensing, photogrammetry and geographic information systems. Taylor & Francis. Londres y New York. 266 p.

GROHMANN, C. H., 2004. Morphometric analysis in Georaphic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers&Geosciences* 30:1055 – 1067.

GROHMANN, C., RICCOMINI, C., MACHADO, F., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil *Computers & Geosciences*, Vol.; 33. No 1 (Enero 2007); p. 10-19.

GUISAN, A., Weiss, S.B., Weiss, A.D., 1999: GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology* 143: 107-122.

GUTH, P.L., 1995. Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift für Geomorphologie* 101, 31–52.

HARTEMINK y McBRATNEY, A.B.. 2009. GEOMORPHOMETRY. Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science*. Volume 33. Series Editors. A.E. Edited by Tomislav Hengl & Hannes I. Reuter.

HENGL, T., BAJAT, B., BLAGOJEVIC, D. REUTER, H. Geostatistical modeling of topography using auxiliary maps. *Computers & Geosciences*, Vol.; 34, No 12 (Diciembre 2008); p.1886-1899.

HENGL, T., GRUBER, S., SHRESTHA, D.P., 2004a. Reduction of errors in digital terrain parameters used in soil–landscape modelling. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 5 (2), 97–112.

HENGL, T, 2009. A Practical Guide to Geostatistical Mapping. {En línea}. {10 noviembre de 2011} disponible en: (http://spatial-analyst.net/book/bibliohttp://spatial-analyst.net/book/sites/default/files/Hengl_2009_GEOSTATE2c1w.pdf)

HOLMGREN, P., 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modeling in grid based elevation models—an empirical-evaluation. *Hydrological Processes* 8 (4), 327–334.

HORN, B.K.P., 1981. Hill shading and the reflectance map. *Proceedings IEEE* 69 (1), 14–47.

HOUSHANG EHSANI Amir, QUIEL Friedrich, 2008. Geomorphometric feature analysis using morphometric parameterization and artificial neural networks. *Geomorphology*, Vol.; 99.No 1-4 (1 Julio 2008); p. 1-12.

HUGGETT, R.J., 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13 (1), 1–22.

HUTCHINSON, M.F., GALLANT, J.C., 2000. Digital elevation models and representation of terrain shape. In: Wilson, J.P., Gallant, J.C. (Eds.), *Terrain Analysis: Principles and Applications*. Wiley, p. 29–50.

IGAC, 2005. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de tierras. Bogotá D.C., 184 pp.

IGAC, 2009. Estudio general de suelos y zonificación de tierras – departamento del Cauca, escala 1:100000. IGAC. Subdirección de Agrología. Bogotá. Imprenta Nacional.

JACOBSEN, K., 2005. Analyses of SRTM Elevation Models. University of Hannover, Germany. En: *Memorias Curso Taller “Modelos Digitales de Elevación – generación, manejo y análisis” Semana Geomática*, IGAC.

JACOBSEN, K, 2009. RASCOR. Program System BLUH. Analysis and filtering of a digital elevation model available with equal spacing or with random distribution. Institute of Photogrammetry and Geoinformation. Leibniz University Hannover.

JACOBSEN, K, 2010. DEMANAL. Program System BLUH. Analysis of digital elevation models. Institute of Photogrammetry and Geoinformation. Leibniz University Hannover.

JENSON, S.K., DOMINGUE, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographical information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11), 1593–1600.

KIENZLE, S., 2004. The effect of DEM raster resolution on first order, second order and compound terrain derivatives. *Transactions in GIS* 8 (1), 83–111.

KLINGSEISEN Bernhard, METTERNICHT Graciela, PAULUS Gernot, 2008. Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach *Environmental Modelling & Software*, Vol.;23, No1 (Enero 2008); p. 109-121.

KÖTHE, R., GEHRT, E., BÖHNER, J., 1996. Automatische Reliefanalyse für geowissenschaftliche Anwendungen-derzeitiger Stand und Weiterentwicklungen des Programms SARA. *Arbeitshefte Geologie* 1, 31–37

KRAVCHENKO, A.N., 2003. Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods. *Soil Science Society of America Journal* 167, 1564-1571.

KUGLER, H., 1964. Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde N.F.* 21/22, 541–655.

LI, Z., ZHU, Q., GOLD, C., 2005. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press, Boca Raton, FL, 319 pp.

LEBART, MORINEAU & PIRON, 1995. *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. Dunod, Paris. [Traducción profesor UNAL Campo Elías Pardo].

LLOYD, C.D., ARKINSON, P.M., 1998. Scale and the spatial structure of landform: optimizing sampling strategies with geostatistics. In: *Proceedings of the 3rd International Conference on GeoComputation*, University of Bristol, United Kingdom, 17-19 September 1998. University of Bristol, Bristol, UK, p.16.

LOPEZ, D. 2006. Desarrollo e implementación de un modelo para la clasificación automática de unidades de relieve a partir de modelos digitales de elevación. Tesis, maestro en Geomática, CentroGeo, Mexico, D. F.

MacMILLAN, R.A., PETTAPIECE, W.W., NOLAN, S.C., GODDARD, T.W., 2000. A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems* 113, 81–109.

MARTÍNEZ, L. 2006. Modelo para evaluar la calidad de las tierras: caso del cultivo de papa. *Agronomía Colombiana*. Vol.; 24(1); p. 96-110.

MARTZ, L.W., de JONG, E., 1988. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers and Geosciences* 14 (5), 627–640.

MAXWELL, J.C., 1870. On hills and dales. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science Series* 4 269, 421–427.

MILNE, G., 1935. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. *Soil Research* 4, 183–198.

MINISTERIO DEL TRANSPORTE, 2010. Elaboración y/o actualización del inventario de la red vial del departamento del Cauca.

MOORE I.D., GRAYSON, R.B. y LADSON A.R. 1991. "Digital terrain modelling review of hydrological, geomorphological and biological applications" *Hydrological Processes*, 5:3-30

MUNAR, 2010. Determinación del potencial de los modelos digitales de elevación como fuente de datos para la evaluación de la aptitud de las tierras. Caso del cultivo de mango. Tesis de maestría en Geomática. Universidad Nacional de Colombia.

NAPIERALSKI, J., NALEPA, N., 2010 The application of control charts to determine the effect of grid cell size on landform morphometry. *Computers & Geosciences*, Vol.; 36. No 2 (Febrero 2010); p. 222-230.

NETELER, M., MITASOVA, H. 2008. *Open Source GIS: A GRASS GIS Approach*, 3 rd Edition. Springer, New York, p.406.

PENNOCK, D.J., ANDERSON, D.W., DE JONG, E., 1994. Landscape-scale changes in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan. *Geoderma* 64; p.1-19

PENNOCK, D.J., ZEBARTH, B.J., DE JONG, E., 1987. Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma* 40, 297–315.

PEUCKER, T.K., DOUGLAS, D.H., 1975. Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. *Computer Graphics and Image Processing* 4, 375–387.

PIKE, R.J., 1988. The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from Digital Elevation Models. *Mathematical Geology* 20, 491–511.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. 2007. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0. En: <http://www.R-project.org>

RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, A., BAMLER, R., 2003. The shuttle radar topography mission — a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 57 (4), 241–262.

REUTERS, H., I. 2003. Análisis de Modelos Digitales de Elevación usando Análisis del Relieve con ArcInfo. Departamento de Investigación del Suelo. Alemania. {En línea}. {22 enero de 2012} disponible en: (<http://arcscripts.esri.com/scripts.asp?eLang=1&eProd=&perPage=10&eQuery=elevres.a ml&Submit2=Search>).

RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.S., BELZ, J.E., CHAPIN, E.C., MARTIN, J.M., DAFFER, W., HENSLEY, S., 2005. An Assessment of the SRTM Topographic Products. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 143 pp.

RUHE, R.V., WALKER, P.H., 1968. Hillslope models and soil formation II: open systems. In: Proceedings of 9th Congress of the International Soil Science Society, vol. 4. International Soil Science Society, Adelaide, Australia, p. 551–560.

RUIZ, J.A., TOVAR, J., POZO, D., y ALSAMAMRA, H, 2009. A comparative analysis of DEM – based models to estimate the solar radiation in mountainous terrain. International Journal of Geographical Information Science, 23: 8, 1049-1076.

SAGA_User_Guide_Vol2_Cimmetry_version_2.0.5_20101209.pdf. {En línea}. {17 febrero de 2012} disponible en: (<http://sourceforge.net/projects/saga-gis/files/SAGA%20-%20Documentation/SAGA%20%20User%20Guide/>)

SCHMIDT y HEWITT. Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. Geoderma. Vol.; 121. No 3-4; p. 243-256.

SCHMIDT, J., EVANS, I.S., BRINKMANN, J., 2003. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. International Journal of Geographical Information Science 17, 797–814.

SELIGE, T., BÖHNER, J., RINGELER, A., 2006. Processing of SRTM X-SAR data to correct interferometric elevation models for land surface applications. In: Böhner, J., McCloy, K.R., Strobl, J. (Eds.), SAGA — Analyses and Modelling Applications, vol. 115. Verlag Erich Goltze GmbH, p. 97–104.

SHARY, P.A., 1995. Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. Mathematical Geology 27 (3), 373–390.

SHARY, P.A., SHARAYA, L.S., MITUSOV, A.V., 2002. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. Geoderma 107 (1–2), 1–32.

SHARY, P.A., SHARAYA, L.S., MITUSOV, A.V., 2005. The problem of scale-specific and scale-free approaches in geomorphometry. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 28 (1), 81–101.

SKIDMORE, A.K., 1989a. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. International Journal of Geographical Information Systems 3, 323–334.

SMITH, M., GOODCHILD, M, LONGLEY, P. 2007. Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools. Leicester, UK. 394p.

SMITH, M.J., GOODCHILD, M.F., Longley, P.A.,2007. Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools. British Library Cataloguing in Publishing Data. London. 394 p.

SMITH, M.P., ZHU, A.X., BURT, J.E., STILES, C., 2006. The effects of DEM resolution and neighborhood size on digital soil survey. *Geoderma* 137 (1–2), 58–68.

SPEIGHT, J.G., 1968. Parametric description of land form. In: Stewart, G.A. (Ed.), *Land Evaluation: Papers of a CSIRO Symposium*. Macmillan, Melbourne, p. 239–250.

SPEIGHT, J.G., 1974. A parametric approach to landform regions. In: *Progress in Geomorphology, Special Publication, vol. 7*. Institute of British Geographers, Alden & Mowbray Ltd at the Alden Press, Oxford, p. 213–230.

SPEIGHT, J.G., 1990. Landform. In: McDonald, R.C., Isbell, R.F., Speight, J.G., Walker, J., Hop, M.S. (Eds.), *Australian Soil and Land Survey Field Handbook*. Inkata Press, Melbourne, p. 9–57.

TEMME, A.J.A.M., SCHOORL, J.M., VELDKAMP, A., 2006. An algorithm for dealing with depressions in dynamic landscape evolution models. *Computers & Geosciences* 32, 452–461.

TROEH, F.R., 1965. Landform equations fitted to contour maps. *American Journal of Science* 263, 616–627.

U.S. GEOLOGICAL SURVEY. National Mapping Division. Part2. Specifications. Standards for Digital Elevation Models. {En línea}. {1 junio de 2012} disponible en: (<http://rmmcweb.cr.usgs.gov/nmpstds/acrodocs/dem/2DEM0198.PDF>)

VAN NIEL, K., LAFFAN, S.W., LEES, B.G., 2004. Effect of error in the DEM on environment variables for predictive vegetation modelling. *Journal of Vegetation Science* 15, 747–756.

VENABLES, W. N., RIPLEY, B.D., 2002. *Modern applied statistics with S*, 4th Edition. Springer-Verlag, New York, p.481.

WADDINGTON, A y KAY, D, 2003 a. The impacts of mine subsidence on creeks, river valleys and gorges due to underground coal mining operations. 2003 Coal Operators' Conference. The AusIMM Illawarra Branch. 12 – 14 February. Pages 101 – 116.

WANG, D y LAFFAN, S, 2009. Characterisation of valleys from DEMs. 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia 13 -17 July 2009. En: http://mssanz.org.au/modism09/F4/wang_d.pdf.

WILSON, J.P., GALLANT, J.C. (Eds.), 2000. Terrain Analysis: Principles and Applications. Wiley, New York, 303 pp.

WOOD J., 1996. The geomorphological characterisation of digital elevation models. Ph.D. Thesis. Department of Geography, University of Leicester, Leicester, UK, 185 pp.

WOOD, J.D., 1996. The geomorphologic characterization of digital elevation models. PhD Dissertation, University of Leicester, UK.

WOOD, W.F., SNELL, J.B., 1960. A quantitative system for classifying landforms. Technical Report EP-124. U.S. Army Quartermaster Research and Engineering Center, Natick, MA, 20 pp.

YOUNG, A., 1972. Slopes. Oliver and Boyd, Edinburg, 288 pp

ZEVENBERGEN, L.W., THORNE, C.R., 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms 12, 47–56.

ZHANG, W.H., MONTGOMERY, D.R., 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrological simulations. Water Resources Research 30 (4), 1019–1028.

ZIMMERMANN, N.E. 1999. TOPOCLASS.AML, 1999. Utah State. {En línea}. {21 enero de 2012} disponible en: (<http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/programs/aml/topoclass.aml>)

ZIMMERMANN, N.E., 1999. TOPOSCALE.AML, 1999. Utah State. {En línea}. {21 enero de 2012} disponible en: (http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/programs/aml4_1.html)

ZINCK, Alfred, 1987. Aplicación de la geomorfología al levantamiento de suelos en zonas aluviales y definición del ambiente geomorfológico con fines de descripción de suelos. (Uso interno IGAC.) Bogotá D.E.: IGAC, Subdirección de Agrología. 194p.

ZINCK, J.A., 1988. "Physiography and Soils". Lecture Note SOL.4.1. International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC), Enschede (NL). 156 pp

ZINCK. J.A., 2012. Geopedología. Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales. ITC. "Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, Enschede (NL). 131 pp.