MODELACIÓN DINÁMICA ESPACIAL DISTRIBUIDA DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LOS ECOSISTEMAS DEL PACÍFICO COLOMBIANO. CASO DE ESTUDIO: CUENCA DEL RÍO DAGUA.

SERGIO CARDONA MURILLO

UNIVERSIDAD DEL VALLE
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA
2025

MODELACIÓN DINÁMICA ESPACIAL DISTRIBUIDA DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LOS ECOSISTEMAS DEL PACÍFICO COLOMBIANO. CASO DE ESTUDIO: CUENCA DEL RÍO DAGUA.

SERGIO CARDONA MURILLO

Trabajo de grado
presentado como requisito
para optar al título de
Ingeniero Topográfico.

DIRECTOR:
MAURICIO EDILBERTO RINCÓN ROMERO, Ph.D.

UNIVERSIDAD DEL VALLE
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA
INGENIERÍA TOPOGRÁFICA
SANTIAGO DE CALI
2025

PÁGINA DE ACEPTACIÓN

Nota de Aceptación

_____

_____

_____

_____

Presidente del Jurado

_____

Jurado

_____

Jurado

Santiago de Cali, 2025.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profundamente al profesor Mauricio Rincón por su paciencia, consejos y enseñanzas a lo largo del desarrollo de este proyecto. Sin su guía y confianza en mí, no habría podido alcanzar este logro tan importante para mi vida.

Agradezco al Grupo de Investigación en Simulación y Modelación Dinámica Espacial – GISMODEL del cual formé gran parte de mi formación académica y al Sistema General de Regalías que me permitieron trabajar y dar mis primeros pasos en investigación.

A la Universidad del Valle y a los profesores del Programa Académico de Ingeniería Topográfica - PAIT que me acogieron estos años y fueron parte de este proceso de formación profesional.

Y finalmente a mi familia, amigos, compañeros de trabajo y todas las personas que he conocido estos años y que han creído en mí como persona y estudiante.

CONTENIDO

RESUMEN 10
INTRODUCCIÓN 11
CAPÍTULO 1 13
1.1 Planteamiento del problema 13
1.2 Objetivos 15
1.2.1 Objetivo general 16
1.2.2 Objetivos específicos 16
1.3 Justificación 17
CAPÍTULO 2 18
2.1 Marco Conceptual 18
2.1.1 Balance hídrico 18
2.1.2 Modelos hidrológicos 22
2.2 Marco Referencial 23
2.2.1 Modelos hidrológicos aplicados en la literatura 23
2.3 Marco Teórico 30
2.3.1 Modelación dinámica espacial 30
2.3.2 Ecuaciones del modelo hidrológico 33
2.3.3 Adopción de parámetros para el modelo 37
CAPÍTULO 3 38
3.1 Metodología 38
3.2 Estrategia Experimental 38
3.3 Descripción del área de estudio 39
3.4 Algoritmos para el balance hídrico 40
3.4.1 Diseño del modelo hidrológico 41
3.4.2 Módulo de radiación solar 42
3.4.3 Módulo de evaporación y evapotranspiración 43
3.4.4 Módulo de intercepción de la precipitación por parte de la cobertura vegetal 44
3.4.5 Módulo de hidrología en el suelo 45
3.4.6 Módulo de infiltración 47
3.4.7 Módulo de escorrentía superficial 48
3.5 Obtención de información ambiental 50
3.5.1 Fuentes de información ambiental 50

3.5.2 Evaluación de la información 53
3.5.3 Reducción de escala temporal de los datos 54
3.5.4 Métodos estadísticos de reducción de escala temporal 54
3.6 Adaptación del modelo de balance hídrico 56
3.6.1 Estructura de modelación 56
3.6.2 Valores iniciales 57
3.6.3 Mapas iniciales 59
3.6.4 Espacialización de la precipitación 67
3.6.5 Adopción de parámetros para el modelo hidrológico 71
CAPÍTULO 4 74
4.1 Resultados 74
4.2 Caracterización del área de estudio 74
4.2.1 Clima 74
4.2.2 Temperatura 74
4.2.3 Precipitación 75
4.2.4 Humedad relativa 75
4.2.5 Evaporación 76
4.2.6 Características morfológicas e hidrológicas 76
4.3 Análisis exploratorio de datos 76
4.4 Datos de entrada de precipitación al modelo 79
4.5 Adopción de parámetros para el modelo 79
4.5.1 Parámetros para la cuenca baja (LMCF) 80
4.5.2 Parámetros para la cuenca alta (UMCF) 81
4.6 Adaptación del modelo hidrológico para la Cuenca 82
4.6.1 Modelación 82
4.6.2 Relación de variables 94
4.6.3 Algoritmos, balance hídrico e información utilizada 95
CAPÍTULO 5 97
5.1 Conclusiones 97
REFERENCIAS 99
ANEXOS 108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Árbol del Problema. 15
Tabla 2. Árbol de Objetivos.....16
Tabla 3. Estaciones hidrometereológicas activas en la cuenca. 50
Tabla 4. Datos de ejemplo ERA5-AG. 55
Tabla 5. Datos de ejemplo estación hidrometereológica. 55
Tabla 6. Parámetros del modelo para la Cuenca Baja (LMCF).....81
Tabla 7. Parámetros del modelo para la Cuenca Alta (UMCF). 82
Tabla 8. Descripción del punto de evaluación 1.....85
Tabla 9. Descripción del punto de evaluación 2.....90

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Pila de mapas en PCRaster que representan un paisaje en 2,5D. Fuente: (Karssenberg et al., 2010) 31
Figura 2. Claves para generar un nuevo mapa a partir de la información de las capas de mapas 1, 2, 3,… Fuente: (Karssenberg et al., 2010).....31
Figura 3. Reporte de series de tiempo y precipitación de 3 estaciones de lluvia. Fuente: (Karssenberg et al., 2010) 33
Figura 4. Diagrama estrategia experimental. Nota: Elaboración propia. 39
Figura 5. Localización de la zona de estudio: Cuenca del Río Dagua. Nota: Elaboración propia 40
Figura 6. Diseño del modelo hidrológico. Fuente: (Rincón, 2001) 41
Figura 7. Diagrama de la radiación solar neta. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 43
Figura 8. Diagrama del módulo de evaporación. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 44
Figura 9. Diagrama del módulo de intercepción. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 45
Figura 10. Diagrama del módulo de hidrología en el suelo. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 47
Figura 11. Diagrama del módulo de infiltración. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 48
Figura 12. Diagrama del módulo de escorrentía superficial. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001) 49
Figura 13. Ubicación de las estaciones hidrometereológicas de acuerdo con la Tabla 3. Nota: Elaboración propia.....51
Figura 14. Producto satelital de precipitación diaria global CHIRPS v2.0, 24/05/2015. Nota: Elaboración propia.....52
Figura 15. Producto satelital de precipitación horaria global ERA - 5AG, 24/05/2015. Nota: Elaboración propia.....53
Figura 16. Parámetros iniciales del modelo hidrológico. Nota: elaboración propia 58
Figura 17. Mapa base (clone.map). Nota: Elaboración propia. 59
Figura 18. Modelo de elevación digital (dem.map). Origen: CVC. Nota: Elaboración propia. 60

Figura 19. Mapa de pendiente (slope.map). Nota: Elaboración propia. 61
Figura 20. Mapa de aspecto (aspect.map). Nota: Elaboración propia. 61
Figura 21. Mapa de porcentaje de arena. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia. 62
Figura 22. Mapa de porcentaje de limo. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia. 63
Figura 23. Mapa de porcentaje de arcilla. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia. 64
Figura 24. Mapa de cobertura vegetal. Origen: IDEAM, 2018. Nota: Elaboración propia. 65
Figura 25. Mapa de fricción usado para la generación de las zonas de lluvia. Nota: Elaboración propia. 66
Figura 26. Zonificación de la precipitación. Nota: Elaboración propia. 67
Figura 27. Mapa de diferencia de elevación. Nota: Elaboración propia. 70
Figura 28. Distribución de la precipitación en la Cuenca para un momento puntual del año. Nota: Elaboración propia 71
Figura 29. Informe técnico con ausencia prolongada de datos en la estación Loboguerrero. Origen: CVC. Nota: Elaboración propia. 77
Figura 30. Informe técnico con vacíos puntuales de datos en la estación Loboguerrero. Origen: CVC. Nota: Elaboración propia. 78
Figura 31. Archivo de entrada al modelo de los datos de precipitación de las estaciones hidrometereológicas (rain.tss). Nota: Elaboración propia. 79
Figura 32. Puntos de evaluación para la modelación hidrológica en la cuenca. Nota: Elaboración propia. 83
Figura 33. Área contributiva de los puntos de evaluación en la cuenca. Nota: Elaboración propia. 84
Figura 34. Intercepción modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 86
Figura 35. Potencial matricial modelado (kPa) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 86
Figura 36. Conductividad hidráulica modelada (mm/hora) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 87
Figura 37. Escorrentía superficial modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 87
Figura 38. Evaporación total modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 88
Figura 39. Humedad del suelo modelada (%) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 88
Figura 40. Infiltración modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia. 89
Figura 41. Área contributiva de los puntos de evaluación en la cuenca. Nota: Elaboración propia. 89
Figura 42. Humedad del suelo modelada (%) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 91
Figura 43. Infiltración modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 91
Figura 44. Intercepción modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 92

Figura 45. Conductividad hidráulica modelada (mm/hora) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 92
Figura 46. Escorrentía superficial modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 93
Figura 47. Evaporación total modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 93
Figura 48. Potencial matricial modelado (kPa) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia. 94
Figura 49. Matriz de correlación para el punto de evaluación 1 ubicado en la cuenca. Nota: Elaboración propia. 95

RESUMEN

La Cuenca del Río Dagua es una región de alta importancia para el Valle del Cauca, pues sus características geográficas y climáticas contribuyen significativamente a los recursos hídricos del área. No obstante, las actividades antropogénicas junto con las intensas precipitaciones han generado una serie de desafíos que resaltan la necesidad de estrategias efectivas para la gestión del agua. El conocimiento limitado de los recursos hídricos en este ecosistema, debido a la escasez y baja resolución de los datos disponibles, impide el desarrollo de modelos precisos para hacer predicciones útiles. Esta limitación afecta directamente la capacidad de toma de decisiones en cuanto a la gestión hídrica y conservación de los recursos naturales en la cuenca del Dagua.

El objetivo de este trabajo es aumentar el nivel de conocimiento del ciclo hidrológico en los ecosistemas tropicales húmedos de montaña, a través de un enfoque de modelación dinámica espacial. Para alcanzar esto, se busca modelar y detallar variables hidrológicas de las cuales no se dispone de información suficiente o cuyos datos actuales carecen de resolución adecuada. De esta manera, mediante la integración de algoritmos para representar características ambientales y la adaptación de un modelo hidrológico específico para la cuenca, se han identificado patrones clave en las relaciones entre variables hidrológicas como precipitación, infiltración y escorrentía. Los resultados del modelo muestran que la precipitación intensa aumenta la infiltración y la escorrentía superficial, reflejando una respuesta rápida del suelo ante eventos de precipitación. Además, se observó que la humedad del suelo está inversamente relacionada con el potencial matricial y que la evaporación depende mayormente de la radiación solar disponible, con variaciones menores en función de la precipitación directa.

La modelación dinámica espacial distribuida, permite identificar características hidrológicas específicas para cada píxel dentro de la cuenca y en intervalos horarios, facilitando la zonificación y sectorización de comportamientos hidrológicos. Estas capacidades son fundamentales para proponer medidas de mitigación y gestionar adecuadamente los recursos hídricos frente a eventos climáticos extremos, consolidándose como una herramienta para estudios futuros y para el desarrollo de políticas de manejo del agua más informadas.

Palabras clave:

Modelación dinámica espacial; Modelo hidrológico distribuido; Ecosistema tropical húmedo de montaña; Balance hídrico; Resolución espacio-temporal

INTRODUCCIÓN

El clima se define como el comportamiento de las variables meteorológicas que describen el estado del tiempo sobre una determinada zona, y un cambio permanente en el estado del clima indica un cambio climático, que puede deberse a procesos naturales o actividades humanas (Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC), 2022). En Colombia, diversos estudios han evidenciado la posibilidad de un cambio climático y su impacto en el país (Pabón, 2012). Como resultado, la oferta de información hidrometeorológica y ambiental ha crecido y mejorado en alcance y nivel de detalle; sin embargo, la necesidad de producir información regionalizada ha aumentado en los últimos años (García et al., 2012).

La modelación hidrológica es una herramienta que permite comprender los sistemas de agua y apoyar la toma de decisiones en la gestión integrada de los recursos hídricos (Karssenberg & De Jong, 2005a). Esta técnica permite evaluar el comportamiento de las cuencas bajo distintas condiciones, como el clima y los eventos extremos, así como los efectos del cambio climático (Jain & Singh, 2020). Según Abbas (2018), la modelación también facilita la predicción de procesos hidrológicos naturales, como la escorrentía superficial, la evapotranspiración y la recarga de acuíferos, lo que ofrece un enfoque integral para el manejo del agua.

La cuenca del río Dagua, cuenta con uno de los ecosistemas productores de agua más importantes del Valle del Cauca, enfrenta desafíos derivados de las actividades antropogénicas de la región y las intensas precipitaciones, que afectan directamente el suelo y los recursos hídricos (Aguirre et al., 2017). La alta pluviosidad, que alcanza aproximadamente 7.000 mm/año en la parte baja de la cuenca, provoca problemas recurrentes como desbordamientos, avalanchas torrenciales, arrastre de material en quebradas y pérdidas humanas (Gobernación del Departamento del Valle del Cauca et al., 2014).

Para abordar estos desafíos y mejorar la gestión de los recursos hídricos en la cuenca del río Dagua, es fundamental aplicar la modelación hidrológica, una herramienta que permitirá comprender en detalle los procesos hidrológicos, analizar el impacto del clima y evaluar posibles efectos del cambio climático (Karssenberg et al., 2010). Esta modelación contribuirá a una mejor comprensión y conservación de los ecosistemas tropicales húmedos de montaña en la región (Los et al., 2019).

La investigación se enfoca en ampliar el conocimiento sobre el ciclo hidrológico en ecosistemas tropicales húmedos de montaña mediante la implementación de un modelo hidrológico físico-determinístico espacializado con el software de modelación ambiental PCRaster en la cuenca del río Dagua. La investigación aborda tres tareas fundamentales: la revisión del estado del arte en modelación dinámica espacial con enfoque distribuido, incluyendo los algoritmos asociados; la construcción de un conjunto de datos de prueba para la modelación con resolución espacial definida y escala temporal horaria; y la implementación de

un modelo hidrológico distribuido utilizando los insumos generados en los dos puntos anteriores.

La tesis se desarrolla en el marco de la ingeniería topográfica, donde el enfoque está en organizar tanto los algoritmos como la información para la modelación espaciotemporal y no propiamente en la hidrología misma, pues estos detalles serán objeto de una futura investigación. Si bien la hidrología es considerada como uno de los componentes más importante dentro de la investigación, la calibración y validación son procesos propuestos que podrían requerir una profundización en la parte hidrológica que escapa del alcance de la investigación.

Al proporcionar un modelo distribuido adaptado a la región tomando como punto de partida el de Rincón (2001), se genera una herramienta que puede ser utilizada en estudios futuros donde sí se realicen calibraciones y validaciones con datos adicionales, que indiscutiblemente deben ser ajustados a la zona de estudio. Es decir, la investigación sienta las bases para posteriores aplicaciones más detalladas en términos de ajuste y evaluación del desempeño del modelo.

Este trabajo se realiza bajo el marco del proyecto del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación: “Convocatoria de la asignación para la Ciencia Tecnología e Innovación - CTeI del Sistema General de Regalías - SGR para la conformación de un listado de propuestas de proyecto elegibles para la vinculación de jóvenes investigadores e innovadores en las regiones para atención de demandas definidas por los Consejos Departamentales de ciencia, tecnología e innovación – CODECTI”. (Minciencias, 2022)

El presente documento está estructurado en cinco capítulos. En el primer capítulo, se presenta el planteamiento del problema, los objetivos y la justificación, estableciendo las bases para entender la necesidad y propósito de este estudio en la cuenca. El segundo capítulo abarca el marco conceptual, referencial y teórico, proporcionando los fundamentos y antecedentes de la modelación hidrológica en ecosistemas tropicales húmedos de montaña. El tercer capítulo detalla la metodología empleada para la adopción y adaptación de los algoritmos de representación ambiental, la obtención de la información necesaria para la modelación y la adaptación del modelo a las condiciones particulares del ecosistema en el área de estudio. En el cuarto capítulo, se evalúan los resultados generados por el modelo después de ser adaptado a esta cuenca, analizando las interacciones entre las principales variables hidrológicas. Finalmente, en el quinto capítulo, se presentan las conclusiones y recomendaciones que surgen del estudio, destacando las implicaciones y posibles aplicaciones del modelo desarrollado para la gestión hídrica en la región.

CAPÍTULO 1

1.1 Planteamiento del problema

El IDEAM estimó para Colombia, con base en los informes del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), un aumento de la temperatura media del orden de 0.13°C/década entre 1971 y 2000. Las proyecciones para el periodo 2011-2040 indican un aumento de la temperatura de 1.4°C, seguido de 2.4°C entre 2041 y 2070, y 3.2°C entre 2071 y 2100 (Ruiz, 2013). Asimismo, se proyecta una disminución de los volúmenes de precipitación entre el 15% y el 36% en amplias zonas de las regiones Caribe y Andina, mientras que la precipitación aumentará hacia el centro y norte de la Región Pacífica (Ruiz, 2013). Estos cambios en el clima afectan el comportamiento hidrológico de los ecosistemas tropicales húmedos de montaña (ETHM), donde los modelos hidrológicos aplicados no ajustan adecuadamente las condiciones locales de temperatura y precipitación, lo que genera dificultades en la representación de los procesos hidrológicos (Raneesh & Thampi, 2011).

La Cuenca del Río Dagua, en la región del Pacífico, se divide en dos secciones: alta y baja. En la zona superior, las precipitaciones varían entre 900 y 1,600 mm/año, mientras que en la inferior alcanzan entre 6,000 y 8,000 mm/año (Aguirre et al., 2017). La geomorfología de la cuenca, caracterizada por pendientes superiores al 26%, aumenta el potencial de erosión, lo que genera sedimentación en áreas clave como el puerto de Buenaventura (Aguirre et al., 2021). La falta de datos espaciales y temporales de alta resolución impide que estas dinámicas sean representadas en los modelos hidrológicos, lo que limita el entendimiento del comportamiento de los recursos hídricos en esta región (Getirana, 2010).

Los ETHM, además, se encuentran en un rango de elevación estrecho y están cubiertos por niebla persistente, lo que los hace particularmente sensibles a cambios en la temperatura, humedad y dirección del viento (Ramírez et al., 2017). Los modelos hidrológicos actuales no capturan adecuadamente estas complejidades, generando incertidumbre en las proyecciones de flujos de agua y erosión (Vigiak et al., 2006). Los enfoques utilizados, basados generalmente en metodologías agronómicas, no son aptos para modelar estas dinámicas, lo que dificulta la obtención de proyecciones fiables sobre los procesos hidrológicos en los ETHM (Buytaert & Beven, 2011).

La información hidrológica en la cuenca del río Dagua y en los ETHM es limitada, tanto en términos espaciales como temporales, esto se refleja en una representación inadecuada de las condiciones locales en los modelos climáticos e hidrológicos, que tienden a operar en escalas demasiado gruesas (Getirana, 2010). La falta de fuentes de información detallada restringe la capacidad de los modelos para proporcionar predicciones útiles, lo que compromete la toma de decisiones y la planificación hídrica en estos ecosistemas (Buytaert & Beven, 2011).

En las zonas más bajas de la cuenca, las regiones subxerofíticas, caracterizadas por su aridez, experimentan una mayor frecuencia de sequías severas y niveles más bajos de precipitación (Aguirre et al., 2017). Estas áreas son especialmente vulnerables a la sequía, lo que representa un desafío adicional para los modelos hidrológicos, que no logran capturar adecuadamente estas condiciones locales (López et al., 2016). Esta falta de precisión en los modelos afecta la planificación de estrategias de gestión del agua en estas zonas (López et al., 2016).

El comportamiento hidrológico de los ETHM representa un reto significativo para la gestión del agua y la conservación de la biodiversidad (Carrillo et al., 2016). Sin embargo, la alta complejidad del entorno geográfico de la cuenca del río Dagua y la falta de información ambiental precisa han dificultado el desarrollo de modelos de balance hídrico adecuados (Aguirre et al., 2021). Las condiciones topográficas y la limitada disponibilidad de datos continúan siendo factores que afectan la precisión de los modelos hidrológicos y la capacidad de prever los procesos hídricos en la región (Ruiz, 2013).

Dado este contexto, surge la siguiente pregunta de investigación: ¿Cómo se puede mejorar el conocimiento del comportamiento hidrológico de los ecosistemas tropicales húmedos de montaña (ETHM) para comprender los procesos hidrológicos y los patrones de los cambios ambientales en esta región? Esta investigación busca abordar las limitaciones en la modelación hidrológica, la baja resolución de los datos disponibles y las inadecuadas rutinas de modelación aplicadas a estos ecosistemas.

Se presenta el árbol del problema de la presente investigación, construido con la metodología de Marco Lógico para la identificación de la problemática (Ortegón et al., 2005). En el árbol del problema (Tabla 1) se presentan los siguientes términos: CRD (Cuenca del Río Dagua), Ecosistemas Tropicales Húmedos de Montaña (ETHM) y MDE (Modelación Dinámica Espacial)

Tabla 1. Árbol del Problema.

Problema en términos de:	Variables del modelo hidrológico	Disponibilidad de datos	Modelación Hidrológica
Efectos indirectos	Limitada comprensión de las dinámicas hidrológicas en los ETHM.	Dificultad para el desarrollo de políticas efectivas en la gestión ambiental y climática.	Alta incertidumbre en las proyecciones hidrológicas ante eventos extremos.
Efectos directos	Baja representación de los resultados obtenidos mediante los modelos hidrológicos físico-determinístico s aplicados a los ETHM	Limitada disponibilidad de información ambiental espacialmente distribuida con baja resolución temporal y espacial, de acuerdo con las condiciones del paisaje de la CRD frente a los requerimientos de los modelos existentes	Alta incertidumbre en los resultados del modelo de balance hídrico con enfoques agronómicos, no aptos para modelar los ETHM
Problema	**Bajo conocimiento del comportamiento hidrológico de los ecosistemas tropicales húmedos de montaña ETHM**		
Causas directas	Resultados de modelación poco ajustados a la realidad de los ETHM	Gruesa resolución espacial y temporal de la información ambiental disponible para la región.	Escasos intentos de modelación hidrológica en los ETHM a una fina resolución espaciotemporal
Causas indirectas	Inapropiadas rutinas de modelación aplicadas a los ETHM	Pocas fuentes de información ambiental de alta resolución espacio/temporal apropiadas para modelación hidrológica.	Alta complejidad ambiental en los ETHM para la MDE

1.2 Objetivos

Se presenta el árbol de objetivos (Tabla 2) construido con la metodología de Marco Lógico para la definición de los objetivos (Ortegón et al., 2005).

Tabla 2. Árbol de Objetivos

Problema en términos de:	Variables del modelo hidrológico	Disponibilidad de datos	Modelación Hidrológica
Resultados esperados	Aumentar la representación de las variables modeladas por el modelo adaptado para las condiciones ambientales de la cuenca	Contar con información ambiental espacialmente distribuida de alta resolución espacial y temporal para la modelación hidrológica de la CRD en una base de datos.	Menor incertidumbre en los resultados del modelo de balance hídrico de la CRD
Objetivo general	**Aumentar el nivel de conocimiento del ciclo hidrológico en los ETHM a través de la modelación dinámica espacial**		
Objetivos específicos	Contar con algoritmos apropiados a la escala de representación de las condiciones ambientales del ETHM	Disponer de un set de información ambiental espacialmente distribuida a una resolución apropiada para la modelación hidrológica de la CRD.	Disponer de un modelo de balance hídrico espacialmente distribuido para la CRD.
Medios	Adaptar algoritmos de representación hidrológica para la modelación de la CRD de acuerdo con sus condiciones ambientales.	Adaptar la información climática disponible en resoluciones gruesas para las condiciones ambientales de la región mediante métodos estadísticos.	Adaptar un modelo de balance hídrico espacialmente distribuido para la CRD acorde a las condiciones del paisaje.

1.2.1 Objetivo general

Aumentar el nivel de conocimiento del ciclo hidrológico en los ecosistemas tropicales húmedos de montaña a través de la modelación dinámica espacial.

1.2.2 Objetivos específicos

- Contar con algoritmos apropiados a la escala de representación de las condiciones ambientales del ecosistema tropical húmedo de montaña.
- Disponer información ambiental espacialmente distribuida a una resolución espacio/temporal apropiada para la modelación hidrológica del ecosistema tropical húmedo de montaña en la Cuenca del Río Dagua.
- Disponer de un modelo de balance hídrico espacialmente distribuido para los ecosistemas tropicales húmedos de montaña en la Cuenca del Río Dagua.

1.3 Justificación

En los ecosistemas tropicales húmedos de montaña, la modelación hidrológica enfrenta limitaciones que dificultan la captura precisa de los procesos hídricos locales, lo cual genera representaciones incompletas del ciclo hidrológico (Vigiak et al., 2006). Este estudio aborda dicha limitación mediante la adopción de un modelo hidrológico adaptado a las condiciones ambientales específicas de la cuenca, lo que permite avanzar hacia una caracterización más detallada y ajustada de los flujos de agua en la región (Karssenberg et al., 2010).

La baja resolución espacial y temporal de la información ambiental disponible se presenta como una causa directa de las deficiencias en los modelos existentes, afectando la precisión y aplicabilidad en la gestión de los recursos hídricos (Getirana, 2010). En este contexto, la integración de datos espacialmente distribuidos en el modelo permitirá detallar los componentes clave del balance hídrico y superar las limitaciones actuales, proporcionando datos con buen nivel de detalle (Karssenberg et al., 2010).

La ausencia de modelos hidrológicos que consideren la complejidad y variabilidad de estos ecosistemas dificulta la obtención de proyecciones confiables, dado que la mayoría de los enfoques no contemplan adecuadamente sus condiciones ambientales (Buytaert & Beven, 2011). La presente investigación emplea algoritmos adaptados a las características de la cuenca, superando así las restricciones de modelación previas y generando un recurso que refleja con mayor precisión la dinámica hídrica en contextos de alta variabilidad (Muñoz et al., 2020).

La implementación de este modelo permitirá disponer de información detallada y espacializada, cubriendo vacíos significativos en el conocimiento hidrológico actual y facilitando el acceso a datos específicos sobre las condiciones hidrológicas y ambientales de la región (Abbas, 2018). Esta caracterización del ciclo hidrológico podrá contribuir a futuras investigaciones, facilitando un entendimiento de las interacciones hidrológicas y apoyando el desarrollo de estrategias ajustadas a las particularidades locales para la gestión de recursos (Jodar et al., 2019).

CAPÍTULO 2

Este capítulo se estructura en torno a tres marcos fundamentales: el marco conceptual, el marco referencial y el marco teórico. Cada uno de estos marcos permite una visión complementaria de los diferentes aspectos abordados en la investigación, aportando una comprensión de los elementos teóricos y prácticos que fundamentan el estudio.

2.1 Marco Conceptual

Esta sección presenta los fundamentos teóricos necesarios para comprender la dinámica del balance hídrico y su importancia en la modelación hidrológica. A través del análisis de los flujos de agua en distintos sistemas, se establecen las bases para interpretar cómo las variables hidrológicas interactúan y afectan el comportamiento del agua en diferentes escalas espaciales y temporales.

2.1.1 Balance hídrico

El balance hídrico se refiere al cálculo y evaluación de la cantidad de agua que entra y sale de un sistema específico, como una cuenca hidrográfica, un acuífero o una región en su conjunto. Este concepto abarca la relación entre las diversas entradas de agua (principalmente la precipitación) y las salidas (como la evapotranspiración), así como el cambio en el almacenamiento de agua en el sistema y el escurrimiento (Umugwaneza et al., 2021).

El balance hídrico permite analizar la distribución del agua en distintas escalas espaciales y temporales, lo que apoya la gestión de los recursos hídricos (Ilyas et al., 2021). También ayuda a identificar desequilibrios que pueden generar problemas como la escasez de agua o la degradación de ecosistemas en contextos de cambios ambientales (Umugwaneza et al., 2021). Además, examina cómo las condiciones climáticas o prácticas de manejo influyen en los componentes del ciclo hidrológico (Pool et al., 2021).

2.1.1.1 Componentes del balance hídríco

Para comprender mejor cómo funciona este proceso, es fundamental descomponerlo en sus principales componentes que permiten representar el fenómeno a la escala de estudio. Estos elementos permiten analizar la distribución y el movimiento del agua en el sistema, y ofrecen una visión de los flujos de entrada y salida, así como de su almacenamiento (Salugin et al., 2018).

Las principales entradas en el balance hídrico incluyen la precipitación y, en algunos casos, la neblina, la fusión de nieve y glaciares, que son las fuentes

primarias de agua que ingresan a un sistema, estas entradas pueden almacenarse temporalmente, infiltrarse en el suelo o formar parte de los flujos superficiales (Budhathoki et al., 2023).

Las salidas del sistema se producen principalmente a través de la evapotranspiración, que representa la pérdida de agua desde la superficie terrestre y la vegetación hacia la atmósfera, y la escorrentía superficial, que es el agua que se desplaza sobre la superficie del suelo y eventualmente sale del sistema (Hailekiros et al., 2023)

Además de estas entradas y salidas básicas, existen procesos intermedios que afectan el balance hídrico, como la infiltración, que permite que el agua penetre en el suelo, y la recarga, que refiere al proceso mediante el cual las aguas subterráneas se reponen (Lucas et al., 2023). La comprensión de cómo interactúan estos procesos permite desarrollar modelos hidrológicos que puedan predecir cambios futuros en la disponibilidad de agua (Karssenberg & De Jong, 2005a).

2.1.1.2 Radiación solar

La radiación solar es la energía electromagnética emitida por el sol, que se propaga en diferentes longitudes de onda, principalmente en los rangos ultravioleta, visible e infrarrojo. Esta energía interactúa con la atmósfera y la superficie terrestre, generando procesos térmicos y fotoquímicos que influyen en el clima y en los sistemas biológicos. La cantidad de radiación solar que alcanza la Tierra depende de factores como la latitud, la altitud y las condiciones atmosféricas (Bengtsson, 2010).

El modelado de la radiación solar, generalmente se realiza en tres etapas: primero, se modela la radiación solar extraterrestre mediante principios físicos y astronómicos, calculando la energía disponible en la atmósfera superior para un punto específico; en segundo lugar, se aplica un modelo de atenuación por cobertura de nubes ajustado a las condiciones meteorológicas horarias; y finalmente, se desarrolla un modelo empírico de radiación neta basado en condiciones específicas de la superficie (Rincón, 2001).

2.1.1.3 Evaporación

El proceso de evaporación está ligado al concepto de calor latente, el cual se describe como la cantidad de energía absorbida durante este proceso sin que haya un aumento en la temperatura del agua misma. La capacidad de la atmósfera para contener estas moléculas de agua en forma de vapor está directamente relacionada con la temperatura y la humedad relativa del aire, siendo mayor en condiciones de aire seco y caliente (Stancalie & Nert, 2012).

El concepto de evapotranspiración integra tanto la evaporación del suelo y cuerpos de agua como la transpiración de las plantas, proceso mediante el cual el agua absorbida por las raíces es liberada a la atmósfera a través de las estomas de las hojas. Este proceso está influenciado por diversos factores, incluyendo la disponibilidad de agua en el suelo, la radiación solar y las características de la vegetación, como el índice de área foliar y la resistencia estomática (Falge et al., 2005).

2.1.1.4 Intercepción

La intercepción es el proceso por el cual la vegetación obstruye y retiene parte del agua de lluvia antes de que llegue al suelo. Este fenómeno ocurre en las hojas, tallos y ramas, y depende de factores como la densidad de la vegetación, la capacidad de retención de agua en la superficie foliar y las características físicas de las plantas (Gentine et al., 2011). La capacidad de almacenamiento de agua se relaciona con el índice de área foliar (IAF), que mide la superficie foliar disponible para interceptar el agua. Además, la porosidad de las hojas y ramas influye en la retención y evaporación del agua interceptada, reduciendo la cantidad de agua que finalmente alcanza el suelo (Falge et al., 2005).

2.1.1.5 Infiltración

El agua se mueve desde la superficie hacia el subsuelo a través del proceso de infiltración, que depende de varios factores, incluyendo la textura y la estructura del suelo. La infiltración ocurre cuando el agua de lluvia o riego penetra en el suelo, desplazándose a través de los poros del suelo hacia capas más profundas (Wang et al., 2017).

La textura del suelo, que se refiere al tamaño de las partículas que lo componen (arena, limo y arcilla), influye en la tasa de infiltración. Por ejemplo, los suelos arenosos, debido a sus partículas más grandes y mayor porosidad, tienden a permitir una mayor infiltración, mientras que los suelos arcillosos, con partículas más pequeñas y mayor capacidad de retención de agua, muestran tasas de infiltración más bajas (Yao et al., 2017).

2.1.1.6 Recarga de acuíferos

La recarga de acuíferos es el proceso mediante el cual el agua que se infiltra desde la superficie terrestre se desplaza hacia las capas subterráneas, alimentando los acuíferos. Este proceso mantiene la disponibilidad de agua subterránea y, durante los períodos secos, contribuye al sostenimiento del flujo de los ríos, lo que afecta directamente el balance hídrico subterráneo (Rahman et al., 2019).

La recarga de los acuíferos también está estrechamente relacionada con el ciclo hidrológico, ya que regula el equilibrio entre la entrada de agua (mediante la precipitación e infiltración) y su salida (mediante la extracción, evapotranspiración y flujo hacia los cuerpos de agua superficiales) (Mawlood & Adnan, 2020).

2.1.1.7 Escorrentía

La escorrentía superficial es el proceso por el cual el agua que no se infiltra en el suelo fluye sobre la superficie terrestre, esto ocurre cuando la capacidad de infiltración del suelo es superada, ya sea por la intensidad de la precipitación o por la saturación del suelo. Factores como la intensidad y duración de la lluvia, la pendiente del terreno y la cobertura vegetal influyen en este fenómeno (Morbidelli et al., 2018)

La escorrentía también transporta nutrientes y sedimentos, lo que puede afectar la calidad del agua y la erosión del suelo. Para estimarla, se consideran factores como el área contributiva y la pendiente, mientras que los modelos de simulación permiten predecir su comportamiento bajo distintas condiciones meteorológicas y del terreno (Appels et al., 2016; Vaezi et al., 2017)

2.1.1.8 Caudal

El caudal de ríos y arroyos refleja el balance hídrico de una cuenca hidrográfica, integrando procesos como la evaporación, infiltración y recarga de acuíferos, que afectan la cantidad de agua que fluye en diferentes momentos. Factores como la capacidad del suelo para infiltrar agua y la cantidad de agua retenida o evaporada antes de alcanzar los cuerpos de agua superficiales modulan la relación entre la precipitación y el caudal (Bouaziz et al., 2021)

Además, el caudal permite entender cómo el agua de escorrentía contribuye al flujo en los ríos, especialmente después de eventos de precipitación. Este flujo superficial depende de la capacidad de los suelos y las características del terreno para manejar la lluvia que no se infiltra, influenciando la dinámica del caudal en diferentes contextos climáticos y geográficos (Mirus, 2015)

2.1.1.9 Balance hídrico y modelación dinámica

El balance hídrico describe la relación entre la entrada y salida de agua en una cuenca, considerando procesos como la precipitación, la evapotranspiración, la infiltración y el caudal. La modelación dinámica permite simular estos procesos, integrando los distintos componentes del balance hídrico para predecir la distribución del agua bajo diferentes condiciones (Salugin et al., 2018).

En los capítulos siguientes, se abordarán algunos conceptos de modelación, con énfasis en cómo los modelos hidrológicos distribuidos ayudan a comprender la dinámica del balance hídrico en diferentes contextos.

2.1.2 Modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos son herramientas matemáticas utilizadas en la ciencia de la hidrología, cuyo propósito es facilitar la planificación, uso y gestión sostenible de los recursos hídricos, atendiendo a diversas demandas agrícolas, urbanas, industriales y ambientales (Jodar et al., 2019). Estos modelos permiten representar los procesos hidrológicos clave, tales como la precipitación, la intercepción, la evapotranspiración, la infiltración y los flujos superficiales y subsuperficiales (Zahidul Islam, 2011).

La modelación hidrológica se divide en dos enfoques principales: estocásticos y deterministas. Los modelos estocásticos se basan en técnicas estadísticas o matemáticas para establecer relaciones entre variables como la precipitación y el caudal de salida. Este enfoque, por lo tanto, se caracteriza por su capacidad para manejar la incertidumbre inherente a los datos hidrológicos mediante funciones de distribución y ecuaciones probabilísticas (Abbas, 2018).

En contraste, los modelos deterministas buscan representar de forma más directa los procesos físicos de los sistemas hidrológicos. Este enfoque se fundamenta en ecuaciones que describen fenómenos como el flujo superficial, la evapotranspiración y el caudal, con la intención de proporcionar una representación detallada y precisa de estos procesos (Abbas, 2018). A través de esta metodología, se asume que los mismos parámetros físicos gobiernan el comportamiento de los sistemas hidrológicos bajo diferentes condiciones, con menor énfasis en la incertidumbre que en los modelos estocásticos (Merz et al., 2007).

Ambos enfoques, aunque basados en distintos principios, permiten predecir el comportamiento de los sistemas hidrológicos. La elección de uno u otro depende del contexto y la disponibilidad de datos (Loaiza & R. N., 2011). Las aplicaciones de estos modelos incluyen la simulación de eventos extremos, la evaluación de escenarios de cambio climático y la planificación de estrategias para mitigar sequías o inundaciones (Taye & Willems, 2011).

2.1.2.1 Modelos hidrológicos distribuidos

Existen varios enfoques para representar la variabilidad espacial dentro de una cuenca hidrográfica, los cuales se clasifican en modelación semi-distribuida, agrupada y distribuida (Rincón, 2001). En los últimos años, los modelos hidrológicos distribuidos han ganado relevancia para describir la dinámica espaciotemporal de los flujos de agua y las variables en una cuenca. Estos modelos permiten simular la distribución espacial de las variables hidrológicas

considerando la variabilidad física de la cuenca, como la topografía, el tipo de suelo, la vegetación y la geología, así como variables meteorológicas como la temperatura y la precipitación (Loaiza & R. N., 2011).

A través de estos modelos, es posible simular la dinámica del caudal en cada celda de una cuadrícula que representa la cuenca, capturando la interacción de los procesos hidrológicos en cada punto de la red fluvial (Kumar et al., 2013). La precisión de esta representación se basa en la capacidad de los modelos para incorporar la variabilidad espacial de los eventos y su probabilidad de ocurrencia, lo cual define la distribución de las variables hidrológicas (Jodar et al., 2019).

Los modelos distribuidos ofrecen una representación detallada de los procesos en el paisaje y proporcionan estimaciones precisas del volumen de descarga a lo largo de la red de canales. De esta manera, se convierten en herramientas esenciales para comprender el funcionamiento de las cuencas hidrográficas y apoyar la gestión sostenible de los recursos hídricos (Yilmaz et al., 2008).

2.2 Marco Referencial

La investigación sobre hidrología se ha beneficiado del desarrollo de diversos modelos hidrológicos, los cuales han sido creados con distintos objetivos y para diferentes entornos. Cada modelo presenta características y capacidades específicas, así como resoluciones temporales y espaciales distintas.

En este capítulo, se presentan algunos de los modelos hidrológicos más utilizados en la actualidad, haciendo énfasis en aquellas características que son relevantes para la temática de esta investigación.

2.2.1 Modelos hidrológicos aplicados en la literatura

En el contexto de la hidrología, los modelos representan una forma simplificada de los procesos reales que ocurren en la naturaleza, permitiendo entender, predecir y manejar el ciclo hidrológico. Sin embargo, estos modelos son representaciones conceptuales que deben ser implementadas y operadas adecuadamente. Para ello, se emplean herramientas informáticas o software, que permiten traducir estas representaciones conceptuales en simulaciones numéricas (Karssenberg & De Jong, 2005b).

Cada herramienta posee su propio conjunto de funcionalidades, ventajas y limitaciones, y la elección de una sobre otra está determinada por las necesidades específicas del estudio y la naturaleza del modelo hidrológico a implementar. Por lo tanto, los modelos hidrológicos no deben entenderse de manera aislada, sino como medios que facilitan la ejecución de simulaciones hidrológicas (Karssenberg & De Jong, 2005a). Diversos modelos han sido ampliamente citados en la literatura, demostrando su utilidad en la modelación hidrológica. A continuación, se presentan algunas referencias al respecto.

2.2.1.1 PCRASTER

PCRaster es un lenguaje de modelado ambiental distribuido, determinista y basado en ecuaciones físicas para simular procesos espaciales y temporales en ciencias ambientales. Funciona con mapas raster que representan datos distribuidos espacialmente, permitiendo modelar fenómenos como hidrología y ecología. Su diseño facilita la creación de modelos sin necesidad de conocimientos avanzados de programación, proporcionando herramientas para realizar simulaciones reproducibles y predecibles (Karssenberg et al., 2001).

Rincón (2001) implementa un modelo hidrológico de base física en la cuenca del Tambito, Cauca, Colombia, con el objetivo de evaluar la variabilidad del flujo en el tiempo y espacio bajo diferentes escenarios de cambio de uso y cobertura del suelo. El autor diseñó un modelo superficial dinámico 2.5D en el entorno de modelación PCRASTER, integrado con un Sistema de Información Geográfica (SIG), operando en resolución temporal horaria. El modelo simula flujos verticales y laterales en cada paso temporal, e incluye submódulos para radiación solar, balance energético, evaporación, evapotranspiración, infiltración, flujo superficial, intercepción, escorrentía superficial y erosión.

Para la parametrización y validación del modelo, Rincón (2001) recolectó datos de tres estaciones hidrometeorológicas instaladas en parcelas experimentales. La validación se realizó comparando los valores de humedad del suelo a nivel de parcela con los resultados del modelo 1D, demostrando que el modelo reproduce el balance hidrológico con precisión suficiente. Según el autor, la exactitud de las predicciones está vinculada a los parámetros seleccionados para caracterizar el uso del suelo y la distribución de las precipitaciones a nivel de cuenca.

Zhao et al. (2011) desarrollaron un modelo hidrológico distribuido basado en raster para simular la escorrentía en la cuenca Xitiaoxi del lago Taihu, ubicada en la región sureste de China, incorporando la regulación de los polders de inundación. El modelo consideró factores clave como el suelo, el clima, la topografía y la gestión del suelo. Utilizando el modelo PCRXAJ en el entorno PCRaster, basado en el modelo conceptual de Xinanjiang, los autores calcularon el flujo superficial y el flujo de canal mediante ecuaciones de onda cinemática.

Los resultados mostraron una precisión satisfactoria, con un valor de 0,82 en el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe durante el periodo de calibración, lo que sugiere que el modelo es eficaz para capturar los procesos hidrológicos en cuencas similares. Este resultado evidencia que el enfoque propuesto es viable y puede ser replicado en otras regiones con características comparables, contribuyendo al entendimiento y predicción de eventos hidrológicos, como las inundaciones.

2.2.1.2 WEAP

WEAP (Water Evaluation and Planning) es un modelo distribuido y determinista que simula la demanda y oferta de agua, calidad del agua, y el comportamiento de sistemas hídricos naturales y artificiales. Integra componentes como escorrentía, recarga de acuíferos, operación de embalses y bombeo de aguas subterráneas, y permite evaluar diferentes políticas de manejo de agua en escenarios futuros. (Sieber, 2015).

Abera Abdi & Ayenew (2021) desarrollaron un modelo hidrológico utilizando el sistema WEAP para simular los procesos hidrológicos en la subcuenca Ketar, ubicada en el Valle del Rift Central de Etiopía. La rutina hidrológica implementada se basó en el método de humedad del suelo, que utiliza una estructura unidimensional y agrupada para modelar la evapotranspiración, escorrentía superficial, flujo intermedio y percolación profunda mediante funciones empíricas.

Los resultados del modelo mostraron una fuerte correspondencia entre los caudales medidos y simulados, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.82 y 0.91, y una eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.80 y 0.91 para los períodos de calibración y validación, respectivamente. Además, se observó una alta concordancia en los caudales mensuales, con valores de R^2 de hasta 0.99 y NSE de 0.97 durante la calibración. Estos resultados sugieren que el modelo WEAP es capaz de representar con precisión la dinámica hidrológica de la subcuenca Ketar, demostrando una alta confiabilidad en la simulación de caudales tanto a nivel mensual como promedio.

En la cuenca del río La Vieja, ubicada en el Valle del Cauca, Colombia, Jaramillo et al., (2016) implementaron el modelo WEAP en conjunto con QUAL2K para evaluar la dinámica hidrológica y la calidad del agua en un sistema ramificado de once fuentes hídricas. La simulación se enfocó en la interacción entre la oferta y demanda de agua, considerando factores como el crecimiento poblacional, el desarrollo agroindustrial y los efectos del cambio climático. La rutina hidrológica aplicada permitió modelar la escorrentía superficial, la recarga de acuíferos y la calidad del agua en diferentes escenarios de manejo.

Los resultados mostraron una correspondencia significativa entre los valores simulados y los datos observados. La calibración y validación del modelo arrojaron valores de coeficiente de determinación (R^2) superiores a 0.85 y una eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) mayor a 0.80, indicando una adecuada capacidad predictiva. La simulación de calidad del agua evidenció que los niveles de oxígeno disuelto (OD) oscilaron entre 4 y 9.5 mg/L, mientras que la demanda bioquímica de oxígeno (DBO5) no superó los 5 mg/L en el escenario de línea base. Estos resultados reflejan que el modelo WEAP, en conjunto con QUAL2K, representa con precisión la dinámica hidrológica y la calidad del agua en la cuenca.

2.2.1.3 SWAT

SWAT (Soil and Water Assessment Tool) es un modelo semi-distribuido basado en procesos físicos que simula la calidad y cantidad de agua en cuencas hidrográficas. Utiliza Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU) para representar la variabilidad espacial del suelo y el uso del territorio, permitiendo simular procesos como escorrentía, infiltración y recarga de acuíferos. Es ampliamente empleado para evaluar el impacto de la gestión del agua y el uso del suelo en la calidad del agua y la contaminación no puntual (Arnold et al., 2012).

Murty et al. (2014) utilizaron el modelo hidrológico semidistribuido SWAT para predecir el balance hídrico de la cuenca del Ken, en la India central, basándose en variables como la pendiente, el suelo y la cobertura del terreno. El análisis, realizado entre 1985 y 2009, determinó que la precipitación media anual es de 1132 mm, con el 23% como escorrentía superficial, el 4% como flujo subterráneo y el 73% como evapotranspiración.

Tras validar el modelo con indicadores como la eficiencia de Nash-Sutcliffe y el coeficiente de determinación, los autores concluyeron que SWAT es adecuado para la evaluación hidrológica de la cuenca. El rendimiento del modelo, medido con varias métricas, demostró su precisión y confiabilidad en la simulación del balance hídrico en esta región.

Aawar & Khare (2020) implementaron el modelo hidrológico SWAT para predecir el caudal y los efectos del cambio climático en la subcuenca del río Kabul, ubicada en el sureste de Afganistán, utilizando datos de la estación de Istalif. La calibración y validación del modelo se llevaron a cabo con el programa SWAT-CUP, que permite realizar un análisis de sensibilidad e incertidumbre mediante el algoritmo SUFI2.

Los resultados mostraron un impacto significativo del cambio climático en variables como la precipitación, temperatura y caudal superficial de la cuenca. Además, se evaluó el efecto del cambio climático en el uso del suelo y el caudal superficial utilizando el modelo calibrado. La validación del modelo, basada en la eficiencia de Nash-Sutcliffe y el coeficiente de determinación, indicó un excelente rendimiento al comparar los valores medidos y simulados de la descarga mensual.

Tapasco et al., (2015) aplicaron el modelo hidrológico SWAT para evaluar los efectos del cambio climático en el recurso hídrico de Colombia, centrándose en la cuenca del río Fraile, ubicada en el Valle del Cauca. La simulación consideró variables como el uso del suelo, la cobertura vegetal y la variabilidad climática, permitiendo analizar el impacto de distintos escenarios de cambio climático sobre la disponibilidad de agua en la región. Los resultados indicaron que las alteraciones en la cobertura del suelo y los patrones de precipitación pueden modificar significativamente el régimen de caudales, afectando la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca.

Para validar el desempeño del modelo, se emplearon indicadores estadísticos como la eficiencia de Nash-Sutcliffe y el coeficiente de determinación, los cuales confirmaron la capacidad de SWAT para reproducir las dinámicas hidrológicas del sistema. Los autores concluyeron que el modelo es una herramienta eficaz para evaluar los efectos del cambio climático en cuencas hidrográficas de la región, proporcionando información clave para la gestión de los recursos hídricos en escenarios de variabilidad climática (Tapasco et al., 2015).

2.2.1.4 TOPMODEL

TOPMODEL es un modelo hidrológico semi-distribuido que utiliza el índice topográfico (a/tanβ) para simular la saturación del suelo y la generación de escorrentía en cuencas, basado en la relación entre la topografía y el flujo subsuperficial. Es adecuado para cuencas con suelos homogéneos y topografía moderada, y simplifica el modelado agrupando áreas con características similares para predecir el comportamiento hidrológico. Este enfoque lo hace útil en estudios de hidrología superficial y subsuperficial (Beven et al., 2021).

Chen et al. (2007), desarrollaron un modelo dinámico espacial y temporal para simular el balance hídrico en las cuencas de los ríos Yuanjiang y Dongjiang, ubicadas en la región húmeda del centro y sur de China. El modelo hidrológico combina técnicas de simulación de los modelos Xinanjiang y TOPMODEL, aprovechando la capacidad del primero para representar implícitamente las características de humedad del suelo y la capacidad del segundo para integrar las variaciones topográficas en la simulación de la escorrentía.

Los resultados de la simulación indicaron que, con requisitos mínimos de datos de entrada, el modelo distribuido basado en el terreno es capaz de describir adecuadamente la escorrentía, la evapotranspiración y el contenido de humedad del suelo en función de las variaciones espacio-temporales a lo largo de la cuenca. Esto demuestra la eficacia del enfoque utilizado para representar los componentes del balance hídrico en estas cuencas.

2.2.1.5 MIKE SHE

MIKE SHE es un modelo hidrológico distribuido que integra los procesos de agua superficial, subterránea y la interacción entre ambos. Utiliza principios físicos para simular la escorrentía, el flujo subterráneo y la dinámica de la humedad del suelo, lo que lo hace ideal para evaluar el impacto del uso del suelo, cambio climático y gestión hídrica en cuencas. Se aplica en la gestión de recursos hídricos, estudios de inundaciones y restauración ecológica (Ma et al., 2016).

Wang et al. (2012) aplicaron el modelo hidrológico distribuido MIKE SHE para comparar la efectividad de dos protocolos de calibración en la cuenca del río

Chaohe, en el norte de China. Utilizaron un protocolo de calibración global, basado en mediciones de caudal en una única salida de la cuenca, y un método de calibración multisitio, que utilizaba datos de tres estaciones dentro de la cuenca. Los resultados mostraron que el protocolo global simuló adecuadamente los hidrogramas en dos estaciones, obteniendo un coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,65-0,75 y un coeficiente de correlación de 0,81-0,87, pero falló en una tercera estación, donde el coeficiente de Nash-Sutcliffe fue de solo 0,44.

El análisis de sensibilidad reveló que un protocolo de calibración multisitio era más apropiado, debido a la variación en los procesos hidrológicos entre las diferentes partes de la cuenca, con aguas subterráneas dominando aguas arriba e interflujos más rápidos en las zonas medias y aguas abajo. El método multisitio logró un mejor balance en el rendimiento del modelo en las tres estaciones, mostrando que este enfoque ofrecía ventajas sobre el protocolo de calibración global al capturar la heterogeneidad hidrológica de la cuenca.

2.2.1.6 SWIM

SWIM (Soil and Water Integrated Model) es un modelo hidrológico semi-distribuido que simula el ciclo del agua, el crecimiento de cultivos y el transporte de nutrientes a nivel de cuenca. Está diseñado para evaluar los impactos del cambio climático y el uso del suelo sobre los recursos hídricos y la calidad del agua en cuencas mesoescalares. SWIM utiliza SIG para integrar procesos ecológicos e hidrológicos, permitiendo modelar cambios diarios en el flujo de agua y nutrientes (Krysanova et al., 1998).

Conradt et al. (2013), realizaron una simulación hidrológica de la cuenca del río Elba utilizando el modelo semi-distribuido SWIM. Aunque la calibración global del modelo alcanzó una alta eficiencia de Nash-Sutcliffe (0,9) en la estación principal de medición, se observaron desviaciones significativas al comparar los caudales en puntos interiores de la cuenca. Para mejorar la precisión de las simulaciones, los autores probaron tres métodos para estimar la evapotranspiración: sin calibración espacial en SWIM, mediante temperaturas de superficie detectadas por satélite y a partir de datos de precipitación y caudal a largo plazo.

Los resultados mostraron cierta consistencia entre las tasas de evapotranspiración derivadas de la teledetección y las simuladas, aunque no hubo correlación con las estimaciones basadas en el balance hídrico. Las principales fuentes de incertidumbre fueron los datos meteorológicos de entrada y la propagación de errores sistemáticos en el cálculo de caudales entre estaciones. El estudio resaltó la importancia de utilizar múltiples fuentes de datos para mejorar la precisión de la modelación hidrológica distribuida.

2.2.1.7 HAWQS

HAWQS es un sistema web de modelado hidrológico y de calidad de agua basado en el modelo SWAT. Permite simular el flujo de agua, sedimentos y contaminantes en cuencas a diferentes escalas. Ofrece una interfaz interactiva con datos pre-cargados que facilitan la evaluación de impactos del uso del suelo y cambio climático en la gestión del agua, siendo desarrollado por la EPA y Texas A&M (HAWQS 2.0, 2023)

Ouyang et al., (2023) utilizaron el modelo HAWQS (Hydrologic and Water Quality System) de la EPA para predecir los impactos del cambio climático en la cuenca del río Yazoo, en Mississippi, Estados Unidos. Las simulaciones no indicaron tendencias significativas en la precipitación mensual, evapotranspiración, escorrentía y descarga durante los próximos 50 años, mostrando que solo el 2% de la precipitación anual se infiltraría en el acuífero profundo. Estos resultados sugieren que los cambios climáticos proyectados no tendrán un impacto considerable en los recursos hídricos de la cuenca en ese período.

Los autores destacaron que HAWQS, en comparación con otros modelos como SWAT, es una herramienta más eficiente y fácil de usar para el modelado hidrológico a gran escala, lo que la hace especialmente valiosa para la gestión de recursos hídricos. Su facilidad de uso y rapidez en las simulaciones permiten a los administradores desarrollar estrategias adaptativas frente al cambio climático, proporcionando una opción práctica para quienes buscan optimizar la planificación y toma de decisiones en el manejo de cuencas.

2.2.1.8 DHSVM

DHSVM es un modelo hidrológico distribuido que simula el impacto del clima, la topografía, el suelo y la vegetación en las cuencas fluviales con alta resolución espacial. Es utilizado para evaluar cambios en el uso del suelo, clima y manejo forestal, permitiendo analizar flujos de agua y sus interacciones en sistemas complejos (Wigmosta et al., 1994).

Cuo et al., (2006) analizaron el modelo hidrológico distribuido DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model) en la cuenca experimental de Pang Khum, Tailandia, calibrándolo y validándolo con datos climáticos. El modelo se ejecutó con y sin la red de carreteras para evaluar su impacto en la evapotranspiración, la humedad del suelo, la profundidad del nivel freático y el caudal de los arroyos. Los resultados mostraron pequeños cambios en la evapotranspiración y humedad del suelo, pero se observaron aumentos en los caudales máximos en las simulaciones que incluían las carreteras.

El DHSVM demostró ser adaptable para representar procesos hidrológicos en áreas urbanas. La precipitación sobre superficies impermeables se convierte principalmente en escorrentía superficial, y una parte de esta escorrentía se

conecta directamente con el cauce del arroyo, mientras que el resto se almacena y se libera de forma más lenta. Esto resalta la versatilidad del modelo para simular los efectos de la infraestructura vial en el ciclo hidrológico y su potencial para su uso en entornos urbanos.

Melo et al. (2021) propusieron el uso de un mapa geomorfológico para distribuir los parámetros hidrológicos en el modelo físico DHSVM en la cuenca del Arroyo Lavrinha, al sudeste de Brasil. Evaluaron la sensibilidad de cinco parámetros del suelo en cada característica geomorfológica identificada mediante el método Geomorphons, encontrando que las características de "pendiente", "hondonada" y "valle" mostraron mayor sensibilidad a los parámetros de suelo utilizados en el modelo.

Los resultados demostraron que el uso de un mapa geomorfológico es una estrategia efectiva para la distribución espacial de los parámetros hidrológicos en el DHSVM. El rendimiento del modelo fue satisfactorio y comparable a simulaciones previas que emplearon mapas de zonas de humedad y estudios edafológicos en la misma cuenca, lo que valida la utilidad de esta metodología para representar los procesos hidrológicos en cuencas con características similares.

2.3 Marco Teórico

En este capítulo se presentan las bases teóricas que fundamentan el uso de modelos hidrológicos en ecosistemas tropicales húmedos de montaña. A través del análisis de ecuaciones y métodos aplicados en la modelación hidrológica, junto con los procesos de calibración, se establece el marco necesario para adaptar estas herramientas a la Cuenca del Río Dagua.

2.3.1 Modelación dinámica espacial

La modelación dinámica espacial permite simular procesos geográficos y ambientales, teniendo en cuenta la variabilidad espacial y temporal del paisaje, por esta razón, herramientas como PCRaster permiten representar estas dinámicas utilizando capas de información geográfica, lo que facilita la modelación del comportamiento del entorno (Karssenberg, 2002).

En PCRaster, se puede representar el paisaje al agrupar en una pila las capas de mapas, donde cada mapa representa un atributo (Ver figura 1). El dominio espacial puede ser discretizado dando como resultado celdas que contienen valores diferentes para cada capa; esta representación se denomina 2.5D. Además, se pueden relacionar las capas de mapas mediante tablas definiendo las relaciones y condiciones entre ellas mismas, celda por celda; estas relaciones se les llaman claves y dan como resultado una cierta combinación de valores de celda de las capas de los mapas 1, 2, 3, … De este modo, realizando las

combinaciones y utilizando las claves, es posible generar un mapa que contenga la información extraída de varios mapas (ver figura 2).

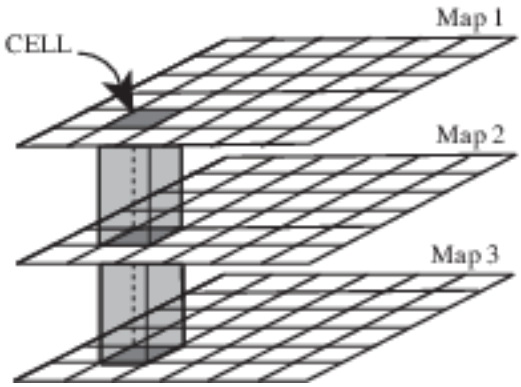


Figura 1. Pila de mapas en PCRaster que representan un paisaje en 2,5D. Fuente: (Karssenberg et al., 2010)

Adicionalmente, en PCRaster se utilizan las series temporales que pueden ser vinculadas a un mapa para controlar los datos espaciales que varían en el tiempo y el espacio: para cada paso de tiempo, se puede importar o almacenar un conjunto de datos espaciales diferente que representa una determinada variable utilizada en el modelo (Karssenberg et al., 2010).

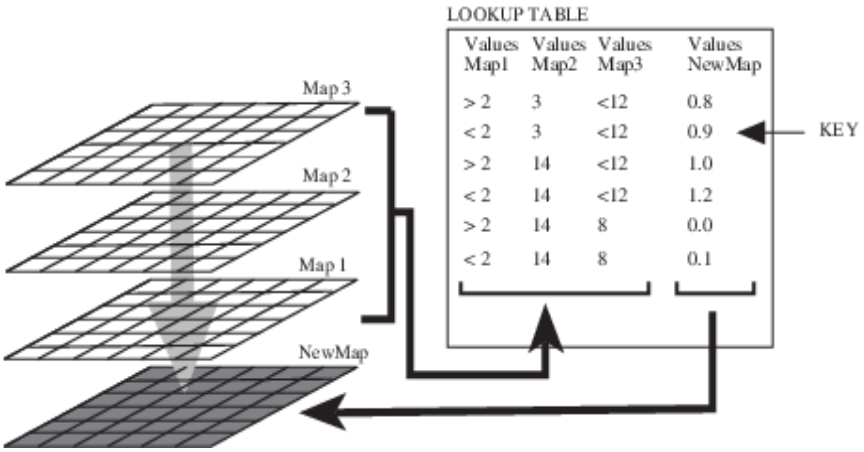


Figura 2. Claves para generar un nuevo mapa a partir de la información de las capas de mapas 1, 2, 3,… Fuente: (Karssenberg et al., 2010)

2.3.1.1 Incorporación de series temporales en la modelación

Las series temporales permiten que el modelo capture y represente cambios en el paisaje a lo largo del tiempo, para simular procesos ambientales dinámicos, como la erosión del suelo, el crecimiento de la vegetación o la expansión urbana. Cada serie temporal se vincula a una capa de mapa específica y, en cada paso temporal, la serie proporciona un conjunto de valores que se asignan a cada una de las celdas del mapa, permitiendo así que las condiciones de cada celda evolucionen conforme avanza el tiempo. (Karssenberg et al., 2010)

Por ejemplo, se puede utilizar una serie temporal de datos de precipitación para simular cómo la lluvia afecta a diferentes partes de un paisaje durante un periodo prolongado. Al combinar la precipitación con otras capas de datos, como la inclinación del terreno y la cobertura del suelo, es posible modelar la escorrentía superficial y la infiltración de agua en el suelo. Las series temporales también se utilizan para representar la evapotranspiración, el caudal de ríos y otros fenómenos que varían con el tiempo. (Karssenberg et al., 2010)

Karssenberg et al., (2010) afirma que una de las características más útiles de PCRaster es la capacidad de integrar series temporales directamente en la estructura del modelo. La vinculación de estas series temporales se realiza mediante el uso de operadores específicos dentro del lenguaje de programación, como el operador ***timeinput*** (Wesselung et al., 1996), que permite importar datos dinámicos en cada paso de tiempo del modelo. Este operador puede manejar diferentes tipos de datos, incluyendo valores booleanos, escalares, direccionales, y otros, que se asignan a las celdas del mapa en función del tiempo. Por ejemplo, un operador ***timeinputscalar*** puede ser utilizado para actualizar valores de precipitación diaria en cada celda de un mapa que representa la superficie terrestre (Wesselung et al., 1996).

Una vez que los datos temporales se han integrado en el modelo, PCRaster permite reportar los resultados de cada paso temporal mediante el operador ***report***, que almacena los valores de salida en la base de datos del modelo (Wesselung et al., 1996). Estos datos reportados pueden luego ser analizados para entender cómo un proceso específico se desarrolla a lo largo del tiempo (ver figura 3). (Karssenberg et al., 2010)

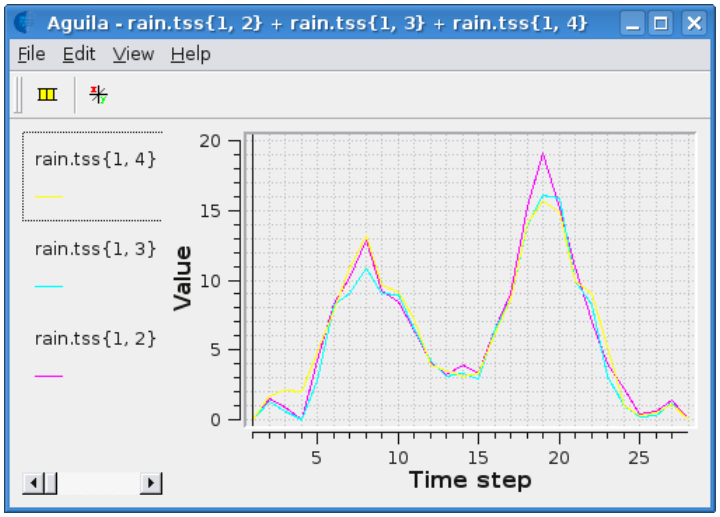


Figura 3. Reporte de series de tiempo y precipitación de 3 estaciones de lluvia. Fuente: (Karssenberg et al., 2010)

2.3.2 Ecuaciones del modelo hidrológico

En el estudio de los ecosistemas tropicales húmedos de montaña, la modelación hidrológica permite entender y predecir los procesos de balance de agua y escorrentía. Un modelo que ha demostrado ser particularmente útil en este contexto es el modelo desarrollado por Rincón (2001), un modelo hidrológico distribuido diseñado específicamente para estos ecosistemas (Mulligan, 2006; Rincón, 2001).

Este modelo calcula los flujos hidrológicos en todas las celdas de un área de estudio, basándose en las entradas y propiedades de cada celda, que se derivan de las mediciones de campo. Entre los parámetros clave que se utilizan en el modelo se incluyen la precipitación, la temperatura, la radiación neta, la profundidad de las raíces/espesor del suelo, el gradiente de la pendiente, la densidad aparente del suelo, la porosidad y la textura del suelo (Rincón, 2001).

En el modelo se utilizan varias ecuaciones para calcular las componentes del ciclo hidrológico. En esta investigación, se utilizarán las ecuaciones que incluyen los componentes básicos del balance hídrico y la escorrentía superficial para la adaptación del modelo hidrológico.

2.3.2.1 Evapotranspiración

La ecuación (1) estima la evapotranspiración potencial, entendida como el agua que regresa a la atmósfera en forma gaseosa desde la superficie terrestre o un cuerpo de agua, como resultado del proceso de evaporación más la que transpiran las plantas durante su proceso de fotosíntesis, asumiendo la disponibilidad del recurso (Rincón, 2001).

$$Ep = \frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)Rn} \quad (\mathbf{1})$$

Donde:

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor de saturación a la temperatura del aire (KPa)
γ = constante psicrométrica (Kpa)
Rn = radiación neta (MJ).

La evapotranspiración real (Ea) se obtiene al dividir la evapotranspiración en tres componentes: transpiración de las plantas, evaporación del suelo y evaporación del agua almacenada en la cubierta vegetal. Estos componentes se calculan con las ecuaciones (2), (3) y (4):

$$FEt = \frac{\theta}{P} \cdot \left(1 - \frac{CS}{CC}\right) \cdot C \cdot LAI \quad (\mathbf{2})$$

$$FIL = \left(\frac{CS}{CC}\right) \cdot C \cdot LAI \quad (\mathbf{3})$$

$$Fs = (1 - C) \cdot \frac{\theta}{P} \quad (\mathbf{4})$$

Donde:

FEt = fracción de transpiración
FIL = fracción de almacenamiento en la cubierta
Fs = fracción de evaporación del suelo
θ/P = contenido de agua volumétrico del suelo (m3soil /m3 pores)
CS = almacenamiento de agua en la cubierta (mm)
CC = capacidad de almacenamiento de la cubierta (mm)
C = cobertura vegetal fraccional
LAI = índice de área foliar (m2 leaf/m2 cover)

Finalmente, la evapotranspiración real (Ea) (5) se calcula como:

$$Ea = \frac{Ep\ x\ FEt + FIL + Fs}{\lambda} \quad (\mathbf{5})$$

Donde:

Ea = evapotranspiración real (mm)
Ep = evapotranspiración potencial (MJ)
λ = calor latente de vaporización del agua (2.45 MJ/kg)

La evapotranspiración potencial se estima a partir del submodelo de radiación neta, utilizando la ecuación de Penman-Monteith con entrada de variables meteorológicas horarias simuladas o medidas, como radiación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento.

La alta humedad relativa y las bajas temperaturas limitan la transpiración vegetal, ya que la conductancia estomática es baja y la pérdida de agua por este proceso es mínima. Además, la disponibilidad de datos espaciales sobre transpiración es

insuficiente para una representación precisa en el modelo. Por estas razones, Rincón (2001), opta por una formulación simplificada que considera separadamente la evaporación del agua disponible tanto por el proceso de intercepción como de la superficie del suelo, como la vía dominante de retorno del agua a la atmósfera y la transpiración dependiente de la cobertura del suelo, basada en la radiación neta incidente en cada hora del día.

2.3.2.2 Intercepción

La precipitación es interceptada por la vegetación de acuerdo con el índice de área foliar (m^2/m^2), la cobertura vegetal (fraccional) y la capacidad de almacenamiento de agua de las hojas medida (mm/m^2) de la vegetación, cuyo producto es la capacidad de almacenamiento del dosel (CC, mm).

La precipitación no interceptada cae directamente como precipitación a través del dosel y se combina con la precipitación interceptada (drenaje del dosel) para producir la precipitación neta (Mulligan, 2006; Rincón, 2001).

2.3.2.3 Infiltración

La infiltración sigue la tasa de avance del frente de humedecimiento, definida por la conductividad hidráulica saturada en este punto (Mulligan y Thornes, 1997, citado por Rincón, (2001). Además de la infiltración, la evapotranspiración y la recarga afectan el frente de humedecimiento.

Se considera un aumento lineal medido en campo de la densidad aparente del suelo con la profundidad y la textura del suelo medida para calcular la variación de la conductividad hidráulica con la profundidad, utilizando las ecuaciones (6) de Campbell (1985) citado por Rincón, (2001).

$$Kswf = \left(\frac{4x10^{-3} \cdot 1.3}{Bdwf^{1.3} \cdot b \cdot e^{-6.9 \cdot Clay - 3.7 \cdot Sand}} \right) \cdot 35280 \qquad (\mathbf{6})$$

Donde:

$Kswf$ = Ksat en el frente de humedecimiento (mm/hr)
$Bdwf$ = densidad aparente en el frente de humedecimiento (mm/hr)
$Clay$ = fracción de masa de arcilla
$Sand$ = fracción de masa de arena
b = valor b del suelo, calculado a partir de la textura según las ecuaciones de Campbell (1985)

La tasa de disminución de Ksat con la densidad aparente es proporcional a la textura del suelo, variando significativamente entre diferentes tipos de suelos como arcillas, limos, y loams arenosos.

2.3.2.4 Balance hídrico

La ecuación (7) se utiliza para actualizar el almacenamiento de agua en la cubierta vegetal en cada paso de tiempo (Mulligan, 2006). El almacenamiento en la cubierta cambia con la entrada de lluvia, la pérdida por interceptación y el drenaje de la cubierta.

$$Cs_t = Cs_{t-1} + Rt - Ei_t - D_t \quad (\mathbf{7})$$

Donde:

Cs = almacenamiento de agua en el dosel vegetal,
t = tiempo,
R = entrada de lluvia (mm),
Ei = pérdida por interceptación (mm),
D = drenaje de la cubierta (mm).

En la ecuación (7), Cs_t representa el almacenamiento de agua en la cubierta vegetal en el instante de tiempo t, mientras que Cs_{t-1} corresponde al almacenamiento en la iteración anterior $t-1$. Esta formulación permite calcular el almacenamiento actualizado considerando los flujos de entrada y salida de agua en cada intervalo temporal del modelo.

La ecuación (8) se utiliza para actualizar la humedad del suelo en cada paso de tiempo. La humedad del suelo cambia con la infiltración desde el agua superficial, la evaporación del suelo, la evapotranspiración y la recarga (Mulligan, 2006).

$$\theta_t = \theta_{t-1} + I_t - Es_t - E_t - R_t \quad (\mathbf{8})$$

Donde:

θ = humedad del suelo (m^3 agua/ m^3 suelo),
t = tiempo,
I = infiltración desde el agua superficial (mm),
Es = evaporación del suelo (mm),
E = evapotranspiración (mm),
R = recarga (mm),

En la ecuación (8), θ_t representa la humedad del suelo en el instante de tiempo t, expresada como el volumen de agua por unidad de volumen de suelo. θ_{t-1} corresponde al contenido de humedad del suelo en el paso de tiempo anterior. Esta formulación permite actualizar la humedad del suelo en cada intervalo temporal, considerando los flujos de entrada (infiltración y recarga) y salida (evaporación del suelo y evapotranspiración) definidos en el modelo hidrológico implementado por Rincón, (2001).

2.3.3 Adopción de parámetros para el modelo

Esta tesis adopta los parámetros de la modelación hidrológica en consonancia con la literatura existente (Rincón, 2001), reconociendo que los dos estudios han sido realizados en cuencas con paisajes similares (Chocó Biogeográfico), adicionalmente, este estudio no contempla la recopilación de estos a través de observaciones de campo.

CAPÍTULO 3

3.1 Metodología

En este capítulo se describen los procedimientos empleados para alcanzar los objetivos de esta investigación. Se detalla el enfoque experimental, las fuentes de información utilizadas y los métodos aplicados para la recolección, procesamiento y análisis de los datos hidrológicos. La metodología adoptada responde a las características específicas de la Cuenca, permitiendo modelar sus dinámicas hidrológicas bajo diferentes condiciones climáticas y espaciales.

3.2 Estrategia Experimental

La estrategia experimental de esta investigación se desarrolla en torno a los objetivos específicos del proyecto, cada uno de los cuales incluye actividades particulares que guían su implementación. Como primer paso, se debe localizar e identificar el área de estudio, con el propósito de establecer una base que permita, en etapas posteriores, caracterizar y describir las condiciones ambientales de la Cuenca. Esta localización inicial proporciona el contexto espacial necesario para desarrollar las actividades de modelación.

El primer objetivo se centra en identificar y ensamblar los algoritmos necesarios para representar las condiciones ambientales del ETHM en la Cuenca. Lo anterior se aborda mediante una revisión bibliográfica, priorizando experiencias y estudios desarrollados en la región, lo que permite identificar los procesos clave a modelar y definir la lógica procedimental para implementar los algoritmos. Posteriormente, estos se adaptan y se someten a pruebas para garantizar su funcionalidad, tras lo cual se ensamblan para conformar un modelo integral y operativo.

El segundo objetivo implica recopilar y organizar información ambiental espacialmente distribuida con una resolución adecuada para la modelación hidrológica de la Cuenca. Este proceso incluye la búsqueda y recopilación de datos provenientes de diversas fuentes, su clasificación según tipo y origen, y la evaluación de su idoneidad para el modelo. La información se transforma a formatos compatibles con la modelación y se organiza para garantizar su disponibilidad y uso eficiente en el modelo.

El tercer objetivo se enfoca en adaptar un modelo de balance hídrico espacialmente distribuido para la Cuenca. Este trabajo inicia con la parametrización del modelo, ajustando sus parámetros conforme a las características del ETHM a partir de los datos recopilados. Finalmente, se revisa el comportamiento determinístico del modelo y la respuesta de las variables hidrológicas frente a los eventos de precipitación.

Cada objetivo constituye una etapa de la metodología de investigación, proporcionando conjuntamente un marco sólido para la implementación del modelo hidrológico. A continuación, se detalla mediante el siguiente diagrama (ver figura 4) las actividades relacionadas con cada objetivo.

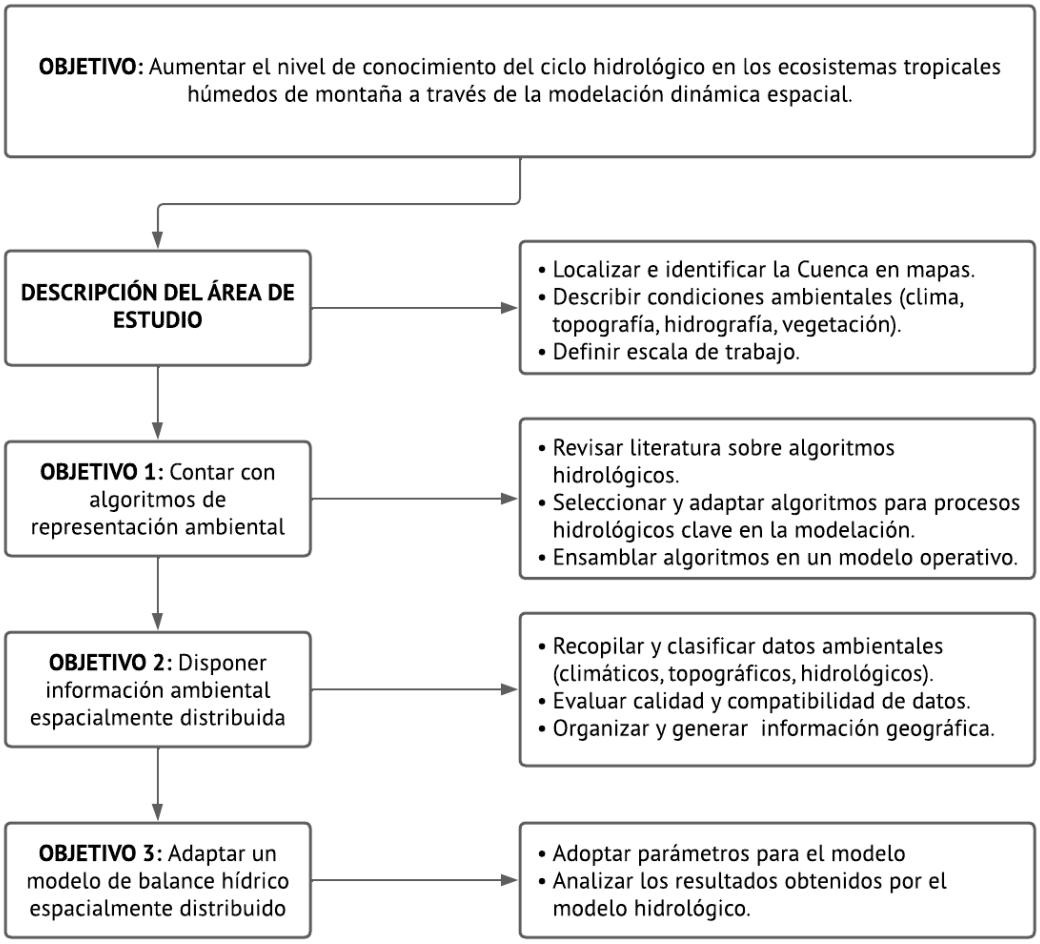


Figura 4. Diagrama estrategia experimental. Nota: Elaboración propia.

3.3 Descripción del área de estudio

La Cuenca del río Dagua (ver figura 5) limita al norte de su extensión con la cuenca del río Calima y con la bahía de Buenaventura, al sur limita con las cuencas de los ríos Anchicayá y Cali, al oriente limita con las cuencas de los ríos Yotoco, Vijes, Yumbo, Arroyohondo y la quebrada Mulaló y al occidente limita con el océano Pacífico. La cuenca tiene un área de 142.300 hectáreas (Marroquin, 2017).

Se encuentra en la región del Pacífico en la vertiente oriental de la cordillera occidental, bajo el cargo de los municipios de La Cumbre, Dagua, Buenaventura,

Restrepo, Vijes y Yotoco. El río Dagua nace a una altura aproximada de 2.000 msnm en el corregimiento de San Bernardo, con una longitud aproximada de 125 kilómetros hasta la desembocadura del océano Pacifico (Marroquin, 2017).

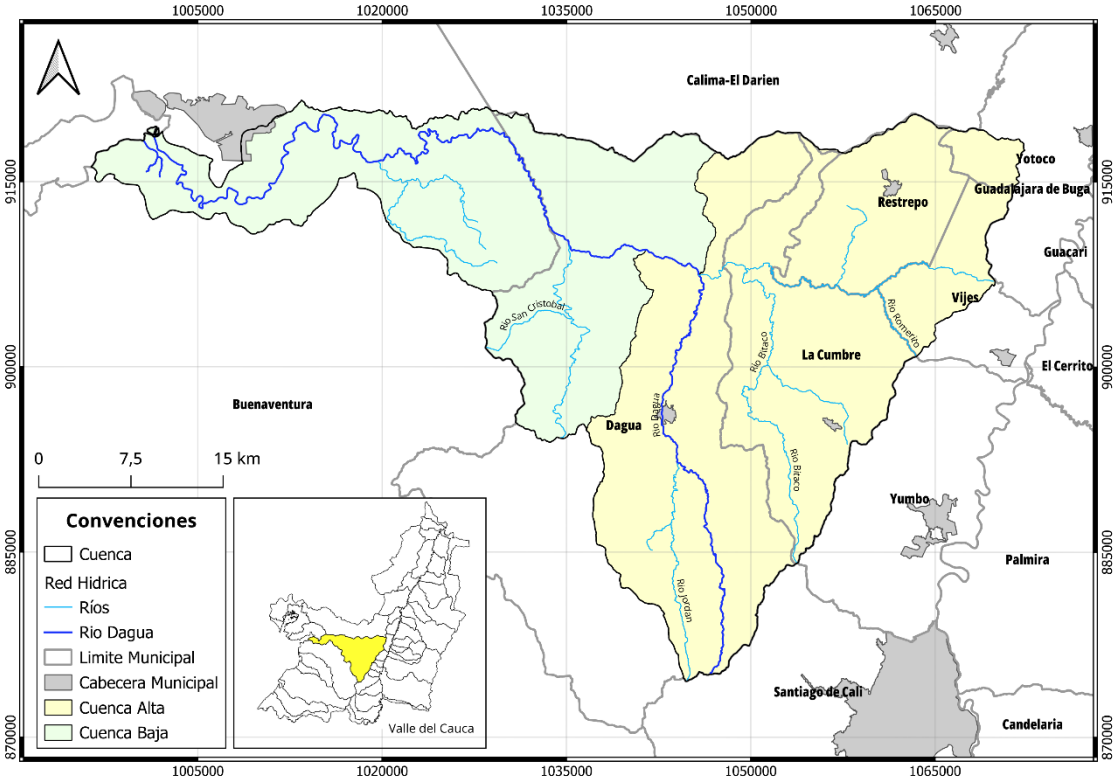


Figura 5. Localización de la zona de estudio: Cuenca del Río Dagua. Nota: Elaboración propia

3.4 Algoritmos para el balance hídrico

Un algoritmo es una secuencia de pasos lógicos diseñados para abordar y resolver problemas o representar situaciones específicas. En los modelos físicos determinísticos, los algoritmos son interacciones algebraicas de variables que permiten describir la realidad a través de ecuaciones, brindando una herramienta para analizar fenómenos naturales y predecir su comportamiento (Degtyarev et al., 2018).

Rincón (2001), describe los submodelos que forman parte del modelo hidrológico principal. Cada uno de estos submodelos representa un proceso específico y se basa en una serie de ecuaciones que describen los procesos físicos subyacentes, como se presentará en los subcapítulos siguientes.

3.4.1 Diseño del modelo hidrológico

Según Rincón (2001), el modelo inicia con la entrada de precipitación al sistema (ver figura 6). La radiación solar determina la cantidad de energía disponible para la evaporación; simultáneamente, la precipitación es capturada en parte por el dosel vegetativo, donde se retiene el agua que puede evaporarse directamente debido a la energía solar, constituyendo la evaporación del dosel.

El agua no retenida por el dosel llega al suelo como precipitación neta y en el suelo, esta agua puede evaporarse, infiltrarse o escurrirse. La evaporación desde la superficie del suelo también se ve impulsada por la energía solar absorbida. Después, la infiltración permite que el agua se mueva hacia capas subterráneas, afectando la recarga de acuíferos y la humedad del suelo (Rincón, 2001).

El agua que no se infiltra y que permanece en la superficie puede generar escorrentía, que transporta agua hacia cuerpos de agua más grandes y puede arrastrar nutrientes y sedimentos. Durante este proceso, las propiedades del suelo se calculan utilizando una función de pedo-transferencia. Cada submodelo se discute en detalle en las siguientes secciones (Rincón, 2001).

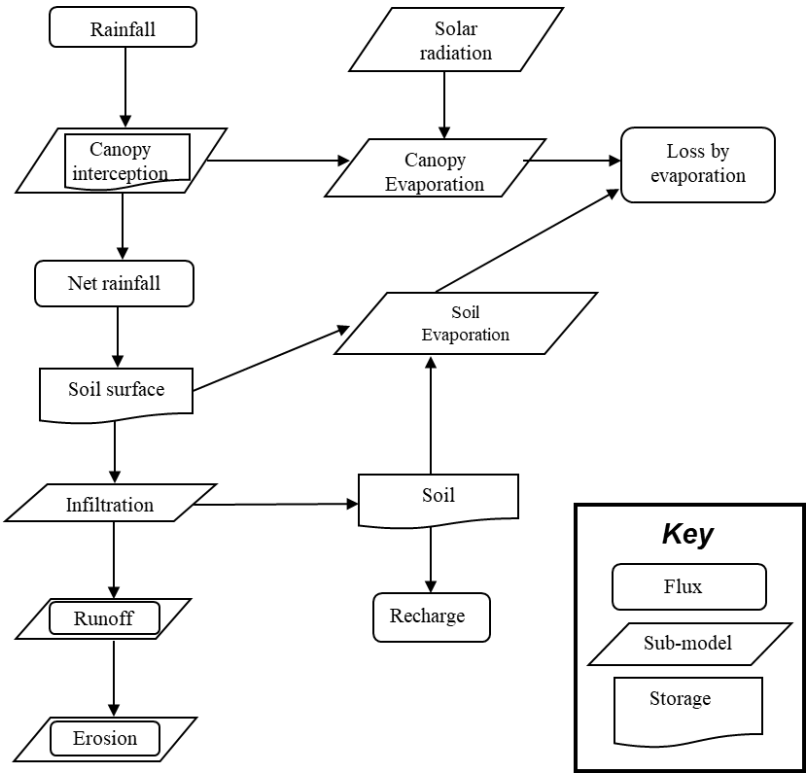


Figura 6. Diseño del modelo hidrológico. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.2 Módulo de radiación solar

El submodelo de radiación solar extraterrestre se calcula en intervalos horarios utilizando principios físicos y astronómicos. Este modelo requiere como datos de entrada la fecha (incluyendo año, día y hora), latitud, longitud, pendiente y orientación de la superficie (Chang, 2009). A partir de estos datos, se realizan varios cálculos, como el día juliano, la declinación solar, el ángulo de elevación solar y el ángulo incidente. Con estos cálculos, se determina la radiación solar extraterrestre (Iobs), que representa la cantidad de energía recibida en la parte superior de la atmósfera antes de que sufra cualquier atenuación por la atmósfera o por las condiciones meteorológicas (Allen et al., 2006). La salida del modelo incluye tanto la radiación solar extraterrestre como el ángulo de elevación solar.

Una vez calculada la radiación solar extraterrestre, se introduce el submodelo de atenuación por cobertura nubosa para estimar la disminución de radiación causada por la presencia de nubes (Rincón, 2001). Este submodelo se fundamenta en la relación entre el ángulo de elevación solar y la nubosidad, y emplea un parámetro aleatorio que varía en función de la hora del día para reflejar la variabilidad espacial de la nubosidad (Chang, 2009). El resultado de este submodelo es el factor de atenuación (T), que representa el porcentaje de radiación que es bloqueado por las nubes en función del ángulo de elevación solar. La fórmula utilizada para calcular T combina una función del seno del ángulo solar y un factor de aleatoriedad para introducir la variabilidad espacial (Mefti et al., 2008).

Finalmente, la radiación neta (Rn) se calcula como la diferencia entre la radiación extraterrestre y la atenuación producida por las nubes. Este cálculo depende de los parámetros A y B obtenidos de regresiones empíricas basadas en mediciones previas de radiación (Blonquist et al., 2010). La salida del modelo de radiación neta corresponde a la cantidad de energía disponible para procesos en la superficie terrestre, particularmente para la evaporación y otros flujos de energía (Iziomon et al., 2000).

El diagrama (ver figura 7) presentado ilustra el flujo de cálculos entre los submodelos de radiación solar extraterrestre, atenuación por cobertura nubosa y radiación neta. En primer lugar, se introducen los datos de entrada para la radiación solar extraterrestre, que se calculan en función de la ubicación geográfica y el tiempo. Luego, el submodelo de cobertura nubosa utiliza el ángulo de elevación solar y un valor aleatorio para calcular el porcentaje de atenuación. Finalmente, la radiación neta se obtiene restando la radiación atenuada por las nubes de la radiación solar extraterrestre, lo que proporciona la energía neta disponible en la superficie.

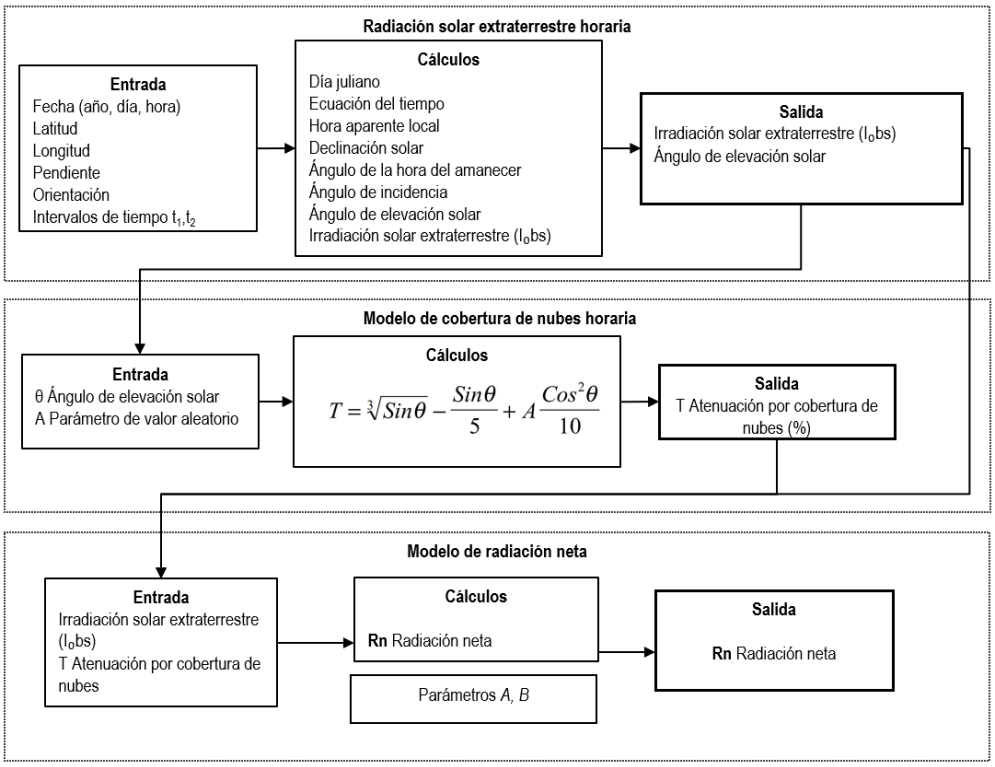


Figura 7. Diagrama de la radiación solar neta. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.3 Módulo de evaporación y evapotranspiración

El submodelo de evaporación distingue los procesos entre áreas boscosas y pastos, considerando la transpiración vegetal para calcular la evapotranspiración y la evaporación desde cuerpos de agua y vegetación para el cálculo de la pérdida de agua por este proceso, el cual depende de la radiación solar. Está es controlada por la radiación neta, que combina radiación de onda corta y larga influenciada por el albedo, temperatura y propiedades de emisión (Bosveld & Bouten, 2003).

La evaporación potencial se calcula mediante la ecuación N°1, presentada en el marco teórico, basada en energía disponible bajo condiciones ideales, mientras que la evaporación efectiva, calculada con la ecuación N°5 incorpora factores asociados a la cobertura vegetal (Guan & Wilson, 2009).

El diagrama (ver figura 8) muestra el flujo del modelo de evaporación, donde la radiación neta a nivel del suelo se utiliza como entrada, mientras que el calor latente sobre el agua es un parámetro adicional que regula la conversión de energía en vapor de agua. Con estos dos elementos, el modelo calcula la energía disponible para la evaporación del agua libre, y la salida final es la evaporación potencial, que representa la máxima cantidad de agua que podría evaporarse bajo las condiciones atmosféricas presentes.

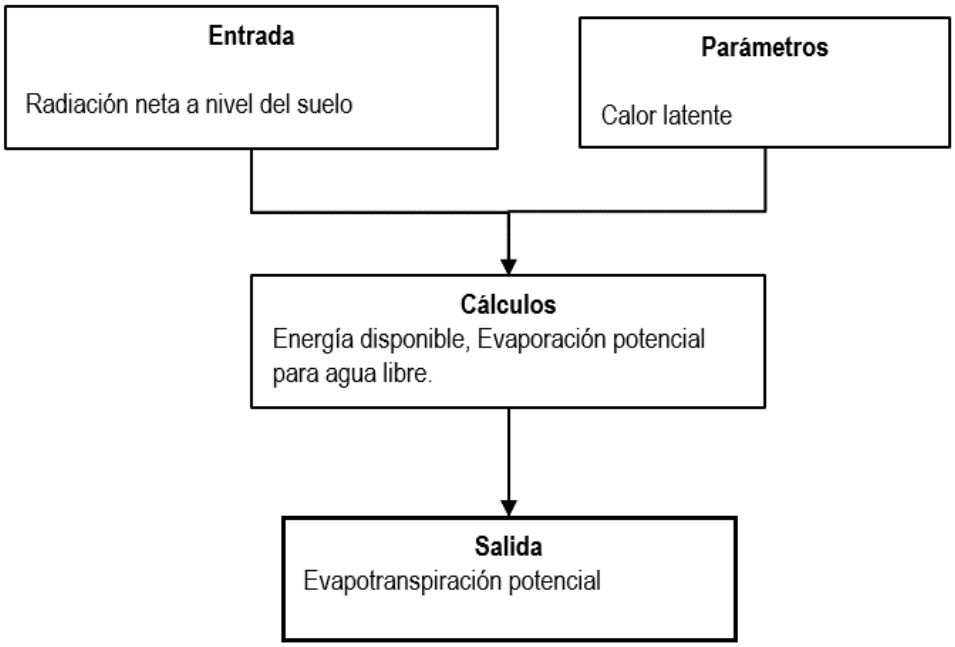


Figura 8. Diagrama del módulo de evaporación. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.4 Módulo de intercepción de la precipitación por parte de la cobertura vegetal

El módulo de intercepción se diseña para modelar el proceso mediante el cual la vegetación intercepta, almacena y eventualmente evapora o drena el agua de lluvia que llega a su superficie. Para cuantificar estos procesos, el modelo requiere como entradas la precipitación, la evaporación potencial y la radiación neta a nivel del suelo (Falge et al., 2005). También se consideran parámetros relacionados con la estructura del dosel, como el índice de área foliar, la capacidad de almacenamiento de las hojas y el coeficiente de extinción de la energía evaporativa (K) para la vegetación forestal. Estos parámetros permiten calcular los flujos de agua en el dosel, incluyendo la intercepción, el almacenamiento temporal, la evaporación del agua interceptada, el drenaje y el goteo (Deguchi et al., 2006).

El modelo de intercepción sigue el esquema desarrollado por Rutter (Rutter, (1971), (1975), (1977), citado por Rincón, (2001)), en el que se calculan las tasas de intercepción y el almacenamiento del agua en el dosel en función de la cantidad de lluvia que alcanza la vegetación y la cantidad que se evapora o drena. El modelo Rutter asume que el agua que se acumula en el dosel comienza a drenar una vez que se supera la capacidad de almacenamiento de las hojas. El goteo y la escorrentía directa ocurren simultáneamente, dependiendo de la intensidad de la precipitación y la capacidad de almacenamiento del dosel. Además, el modelo calcula la cantidad de agua que alcanza el suelo, lo que

depende tanto del drenaje como de la evaporación de la lluvia interceptada (Linhoss & Siegert, 2016).

El diagrama (ver figura 9) ilustra cómo el agua de lluvia es interceptada y almacenada temporalmente en el dosel. La radiación neta y la evaporación potencial influyen en la cantidad de agua que se evapora desde el dosel y regresa a la atmósfera en forma gaseosa, mientras que el excedente de agua almacenada se libera a través del goteo y la escorrentía directa hacia el suelo. La salida del modelo incluye dos variables clave: el agua que llega al suelo y el agua que se pierde por evaporación desde el dosel.

El módulo de intercepción se limita a representar los procesos de captura, almacenamiento temporal y pérdida de agua interceptada en el dosel vegetal, incluyendo la evaporación desde la superficie foliar y el escurrimiento superficial inmediato (goteo y escorrentía directa). El agua que llega al suelo, producto del excedente del almacenamiento en el dosel, es la que posteriormente puede infiltrarse el cual se presenta en el módulo de hidrología en el suelo.

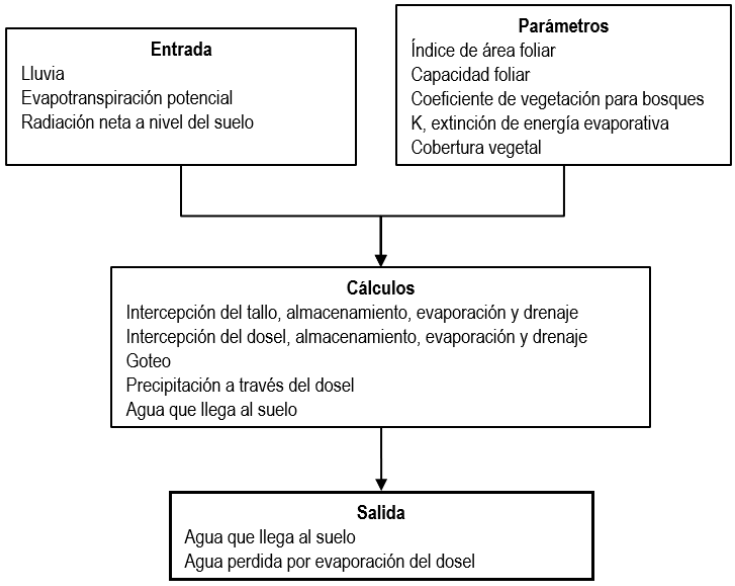


Figura 9. Diagrama del módulo de intercepción. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.5 Módulo de hidrología en el suelo.

El movimiento del agua en el suelo está controlado por el potencial matricial, que describe la cantidad de energía requerida para mover el agua a través de los poros del suelo. En suelos arenosos, donde los poros son grandes, el potencial matricial es bajo, ya que el agua se mueve con mayor facilidad. En cambio, en suelos arcillosos, el potencial matricial es más alto debido a la mayor retención de agua en los poros pequeños (Waller & Yitayew, 2016). Este fenómeno se modela utilizando la ecuación de Brooks y Corey (Brooks & Corey 1964, citado

por Rincón, (2001)), que permite describir cómo varía el contenido de agua en función del potencial matricial, proporcionando una comprensión de los procesos de retención de agua en diferentes tipos de suelos.

Las propiedades hidráulicas del suelo se calculan con la función de pedotransferencia para estimar la conductividad hidráulica y la retención de agua a partir de las texturas del suelo. Estas funciones se basan en relaciones empíricas que conectan las características físicas básicas del suelo, como el porcentaje de arena, limo y arcilla, con su comportamiento hidráulico (Contreras & Bonilla, 2018). En este modelo, las propiedades texturales del suelo se combinan con coeficientes derivados de estudios previos, para calcular la conductividad hidráulica, la cual define la facilidad con la que el agua se mueve a través del suelo (Rincón, 2001). La retención de agua, por otro lado, se estimó a través de estas mismas relaciones, lo que permite determinar la cantidad de agua que el suelo puede retener bajo diferentes condiciones de presión.

El diagrama (ver figura 10) muestra cómo la textura del suelo, incluyendo la proporción de arena, limo y arcilla, junto con parámetros adicionales como la densidad aparente y la porosidad, se utilizó para calcular tanto el potencial matricial como la conductividad hidráulica del suelo. Las entradas incluyeron el agua infiltrada y el contenido de agua previo en el suelo, lo que permitió modelar cómo el agua se desplaza y se almacena en el perfil del suelo bajo distintas condiciones texturales.

La entrada de lluvia no se incluye directamente en el modelo de humedad del suelo porque primero pasa por el submodelo de intercepción, donde se calcula la fracción efectivamente por goteo del dosel. Esta fracción, denominada lluvia efectiva, alimenta luego el submodelo de infiltración, el cual estima el agua que efectivamente ingresa al suelo.

Las ecuaciones de pedotransferencia que involucran los 18 coeficientes corresponden para estimar las propiedades hidráulicas del suelo. Estas expresiones propuestas por Van Genutten (1987), adoptadas en el modelo de Rincón (2001), se derivan del método de Saxton et al. (1986). EL cálculo de la conductividad hidráulica y el potencial matricial en función de las propiedades texturales del suelo (muestras tomadas en el estudio de Rincón son adoptadas en esta tesis por tener cercanía espacial entre los dos estudios), asumiendo la similitud del porcentaje de arena, limo y arcilla. Su aplicación facilita la estimación de la retención de agua y el movimiento del agua en el perfil del suelo sin necesidad de mediciones directas.

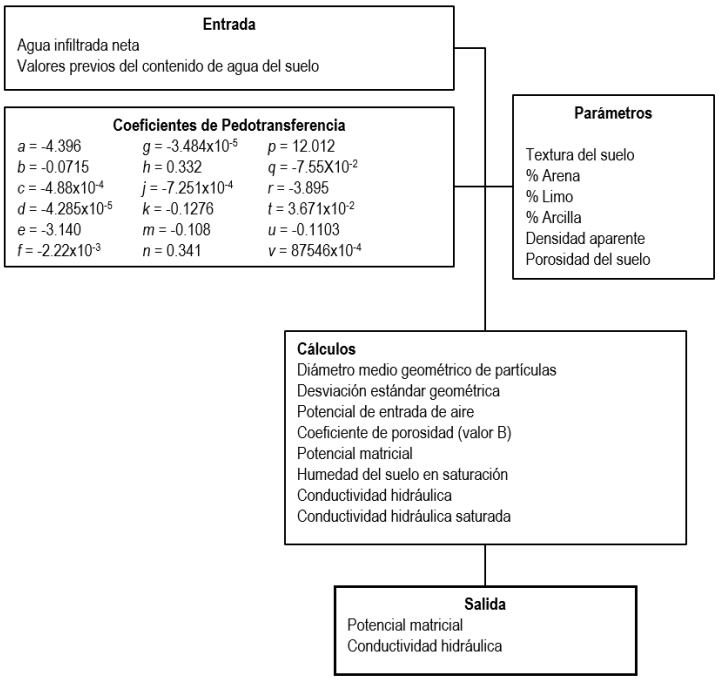


Figura 10. Diagrama del módulo de hidrología en el suelo. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.6 Módulo de infiltración

El módulo de infiltración aplica la fórmula de Green y Ampt (Green & Ampt (1991), citado por Rincón, (2001)) para simular el proceso de infiltración en el suelo. Esta fórmula se basa en la existencia de un frente de humedecimiento, donde las condiciones matriciales permanecen constantes, lo que permite una representación del avance del agua a través del perfil del suelo. El cálculo comienza con la estimación de la tasa de infiltración inicial, que se ajusta conforme el suelo se humedece y llega al estado de saturación, dependiendo del volumen de agua que alcanza la superficie del suelo tanto por precipitación directa, goteo o escorrentía superficial proveniente de los pixeles aguas arriba.

El modelo se parametriza utilizando datos de conductividad hidráulica y potencial matricial, así como las condiciones iniciales de humedad en el suelo y la profundidad de este (Tian et al., 2018). Se calcula el tiempo hasta el encharcamiento (según propiedades texturales del suelo), entendido como el momento en que la tasa de aplicación de agua excede la capacidad instantánea de infiltración del suelo, generando flujo superficial o escorrentía, aunque el perfil aún no esté completamente saturado. A medida que el contenido de humedad aumenta, la tasa de infiltración se reduce progresivamente conforme el agua avanza hacia capas más profundas (Ebel & Moody, 2017).

Para cada intervalo de tiempo, el modelo estima la cantidad total de agua infiltrada entre el inicio del encharcamiento y el final del paso de tiempo,

calculando además la nueva distribución de la humedad en el perfil del suelo (Sage et al., 2020). También se incluyeron los flujos de escorrentía superficial y la descarga desde el suelo hacia la capa freática o hacia un sistema de drenaje subterráneo, simulando los efectos del agua que no pudo ser infiltrada (Lai et al., 2015).

El diagrama (ver figura 11) asociado muestra cómo las variables de entrada, como el potencial matricial, la conductividad hidráulica y la lluvia neta, se utilizan para estimar tanto la cantidad de agua infiltrada como los flujos de escorrentía superficial y recarga del acuífero. Esto permite integrar las propiedades del suelo y la distribución de la humedad inicial en la simulación, proporcionando una representación del comportamiento del agua en el sistema suelo-superficie.

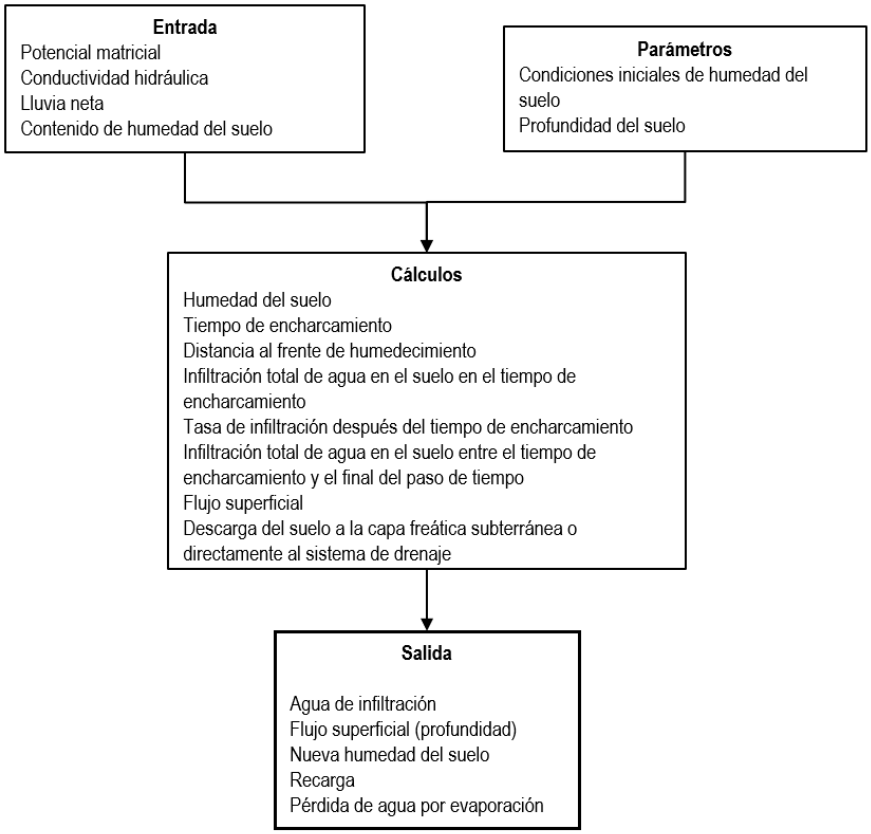


Figura 11. Diagrama del módulo de infiltración. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.4.7 Módulo de escorrentía superficial

El modelo utiliza como entradas la profundidad del agua en la superficie, la precipitación neta, la infiltración y la evapotranspiración potencial (Rincón, 2001). A partir de estas entradas, el modelo calcula la cantidad de agua que no puede infiltrarse en el suelo y, por lo tanto, se convierte en escorrentía superficial. Este cálculo se ajusta en cada intervalo de tiempo, dependiendo de cómo varíen las

condiciones de humedad en el suelo y la cantidad de agua disponible en la superficie.

La escorrentía superficial se genera cuando la precipitación efectiva supera la capacidad de infiltración del suelo, considerando además el flujo proveniente de celdas vecinas. El modelo aplica un balance hídrico simple por intervalo de tiempo, basado en flujo de Horton, que incluye la precipitación efectiva, la infiltración estimada por otros submodelos y la evaporación desde el suelo superficial. Así, se calcula la altura del agua acumulada en superficie que se convierte en escorrentía. La evaporación se incorpora como pérdida en el balance superficial, reduciendo la cantidad de agua disponible para escurrimiento cuando las condiciones atmosféricas favorecen la evaporación.

El modelo tiene en cuenta cómo la topografía afecta el movimiento del agua. En pendientes más pronunciadas, el agua fluye más rápidamente, lo que incrementa la generación de escorrentía superficial, mientras que, en áreas planas, la acumulación de agua es más probable (Wang et al., 2020). La precipitación actúa como fuente principal de agua en el sistema, determinando la cantidad de agua disponible para la infiltración, la escorrentía y la evaporación, lo que permite simular su balance a lo largo del tiempo.

El diagrama (ver figura 12) de este módulo muestra cómo las variables de entrada, como la precipitación neta y la infiltración, se combinan para calcular el flujo superficial en cada paso temporal. La salida final del modelo es la cantidad de agua que se desplaza sobre la superficie del suelo como escorrentía, proporcionando información de cómo el exceso de agua se mueve en el sistema hidrológico.

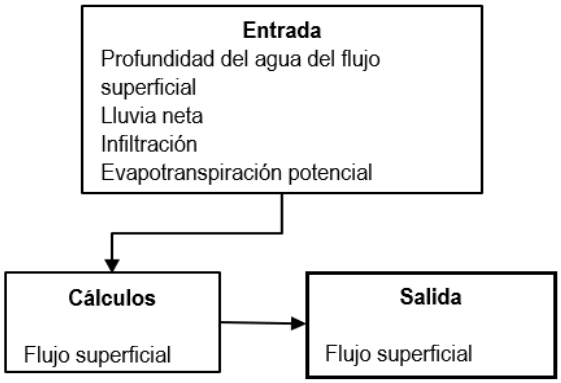


Figura 12. Diagrama del módulo de escorrentía superficial. Nota: Elaboración propia. Fuente: (Rincón, 2001)

3.5 Obtención de información ambiental

En este capítulo se describe el proceso de recopilación y evaluación de la información ambiental necesaria para la modelación hidrológica en la cuenca. Toda la información debe ser procesada y acondicionada para su integración en el modelo hidrológico de la cuenca.

3.5.1 Fuentes de información ambiental

La información primaria y secundaria para este proyecto se obtuvo de entidades públicas como la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (CVC), el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) y la Gobernación del Valle del Cauca. Esto permite construir una base de datos para el desarrollo del proyecto, que incluye información alfanumérica y espacial (Usman et al., 2022). En cuanto a los datos alfanuméricos, se obtienen registros diarios de precipitación, caudales, radiación solar y temperatura de las estaciones hidrometereológicas ubicadas en la zona de estudio las cuales se relacionan a continuación en la tabla 3 y la figura 13, almacenados en formatos PDF y CSV.

Tabla 3. Estaciones hidrometereológicas activas en la cuenca.

ESTACION	ENTIDAD	COD_EST
ACAA_PAVAS	CVC	ESTAT_1
CHICORAL		ESTAT_2
CISNEROS		ESTAT_3
DAGUA_BENDICIONES		ESTAT_4
DOS_RIOS		ESTAT_5
ESCALERETE		ESTAT_6
LA_CUMBRE		ESTAT_7
OCACHE		ESTAT_8
RIO_GRANDE		ESTAT_9
SAN_BERNARDO		ESTAT_10
AEROPUERTO_BUENAVENTURA	IDEAM	ESTAT_11
AGUACLARA		ESTAT_12
LA CUMBRE		ESTAT_13
VILLA LUZ ALBA		ESTAT_14
QUEREMAL		ESTAT_15
PROVIDENCIA		ESTAT_16

En lo que respecta a la información espacial, se recopilan datos vectoriales sobre cuerpos de agua, cobertura del suelo y suelos. Además, se obtienen informes técnicos sobre estudios relacionados con el uso del suelo en la zona de interés. Para los Modelos Digitales de Terreno (DTM), se utilizan para la investigación dos fuentes: un DTM de Alos Palsar con una resolución de 12.5 km y un DTM

LIDAR con una resolución de 2.5 metros, proporcionado por la CVC (Shawky et al., 2019).

Los datos satelitales también forman parte de esta base de información. Se incluyen datos diarios de precipitación a una escala de 5 km (CHIRPS) y se utilizan datos horarios a una resolución de 9 km (ERA5-AG LAND), que proporcionan variables como temperatura, evaporación, índice de área foliar, radiación solar y precipitación total (Shawky et al., 2019).

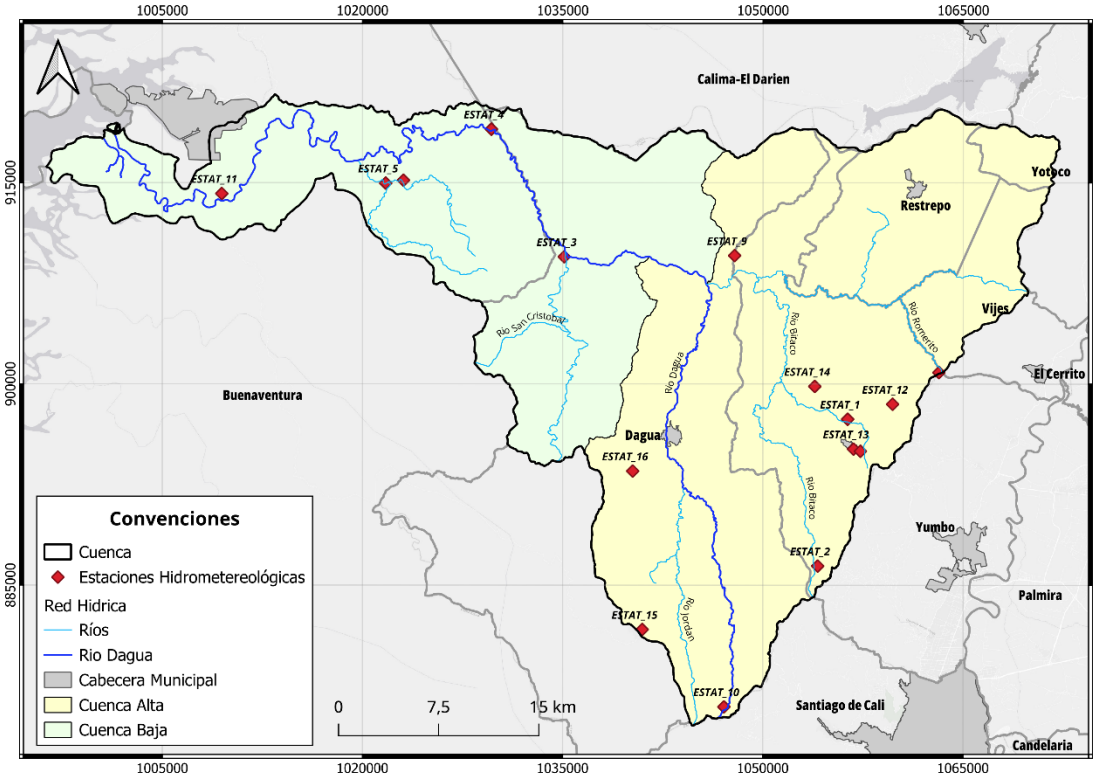


Figura 13. Ubicación de las estaciones hidrometereológicas de acuerdo con la Tabla 3. Nota: Elaboración propia.

3.5.1.1 Bases de datos satelitales

Respecto a los datos satelitales, se consulta la base de datos satelitales de Copernicus para obtener información del conjunto ERA5-AG durante los últimos 13 años de estudio (ver figura 15). De manera similar, se recopilan los datos de precipitación de la base CHIRPS (ver figura 14).

Los datos satelitales recopilados de CHIRPS se descargaron en formato GeoTIFF, mientras que los datos de ERA5-AG fueron descargados en formato NETCDF, para su visualización, análisis y procesamiento.

El producto satelital CHIRPS v2.0 de precipitación utiliza milímetros (mm) como unidad de medida. Este conjunto de datos proporciona estimaciones de

precipitación en milímetros, con una resolución espacial de 0.05 grados y una cobertura temporal desde 1981 hasta la actualidad (Funk et al., 2015).

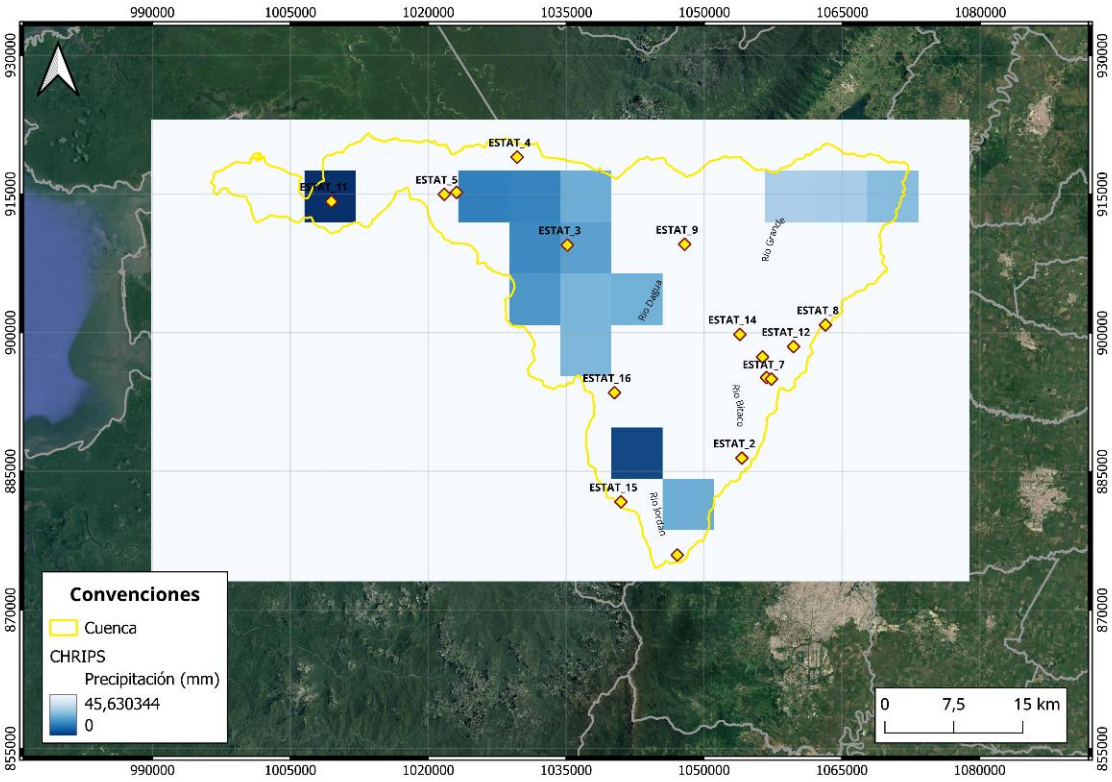


Figura 14. Producto satelital de precipitación diaria global CHIRPS v2.0, 24/05/2015. Nota: Elaboración propia.

El producto de precipitación de ERA5AG se expresa en metros (m). Este conjunto de datos proporciona estimaciones de precipitación acumulada en metros, con una resolución espacial de aproximadamente 31 km y una cobertura temporal desde 1979 hasta la actualidad (Hersbach et al., 2020).

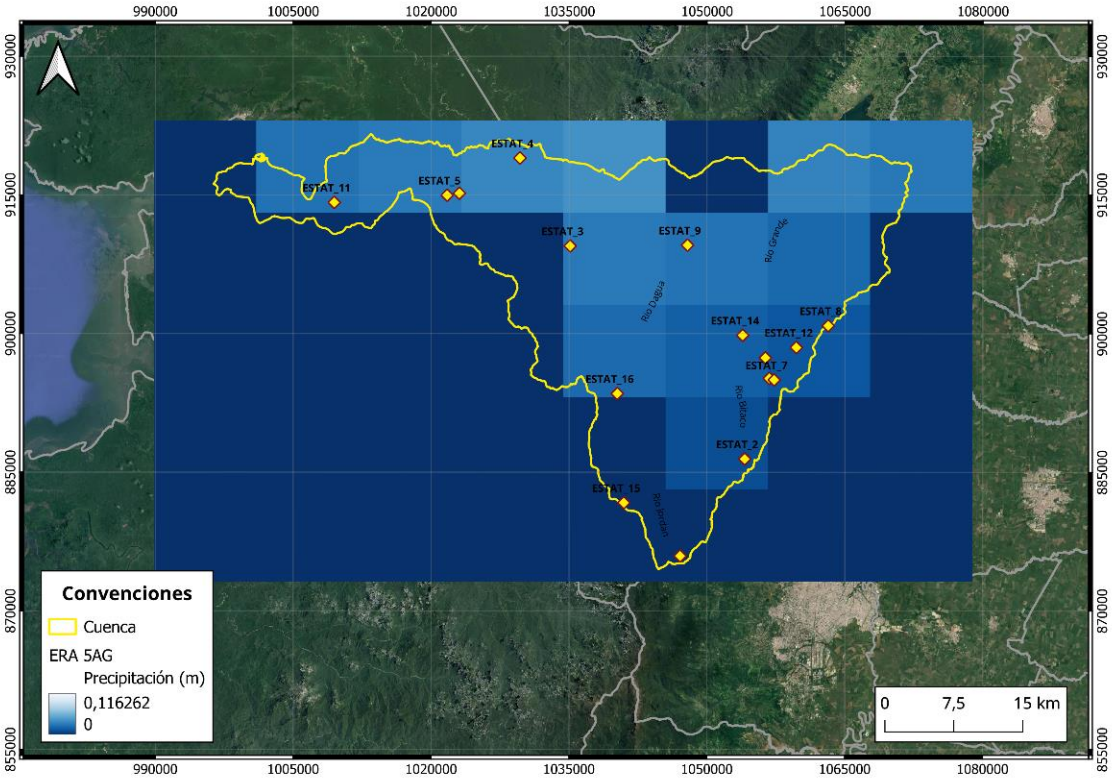


Figura 15. Producto satelital de precipitación horaria global ERA - 5AG, 24/05/2015. Nota: Elaboración propia.

3.5.2 Evaluación de la información

Para la evaluación de la calidad de los datos espaciales se deben considerar varios aspectos, como la precisión, la integridad, la consistencia y la actualidad de los datos (Solomon et al., 2020). En este sentido, se realiza una revisión de los datos recopilados para asegurar que cumplen con los estándares de calidad necesarios para su uso en la modelación hidrológica.

Esto implica la verificación de la precisión de los datos mediante la comparación con otras fuentes de información, la comprobación de la integridad de los datos para asegurar que no hay datos faltantes o erróneos, y la evaluación de la consistencia de los datos para asegurar que no hay discrepancias entre diferentes conjuntos de datos (Masood et al., 2022).

Para asegurar la calidad de los datos, se realiza un análisis exploratorio de las variables recolectadas, lo que permite identificar patrones y posibles anomalías antes de integrarlas en el modelo hidrológico. Este análisis se presenta en el capítulo de resultados 4.3 Análisis Exploratorio de Datos.

3.5.3 Reducción de escala temporal de los datos

En el ajuste de la información, la escala espacial y temporal de los datos es un factor determinante en los resultados de la modelación. La información ambiental será sometida a procedimientos de reducción de escala con enfoques simples que garanticen que los nuevos datos sean compatibles con el modelo hidrológico utilizado (Demirci & Demirel, 2023).

Dado que el objetivo principal de la tesis es la modelación dinámica espacial hidrológica, no se contemplará el uso de métodos estadísticos de reducción de escala robustos para la información ambiental. Aun así, se priorizará un enfoque que mantenga la simplicidad y la aplicabilidad directa en el contexto de la modelación hidrológica, asegurando que los datos reescalados sean tanto prácticos como relevantes para el análisis dinámico espacial (Demirci & Demirel, 2023).

3.5.4 Métodos estadísticos de reducción de escala temporal

Para el proceso de ajuste de los datos de precipitación, se realizó un ejercicio de revisión de literatura enfocado en metodologías de downscaling temporal. El objetivo fue comprender las técnicas más usadas para distribuir la precipitación diaria en una escala temporal horaria.

Un método efectivo para la reducción de escala temporal es el uso de técnicas de interpolación temporal. Estas técnicas permiten estimar valores de precipitación en intervalos horarios a partir de datos diarios, manteniendo la coherencia con los patrones observados. Por ejemplo, el método desarrollado por Lin et al. (2017), utiliza un enfoque combinado de interpolación espacial y temporal para ajustar la precipitación diaria a una escala horaria, considerando aspectos como el ciclo diurno y la correlación entre días consecutivos.

Otro enfoque útil es el propuesto por Böker et al. (2023), que se basa en patrones de circulación atmosférica para predecir la precipitación. Este método utiliza datos históricos para crear perfiles de precipitación diaria que se pueden aplicar a los datos de precipitación a gran escala, proporcionando una estimación más precisa de la precipitación a nivel local.

Después de analizar y comparar diversas metodologías, se adoptó un enfoque que distribuye la precipitación diaria basándose en un patrón horario obtenido de un set de datos de precipitación con resolución temporal horaria (Wey, 2006). Este patrón se derivó del set de datos horarios de ERA5-AG. Esta metodología permite una representación más realista de los patrones de precipitación, fundamental para la precisión del modelo de balance hídrico. La metodología para la reducción de escala temporal de precipitación diaria a horaria se describe a continuación:

1. Se utilizan los datos de precipitación horarios de ERA5-AG como el conjunto de datos de referencia. Estos datos proporcionarán el patrón horario típico de precipitación.
2. Para un día específico, se suma la precipitación total de las 24 horas en los datos de era5-ag. Se calcula el porcentaje de precipitación que ocurrió en cada hora en relación con la precipitación total del día. Esto dará un perfil horario de precipitación en términos de porcentajes.
3. Se toma el dato de precipitación diaria de una de las estaciones hidrometeorológicas. Se multiplica la precipitación diaria por el porcentaje de precipitación de cada hora (calculado en el paso anterior) para obtener la precipitación horaria redistribuida.

Supongamos que, en un día específico, los datos de ERA5-AG muestran lo siguiente (en mm), con un valor de precipitación total del día de **10 mm**

Tabla 4. Datos de ejemplo ERA5-AG.

Hora	Precipitación
1	0.5
2	0.0
3	0.0
...	...
24	1.0

Si el dato diario de precipitación de una estación es de **20 mm** para ese día, se redistribuye la precipitación de la siguiente manera:

Tabla 5. Datos de ejemplo estación hidrometereológica.

Hora	Precipitación Redistribuida
1	(0.5/10) * 20 = 1 mm
2	(0.0/10) * 20 = 0 mm
3	(0.0/10) * 20 = 0 mm
...	...
24	(1.0/10) * 20 = 2 mm

Este procedimiento permite redistribuir la precipitación diaria en intervalos horarios que reflejan el patrón horario típico de precipitación de los datos de ERA5-AG, en lugar de simplemente dividir la precipitación diaria en 24 partes iguales.

Este procedimiento se automatizó en un script de Python (ver anexo 2) que genera un archivo .csv con los datos de precipitación redistribuidos horariamente, permitiendo una representación más precisa y detallada de los patrones de precipitación para la modelación hidrológica.

3.6 Adaptación del modelo de balance hídrico

En la fase de adaptación del modelo de balance hídrico, se empieza con la preparación y ajuste de los datos espaciales necesarios para la ejecución del modelo. Este proceso se ha llevado a cabo siguiendo las directrices y especificaciones técnicas establecidas en la documentación de PCRaster (Karssenberg et al., 2010). El objetivo es garantizar que todos los archivos estén alineados con una estructura de modelación específica para las características hidrológicas de la cuenca.

3.6.1 Estructura de modelación

La estructura adoptada para la modelación se caracteriza por una resolución espacial que permite una representación de las heterogeneidades de la cuenca y una resolución temporal capaz de capturar las dinámicas hidrológicas de la cuenca. Los detalles específicos de esta estructura son:

3.6.1.1 Resolución espacial

Cada píxel en el modelo representa un área de 100m x 100m. La selección de esta resolución espacial para cada píxel del modelo responde a una evaluación realizada del equilibrio entre la extensión de la cuenca (cantidad de píxeles) y el costo computacional (tamaño de los archivos) que implica el análisis. Aunque esta escala permite abordar las características generales del terreno, es posible que no capte variaciones espaciales menores.

3.6.1.2 Resolución temporal

Se ha establecido una resolución temporal horaria, lo que implica un total de 8760 pasos de modelación para abarcar un año completo. Esta resolución temporal permite para captar las variaciones y tendencias en la precipitación y otros procesos hidrológicos a lo largo del tiempo.

3.6.1.3 Especificaciones técnicas

El modelo hidrológico está diseñado para simular los procesos hídricos dentro de la cuenca, organizando los datos espaciales y temporales en una estructura que permite analizar el comportamiento del agua. Las especificaciones del modelo determinan cómo se representa el espacio y cómo se distribuyen las variables en el tiempo, proporcionando la base para los cálculos hidrológicos. Estas características están definidas en función de la resolución temporal y espacial descritas en las secciones 3.6.1.1 y 3.6.1.2, respectivamente.

La malla espacial se define por un conjunto de filas y columnas, que dividen el área de estudio en celdas regulares. Cada celda representa una porción específica del terreno, permitiendo que los procesos hídricos se analicen en detalle dentro de esa área. La longitud de celda define el tamaño de cada porción del terreno en el modelo, controlando el nivel de resolución espacial. Este tamaño influye en la precisión con la que se capturan las variaciones dentro de la cuenca.

El tipo de dato asignado a cada variable refleja la naturaleza del fenómeno que se estudia, como precipitación o temperatura. La representación de celda en formato "single" representa un único atributo por archivo. La proyección geoespacial "yb2t" posiciona la malla del modelo dentro de un sistema de coordenadas indicando que el eje Y aumenta de abajo hacia arriba, mientras que el ángulo de 0 grados confirma que la orientación de la malla sigue los ejes convencionales.

Las coordenadas del extremo superior izquierdo establecen la ubicación exacta donde comienza la malla del modelo, alineando la simulación con el área geográfica real. Finalmente, el modelo hidrológico adaptado para la Cuenca del Río Dagua cuenta con las siguientes especificaciones para realizar simulaciones que reflejen adecuadamente los procesos hidrológicos dentro de la cuenca

- **Filas (rows):** 471
- **Columnas (columns):** 761
- **Longitud de celda (cell_length):** 100 metros
- **Tipo de dato (data_type):** Varía según la naturaleza del dato (por ejemplo, precipitación, temperatura, etc.)
- **Representación de celda (cell_repr):** single
- **Proyección (projection):** yb2t
- **Ángulo (angle(deg)):** 0
- **Coordenadas del extremo superior izquierdo (xUL, yUL):** 265378, 429878

3.6.2 Valores iniciales

El modelo de balance hídrico requiere una serie de parámetros iniciales que deben ajustarse en función de las características específicas de la cuenca de estudio. Estos parámetros se calibran para que el modelo se configure adecuadamente y pueda simular de manera coherente los procesos hidrológicos de la cuenca. A continuación, se presenta el ajuste de los parámetros iniciales según las condiciones observadas en la cuenca:

- **data:** Este parámetro se refiere al archivo de entrada que contiene los datos de precipitación para la cuenca. Para este modelo, se utilizó el archivo 'rain.txt' (ver figura 16). Para la modelación se utilizaron datos de precipitación correspondientes al año 2015, seleccionado tras analizar el

periodo 2010–2022 y determinar que fue el año con mayor acumulado anual de precipitación en la cuenca.

- **olat**: Representa la latitud del área de estudio. Para la cuenca, se estableció un valor de 2.4 grados.
- **olong:** Representa la longitud del área de estudio. Se estableció un valor de -75.63 grados.
- **cellnum:** Indica el número total de celdas dentro de la cuenca. Para este modelo, se estableció un valor de 358,131 celdas. Cada celda con una resolución espacial de 100x100 metros.
- **landuse:** Este parámetro se refiere al mapa de uso del suelo para el modelo. Se utilizó el archivo 'cobertura.map' para representar las diferentes coberturas del suelo en la cuenca.

Finalmente, esta información se presenta en el *binding* del modelo. La sección *binding* en PCRCalc es donde se declaran y asignan constantes, nombres de archivos y otros parámetros que serán utilizados en el modelo (Ver figura 16).

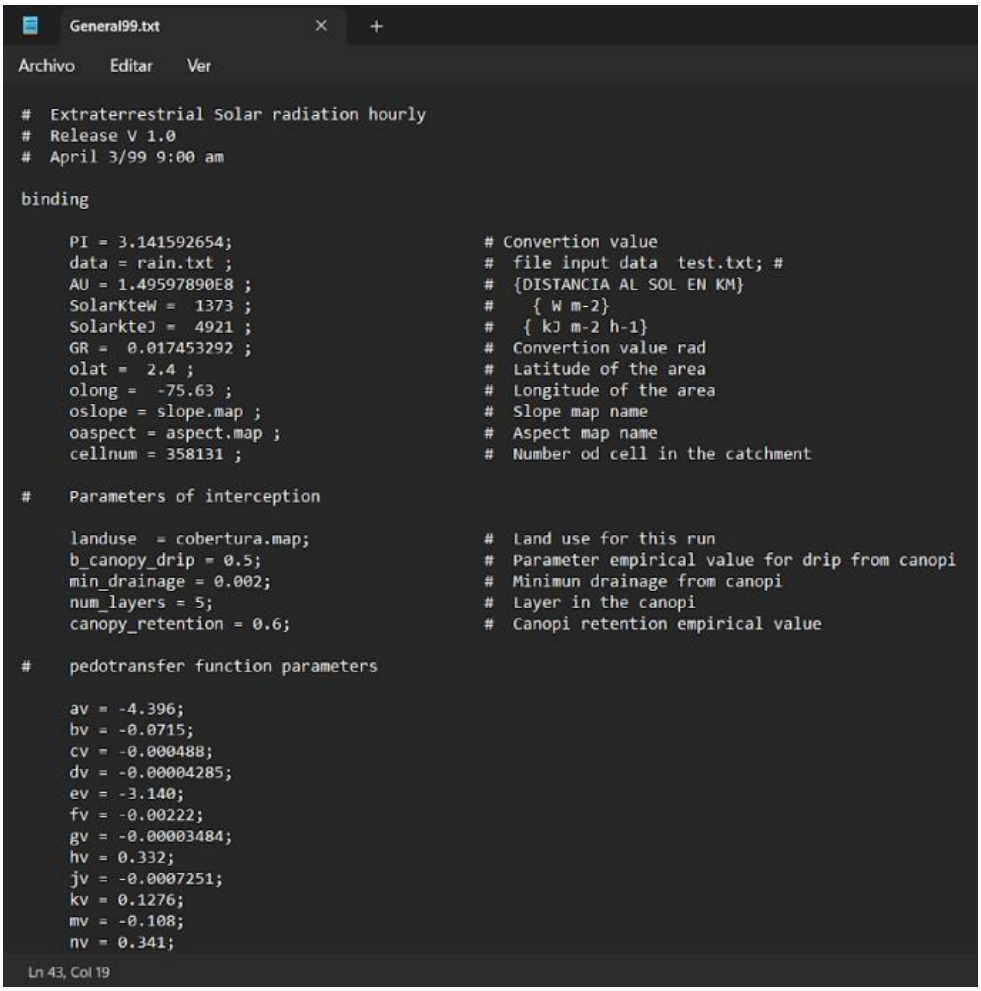


Figura 16. Parámetros iniciales del modelo hidrológico. Nota: elaboración propia

3.6.3 Mapas iniciales

Se crea un mapa ***clone*** (ver figura 17) para definir los atributos geográficos y cartográficos de los datos, garantizando que estos estén alineados espacialmente y sean compatibles con las especificaciones técnicas del proyecto. Este mapa actúa como una plantilla que se utiliza para importar los datos, ajustando automáticamente las características espaciales según los atributos definidos. El mapa clone se genera con el operador ***mapattr*** de pcraster (Wesselung et al., 1996), el cual permite especificar los atributos de ubicación y la representación de celdas que se aplicarán a todos los conjuntos de datos importados. Esta estructura asegura que los datos importados mantengan una coherencia geográfica, adaptándose a las características espaciales de la cuenca.

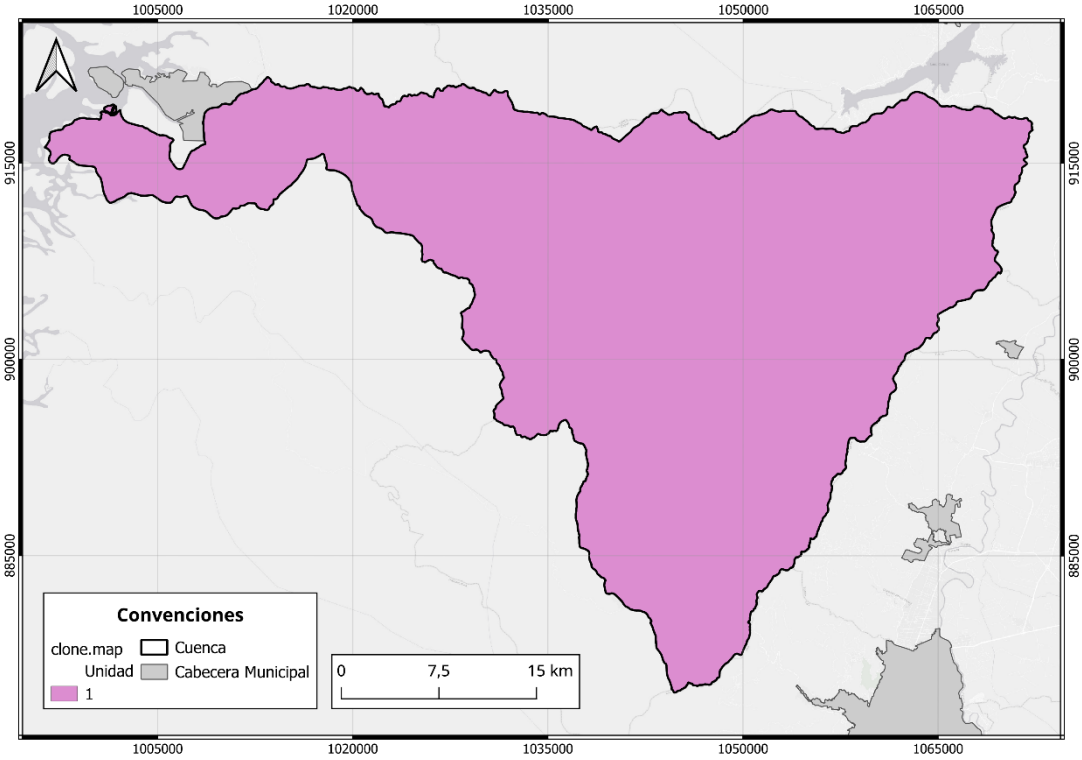


Figura 17. Mapa base (clone.map). Nota: Elaboración propia.

A partir del mapa clone, se ajustan mapas adicionales que son necesarios para la ejecución del modelo. Estos mapas iniciales permiten estandarizar las condiciones geográficas y de terreno en las simulaciones, asegurando que todos los datos se ajusten al formato y estructura definidos por el clon. De esta manera, el modelo puede procesar de manera uniforme la información topográfica, edáfica y geomorfológica en cada simulación. Estos mapas son:

Modelo de elevación digital (dem.map): El Modelo Digital de Elevación (MDE) utilizado en este estudio fue proporcionado por la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (CVC) (ver figura 18). Este modelo representa la

topografía de la zona de estudio con una resolución espacial de 100 metros, lo que implica que cada celda del modelo cubre un área de 10,000 m². El MDE se emplea para la caracterización del relieve, la delimitación de la cuenca hidrográfica de estudio y la determinación de parámetros topográficos como la pendiente y orientación.

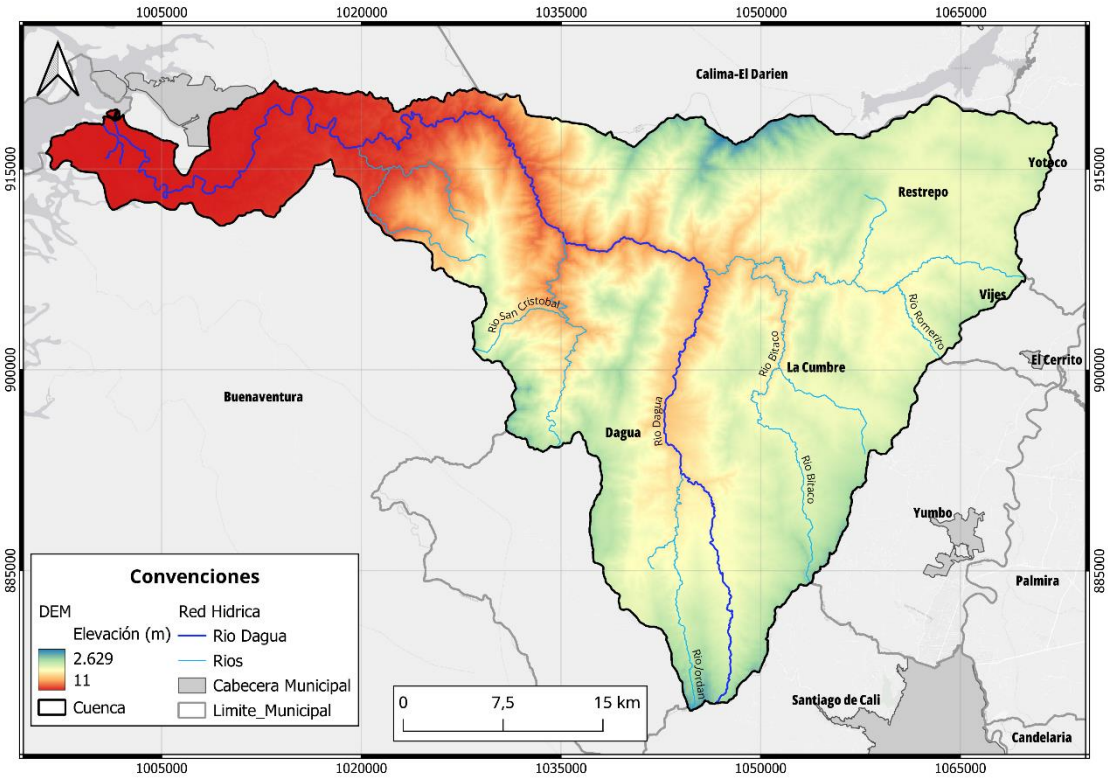


Figura 18. Modelo de elevación digital (dem.map). Origen: CVC. Nota: Elaboración propia.

Mapa de pendiente (slope.map): el mapa de pendiente ha sido derivado del Modelo Digital de Elevación (MDE) y representa la variación en la altitud del terreno en relación con la distancia horizontal (ver figura 19). La pendiente se expresa en radianes, lo que permite analizar la inclinación del terreno y su influencia en la dinámica del escurrimiento superficial, la estabilidad del suelo y la infiltración del agua.

Mapa de aspecto (aspect.map): el mapa de aspecto también ha sido generado a partir del MDE y define la dirección de la máxima pendiente en cada celda del modelo (ver figura 20). Expresado en radianes, este mapa indica la orientación del relieve con respecto a un sistema de referencia, lo que es relevante para estudios de radiación solar, distribución de vegetación y procesos hidrológicos en la cuenca.

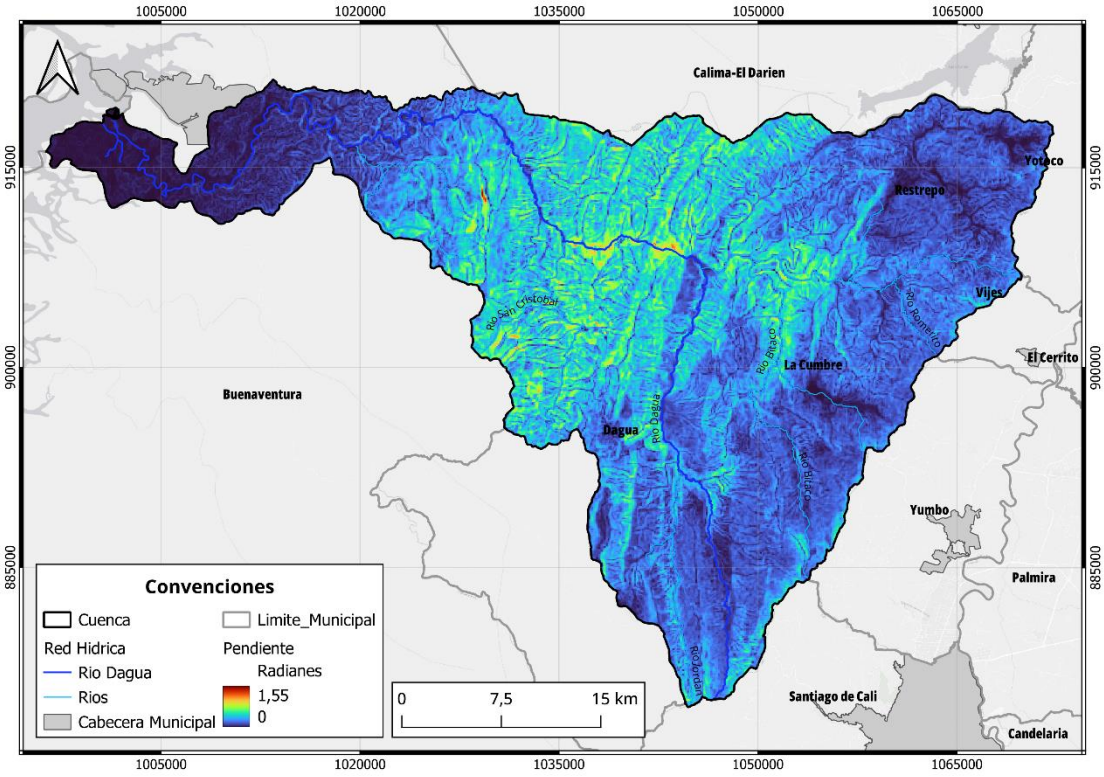


Figura 19. Mapa de pendiente (slope.map). Nota: Elaboración propia.

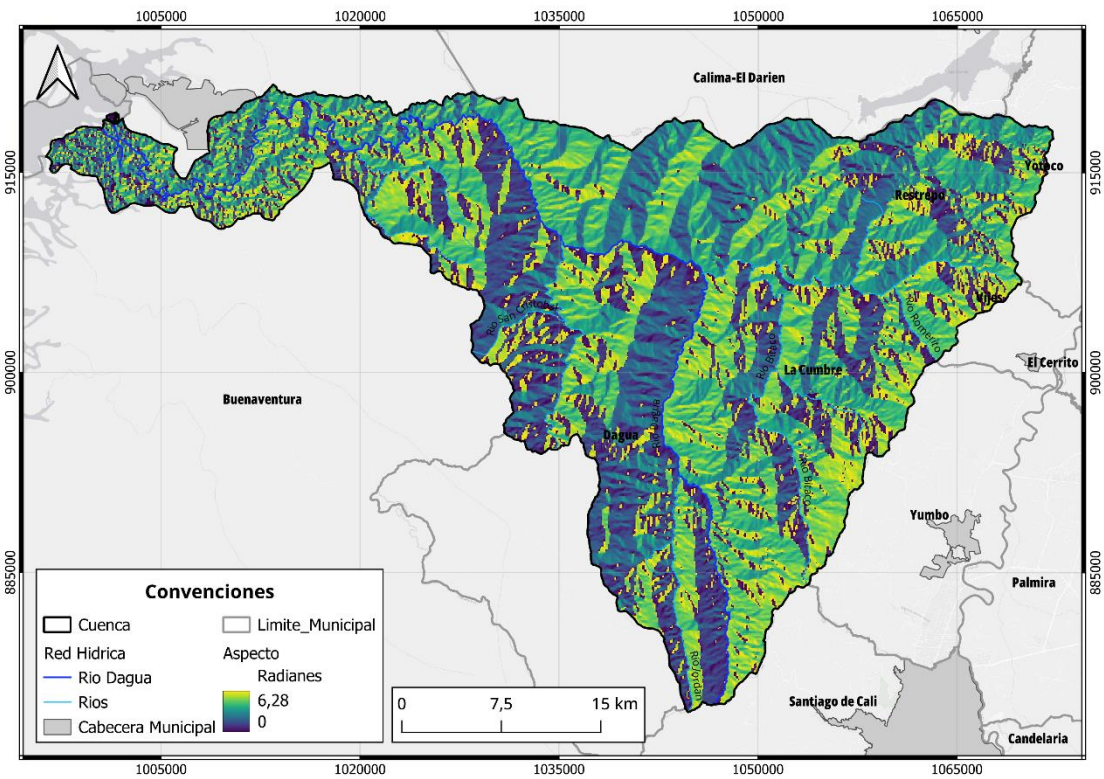


Figura 20. Mapa de aspecto (aspect.map). Nota: Elaboración propia.

Mapa de porcentaje de arena (sand.map): el contenido de arena en el suelo influye en sus propiedades físicas e hidráulicas, incluyendo la infiltración y la retención de humedad. Según el documento de Rincón (2001), los suelos con alto porcentaje de arena presentan una mayor porosidad macroscópica, lo que favorece una rápida infiltración del agua y una baja capacidad de retención hídrica. Esta característica puede influir en la dinámica hidrológica de la cuenca, afectando procesos como la escorrentía y la recarga de acuíferos (ver figura 21).

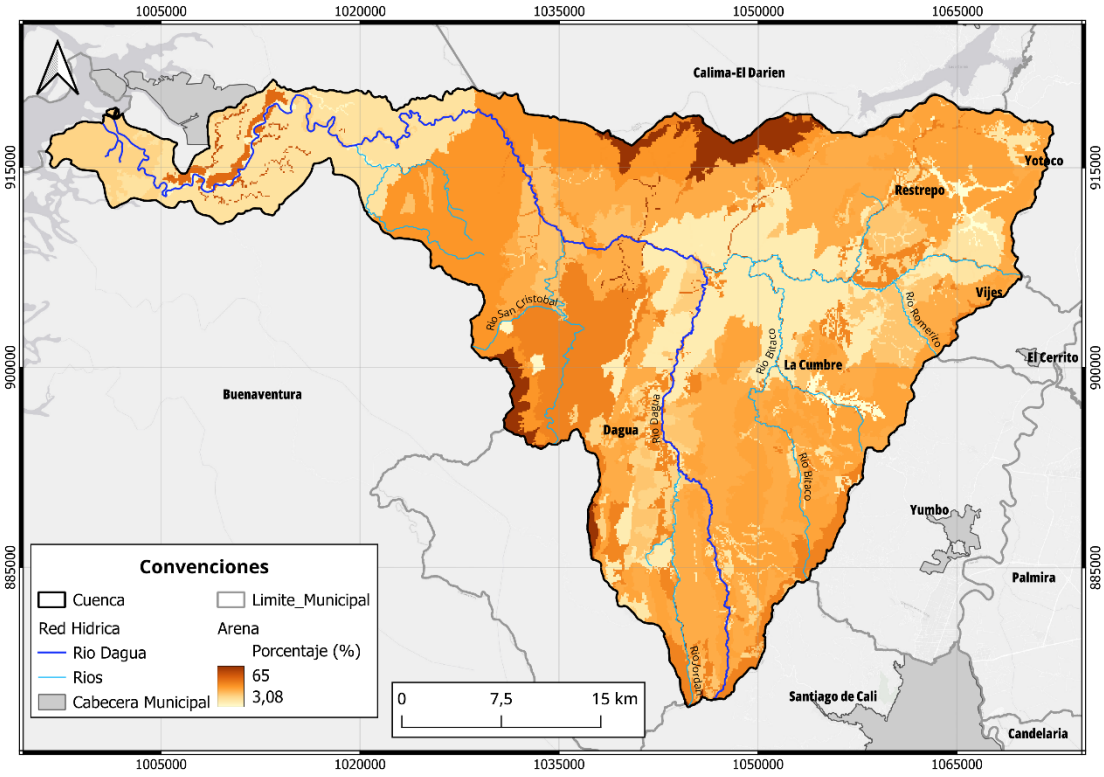


Figura 21. Mapa de porcentaje de arena. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia.

Mapa de porcentaje de limo (silt.map): el limo es una fracción del suelo caracterizada por partículas de tamaño intermedio entre la arena y la arcilla, con propiedades que influyen en la cohesión y la retención de agua. De acuerdo con Rincón (2001), los suelos con mayor contenido de limo tienen una mayor capacidad de retención hídrica en comparación con los suelos arenosos, pero presentan una menor permeabilidad. Esta propiedad puede influir en la generación de escorrentía y en la velocidad de infiltración del agua en el perfil del suelo (ver figura 22).

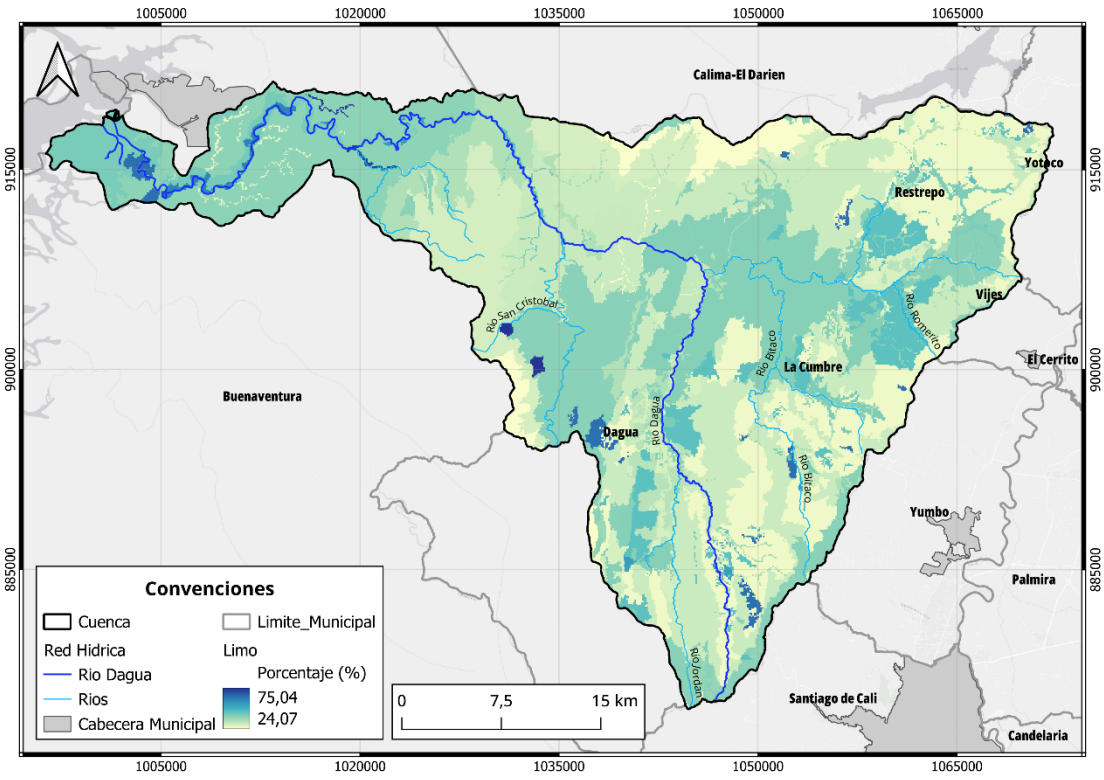


Figura 22. Mapa de porcentaje de limo. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia.

Mapa de porcentaje de arcilla (clay.map): el contenido de arcilla en el suelo está directamente relacionado con su capacidad de retención de humedad y con su estructura. Según Rincón (2001), los suelos con alta proporción de arcilla presentan una mayor retención de agua debido a su porosidad fina, pero también una menor conductividad hidráulica. Estos suelos pueden contribuir a la generación de escorrentía superficial cuando se saturan, afectando la respuesta hidrológica de la cuenca (ver figura 23).

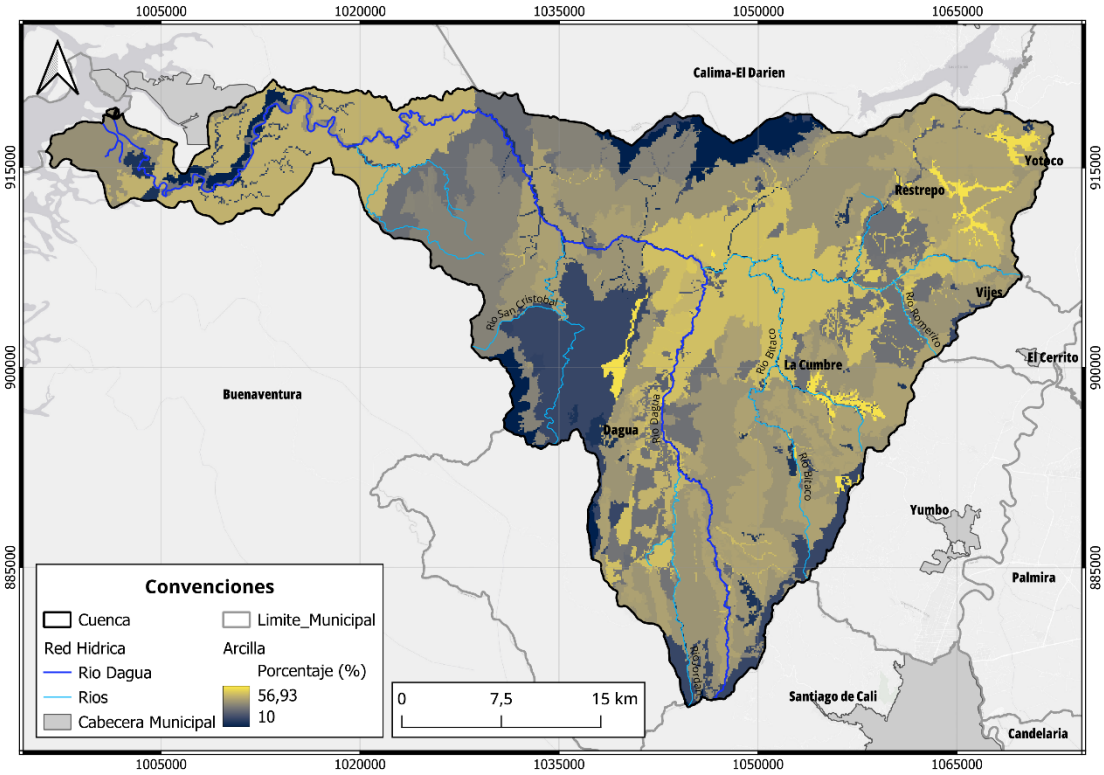


Figura 23. Mapa de porcentaje de arcilla. Origen: Datos abiertos agrología, IGAC. Nota: Elaboración propia.

Mapa de cobertura vegetal (cobertura.map): Este mapa representa la distribución de las coberturas del suelo en la cuenca de estudio para el año 2018, de acuerdo con la metodología CORINE Land Cover, adoptada por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). La clasificación de las coberturas se basa en la identificación de unidades homogéneas en función del uso del suelo, la vegetación y otras características físicas del territorio (ver figura 24).

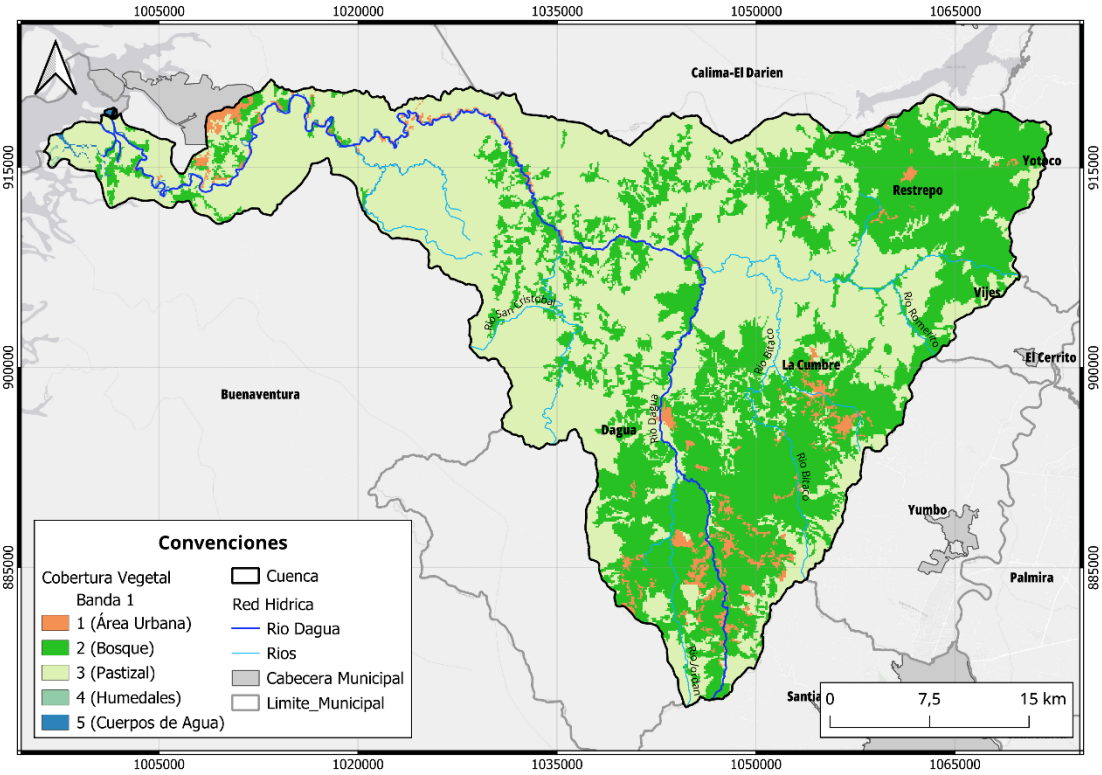


Figura 24. Mapa de cobertura vegetal. Origen: IDEAM, 2018. Nota: Elaboración propia.

La información obtenida permite diferenciar categorías como áreas boscosas, cultivos, pastizales y cuerpos de agua, lo que facilita el análisis de su influencia en la dinámica hidrológica y en la interacción con otros procesos ambientales. Al integrarse en la modelación hidrológica, este mapa contribuye a la representación espacial de procesos como la interceptación, la infiltración y la evapotranspiración, influenciados por las distintas coberturas del suelo.

3.6.3.1 Script para la creación de zonas de lluvia

Se diseñó un script para establecer zonas de lluvia en la cuenca (anexo 3). Este script en Python utiliza el modelo digital de elevación (DEM) para generar un mapa de fricción, asumiendo que a mayor elevación corresponde una mayor fricción y, por ende, menor precipitación (Figura 25) (Kumar & Santosh, 2015).

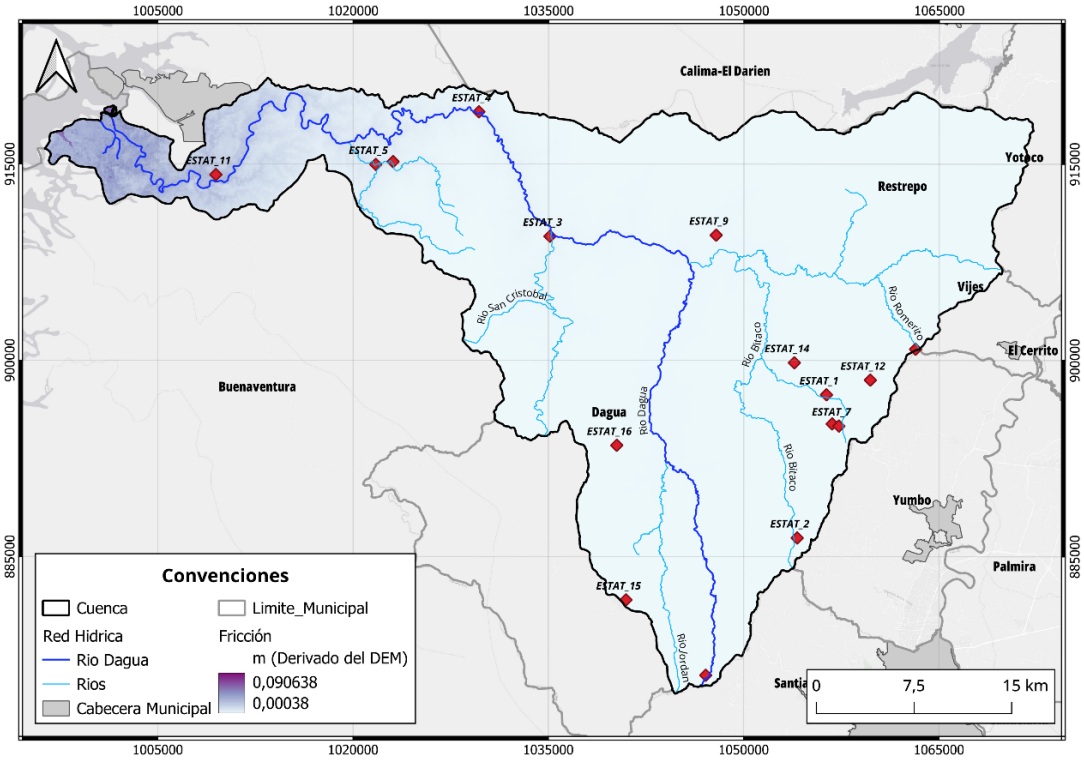


Figura 25. Mapa de fricción usado para la generación de las zonas de lluvia. Nota: Elaboración propia.

El script aplica la función ***spreadzone*** de PCRaster (Wesselung et al., 1996), utilizando el mapa de fricción generado y un mapa con las estaciones hidrometeorológicas. Esta función asigna a cada celda del dominio la zona de influencia de la estación con el menor costo acumulado, calculado en función del mapa de fricción. El resultado no depende de la distancia euclidiana, sino del esfuerzo relativo de propagación, lo que permite representar la influencia topográfica en la distribución espacial de la precipitación (Figura 26).

A diferencia de los polígonos de Thiessen, que asignan zonas según distancia directa, o de las isoyetas, que interpolan valores continuos, esta metodología considera restricciones impuestas por la topografía mediante un análisis de costo, lo que permite una representación condicionada al relieve.

Sin embargo, esta representación zonal no refleja la naturaleza continua y heterogénea del fenómeno de precipitación. La precipitación es un proceso fluido que no adopta límites arbitrarios y, por tanto, se espera que las representaciones describan una transición más gradual entre las diferentes intensidades de precipitación en el modelo. No obstante, el modelo interpreta los datos de entrada de manera que impone fronteras artificiales en la distribución espacial de la lluvia por lo que se hace necesario abordar este problema de otra forma.

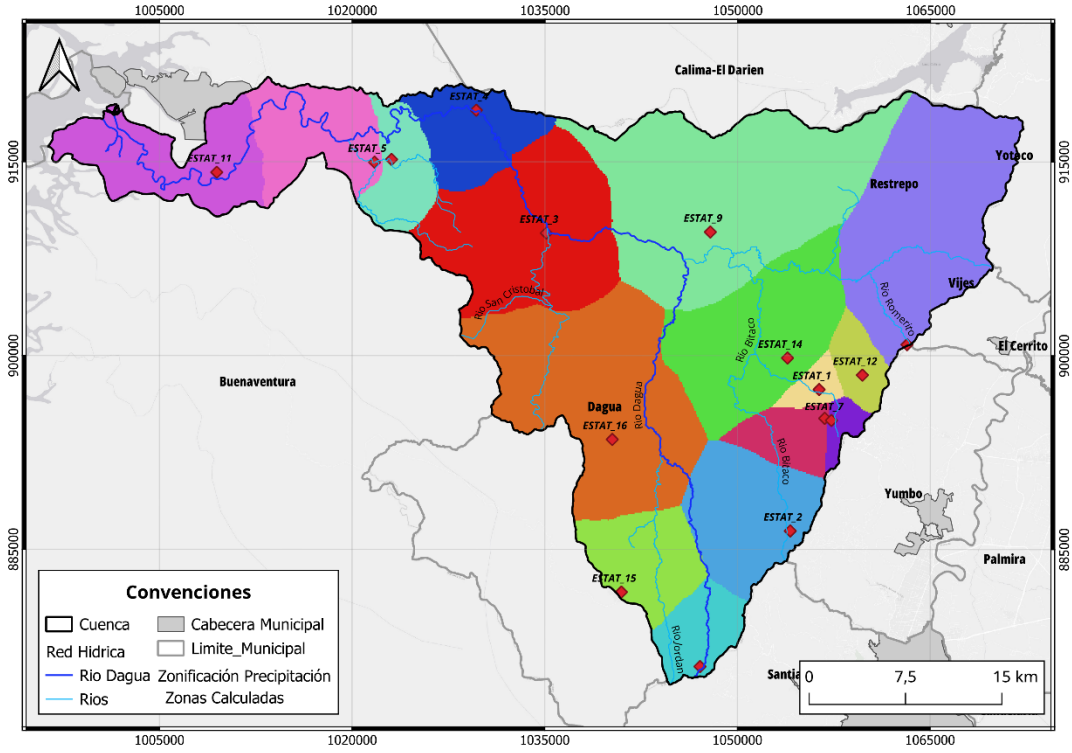


Figura 26. Zonificación de la precipitación. Nota: Elaboración propia.

3.6.4 Espacialización de la precipitación

Para lograr una representación más precisa, se adopta un enfoque que considera la precipitación como real únicamente en el píxel donde se encuentra la estación meteorológica. Este enfoque permite que los píxeles circundantes, que no registran precipitación directa, reciban un valor estimado basado en la proximidad a la estación más cercana y se ajusten según la elevación para reflejar de manera más fiel las condiciones reales.

La validez de este enfoque en la cuenca se justifica por las condiciones topográficas y la distribución espacial de las estaciones. En regiones montañosas como la cuenca del río Dagua, la precipitación está fuertemente influenciada por la altitud (Cruz et al., 2009). Al incorporar la elevación como criterio de ajuste, el método permite capturar gradientes altitudinales asociados a la variación espacial de la precipitación. Esta aproximación resulta operativa ante la baja densidad de estaciones, ya que evita asignaciones homogéneas y abruptas como ocurre con los polígonos de Thiessen, generando una distribución más coherente con los patrones orográficos observados en la zona.

3.6.4.1 Proceso de espacialización y corrección de la precipitación

Primero, se genera un mapa que determina la distancia de cada píxel a la estación más cercana. Esto se logra mediante el uso de pcrcalc, una herramienta de PCRaster, que aplica una función de propagación desde la ubicación de las estaciones meteorológicas.

La fórmula (11), calcula estas distancias, creando un gradiente desde cada estación a los píxeles circundantes. Este enfoque asegura que el dato de precipitación asignado a píxeles sin estaciones sea proporcional a la distancia a la estación más cercana.

$$distancia.map = scalar\left(spread\left(cover(rainstat.map, 0), scalar(0), scalar(0.01)\right)\right) * uno.map \quad (\mathbf{11})$$

Donde:

- **rainstat.map:** representa un mapa con la ubicación de las estaciones meteorológicas.
- **spread:** extiende los valores desde las estaciones hacia los píxeles circundantes creando un gradiente (Wesselung et al., 1996).
- **cover:** asegura que los píxeles vacíos en el mapa sean reemplazados con un valor definido (en este caso 0) (Wesselung et al., 1996).
- **scalar:** convierte los valores en un tipo de dato escalar continuo (Wesselung et al., 1996).
- **uno.map:** representa un mapa con valor de 1 sobre toda la superficie, delimitando el espacio donde se hacen las operaciones.

Después, para integrar el factor de elevación, se calcula primero la elevación específica en los píxeles que albergan estaciones de precipitación usando la fórmula (12). Esto asegura que cada estación tenga asignada su elevación correcta según el modelo digital de elevación (DEM).

$$StationElevation.map = if(boolean(rainstat.map), dem.map) \quad (\mathbf{12})$$

Donde:

- **boolean(rainstat.map):** genera un mapa booleano donde los píxeles con estaciones (valores en rainstat.map) son verdaderos, y los demás son falsos (Wesselung et al., 1996).
- **dem.map:** es el modelo digital de elevación (DEM) que contiene los valores de elevación para cada píxel.
- **rainstat.map:** representa un mapa con la ubicación de las estaciones meteorológicas.

Luego, con el fin de ajustar la precipitación por elevación en toda la cuenca, se distribuye la elevación de cada estación a los píxeles circundantes mediante la fórmula (13). Este comando propaga la elevación de la estación a través de las zonas definidas, permitiendo una corrección de precipitación basada en diferencias altitudinales.

$$SpreadElevation.map = areaminimum(StationElevation.map, zonas.map) * uno.map \quad (\mathbf{13})$$

Donde:

- **areaminimum(StationElevation.map, zonas.map):** propaga los valores de elevación de las estaciones desde StationElevation.map hacia las zonas definidas en zonas.map, asegurando que el valor mínimo en cada área sea asignado.
- **uno.map:** representa un mapa con valor de 1 sobre toda la superficie, delimitando el espacio donde se hacen las operaciones.

Finalmente, se evalúa la diferencia de elevación entre cada píxel y la estación más cercana utilizando la fórmula (14). Esta diferencia es importante para ajustar la precipitación teniendo en cuenta el efecto orográfico, que puede causar variaciones significativas en la precipitación debido a la elevación (Vorogushyn et al., 2024)(ver figura 27).

$$deltadif.map = (dem.map - SpreadElevation.map) \quad (\mathbf{14})$$

Donde:

- **deltadif.map:** es el mapa resultante que contiene las diferencias altitudinales.
- **dem.map:** representa el modelo digital de elevación con los valores reales de altitud de cada píxel.
- **SpreadElevation.map:** es el mapa interpolado de elevación generado en la fórmula anterior.

Este enfoque mejora la espacialización de los datos de precipitación, al considerar tanto la distancia a las estaciones más cercanas como los ajustes por elevación. Al hacerlo, se obtiene una representación de la distribución espacial de la precipitación, que permite entender mejor los procesos hidrológicos dentro de la cuenca.

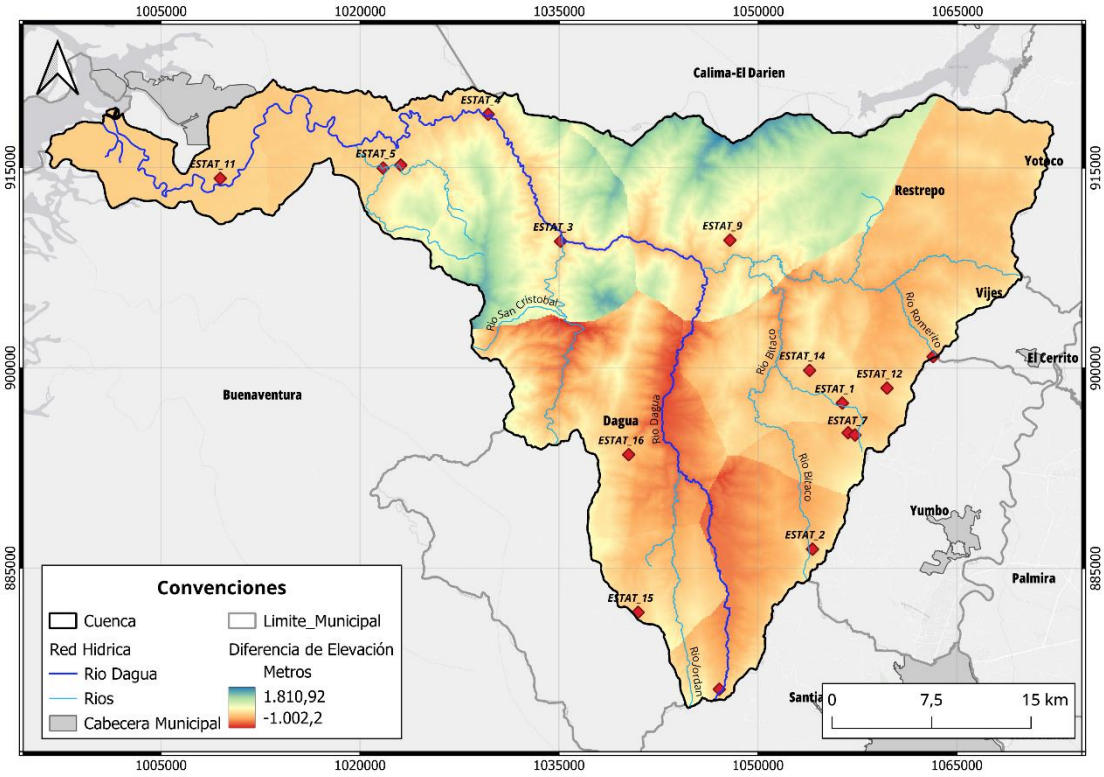


Figura 27. Mapa de diferencia de elevación. Nota: Elaboración propia.

Este patrón abrupto observado en el mapa de diferencia de elevación responde a la asignación zonal de valores dentro del modelo, donde cada píxel hereda condiciones homogéneas desde la estación más cercana. PCRaster realiza esta lectura a partir de zonas discretas, sin considerar gradientes internos. La incorporación de un ajuste por elevación permite introducir variabilidad altitudinal dentro de cada zona, modificando los valores de precipitación asignados. Esta operación no modifica la estructura zonal, pero sí altera los valores leídos por el modelo, lo que permite una representación espacial más coherente con los gradientes altitudinales bajo la lógica de lectura de información de PCRaster.

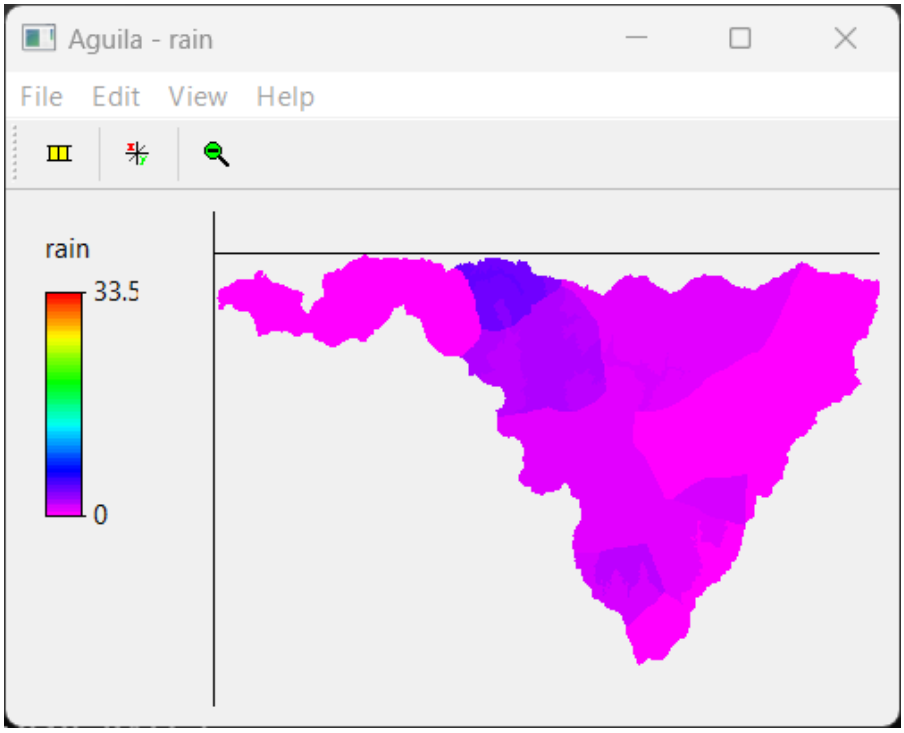


Figura 28. Distribución de la precipitación en la Cuenca para un momento puntual del año. Nota: Elaboración propia

La figura presentada (ver figura 28) muestra el modelo en la herramienta de visualización Aguila, que es el visor de modelación de PCRaster utilizado para analizar la distribución espacial de las variables modeladas. En este caso, se ilustra la precipitación en el área de estudio para un momento específico de la simulación: el 16 de marzo de 2015 a las 13:00 horas. En esta representación, los colores indican la intensidad de la precipitación en milímetros, con tonos más cálidos (amarillo y verde) correspondientes a valores más altos y tonos más fríos (rosa y púrpura) representando valores bajos o nulos. Este mapa, generado mediante el método de espacialización descrito, muestra la distribución de la lluvia simulada a partir de los datos registrados en las estaciones hidrometeorológicas y ajustada por diferencias altitudinales, reflejando el comportamiento de la precipitación según las condiciones de entrada definidas en el modelo.

3.6.5 Adopción de parámetros para el modelo hidrológico

Para la adopción de parámetros en la cuenca baja (LMCF) y en la cuenca alta (UMCF) (ver figura 5), el proceso sigue un método estructurado que involucra la búsqueda y ajuste de parámetros específicos basados en literatura, pero con adaptaciones para cada parte de la cuenca según sus características particulares.

Estos parámetros se ajustan comparando los resultados modelados con datos empíricos, asegurando que el modelo refleje adecuadamente las interacciones del agua en el ecosistema estudiado. Este proceso iterativo de ajuste ayuda a mejorar la capacidad del modelo para simular las dinámicas hidrológicas. Los parámetros para ajustar son los siguientes:

- **Índice de área foliar**: Representa la densidad de hojas por unidad de área, mayor en bosques, lo que afecta la interceptación de la precipitación y los procesos de transpiración.
- **Capacidad máxima de almacenamiento del dosel**: Representa la capacidad del dosel para retener agua antes de que ésta comience a gotear al suelo, siendo menor en los pastizales.
- **Cobertura vegetal**: Es la proporción de terreno cubierta por vegetación, ligeramente mayor en bosques en comparación con otras coberturas presentes, como pastizales o áreas intervenidas.
- **Textura del suelo (arena, arcilla y limo)**: Describe la proporción de arena, arcilla y limo en el suelo, lo que afecta la retención de agua y la infiltración.
- **Humedad inicial del suelo**: Humedad presente en el suelo al inicio del modelo, importante para las reacciones iniciales a la precipitación.

En el contexto de la parametrización del modelo hidrológico para la cuenca del Río Dagua, es importante entender las diferencias entre las zonas de lower montane cloud forests (LMCF) y upper montane cloud forests (UMCF), que corresponden a una clasificación generalizada de bosques nublados por altitud y condiciones ambientales. De acuerdo con el Plan Básico de Ordenamiento Territorial (PBOT) (Cruz et al., 2009), en la cuenca del Río Dagua estos ecosistemas se describen bajo las categorías bosque pluvial montano bajo (bp-MB) y bosque pluvial montano (bp-M). Mientras que en las zonas altas y medias de la cuenca la presencia de neblina es frecuente y contribuye a la captación de agua por el dosel, en la cuenca baja las condiciones climáticas y altitudinales no favorecen su formación continua, lo que limita la extensión de estos ecosistemas en dicha zona.

3.6.5.1 Bosques Nublados Montanos Bajos (LMCF)

Estos bosques se encuentran en altitudes más bajas dentro del rango montañoso. Generalmente, los LMCF tienen un clima más cálido y menos húmedo comparado con los UMCF. La vegetación en estas áreas puede ser más densa y diversa debido a las temperaturas moderadas y a la disponibilidad de agua. Estos factores influyen en la selección de parámetros hidrológicos que deben captar la alta interceptación de la lluvia por el dosel y la mayor capacidad de almacenamiento de agua del suelo (Bruijnzeel et al., 2011).

3.6.5.2 Bosques Nublados Montanos Altos (UMCF)

Situados a mayores altitudes, estos bosques suelen experimentar condiciones más frías y nubladas. La humedad constante y las bajas temperaturas limitan la diversidad de plantas pero aumentan la humedad del suelo y la frecuencia de nieblas, lo que tiene un impacto significativo en la hidrología. Los parámetros seleccionados para UMCF necesitan reflejar estas características, con especial atención a la capacidad del suelo para retener alta humedad y a la influencia de la precipitación en la recarga de acuíferos (Los et al., 2019).

CAPÍTULO 4

4.1 Resultados

En el capítulo de resultados se presentan los hallazgos de la parametrización y adaptación del modelo hidrológico en la cuenca, así como la relación entre las variables hidrológicas modeladas. Se expone cómo estas variables interactúan y se relacionan, proporcionando una visión del comportamiento hidrológico en respuesta a los escenarios y condiciones establecidos en el modelo.

4.2 Caracterización del área de estudio

La información detallada sobre la cuenca hidrográfica del Río Dagua presentada a continuación se basa en el "Plan Básico de Ordenamiento Territorial (PBOT) - Municipio de Dagua - Valle del Cauca" un documento con información del municipio, la Cuenca del Río Dagua y la Cuenca del Río Anchicayá, comprendida entre el periodo de 2001 al 2009 (Cruz et al., 2009).

4.2.1 Clima

La cuenca del Río Dagua, situada en la región del Pacífico en la vertiente oriental de la cordillera occidental de Colombia, se caracteriza por un clima predominantemente tropical, influenciado significativamente por la proximidad al Océano Pacífico.

Las dinámicas climáticas de la cuenca están marcadas por corrientes de aire procedentes del Océano Pacífico, desplazándose en direcciones sudoeste y noreste. Estas corrientes son vectores de humedad y determinan los patrones de precipitación en la región.

En las áreas bajas de la cuenca, cercanas al mar, se observan precipitaciones intensas, mientras que, en las zonas altas de la cordillera occidental, la humedad se manifiesta predominantemente en forma de vapor de agua, condicionada por la topografía y la fisiografía del terreno (Cruz et al., 2009).

4.2.2 Temperatura

La cuenca del Río Dagua exhibe un régimen de temperatura bimodal, caracterizado por variaciones moderadas que están influenciadas por la humedad atmosférica y la altitud. Aunque los contrastes térmicos no son extremadamente pronunciados, se observa una reducción en la temperatura con la disminución de la humedad y el aumento de la elevación.

En las zonas más elevadas, la temperatura promedio se mantiene alrededor de los 17 ºC. Descendiendo a una altitud cercana a los 1.700 metros sobre el nivel del mar, en la región de El Queremal, el promedio de temperatura aumenta ligeramente a 18.9 ºC.

Esta tendencia ascendente continúa en la parte media de la cuenca, que abarca el área urbana y Loboguerrero, donde la temperatura media anual alcanza los 26 ºC. En esta área, se experimentan temperaturas máximas que superan los 30 ºC y mínimas que descienden por debajo de los 20 ºC (Cruz et al., 2009).

4.2.3 Precipitación

La cuenca del Río Dagua presenta un régimen de precipitación bimodal, especialmente notable en la parte alta y media de la cuenca, a partir de la zona del cañón del Dagua. Según los datos pluviométricos de la Estación Loboguerrero, los períodos más secos se registran de diciembre a febrero y de junio a agosto.

La cuenca se divide hidrológicamente en dos zonas: la cuenca alta y la cuenca baja. En la cuenca alta, los niveles de precipitación varían entre 900 y 1,600 mm/año, mientras que en la cuenca baja, estos niveles ascienden a entre 6,000 y 8,000 mm/año (Aguirre et al., 2017). Esta diferencia en la precipitación es significativa y afecta la proporción de afluentes hídricos que contribuyen al cauce principal del río, especialmente por encima de los 900 metros de altitud.

En la parte media de la cuenca, los períodos menos lluviosos se extienden de junio a agosto y de diciembre a febrero, mientras que los períodos de mayor precipitación ocurren de marzo a mayo y de septiembre a noviembre. En contraste, la parte media de la cuenca, entre Cisneros y Loboguerrero, se destaca como una de las zonas más secas de la región, con una precipitación anual de 794 mm (Cruz et al., 2009).

4.2.4 Humedad relativa

La humedad relativa en la cuenca del Río Dagua varía significativamente con la altitud. En las regiones con altitudes superiores a los 1.800 msnm, como los bosques de niebla, la humedad relativa es alta, con valores superiores al 80%, y se acerca a su punto de condensación. En altitudes medias, los valores medios de humedad relativa rondan el 85%. Sin embargo, hacia la parte media y baja de la cuenca, como en Loboguerrero, la humedad relativa desciende notablemente, alcanzando niveles promedio del 50 al 60%. A partir de esta zona y hacia las regiones de mayor humedad relativa, el valor supera el 80% durante todo el año (Cruz et al., 2009).

4.2.5 Evaporación

La evaporación media anual registrada en Dagua es de 1.518,8 mm calculada con base en datos del periodo 1983 – 1992 (Cruz et al., 2009). Este dato es importante para entender el balance hídrico de la región, indicando las deficiencias o excesos de humedad en el suelo. En zonas como el Río Anchicayá, la evaporación es menor que la precipitación, resultando en excesos de agua. Por otro lado, en Dagua y Loboguerrero, la precipitación es menor que la evaporación, lo que indica condiciones de sequedad.

4.2.6 Características morfológicas e hidrológicas

La cuenca se caracteriza por su forma de triángulo lo que, junto con sus formaciones morfogenéticas y características fisiográficas, la define como un sistema hidrológico de respuesta rápida y de naturaleza torrencial. La red hídrica, de tipo dendrítico o subdendrítico, evidencia una densa red de drenajes cortos que convergen rápidamente hacia el cauce principal, con una mayor densidad de drenajes concentrados en la margen derecha (Cruz et al., 2009). Las pendientes abruptas, superiores al 26 %, contribuyen a una alta capacidad de escorrentía y transporte de sedimentos, favoreciendo procesos de remoción en masa y pérdida de suelo (Aguirre et al., 2017).

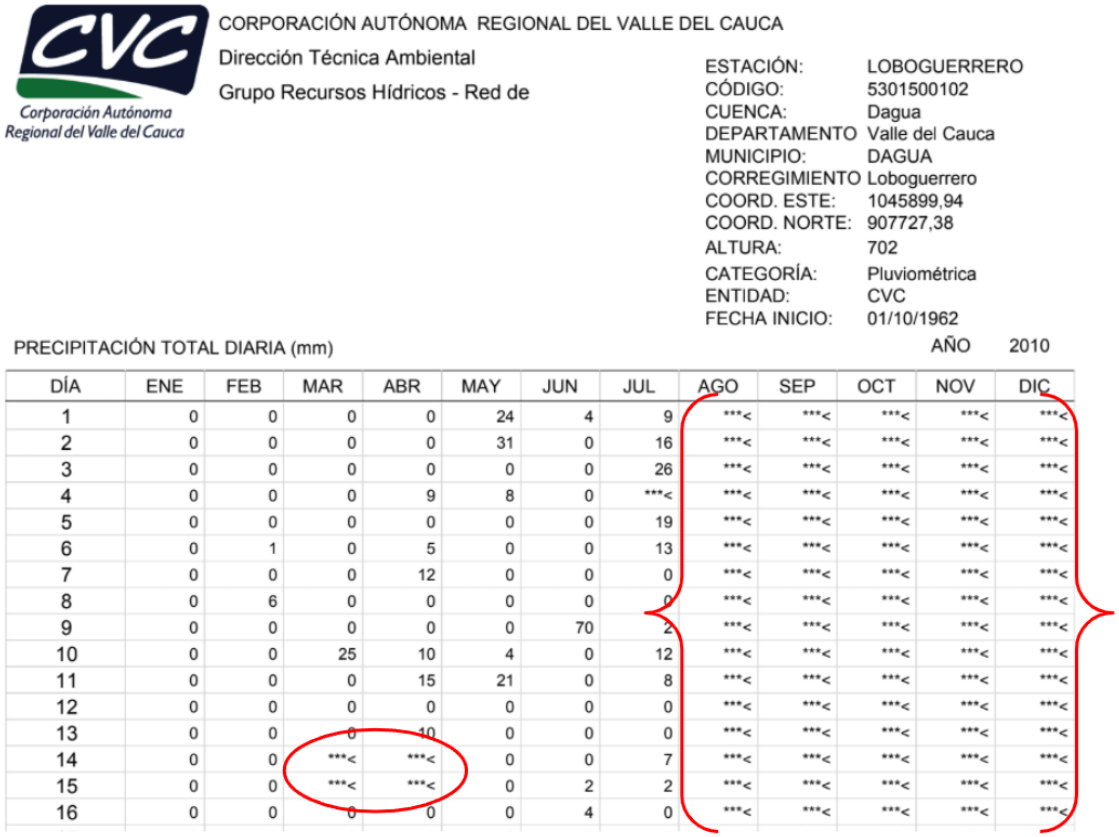
En la parte alta, la densidad de la red de drenaje es elevada, influenciada por las condiciones topográficas y fisiográficas. Se observa un patrón de drenaje transversal, con cursos de agua corriendo en sentido perpendicular entre sí. La erosión generada por grandes avenidas en suelos de textura arcillosa provoca la formación de cárcavas, un proceso complejo que incluye fenómenos físicos y antrópicos (Cruz et al., 2009). Además, en este sector se registra la mayor acumulación hídrica entre los 900 y 1.400 m s. n. m., lo que intensifica el aporte de afluentes al cauce principal durante eventos de alta pluviosidad (Aguirre et al., 2017).

4.3 Análisis exploratorio de datos

Para representar de manera espacial y dinámica las condiciones ambientales de la cuenca en el proceso de modelación, es necesario contar con datos de resolución adecuada que permitan capturar la variabilidad espacial y temporal del comportamiento hidrológico de la cuenca. Esto se logra mediante la integración de información proveniente de estaciones meteorológicas gestionadas por instituciones ambientales regionales, complementada con datos disponibles en bases de acceso libre a nivel global, los cuales amplían el alcance y detalle de la caracterización ambiental de la región.

La ventana temporal analizada para la generación de los datos de entrada de precipitación al modelo comprende el periodo entre los años 2010 y 2022. Durante este periodo, se recopilaron los registros históricos de precipitación de las 16 estaciones hidrometeorológicas activas ubicadas en la cuenca, conforme a lo señalado en la tabla 3 del capítulo 3.5.1. Esta información fue extraída directamente de los informes técnicos anuales emitidos por la CVC y el IDEAM, que contienen los reportes de precipitación diaria observada en cada una de las estaciones.

Durante la revisión de estos informes, se identificaron múltiples casos de datos faltantes. Un ejemplo de esto se observa en los registros de la estación Loboguerrero, en donde se observan periodos prolongados sin información reportada. Esta ausencia no es puntual ni esporádica, sino que abarca franjas extensas del calendario anual, lo que implica una discontinuidad estructural en la serie histórica (ver figura 29).



CVC
Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca

CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DEL VALLE DEL CAUCA
Dirección Técnica Ambiental
Grupo Recursos Hídricos - Red de

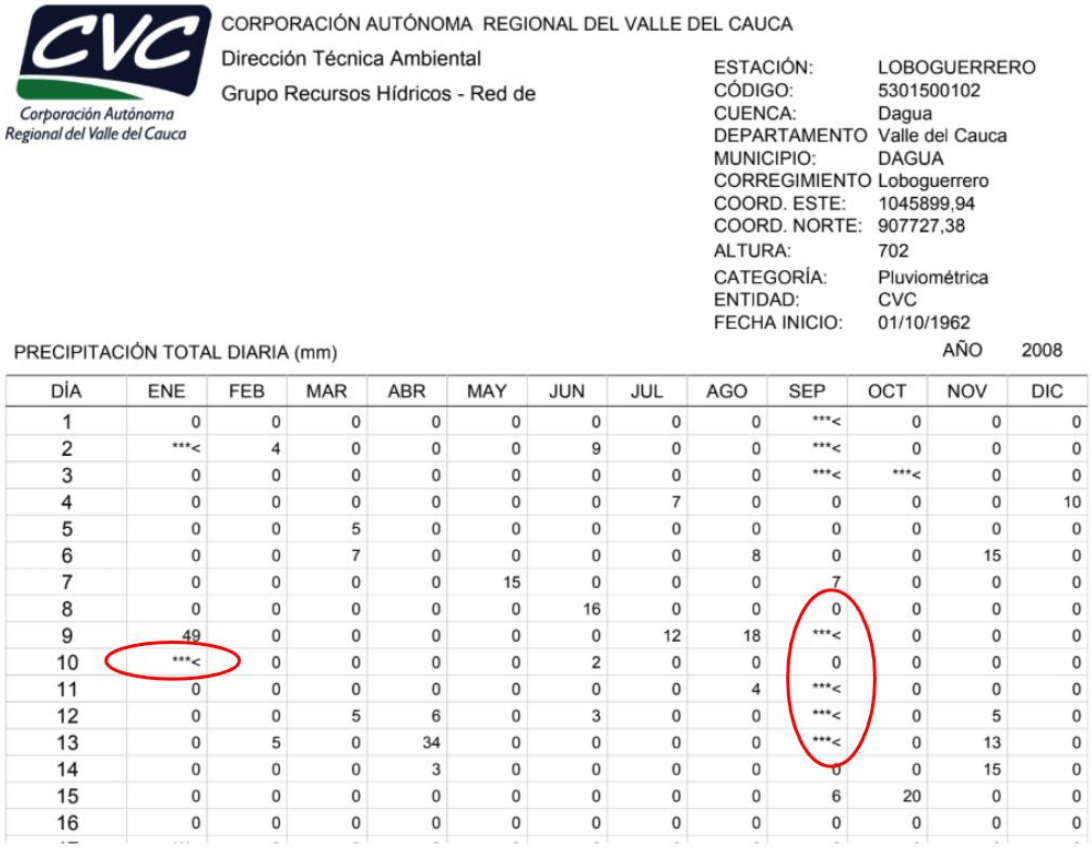
ESTACIÓN:	LOBOGUERRERO
CÓDIGO:	5301500102
CUENCA:	Dagua
DEPARTAMENTO	Valle del Cauca
MUNICIPIO:	DAGUA
CORREGIMIENTO	Loboguerrero
COORD. ESTE:	1045899,94
COORD. NORTE:	907727,38
ALTURA:	702
CATEGORÍA:	Pluviométrica
ENTIDAD:	CVC
FECHA INICIO:	01/10/1962

PRECIPITACIÓN TOTAL DIARIA (mm) AÑO 2010

DÍA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	0	0	0	0	24	4	9	***<	***<	***<	***<	***<
2	0	0	0	0	31	0	16	***<	***<	***<	***<	***<
3	0	0	0	0	0	0	26	***<	***<	***<	***<	***<
4	0	0	0	9	8	0	***<	***<	***<	***<	***<	***<
5	0	0	0	0	0	0	19	***<	***<	***<	***<	***<
6	0	1	0	5	0	0	13	***<	***<	***<	***<	***<
7	0	0	0	12	0	0	0	***<	***<	***<	***<	***<
8	0	6	0	0	0	0	0	***<	***<	***<	***<	***<
9	0	0	0	0	0	70	2	***<	***<	***<	***<	***<
10	0	0	25	10	4	0	12	***<	***<	***<	***<	***<
11	0	0	0	15	21	0	8	***<	***<	***<	***<	***<
12	0	0	0	0	0	0	0	***<	***<	***<	***<	***<
13	0	0	0	10	0	0	0	***<	***<	***<	***<	***<
14	0	0	***<	***<	0	0	7	***<	***<	***<	***<	***<
15	0	0	***<	***<	0	2	2	***<	***<	***<	***<	***<
16	0	0	0	0	0	4	0	***<	***<	***<	***<	***<

Figura 29. Informe técnico con ausencia prolongada de datos en la estación Loboguerrero. Origen: CVC. Nota: Elaboración propia.

En contraste, también se identificaron registros con vacíos puntuales, limitados a días específicos dentro del mes. Este tipo de ausencia es de corta duración y no afecta de manera sustancial la estructura general de la serie (ver figura 30). Dado que la continuidad de la información se conserva en la mayoría de los días, estos vacíos pueden ser tratados mediante la metodología de llenado con datos provenientes de fuentes satelitales, como CHIRPS.



CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DEL VALLE DEL CAUCA
Dirección Técnica Ambiental
Grupo Recursos Hídricos - Red de

Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca

ESTACIÓN: LOBOGUERRERO
CÓDIGO: 5301500102
CUENCA: Dagua
DEPARTAMENTO Valle del Cauca
MUNICIPIO: DAGUA
CORREGIMIENTO Loboguerrero
COORD. ESTE: 1045899,94
COORD. NORTE: 907727,38
ALTURA: 702
CATEGORÍA: Pluviométrica
ENTIDAD: CVC
FECHA INICIO: 01/10/1962

PRECIPITACIÓN TOTAL DIARIA (mm) AÑO 2008

DÍA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	0	0	0	0	0	0	0	0	***<	0	0	0
2	***<	4	0	0	0	9	0	0	***<	0	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	***<	***<	0	0
4	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	10
5	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	0	0	7	0	0	0	0	8	0	0	15	0
7	0	0	0	0	15	0	0	0	7	0	0	0
8	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0	0	0
9	49	0	0	0	0	0	12	18	***<	0	0	0
10	***<	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
11	0	0	0	0	0	0	0	4	***<	0	0	0
12	0	0	5	6	0	3	0	0	***<	0	5	0
13	0	5	0	34	0	0	0	0	***<	0	13	0
14	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	15	0
15	0	0	0	0	0	0	0	0	6	20	0	0
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figura 30. Informe técnico con vacíos puntuales de datos en la estación Loboguerrero. Origen: CVC. Nota: Elaboración propia.

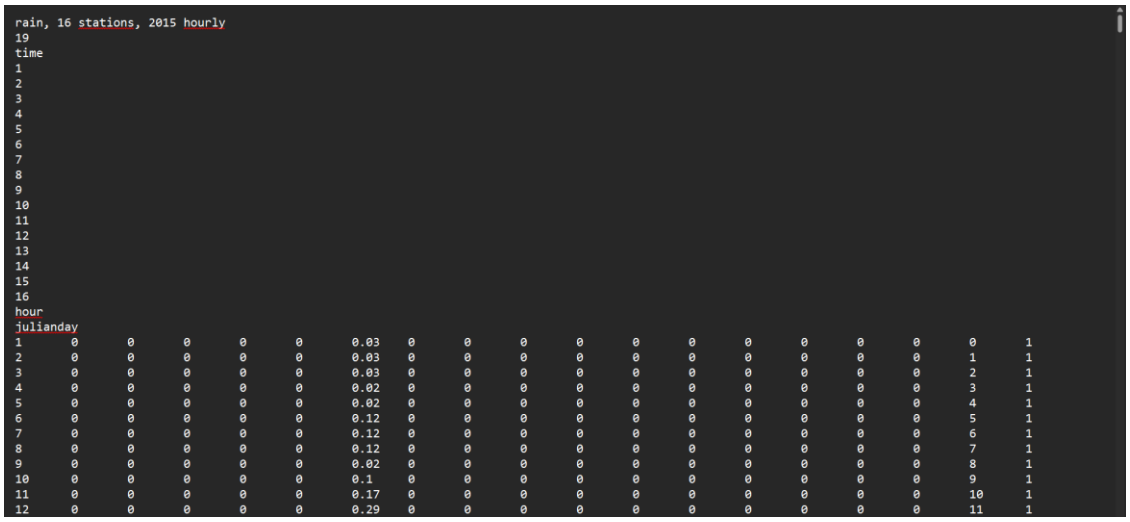
El análisis exploratorio de datos inició con la limpieza de los registros de precipitación de las estaciones hidrometeorológicas con vacíos puntuales como los presentados en la figura 30. Este proceso implicó la eliminación de datos irrelevantes y la identificación y tratamiento de datos faltantes. Para ello se utilizó un código en Python (ver anexo 1) para extraer los valores de los datos satelitales CHIRPS V2.0 en los periodos donde las estaciones hidrometeorológicas no contaban con datos de precipitación; de este modo, el script asignó la información satelital en las épocas sin información, lo que permitió generar una base de datos completa.

Si bien los datos de CHIRPS no representan de forma precisa los valores de precipitación en la cuenca, su uso se incorpora como fuente complementaria para el tratamiento de vacíos en las series históricas, permitiendo cubrir periodos sin registro en estaciones (Muñoz et al., 2020). CHIRPS proporciona una fuente continua con amplia cobertura espacial, permitiendo completar registros en periodos sin datos observados y facilitando el desarrollo de análisis y modelación hidrológica en la cuenca (Funk et al., 2015).

4.4 Datos de entrada de precipitación al modelo

Se aplicó el procedimiento descrito en el capítulo 3.5.4. para cada una de las 16 estaciones. Los datos de entrada del modelo aparecen como un archivo plano de datos ordenados cronológicamente. Los datos por hora se organizan por líneas en el archivo de entrada e incluyen el año, mes, día, hora, cantidad de lluvia para cada una de las 16 estaciones y día juliano.

Finalmente, luego de ajustar el archivo .csv generado por el script de Python, se adopta formato de lectura de PCRaster que es .tss, el cual relaciona la información de precipitación de entrada al modelo (ver figura 31):



```
rain, 16 stations, 2015 hourly
19
time
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
hour
julianday
1       0       0       0       0       0       0.03    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       1
2       0       0       0       0       0       0.03    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       1       1
3       0       0       0       0       0       0.03    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       2       1
4       0       0       0       0       0       0.02    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       3       1
5       0       0       0       0       0       0.02    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       4       1
6       0       0       0       0       0       0.12    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       5       1
7       0       0       0       0       0       0.12    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       6       1
8       0       0       0       0       0       0.12    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       7       1
9       0       0       0       0       0       0.02    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       8       1
10      0       0       0       0       0       0.1     0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       9       1
11      0       0       0       0       0       0.17    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       10      1
12      0       0       0       0       0       0.29    0       0       0       0       0       0       0       0       0       0       11      1
```

Figura 31. Archivo de entrada al modelo de los datos de precipitación de las estaciones hidrometereológicas (rain.tss). Nota: Elaboración propia.

4.5 Adopción de parámetros para el modelo

Los parámatros usados en el modelo se adoptaron de la literatura generando los archivos específicos: el archivo **lai.lut** establece el índice de área foliar para cada uso y cobertura presentes en la cuenca, **canostor.lut** define la capacidad de almacenamiento del dosel, y **vegcover.lut** es la proporción de la cobertura vegetal, asociando cada parámetro con las clases del mapa de cobertura vegetal, obtenido de la base de datos abierta de la de la herramienta *Colombia en Mapas* del IGAC. Los parámetros adicionales, como la humedad del suelo y las texturas del suelo, se ajustaron directamente en el modelo considerando las características específicas de la cuenca, Además, el modelo incluye otros parámetros, como la porosidad y la profundidad del suelo, así como valores para la radiación neta; sin embargo, estos se asumieron iguales para los diferentes usos del suelo según correspondiera, tomando como referencia los valores

definidos en el modelo base de Rincón (2001), cuya cuenca de estudio presenta condiciones similares a las de la Cuenca del Río Dagua.

4.5.1 Parámetros para la cuenca baja (LMCF)

4.5.1.1 Extinción de la luz solar a través del dosel

Se identificaron valores reportados en la literatura relacionados con la extinción de la luz solar al atravesar el dosel en entornos forestales comparables con las características del LMCF. Este parámetro permite comprender la dinámica de la evaporación del agua que queda en la cobertura vegetal en el proceso de intercepción de la lluvia, teniendo en cuenta que la atenuación de la radiación solar depende de la densidad y tipo de vegetación.

4.5.1.2 Índice de Área Foliar (IAF)

Se emplearon datos del índice de área foliar (IAF) específico para los tipos de vegetación presentes en la región del LMCF. Este parámetro refleja la densidad de las hojas en el dosel y su influencia en los procesos de intercepción de agua.

4.5.1.3 Capacidad máxima de almacenamiento del dosel

La capacidad máxima de almacenamiento del dosel se adoptó de estudios previos enfocados en ecosistemas similares. Este parámetro determina el volumen de agua que puede retener el dosel vegetal antes de que el exceso precipite llegue al suelo.

4.5.1.4 Cobertura vegetal

La cobertura vegetal se adoptó de valores reportados en la literatura, específicamente a partir de estimaciones derivadas de estudios de campo en ecosistemas similares (Cruz et al., 2009). Este parámetro representa la proporción del terreno cubierta por vegetación y fue adoptado directamente sin modificación, en concordancia con las condiciones observadas en el área del LMCF.

4.5.1.5 Textura del suelo

La composición del suelo, definida en términos de proporciones de arena, arcilla y limo, se adoptó de los mapas de suelos del IDEAM y la CVC, reconociendo

que es la información que está disponible para el área de estudio. Este parámetro influye directamente en las propiedades hidrológicas del suelo, como la infiltración y el almacenamiento de agua.

4.5.1.6 Clasificación de parámetros

En la tabla 6 se presentan parámetros que fueron adoptados para el modelo e identificados en color verde, mientras que los valores en amarillo corresponden a aquellos que se adoptaron del modelo original propuesto por Rincón (2001). Esta diferenciación permite evaluar los ajustes realizados en función de las condiciones locales.

Tabla 6. Parámetros del modelo para la Cuenca Baja (LMCF).

Cuenca Baja (LMCF)						
Parámetro	**Área urbana**	**Bosque**	**Pastizal**	**Humedales**	**Cuerpos de agua**	**Referencias**
Valor «A» en la ecuación de radiación neta	0	0.85		0		-
Valor «B» en la ecuación de radiación neta	0	16.97		0		-
Extinción de la luz en la energía evaporativa	0	0.34	1	0		(Ahlstrand, 2016)
Índice de área foliar	0	4.67	4	0		(Bruijnzeel et al., 2011); (Mulligan et al., 2011)
Capacidad máxima de almacenamiento del dosel	0	1.76	1	0		(Tseng, 2021); (Bruijnzeel et al., 2011)
Cobertura vegetal	0	71.70%	15.30%	0		(Cruz et al., 2009).
Textura del suelo: arena, arcilla y limo	0	% en mapa		0		-
Porosidad del suelo	0	0.61		0		-
Profundidad del suelo	0	1000mm		0		-
Humedad inicial del suelo	0	0.39%		0		-

4.5.2 Parámetros para la cuenca alta (UMCF)

Para la parametrización de la cuenca alta, se siguió la misma metodología aplicada a la cuenca baja. De acuerdo con los datos presentados en la tabla 6, se realizaron ajustes específicos a los parámetros de cobertura vegetal, textura del suelo y humedad inicial del suelo. Estos ajustes se basaron en literatura de estudios previos relacionados con las características particulares de la cuenca alta.

Los demás parámetros se mantuvieron según los valores calibrados por Rincón (2001), dada la similitud de las características ambientales e hidrológicas entre la cuenca alta y los estudios del autor del modelo original.

Tabla 7. Parámetros del modelo para la Cuenca Alta (UMCF).

Parámetro	Área urbana	Bosque	Pastizal	Humedales	Cuerpos de agua	Referencias
Valor «A» en la ecuación de radiación neta	0	0.85		0		-
Valor «B» en la ecuación de radiación neta	0	16.97		0		-
Extinción de la luz en la energía evaporativa	0	0.27	1	0		-
Índice de área foliar	0	3.26	1.7	0		-
Capacidad máxima de almacenamiento del dosel	0	0.2	0.03	0		-
Cobertura vegetal	0	6,5%	48%	0		(Cruz et al., 2009)
Textura del suelo: arena, arcilla y limo	0	% en mapa		0		-
Porosidad del suelo	0	0.61		0		-
Profundidad del suelo	0	1000mm		0		-
Humedad inicial del suelo	0	0.39%		0		-

4.6 Adaptación del modelo hidrológico para la Cuenca

En la sección 3.6 de esta investigación se detalla el procedimiento para configurar el modelo hidrológico y adaptarlo a las condiciones específicas del área de estudio. Se estableció la estructura de modelación, se ajustaron los valores iniciales, se organizaron los mapas de entrada y se calibraron los parámetros descritos en la sección anterior. Como resultado, se dispuso un modelo de balance hídrico espacialmente distribuido adaptado para la cuenca, permitiendo caracterizar el ciclo hidrológico a través de las variables modeladas.

4.6.1 Modelación

Para presentar los resultados del modelo hidrológico, se ilustra el comportamiento de las variables modeladas evaluadas en dos puntos de la cuenca. El criterio de selección de los dos puntos fue considerando los diferentes tipos de cobertura y rangos de elevación, como se observa en la figura (ver figura 32). Estos puntos, denominados puntos de evaluación, fueron elegidos con el propósito de evaluar el funcionamiento del modelo en la representación de las variables hidrológicas bajo distintas condiciones del terreno.

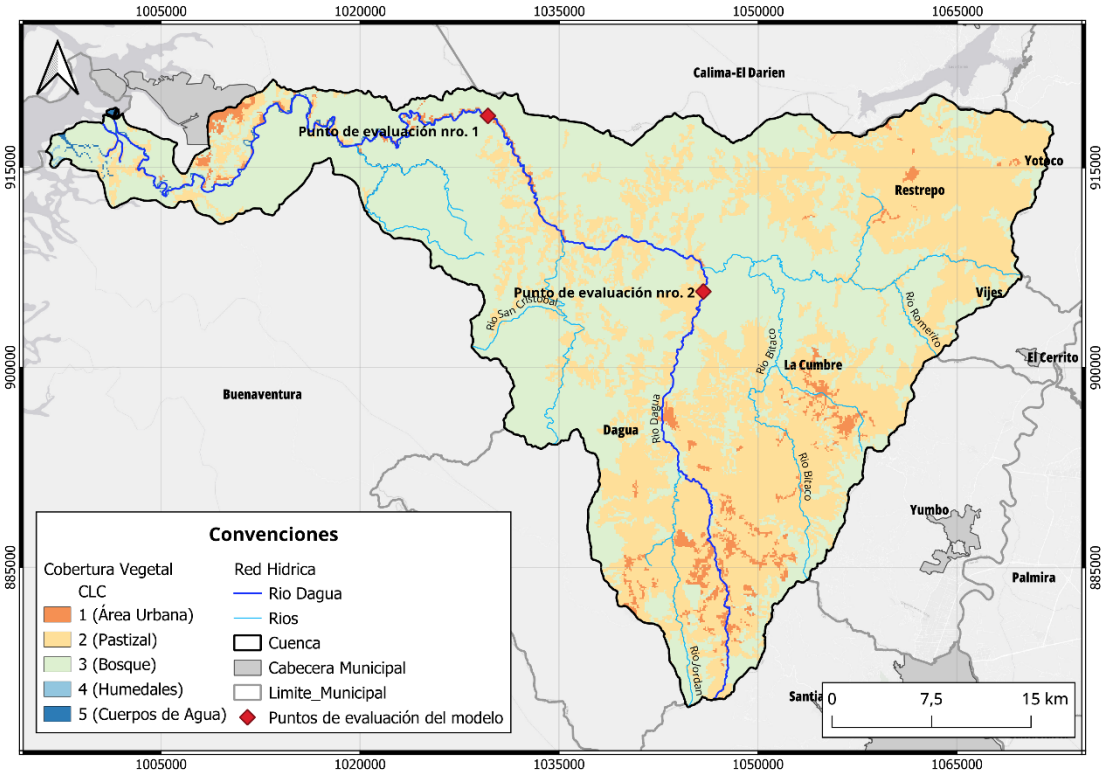


Figura 32. Puntos de evaluación para la modelación hidrológica en la cuenca. Nota: Elaboración propia.

En el proceso de simplificación de la realidad, el modelo adopta el tamaño de píxel a un área de una hectárea (100m x 100m); esto asume que el comportamiento hidrológico en la cuenca es igual para cada una de esas unidades mínimas así definidas. A pesar de que el modelo puede representar líneas para ilustrar la trayectoria de los drenajes, esto no supone que cada drenaje tendrá el ancho del píxel. En consecuencia, en los pixeles por donde pasa el drenaje, también se identifican tipos de vegetación o suelos que contienen tanto el cauce del río como las condiciones hidrológicas para el tipo de vegetación o suelo usado en el proceso de modelación.

Los puntos de evaluación 1 y 2 se encuentran ubicados sobre los pixeles que contienen el cauce principal del río Dagua en el modelo, lo que permite analizar el comportamiento de las variables hidrológicas en sectores asociados al transporte de agua superficial a lo largo del sistema de drenaje. Esta disposición espacial facilita el análisis comparativo de las dinámicas simuladas por el modelo en zonas fluviales y no fluviales, así como la influencia de las condiciones del terreno sobre los procesos de infiltración, humedad del suelo y generación de escorrentía.

A continuación, se muestran los resultados de la modelación de la cuenca, analizado la respuesta del modelo en los puntos de evaluación. El periodo usado de evaluación va desde el 23 de septiembre a las 16:00 horas hasta el 10 de octubre a las 08:00, correspondiente a 400 iteraciones horarias de modelación.

Se seleccionó esta ventana temporal de acuerdo a los eventos de precipitación presentados, lo que permite capturar tanto eventos de intensa precipitación como periodos de sequía.

4.6.1.1 Descripción del paisaje en el punto de evaluación 1

La cuenca del río Dagua presenta una configuración hidrológica compleja con una marcada variación espacial de sus características fisiográficas. En esta sección se presenta el área contributiva delimitada en función del punto de evaluación seleccionado, cuya caracterización permite analizar la dinámica hidrológica asociada a dicho sector. En la figura 33 se muestra la delimitación de esta área en color verde, correspondiente al punto de evaluación 1.

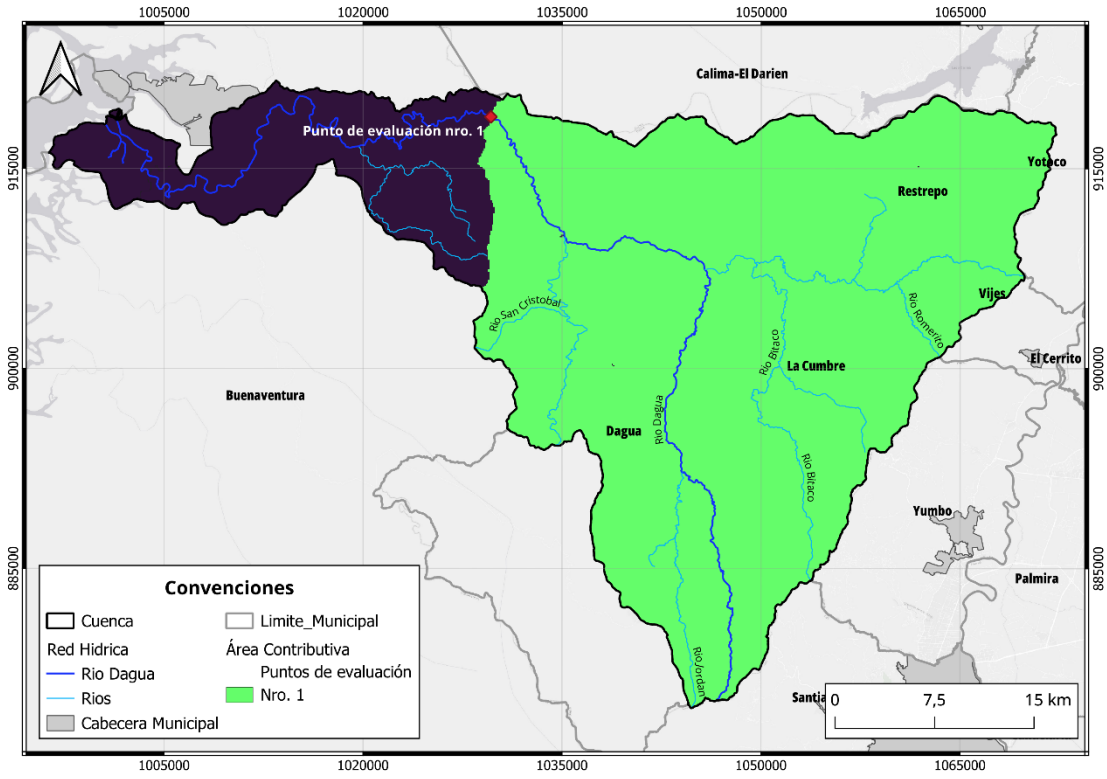


Figura 33. Área contributiva de los puntos de evaluación en la cuenca. Nota: Elaboración propia.

El punto de evaluación número 1 se ubica en una zona cubierta predominantemente por bosque, clasificado como cobertura tipo 3, con un área contributiva de 1172.448 km². Este punto se encuentra a una elevación de 201.787 m s.n.m., en una región que presenta una diferencia altitudinal de 2428.089 m con respecto al sector más alto de su área de drenaje. La vegetación dominante dentro del área de captación está compuesta en un 52.37 % por bosque y un 47.63 % por pastos. La pendiente media en el área contributiva es de 16.92°, lo que refleja un relieve moderadamente inclinado. Durante el periodo

de análisis del modelo (las 400 iteraciones), se registró una acumulación de precipitación total de 407.4 mm. Las características edáficas promedio en términos de textura indican una proporción de 15.96 % de arcilla, 45.93 % de limo y 38.11 % de arena, lo que sugiere una textura predominantemente franco-limosa.

Tabla 8. Descripción del punto de evaluación 1

Variable	Valor
Cobertura vegetal en el punto	Bosque (Cobertura 3)
Área hidrológica aguas arriba	1172,448 km²
Elevación del punto	201.787 m
Diferencia altitudinal con la parte más alta	2428,089 m
Porcentaje de cobertura vegetal en el área contributiva	Bosque: 52.37%, Pastos: 47.63%
Pendiente promedio del área contributiva	30.42%
Lluvia total en el periodo analizado	407.3965 mm
Textura del suelo promedio	Arcilla: 15.96 %, Limo: 45.93 %, Arena: 38.11 %

4.6.1.2 Resultados del modelo en el punto de evaluación 1

En la figura 34 se observa la intercepción de la precipitación por el dosel en relación con la precipitación. Se identifican picos de precipitación que alcanzan hasta 18 mm/h en eventos de alta intensidad, mientras que la intercepción se mantiene constante entre 0.04 y 0.05 mm/h durante estos eventos, que es lo que el dosel retiene, según parámetros dados al modelo. La estabilidad en los valores de intercepción sugiere que el dosel vegetal alcanza rápidamente su capacidad máxima de retención y, a partir de ese momento, el exceso de agua continúa hacia el suelo. En los períodos sin lluvia, la intercepción es nula, indicando la ausencia de retención superficial por parte del dosel. La cobertura vegetal en este punto corresponde a bosque denso, lo que justifica la presencia de un dosel con capacidad de interceptación limitada pero continua durante eventos de precipitación.

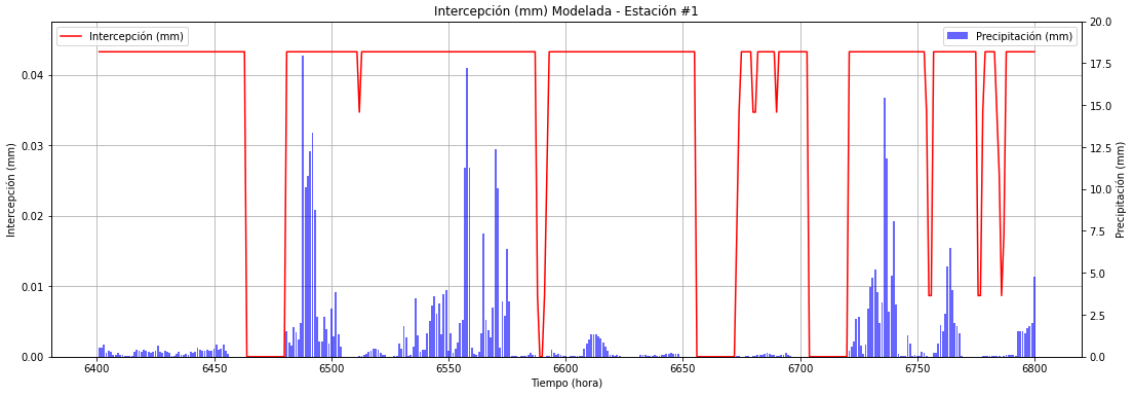


Figura 34. Intercepción modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

La segunda gráfica (ver figura 35) muestra la evolución del potencial matricial del suelo. Durante los eventos de lluvia, el potencial matricial disminuye desde valores cercanos a 25,000 kPa hasta alcanzar mínimos del orden de 5,000 kPa, lo que representa una mayor disponibilidad de agua en el suelo. En los períodos sin lluvia, el potencial matricial aumenta progresivamente debido a la pérdida de humedad asociada con la evapotranspiración y la redistribución del agua en el perfil del suelo. Esta dinámica sugiere que el modelo representa adecuadamente la respuesta del suelo a las variaciones en el contenido de agua.

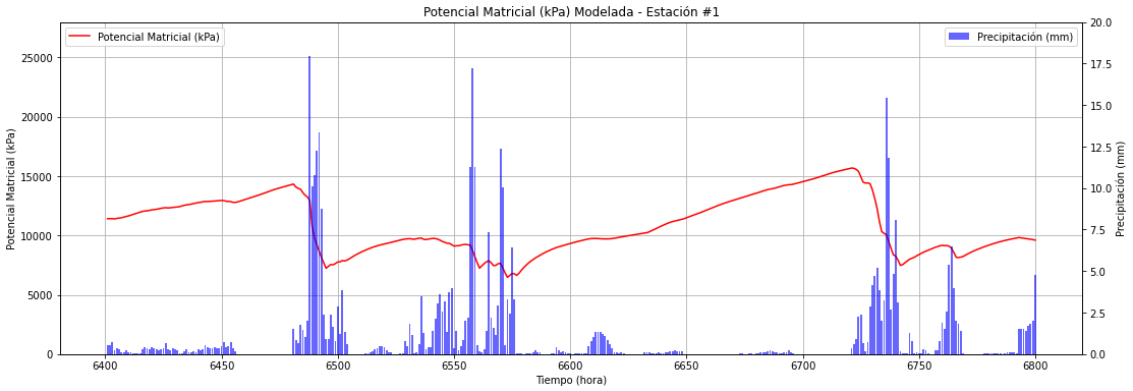


Figura 35. Potencial matricial modelado (kPa) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

En la gráfica de conductividad hidráulica (ver figura 36), se evidencia un incremento en la capacidad del suelo para transmitir agua durante eventos de precipitación, alcanzando valores máximos de aproximadamente 8 mm/h. Posteriormente, en ausencia de lluvia, la conductividad disminuye gradualmente hasta valores cercanos a cero. Este comportamiento responde a la reducción del contenido de humedad en el suelo y, por tanto, de la conductividad hidráulica no saturada. Se debe diferenciar este concepto de la infiltración: mientras la infiltración representa el volumen de agua que entra al suelo por unidad de tiempo, la conductividad hidráulica es una propiedad del medio que define qué tan fácilmente puede moverse el agua a través de él. En este caso, se reporta la conductividad hidráulica superficial modelada como resultado del balance de humedad del suelo.

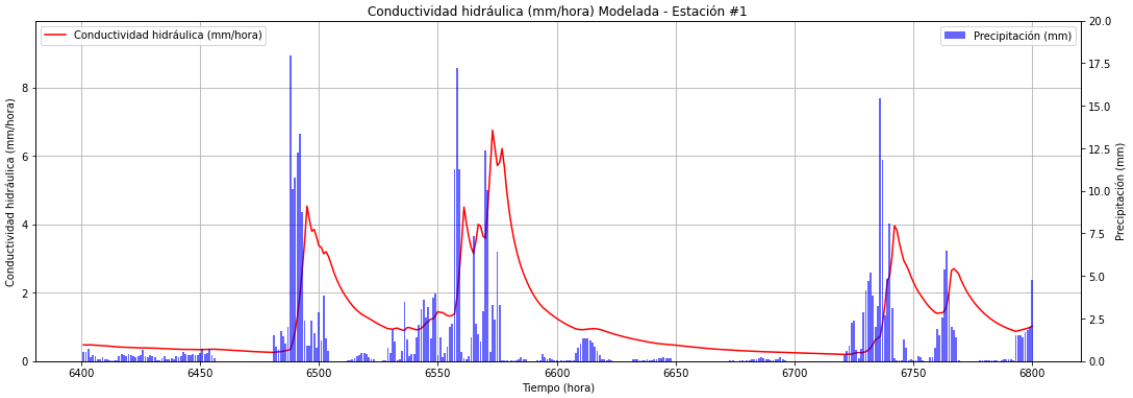


Figura 36. Conductividad hidráulica modelada (mm/hora) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

La escorrentía superficial (ver figura 37) muestra una respuesta inmediata a la precipitación, con picos que superan los 30 mm/h en eventos de alta intensidad. Este comportamiento indica que la capacidad de infiltración del suelo se ve superada en condiciones de saturación o cuando la tasa de precipitación excede la capacidad de absorción instantánea del suelo. La escorrentía cae a cero cuando cesa la lluvia, lo que es coherente con el cese del flujo superficial en ausencia de aportes. La rápida generación y disipación de escorrentía sugiere una baja capacidad de almacenamiento superficial y un drenaje eficiente en esta zona.

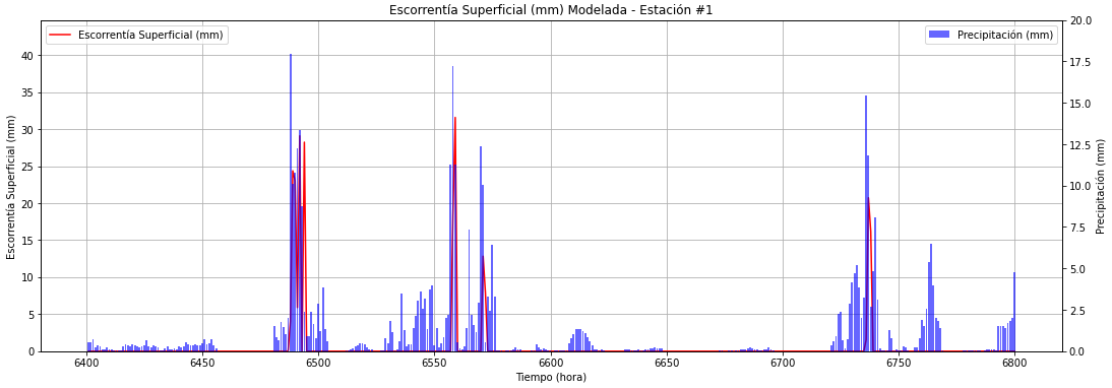


Figura 37. Escorrentía superficial modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

El análisis de la evaporación (ver figura 38) revela un comportamiento cíclico con máximos horarios de hasta 0.14 mm/h, los cuales coinciden con los periodos de mayor radiación solar. En ausencia de lluvia, la evaporación disminuye progresivamente durante la noche o bajo nubosidad, reflejando la dependencia del proceso respecto al balance energético. En presencia de lluvias, la evaporación continúa a tasas reducidas, contribuyendo de forma gradual a la pérdida de agua en la superficie del suelo y la vegetación. Esta dinámica está de acuerdo con lo planteado en el módulo de evaporación del modelo, basado en el balance de energía disponible.

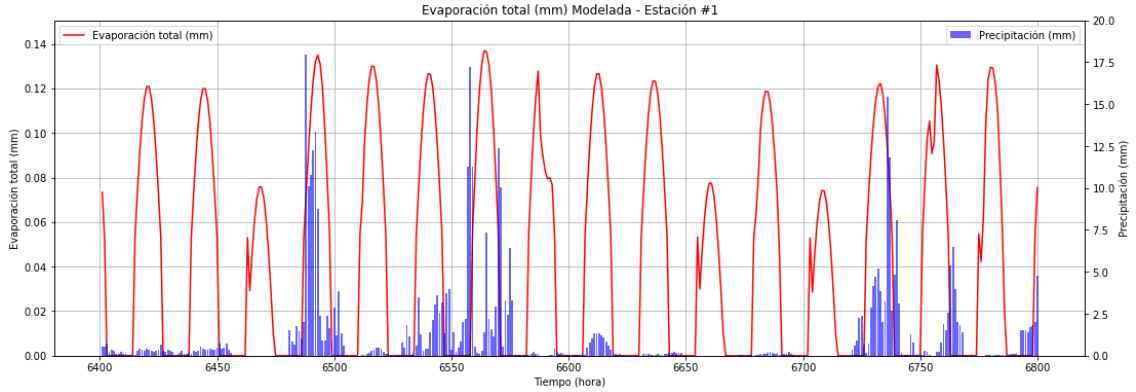


Figura 38. Evaporación total modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

La humedad del suelo presenta una respuesta sensible a los eventos de precipitación (ver figura 39). Durante lluvias intensas, se registran valores superiores al 40%, mientras que en condiciones secas o con lluvias poco frecuentes, la humedad se mantiene alrededor del 30%. El modelo reproduce el descenso progresivo de humedad en ausencia de precipitación, asociado al consumo de agua por evapotranspiración y a la redistribución vertical en el perfil edáfico. Estos patrones coinciden con lo esperado en suelos con drenaje libre y vegetación densa.

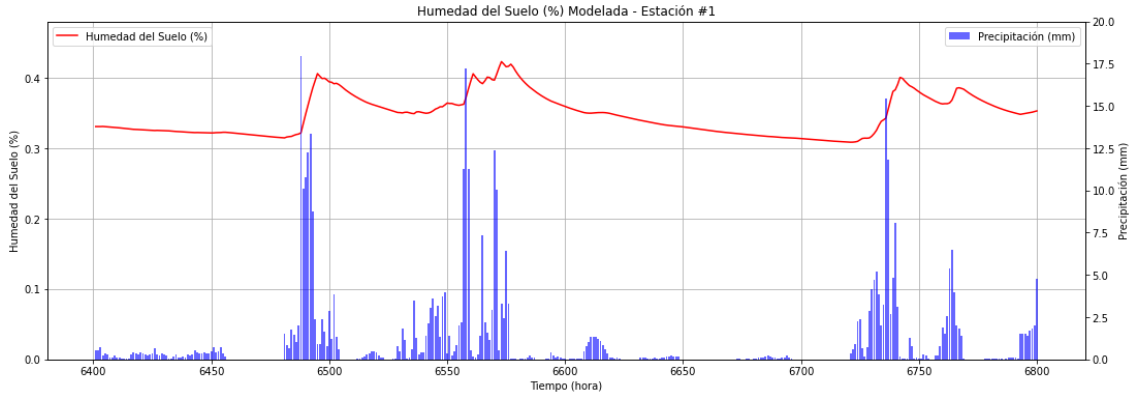


Figura 39. Humedad del suelo modelada (%) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

La infiltración muestra un comportamiento variable condicionado por la intensidad de la lluvia y el estado hídrico del suelo (ver figura 40). Durante eventos intensos, se alcanzan valores de hasta 14 mm/h, reflejando una alta tasa de entrada de agua en un suelo inicialmente no saturado. Conforme avanza el evento, la infiltración disminuye gradualmente, en parte por la saturación del perfil superficial y por la reducción del gradiente hidráulico. En condiciones secas, los valores son cercanos a cero, ya que no hay entrada de agua desde la atmósfera. Es importante destacar que la infiltración depende tanto de la conductividad hidráulica como del contenido de humedad del suelo, variables modeladas de forma conjunta en la simulación.

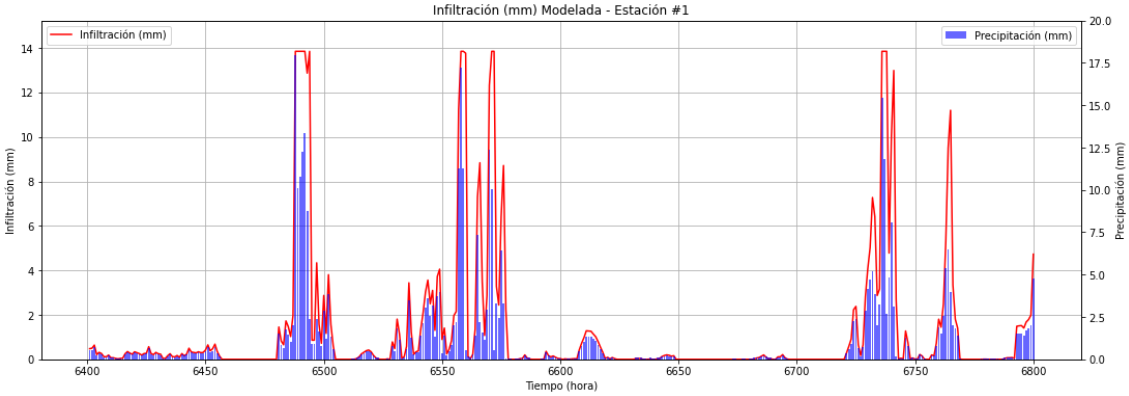


Figura 40. Infiltración modelada (mm) en el punto de evaluación 1. Nota: Elaboración propia.

4.6.1.3 Descripción del paisaje del punto de evaluación 2

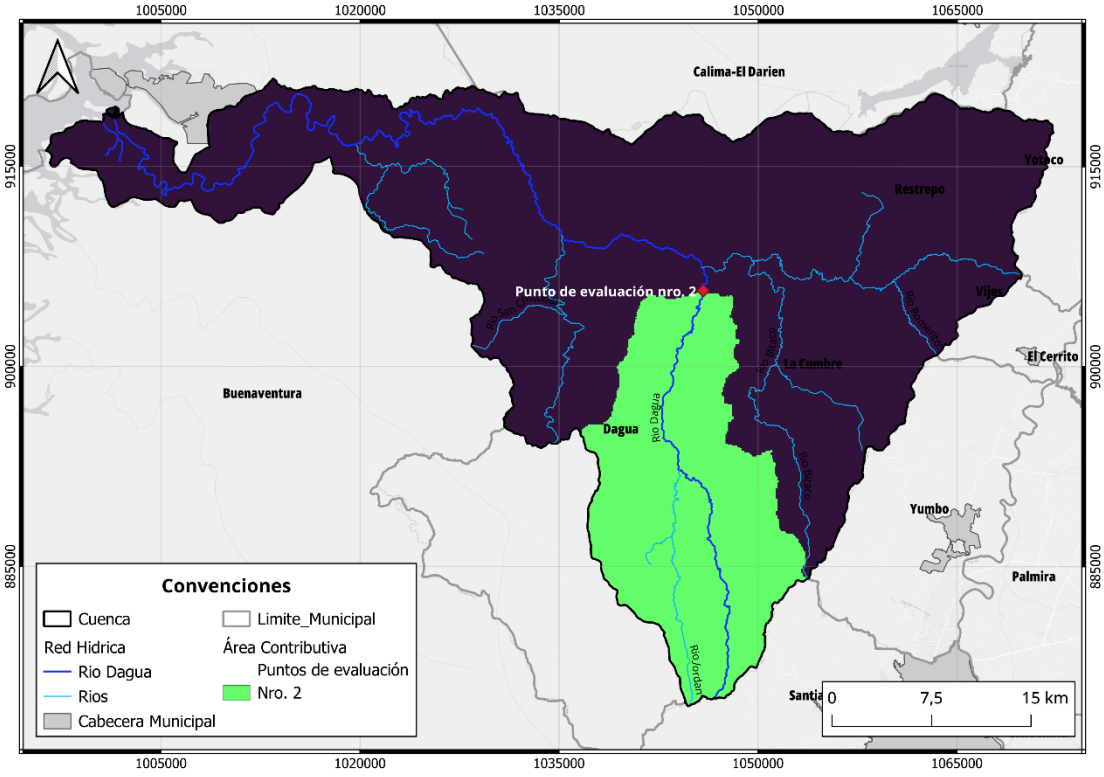


Figura 41. Área contributiva de los puntos de evaluación en la cuenca. Nota: Elaboración propia.

En esta sección se presenta el área contributiva correspondiente al punto de evaluación 2, delimitada en función del drenaje que converge hacia dicho punto. En la figura 41 se muestra esta delimitación en color verde. A diferencia del punto de evaluación 1, el área asociada al punto 2 se localiza más hacia el suroriente de la cuenca y presenta una configuración espacial distinta, lo que permite

establecer comparaciones en términos de extensión, cobertura y dinámica hidrológica entre ambos sectores.

El punto de evaluación número 2 se localiza en una zona con cobertura tipo 2, correspondiente a un área con predominancia de pastos. La extensión del área hidrológica que aporta escorrentía al punto es de 311.962 km², con una altitud de 681.409 m s.n.m. y una diferencia altitudinal de 1764.826 m con respecto al punto de mayor elevación en su área contributiva. En términos de cobertura vegetal, el 63.08 % del territorio está cubierto por pastos, mientras que el 36.92 % corresponde a bosque. La pendiente promedio del área es de 14.29°, indicando un relieve de menor inclinación en comparación con el punto 1. Durante el periodo evaluado, la precipitación acumulada registrada fue de 12.29 mm. En cuanto a la textura del suelo, se observa una composición con predominancia de arena 45.89 %, seguida por porcentajes de arcilla 25.50 % y limo 28.62 %, lo cual sugiere una mayor capacidad de infiltración superficial en comparación con suelos más arcillosos.

Tabla 9. Descripción del punto de evaluación 2.

Variable	Valor
Cobertura en el punto	Pastos (Cobertura 2)
Área hidrológica aguas arriba	311.962 km²
Elevación del punto	681.40973 m
Diferencia altitudinal con la parte más alta	1764.826 m
Porcentaje de cobertura vegetal en el área contributiva	Pastos: 63.08 %, Bosque: 36.92 %
Pendiente promedio del área contributiva	25.44%
Lluvia total en el periodo analizado	12.29308 mm
Textura del suelo promedio	Arcilla: 25.50 %, Limo: 28.62 %, Arena: 45.89 %

4.6.1.1 Resultados del modelo en el punto de evaluación 2

En el punto de evaluación 2 se observan patrones hidrológicos que, en términos generales, siguen una dinámica comparable a la registrada en el punto evaluación 1, particularmente en la forma en que las variables responden a los eventos de precipitación y a los períodos secos. Las similitudes se manifiestan en la respuesta inmediata de la infiltración y la escorrentía frente a las lluvias intensas, así como en la reducción progresiva de la humedad del suelo y del potencial matricial durante la ausencia de precipitación. No obstante, este punto presenta particularidades asociadas a la capacidad de almacenamiento y transmisión del agua en el suelo.

La humedad del suelo mantiene una tendencia estable, con valores cercanos al 35% durante eventos de precipitación, seguidos de una disminución gradual en períodos secos. El incremento tras las lluvias es moderado, lo que indica una

capacidad de retención limitada y una pérdida progresiva de agua en ausencia de aportes hídricos, atribuible a la evapotranspiración (ver figura 42).

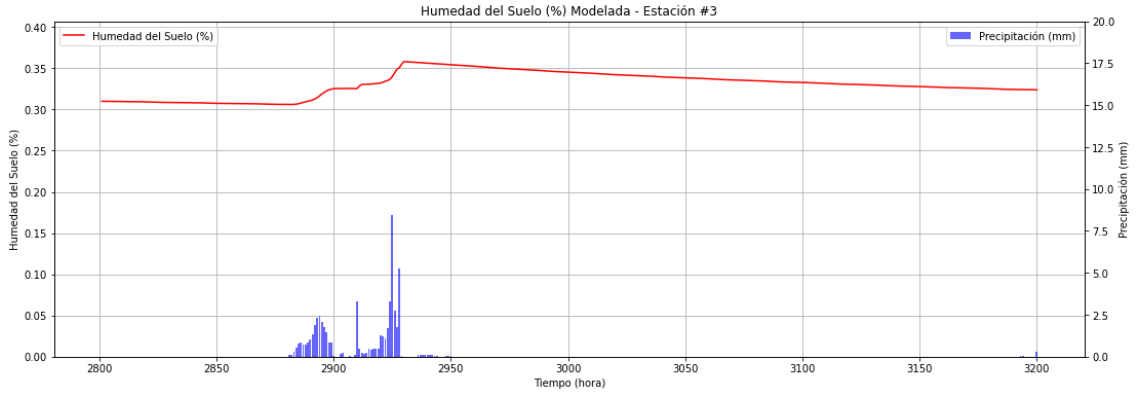


Figura 42. Humedad del suelo modelada (%) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

La infiltración alcanza picos de hasta 4 mm/h durante los eventos de lluvia, mostrando una respuesta rápida del suelo a la entrada de agua. Posteriormente, los valores descienden hasta cero en períodos secos, lo que sugiere una interrupción del flujo vertical en ausencia de recarga, comportamiento similar al observado en los otros puntos de evaluación (ver figura 43).

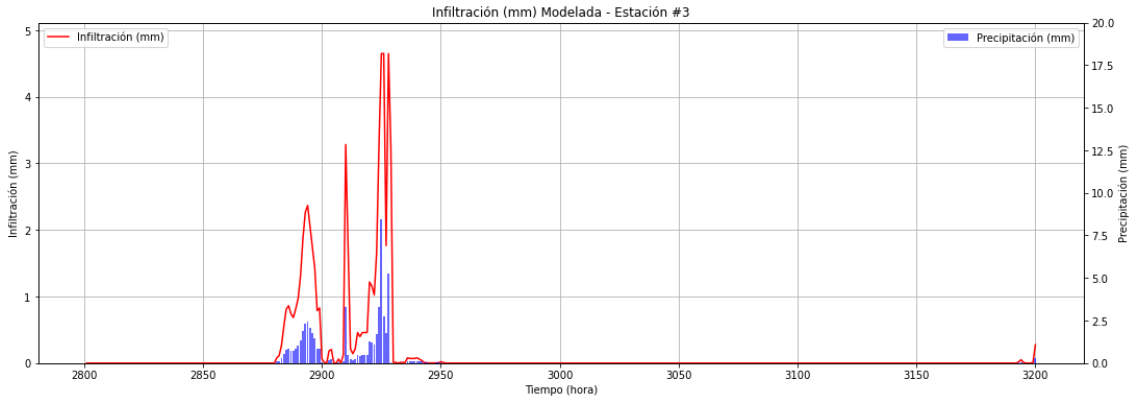


Figura 43. Infiltración modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

La intercepción presenta valores máximos de aproximadamente 0.04 mm durante las lluvias. La cobertura vegetal en este punto permite una retención superficial limitada, lo cual sugiere una menor densidad foliar respecto al bosque, aunque con una capacidad algo mayor que la observada en el pasto corto. La intercepción es nula en ausencia de precipitación, confirmando la falta de retención residual (ver figura 44).

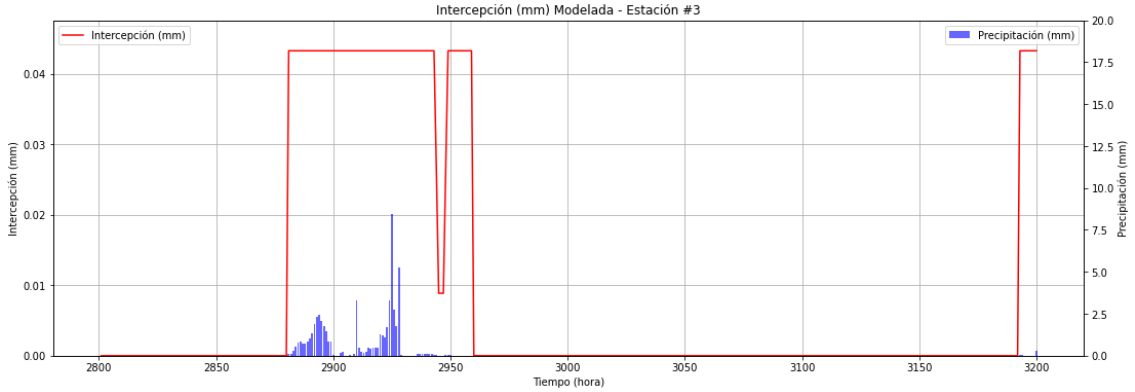


Figura 44. Intercepción modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

La conductividad hidráulica responde a los eventos de precipitación con incrementos que alcanzan hasta 0.2 mm/h. En los períodos secos, se observa una disminución progresiva, indicando la reducción en la capacidad del suelo para transmitir agua a medida que se pierde humedad. Este patrón confirma el efecto directo del contenido hídrico en la conectividad de los poros del suelo (ver figura 45).

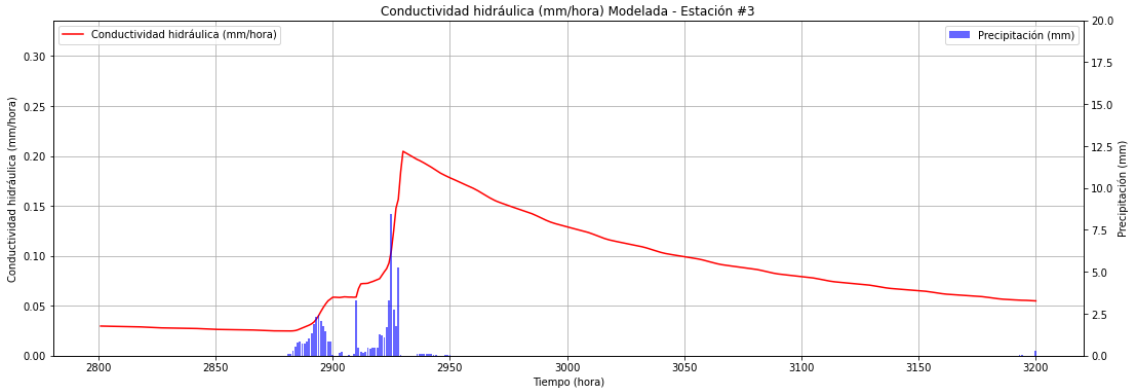


Figura 45. Conductividad hidráulica modelada (mm/hora) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

La escorrentía superficial presenta un pico pronunciado que supera los 40 mm/h, coincidente con un evento de precipitación de alta intensidad. Este comportamiento evidencia que la capacidad de infiltración del suelo fue superada, generando flujo superficial. En los intervalos sin lluvia, la escorrentía desaparece completamente, lo que indica que el flujo superficial en este punto depende exclusivamente de los aportes directos (ver figura 46).

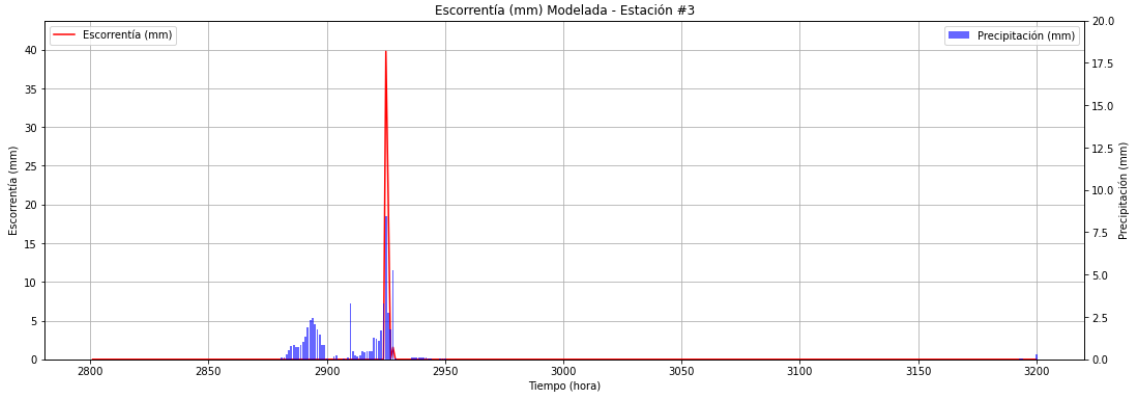


Figura 46. Escorrentía superficial modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

La evaporación mantiene un comportamiento cíclico, con máximos cercanos a 0.12 mm/h durante el día y reducciones durante la noche y en eventos lluviosos. En ausencia de precipitación, la evaporación continúa a tasas moderadas, regulada principalmente por la radiación solar y por la disponibilidad de agua en la superficie (ver figura 47).

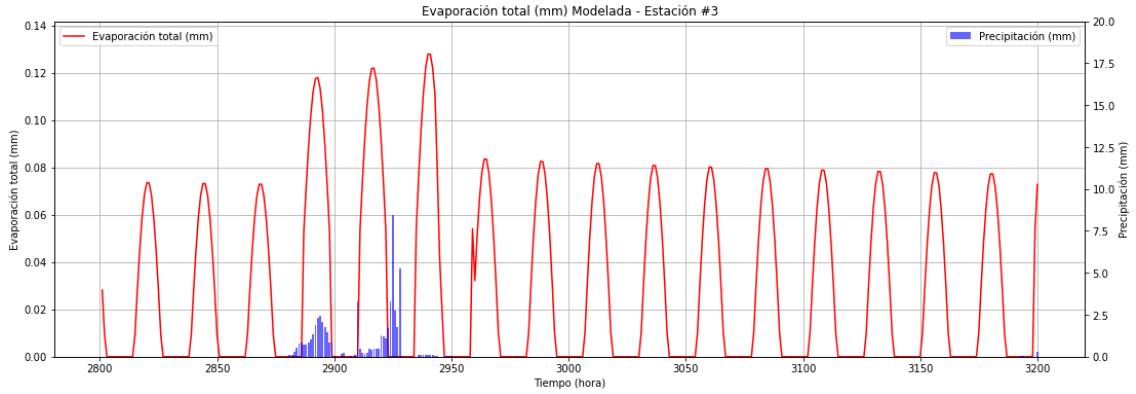


Figura 47. Evaporación total modelada (mm) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

El potencial matricial disminuye de forma significativa durante los eventos de lluvia, alcanzando valores mínimos cercanos a 10,000 kPa. Posteriormente, en condiciones secas, aumenta gradualmente, reflejando el proceso de secado del perfil edáfico. A diferencia del punto 1, este comportamiento es menos variable, lo que sugiere una menor capacidad de retención hídrica y una pérdida más acelerada del contenido de agua en el suelo (ver figura 48).

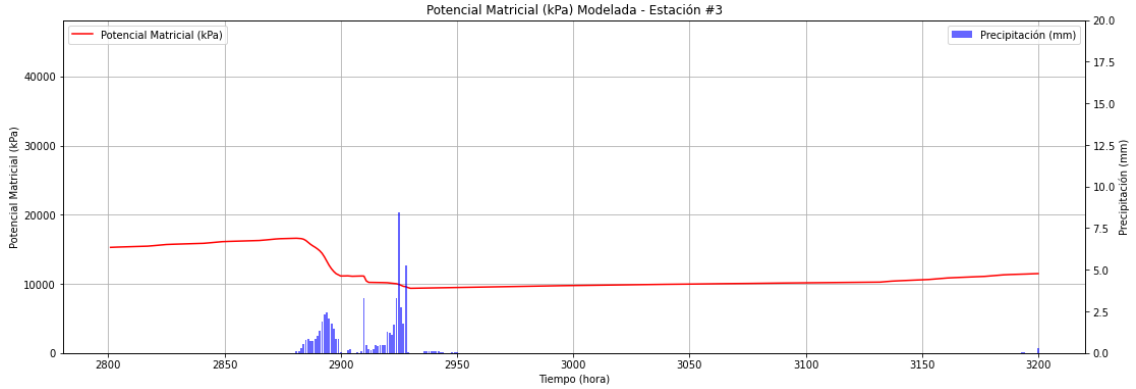


Figura 48. Potencial matricial modelado (kPa) en el punto de evaluación 2. Nota: Elaboración propia.

4.6.2 Relación de variables

Las matrices de correlación correspondientes a los dos puntos de evaluación muestran relaciones consistentes entre las variables hidrológicas, lo cual permite identificar patrones comunes en el comportamiento del sistema suelo-agua.

La precipitación presenta una correlación directa con la infiltración en todas las estaciones, con coeficientes superiores a 0.7. Este comportamiento evidencia que los eventos de lluvia activan de manera inmediata el ingreso de agua al suelo. La relación con la escorrentía superficial es también positiva, aunque con menor intensidad, lo cual indica que el flujo superficial ocurre principalmente cuando la capacidad de infiltración es superada.

La humedad del suelo está relacionada de forma inversa con el potencial matricial, coherente con el principio físico según el cual un mayor contenido de agua reduce la succión en la matriz del suelo. Esta relación es fuerte en todos los puntos, con valores próximos a -0.95. Adicionalmente, se observa una correlación positiva entre la humedad del suelo y la conductividad hidráulica, especialmente en el punto de evaluación 2, lo que indica una mayor capacidad de transmisión del agua en suelos con mayor contenido hídrico.

La escorrentía superficial y la escorrentía total presentan una correlación alta, con valores cercanos a 0.98 en todas las estaciones. Aunque conceptualmente ambas variables describen fenómenos relacionados, se diferencian en su escala de medición: la escorrentía superficial corresponde al agua que fluye sobre la superficie inmediatamente después de los eventos de precipitación, mientras que la escorrentía total considera también los aportes retardados provenientes de otras rutas, como la subsuperficial.

La evaporación total exhibe una correlación baja con la mayoría de las variables, lo cual se explica por su dependencia de la radiación solar y condiciones atmosféricas más que de los eventos de precipitación.

El potencial matricial muestra, de forma consistente, una relación inversa con la humedad del suelo y la conductividad hidráulica, lo que refuerza el entendimiento de su comportamiento físico: a medida que el suelo se seca, las fuerzas de succión aumentan y se dificulta el movimiento del agua en la matriz del suelo.

A continuación, se presenta la matriz de correlación correspondiente al punto de evaluación 1. La matriz correspondiente al punto de evaluación 2 se presenta en el anexo 4.

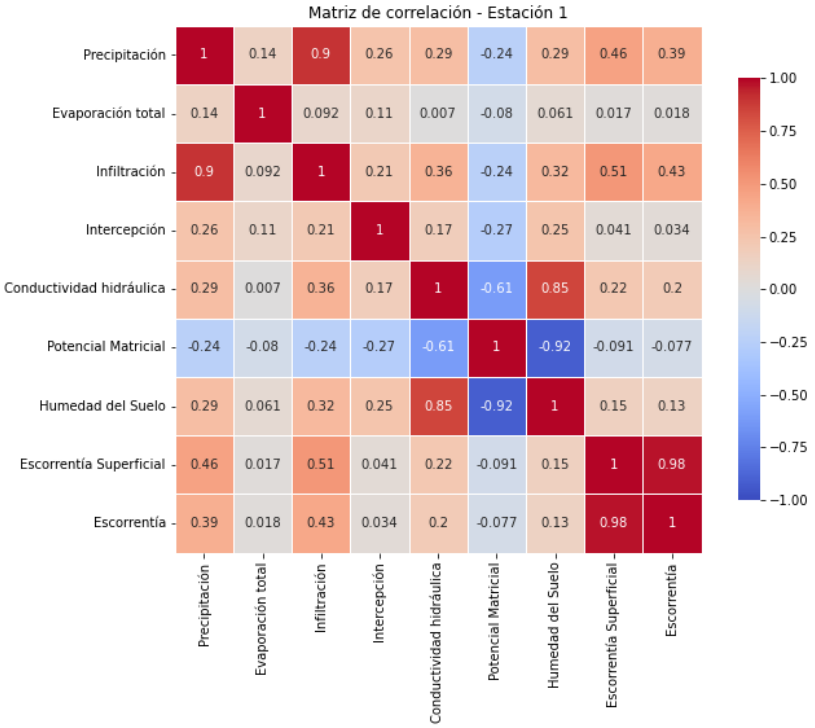


Figura 49. Matriz de correlación para el punto de evaluación 1 ubicado en la cuenca. Nota: Elaboración propia.

4.6.3 Algoritmos, balance hídrico e información utilizada

Los algoritmos utilizados corresponden a los descritos en la sección 3.4, donde se detalla la lógica implementada para cada módulo del modelo hidrológico. Estos algoritmos permiten representar de forma distribuida los procesos que regulan el movimiento del agua en el sistema, siguiendo la estructura modular planteada en Rincón (2001).

El balance hídrico se establece a partir de la redistribución de la precipitación como única entrada directa, lo que permite calcular en cada celda las fracciones que son interceptadas, evaporadas, infiltradas o escurridas. El modelo resuelve de forma secuencial la partición del agua en superficie y subsuelo, actualizando los estados internos en función del contenido de humedad y de las condiciones de cada unidad espacial.

Solo se emplearon datos de precipitación como insumo, ya que las demás variables se estiman internamente mediante relaciones físicas integradas en la estructura del modelo base. Los resultados se obtienen espacialmente para toda la cuenca y estos fueron presentados en dos puntos de evaluación seleccionados con el fin de analizar su comportamiento bajo diferentes condiciones de terreno.

CAPÍTULO 5

5.1 Conclusiones

El modelo hidrológico adaptado proporciona una representación de las interacciones hidrológicas en la Cuenca del Río Dagua a través de un enfoque de modelación distribuida. La parametrización y el ajuste de los datos de entrada de precipitación permitieron obtener una simulación coherente con las condiciones del ecosistema tropical húmedo de montaña. Sin embargo, dado que no se cuenta con mediciones en campo para la validación, los resultados obtenidos deben considerarse como una aproximación de la dinámica hidrológica en la cuenca, susceptible de ser calibrada y evaluada en estudios posteriores.

En cuanto a la disponibilidad de información, los datos hidrológicos en la cuenca provienen de estaciones pluviométricas, pluviográficas y limnigráficas ubicadas en distintos puntos del territorio. No obstante, la limitada resolución espacial y temporal de estos registros restringe la caracterización detallada de la variabilidad espacial de los procesos hidrológicos. Frente a esta limitación, se propuso una metodología para el tratamiento de la información espacial que permite derivar datos distribuidos a partir de los registros disponibles. Este procedimiento facilitó el análisis de la dinámica hidrológica en la cuenca y amplió la comprensión de los procesos asociados, incluso en contextos con información restringida o registros discontinuos.

La resolución espacial de 100 m x 100 m y la sensibilidad temporal utilizada en el modelo permitieron representar la variabilidad espacial y temporal de la cuenca en función de los datos disponibles. No obstante, el modelo podría beneficiarse de una resolución más fina para mejorar la representación de eventos de baja precipitación, especialmente en áreas donde la heterogeneidad del paisaje es más marcada. Esto resalta la importancia de seleccionar cuidadosamente las escalas espaciales y temporales en estudios hidrológicos de esta complejidad, con el fin de representar con mayor detalle las variaciones en la respuesta hidrológica.

Las matrices de correlación mostraron relaciones consistentes entre las variables modeladas, subrayando la correlación directa entre precipitación e infiltración, así como la relación inversa entre la humedad del suelo y el potencial matricial. Estas relaciones permiten comprender la interdependencia de los procesos hidrológicos en la cuenca y proporcionan una base para el análisis de estas variables en futuros estudios, al igual que la representación apropiada de los algoritmos de balance hídrico propuesto por el autor del modelo.

El modelo hidrológico adoptado y adaptado, junto con la herramienta de modelación empleada, constituyen un recurso útil para el análisis hidrológico de

la cuenca, proporcionando información espacializada sobre la dinámica del agua en la región. No obstante, su aplicabilidad como herramienta de gestión hídrica requiere una parametrización propia de la cuenca y una validación rigurosa que permita determinar su representatividad y eficiencia en la simulación de los procesos hidrológicos del propio escenario geográfico. En este trabajo, se establecen las bases metodológicas para este propósito, dejando abierta la posibilidad de estudios posteriores que incorporen datos de campo para adoptar parámetros propios de la cuenca y evaluar la representatividad del modelo y su potencial uso en la planificación hidrológica y ambiental.

El mejoramiento del conocimiento del comportamiento hidrológico de la Cuenca del río Dagua se fortalece mediante la modelación de variables hidrológicas a partir de los datos de entrada de precipitación, dado que las demás variables son estimadas en el modelo. Este enfoque permite identificar y analizar los procesos hidrológicos y los patrones de cambio ambiental en el ecosistema tropical húmedo de montaña. La espacialización de las variables derivadas posibilita evaluar su distribución en respuesta a las condiciones de precipitación, aportando un marco para estudiar la variabilidad hidrológica ante posibles cambios climáticos y de uso del suelo, incluso en contextos con información ambiental limitada.

La adaptación de un modelo hidrológico a una cuenca de mayor tamaño implica ajustar la escala espacial y temporal para representar con precisión las dinámicas hidrológicas en áreas extensas. Este proceso requiere modificar parámetros relacionados con la heterogeneidad del paisaje, la variabilidad climática y la distribución espacial de las variables hidrológicas. Al aumentar el tamaño de la resolución, el modelo enfrenta un reto significativo: capturar procesos de mayor precisión espacial, como la generación de escorrentía y la infiltración, lo puede verse comprometido debido a la pérdida de detalle en las celdas individuales. Esto podría resultar en una subestimación o sobreestimación de las respuestas hidrológicas locales, afectando la precisión de las predicciones a nivel regional.

Finalmente, existen oportunidades para representar con mayor precisión las variables propuestas, especialmente en condiciones de baja precipitación. La integración de nuevas rutinas, como la interceptación de la niebla, y ajustes en la parametrización permitirían una representación más detallada de los procesos hidrológicos característicos del ecosistema tropical húmedo de montaña en forma dinámica y espacial. Además, un análisis de sensibilidad de las variables modeladas contribuiría a identificar los parámetros con mayor influencia sobre los resultados. En esta investigación no se realizaron procesos de calibración ni validación del modelo, por lo que una acción futura consiste en utilizar los resultados obtenidos para evaluar el comportamiento del modelo frente a datos observados en estaciones, con el fin de estimar su ajuste y desempeño bajo las condiciones específicas de la región.

REFERENCIAS

Aawar, T., & Khare, D. (2020). Assessment of climate change impacts on streamflow through hydrological model using SWAT model: A case study of Afghanistan. *Modeling Earth Systems and Environment*, *6*(3), 1427-1437. https://doi.org/10.1007/s40808-020-00759-0

Abbas, S. A. A. (2018). *Hydrological Modelling for Integrated Water Resources Management in a Changing Climate* [PhD, Swansea University]. https://doi.org/10.23889/Suthesis.43733

Abera Abdi, D., & Ayenew, T. (2021). Evaluation of the WEAP model in simulating subbasin hydrology in the Central Rift Valley basin, Ethiopia. *Ecological Processes*, *10*(1), 41. https://doi.org/10.1186/s13717-021-00305-5

Aguirre, M. A., Buitrago-Bermúdez, O., & Bolaños-Tróchez, F. V. (2021). Mecanismos de coordinación en la planificación de cuencas hidrográficas en Colombia: El caso del río Dagua. *Sociedad y Economía*, e1019207. https://doi.org/10.25100/sye.v0i43.9207

Aguirre, M. A., López Ibarra, L. I., Bolaños Trochez, F. V., González Guevara, D. F., & Buitrago Bermudez, O. (2017). Percepción del paisaje, agua y ecosistemas en la cuenca del río Dagua, Valle del Cauca, Colombia. *Perspectiva Geográfica*, *22*(1). https://doi.org/10.19053/01233769.5402

Allen, R. G., Trezza, R., & Tasumi, M. (2006). Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, *139*(1-2), 55-73. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.05.012

Appels, W. M., Bogaart, P. W., & Van Der Zee, S. E. A. T. M. (2016). Surface runoff in flat terrain: How field topography and runoff generating processes control hydrological connectivity. *Journal of Hydrology*, *534*, 493-504. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.021

Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Srinivasan, R., Williams, J. R., Haney, E. B., & Neitsch, S. L. (2012). *SWAT Input/Output Documentation Version 2012*.

Bengtsson, L. (2010). The global atmospheric water cycle. *Environ. Res. Lett.*

Beven, K. J., Kirkby, M. J., Freer, J. E., & Lamb, R. (2021). A history of TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences*, *25*(2), 527-549. https://doi.org/10.5194/hess-25-527-2021

Blonquist, J. M., Allen, R. G., & Bugbee, B. (2010). An evaluation of the net radiation sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation: Implications for evapotranspiration prediction. *Agricultural Water Management*, *97*(7), 1026-1038. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.02.008

Böker, B., Laux, P., Olschewski, P., & Kunstmann, H. (2023). Added value of an atmospheric circulation pattern-based statistical downscaling approach for daily precipitation distributions in complex terrain. *International Journal of Climatology*, *43*(11), 5130-5153. https://doi.org/10.1002/joc.8136

Bosveld, F. C., & Bouten, W. (2003). Evaluating a Model of Evaporation and Transpiration with Observations in a Partially Wet Douglas-Fir Forest. *Boundary-Layer Meteorology*, *108*(3), 365-396. https://doi.org/10.1023/A:1024148707239

Bouaziz, L. J. E., Fenicia, F., Thirel, G., De Boer-Euser, T., Buitink, J., Brauer, C. C., De Niel, J., Dewals, B. J., Drogue, G., Grelier, B., Melsen, L. A., Moustakas, S., Nossent, J., Pereira, F., Sprokkereef, E., Stam, J., Weerts, A. H., Willems, P., Savenije, H. H. G., & Hrachowitz, M. (2021). Behind the scenes of streamflow model performance. *Hydrology and Earth System Sciences*, *25*(2), 1069-1095. https://doi.org/10.5194/hess-25-1069-2021

Bruijnzeel, L. A., Mulligan, M., & Scatena, F. N. (2011). Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: Emerging patterns. *Hydrological Processes*, *25*(3), 465-498. https://doi.org/10.1002/hyp.7974

Budhathoki, B. R., Adhikari, T. R., Shrestha, S., & Awasthi, R. P. (2023). Application of hydrological model to simulate streamflow contribution on water balance in Himalaya river basin, Nepal. *Frontiers in Earth Science*, *11*, 1128959. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1128959

Buytaert, W., & Beven, K. (2011). Models as multiple working hypotheses: Hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, *25*(11), 1784-1799. https://doi.org/10.1002/hyp.7936

Carrillo, G., Silva, B., Córdova, M., Célleri, R., & Bendix, J. (2016). Dynamic Mapping of Evapotranspiration Using an Energy Balance-Based Model over an Andean Páramo Catchment of Southern Ecuador. *Remote Sensing*, *8*(2), 160. https://doi.org/10.3390/rs8020160

Chang, T. P. (2009). The Sun's apparent position and the optimal tilt angle of a solar collector in the northern hemisphere. *Solar Energy*, *83*(8), 1274-1284. https://doi.org/10.1016/j.solener.2009.02.009

Chen, X., Chen, Y. D., & Xu, C. (2007). A distributed monthly hydrological model for integrating spatial variations of basin topography and rainfall. *Hydrological Processes*, *21*(2), 242-252. https://doi.org/10.1002/hyp.6187

Conradt, T., Wechsung, F., & Bronstert, A. (2013). Three perceptions of the evapotranspiration landscape: Comparing spatial patterns from a distributed hydrological model, remotely sensed surface temperatures, and sub-basin water balances. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(7), 2947-2966. https://doi.org/10.5194/hess-17-2947-2013

Contreras, C. P., & Bonilla, C. A. (2018). A comprehensive evaluation of pedotransfer functions for predicting soil water content in environmental modeling and ecosystem management. *Science of The Total Environment*, *644*, 1580-1590. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.063

Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca - CVC. (2022). *Geovisor Avanzando*.

Cruz, W. G., Municipal, A., Pino, C. A., Quintero, D., & Benitez, L. H. (2009). *MUNICIPIO DE DAGUA Valle del Cauca*.

Cuo, L., Giambelluca, T. W., Ziegler, A. D., & Nullet, M. A. (2006). Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. *Forest Ecology and Management*, *224*(1-2), 81-94. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.009

Degtyarev, A. S., Usakov, V. I., Kuznetsov, P. A., Kovalev, I. V., & Karaseva, T. S. (2018). Genetic algorithms of physical modelling with postcrossover

survival. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, *450*, 042008. https://doi.org/10.1088/1757-899X/450/4/042008

Deguchi, A., Hattori, S., & Park, H.-T. (2006). The influence of seasonal changes in canopy structure on interception loss: Application of the revised Gash model. *Journal of Hydrology*, *318*(1-4), 80-102. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.005

Demirci, U., & Demirel, M. C. (2023). Effect of Dynamic PET Scaling with LAI and Aspect on the Spatial Performance of a Distributed Hydrologic Model. *Agronomy*, *13*(2), 534. https://doi.org/10.3390/agronomy13020534

Ebel, B. A., & Moody, J. A. (2017). Synthesis of soil-hydraulic properties and infiltration timescales in wildfire-affected soils. *Hydrological Processes*, *31*(2), 324-340. https://doi.org/10.1002/hyp.10998

Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, G., Stiller, B., Queck, R., Köstner, B., & Bernhofer, C. (2005). Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. *Ecological Modelling*, *188*(2-4), 174-216. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.01.057

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, *2*(1), 150066. https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66

García, M. C., Piñeros Botero, A., Bernal Quiroga, F. A., & Ardila Robles, E. (2012). Variabilidad climática, cambio climático y el recurso hídrico en Colombia*. *Revista de Ingeniería*, *36*, 60-64. https://doi.org/10.16924/revinge.36.11

Gentine, P., Entekhabi, D., & Polcher, J. (2011). The Diurnal Behavior of Evaporative Fraction in the Soil–Vegetation–Atmospheric Boundary Layer Continuum. *Journal of Hydrometeorology*, *12*(6), 1530-1546. https://doi.org/10.1175/2011JHM1261.1

Getirana, A. C. V. (2010). Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models. *Journal of Hydrology*, *387*(3-4), 244-255. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.013

Gobernación del Departamento del Valle del Cauca, Universidad del Valle, Pontificia Universidad Javeriana, Universidad Autónoma de Occidente, Acuavalle S.A. E.S.P., Vallecaucana de Aguas S.A. E.S.P, & Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca. (2014). *INVESTIGACIÓN RECURSO HÍDRICO DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS CAUCA Y DAGUA RECUPERADO CALI, VALLE DEL CAUCA, OCCIDENTE (BPIN 2014000100031).*

Guan, H., & Wilson, J. L. (2009). A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning. *Journal of Hydrology*, *377*(3-4), 405-416. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.037

Hailekiros, K., Gebreyohannes, T., Hussein, A., & Brhane, H. (2023). Water Balance Components Estimation using WetSpass Model: A Case study of Mekelle Area, Tigray, Ethiopia. *Physical Science International Journal*, *27*(3), 27-37. https://doi.org/10.9734/psij/2023/v27i3793

HAWQS 2. 0. (2023). *HAWQS System 2.0 and Data to model the lower 48 conterminous U.S using the SWAT model* [Dataset]. Texas Data Repository. https://doi.org/10.18738/T8/GDOPBA

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., … Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999-2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

Ilyas, A., Manzoor, T., & Muhammad, A. (2021). A Dynamic Socio-Hydrological Model of the Irrigation Efficiency Paradox. *Water Resources Research*, *57*(12), e2021WR029783. https://doi.org/10.1029/2021WR029783

Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM. (2018). *Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra: Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia Escala 1:100.000.*

Instituto Geográfico Agustín Codazzi - IGAC. (2017). *Datos Abiertos Agrología*.

Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC). (2022). *Climate Change 2022 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (1.ª ed.). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009325844

Iziomon, M. G., Mayer, H., & Matzarakis, A. (2000). *Empirical Models for Estimating Net Radiative Flux: A Case Study for Three Mid-Latitude Sites with Orographic Variability*.

Jaramillo, M. F., Galvis, A., Escobar, M., Forni, L., Purkey, D., Siebel, J., Lozano, G., Rodríguez, C., Castaño, J., & Sabas, C. (2016). Integración de los modelos WEAP y QUAL2K para la simulación de la calidad agua de fuentes superficiales. Caso de estudio: Cuenca del río La Vieja, Colombia. *Aqua-LAC*, *8*(2), 14-24. https://doi.org/10.29104/phi-aqualac/2016-v8-2-02

Jodar, A., Pla Bru, C., & Valdés, J. (2019). *LOS MODELOS HIDROLÓGICOS COMO SISTEMAS DE SOPORTE EN LA TOMA DE DECISIONES. EVOLUCIÓN HISTÓRICA*. Universidad de Alicante.

Karssenberg, D. (2002). *Building dynamic spatial environmental models*.

Karssenberg, D., Burrough, P. A., Sluiter, R., & De Jong, K. (2001). The PCRaster Software and Course Materials for Teaching Numerical Modelling in the Environmental Sciences. *Transactions in GIS*, *5*(2), 99-110. https://doi.org/10.1111/1467-9671.00070

Karssenberg, D., & De Jong, K. (2005a). Dynamic environmental modelling in GIS: 1. Modelling in three spatial dimensions. *International Journal of Geographical Information Science*, *19*(5), 559-579. https://doi.org/10.1080/13658810500032362

Karssenberg, D., & De Jong, K. (2005b). Dynamic environmental modelling in GIS: 2. Modelling error propagation. *International Journal of Geographical Information Science*, *19*(6), 623-637. https://doi.org/10.1080/13658810500104799

Karssenberg, D., Schmitz, O., Salamon, P., De Jong, K., & Bierkens, M. F. P. (2010). A software framework for construction of process-based stochastic

spatio-temporal models and data assimilation. *Environmental Modelling & Software*, *25*(4), 489-502. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.10.004

Krysanova, V., Müller-Wohlfeil, D.-I., & Becker, A. (1998). Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling*, *106*(2-3), 261-289. https://doi.org/10.1016/S0304-3800(97)00204-4

Kumar, S. & Santosh. (2015). Spatial Distribution of Rainfall with Elevation in Satluj River Basin: 1986-2010, Himachal Pradesh, India. *International Letters of Chemistry, Physics and Astronomy*, *57*, 163-175. https://doi.org/10.56431/p-7bl8yl

Lai, W., Ogden, F. L., Steinke, R. C., & Talbot, C. A. (2015). An efficient and guaranteed stable numerical method for continuous modeling of infiltration and redistribution with a shallow dynamic water table. *Water Resources Research*, *51*(3), 1514-1528. https://doi.org/10.1002/2014WR016487

Lin, G.-F., Chang, M.-J., & Wang, C.-F. (2017). A Novel Spatiotemporal Statistical Downscaling Method for Hourly Rainfall. *Water Resources Management*, *31*(11), 3465-3489. https://doi.org/10.1007/s11269-017-1679-5

Linhoss, A. C., & Siegert, C. M. (2016). A comparison of five forest interception models using global sensitivity and uncertainty analysis. *Journal of Hydrology*, *538*, 109-116. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.011

Loaiza, J. C., & R. N., V. (2011). *Development of hydrological models and surface process modelization*.

López, N. G., Escobar, Y. C., & Cerón, W. L. (2016). *Análisis de sequías meteorológicas para la cuenca del río Dagua, Valle del Cauca, Colombia*. *20*(48).

Los, S. O., Street-Perrott, F. A., Loader, N. J., Froyd, C. A., Cuní-Sanchez, A., & Marchant, R. A. (2019). Sensitivity of a tropical montane cloud forest to climate change, present, past and future: Mt. Marsabit, N. Kenya. *Quaternary Science Reviews*, *218*, 34-48. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.016

Lucas, G., Komakech, H., & Shemsanga, C. (2023). Hydrological System and Water Balance of Ungauged Crater Lakes of the Northern Crater Highlands. *Tanzania Journal of Engineering and Technology*, *42*(3), 48-63. https://doi.org/10.52339/tjet.v42i3.954

Ma, L., He, C., Bian, H., & Sheng, L. (2016). MIKE SHE modeling of ecohydrological processes: Merits, applications, and challenges. *Ecological Engineering*, *96*, 137-149. https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.01.008

Marroquin, H. F. (2017). *Balance Oferta – Demanda de agua cuenca del río Dagua 2017*.

Masood, A., Aslam, M., Pham, Q. B., Khan, W., & Masood, S. (2022). Integrating water quality index, GIS and multivariate statistical techniques towards a better understanding of drinking water quality. *Environmental Science and Pollution Research*, *29*(18), 26860-26876. https://doi.org/10.1007/s11356-021-17594-0

Mawlood, D. K., & Adnan, K. N. (2020). Comparison of the water movement by Richard and Darcy. *ZANCO Journal of Pure and Applied Sciences*.

Mefti, A., Adane, A., & Bouroubi, M. Y. (2008). Satellite approach based on cloud cover classification: Estimation of hourly global solar radiation from meteosat images. *Energy Conversion and Management*, *49*(4), 652-659. https://doi.org/10.1016/j.enconman.2007.07.041

Melo, P. A., Alvarenga, L. A., Tomasella, J., Mello, C. R., Martins, M. A., & Coelho, G. (2021). Sensitivity and Performance Analyses of the Distributed Hydrology–Soil–Vegetation Model Using Geomorphons for Landform Mapping. *Water*, *13*(15), 2032. https://doi.org/10.3390/w13152032

Merz, B., Thieken, A. H., & Gocht, M. (2007). Flood Risk Mapping At The Local Scale: Concepts and Challenges. En S. Begum, M. J. F. Stive, & J. W. Hall (Eds.), *Flood Risk Management in Europe* (Vol. 25, pp. 231-251). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4200-3_13

Minciencias. (2022). *Convocatoria de la asignación para la CTeI del SGR para la conformación de un listado de propuestas de proyecto elegibles para la vinculación de jóvenes investigadores e innovadores en las regiones para atención de demandas definidas por los CODECTI.*

Mirus, B. B. (2015). Evaluating the importance of characterizing soil structure and horizons in parameterizing a hydrologic process model. *Hydrological Processes*, *29*(21), 4611-4623. https://doi.org/10.1002/hyp.10592

Morbidelli, R., Saltalippi, C., Flammini, A., & Govindaraju, R. S. (2018). Role of slope on infiltration: A review. *Journal of Hydrology*, *557*, 878-886. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.019

Mulligan, M. (2006). *A Simple Distributed Hydrological Model for Tropical Montane Cloud Forests (TAMBITO V 1.0).*

Muñoz, W., Bedoya, O. F., & Rincón, M. E. (2020). Aplicación de redes neuronales para la reconstrucción de series de tiempo de precipitación y temperatura utilizando información satelital. *Revista EIA*, *17*(34). https://doi.org/10.24050/reia.v17i34.1292

Murty, P. S., Pandey, A., & Suryavanshi, S. (2014). Application of semi-distributed hydrological model for basin level water balance of the Ken basin of Central India. *Hydrological Processes*, *28*(13), 4119-4129. https://doi.org/10.1002/hyp.9950

Ortegón, E., Pacheco, J. F., & Prieto, A. (2005). *Metodología del marco lógico para la planificación, el seguimiento y la evaluación de proyectos y programas*. Naciones Unidas, CEPAL, ILPES, Área de proyectos y programación de inversiones.

Ouyang, Y., Wan, Y., Yang, J., Feng, G., & Gao, F. (2023). Application of the US-EPA's HAWQS model to predict future climate impacts on hydrological processes. *International Journal of River Basin Management*, *21*(4), 711-722. https://doi.org/10.1080/15715124.2022.2079659

Pabón, J. D. (2012). CAMBIO CLIMÁTICO EN COLOMBIA: TENDENCIAS EN LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX Y ESCENARIOS POSIBLES PARA EL SIGLO XXI. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, *36*(139), 261-278. https://doi.org/10.18257/raccefyn.36(139).2012.2462

Pool, S., Francés, F., Garcia-Prats, A., Puertes, C., Pulido-Velazquez, M., Sanchis-Ibor, C., Schirmer, M., Yang, H., & Jiménez-Martínez, J. (2021).

Hydrological Modeling of the Effect of the Transition From Flood to Drip Irrigation on Groundwater Recharge Using Multi-Objective Calibration. *Water Resources Research*, *57*(8), e2021WR029677. https://doi.org/10.1029/2021WR029677

Rahman, M., Rosolem, R., Kollet, S. J., & Wagener, T. (2019). Towards a computationally efficient free-surface groundwater flow boundary condition for large-scale hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, *123*, 225-233. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.11.015

Ramírez, B. H., Teuling, A. J., Ganzeveld, L., Hegger, Z., & Leemans, R. (2017). Tropical Montane Cloud Forests: Hydrometeorological variability in three neighbouring catchments with different forest cover. *Journal of Hydrology*, *552*, 151-167. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.023

Raneesh, K. Y., & Thampi, G. (2011). A study on the impact of climate change on streamflow at the watershed scale in the humid tropics. *Hydrological Sciences Journal*, *56*(6), 946-965. https://doi.org/10.1080/02626667.2011.595371

Rincón, M. E. (2001). *Modelling the Hydrological Sensitivity to Land Use Change in a Tropical Mountainous Environment*.

Ruiz, J. F. (2013). *INFORME SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO EN COLOMBIA*.

Sage, J., Berthier, E., & Gromaire, M.-C. (2020). Modeling Soil Moisture Redistribution and Infiltration Dynamics in Urban Drainage Systems. *Journal of Hydrologic Engineering*, *25*(9), 04020041. https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001978

Salugin, A. N., Kulik, A. K., & Vlasenko, M. V. (2018). Dynamics of Water-Balance Elements in Models of Soil Hydrological Processes. *Russian Agricultural Sciences*, *44*(4), 369-372. https://doi.org/10.3103/S1068367418040158

Shawky, M., Moussa, A., Hassan, Q. K., & El-Sheimy, N. (2019). Pixel-Based Geometric Assessment of Channel Networks/Orders Derived from Global Spaceborne Digital Elevation Models. *Remote Sensing*, *11*(3), 235. https://doi.org/10.3390/rs11030235

Sieber, J. (2015). *USER GUIDE for WEAP 2015*.

Solomon, P. A., Vallano, D., Lunden, M., LaFranchi, B., Blanchard, C. L., & Shaw, S. L. (2020). Mobile-platform measurement of air pollutant concentrations in California: Performance assessment, statistical methods for evaluating spatial variations, and spatial representativeness. *Atmospheric Measurement Techniques*, *13*(6), 3277-3301. https://doi.org/10.5194/amt-13-3277-2020

Stancalie, G., & Nert, A. (2012). Possibilities of Deriving Crop Evapotranspiration from Satellite Data with the Integration with Other Sources of Information. En A. Irmak (Ed.), *Evapotranspiration—Remote Sensing and Modeling*. InTech. https://doi.org/10.5772/23635

Tapasco, J., Quintero, M., Uribe, N., & Valencia, J. (2015). *Impactos económicos del cambio climático en Colombia: Recurso hídrico*. Inter-American Development Bank. https://doi.org/10.18235/0000147

Tian, Z., Kool, D., Ren, T., Horton, R., & Heitman, J. L. (2018). Determining in-situ unsaturated soil hydraulic conductivity at a fine depth scale with heat

pulse and water potential sensors. *Journal of Hydrology*, *564*, 802-810. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.052

Umugwaneza, A., Chen, X., Liu, T., Li, Z., Uwamahoro, S., Mind'je, R., Dufatanye Umwali, E., Ingabire, R., & Uwineza, A. (2021). Future Climate Change Impact on the Nyabugogo Catchment Water Balance in Rwanda. *Water*, *13*(24), 3636. https://doi.org/10.3390/w13243636

Usman, M., Ndehedehe, C. E., Ahmad, B., Manzanas, R., & Adeyeri, O. E. (2022). Modeling streamflow using multiple precipitation products in a topographically complex catchment. *Modeling Earth Systems and Environment*, *8*(2), 1875-1885. https://doi.org/10.1007/s40808-021-01198-1

Vaezi, A. R., Ahmadi, M., & Cerdà, A. (2017). Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. *Science of The Total Environment*, *583*, 382-392. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.078

Vigiak, O., Sterk, G., Romanowicz, R. J., & Beven, K. J. (2006). A semi-empirical model to assess uncertainty of spatial patterns of erosion. *CATENA*, *66*(3), 198-210. https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.01.004

Vorogushyn, S., Han, L., Apel, H., Nguyen, V. D., Guse, B., Guan, X., Rakovec, O., Najafi, H., Samaniego, L., & Merz, B. (2024). *It could have been much worse: Spatial counterfactuals of the July 2021 flood in the Ahr valley, Germany*. https://doi.org/10.5194/nhess-2024-97

Waller, P., & Yitayew, M. (2016). Water and Energy Relationships in Soils. En P. Waller & M. Yitayew, *Irrigation and Drainage Engineering* (pp. 475-492). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-05699-9_27

Wang, J., Huang, Y., Long, H., Hou, S., Xing, A., & Sun, Z. (2017). Simulations of water movement and solute transport through different soil texture configurations under negative-pressure irrigation. *Hydrological Processes*, *31*(14), 2599-2612. https://doi.org/10.1002/hyp.11209

Wang, S., Zhang, Z., Sun, G., Strauss, P., Guo, J., Tang, Y., & Yao, A. (2012). Multi-site calibration, validation, and sensitivity analysis of the MIKE SHE Model for a large watershed in northern China. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(12), 4621-4632. https://doi.org/10.5194/hess-16-4621-2012

Wang, Z., Timlin, D., Kouznetsov, M., Fleisher, D., Li, S., Tully, K., & Reddy, V. (2020). Coupled model of surface runoff and surface-subsurface water movement. *Advances in Water Resources*, *137*, 103499. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.103499

Wesselung, C. G., Karssenberg, D., Burrough, P. A., & Van Deursen, W. P. A. (1996). Integrating dynamic environmental models in GIS: The development of a Dynamic Modelling language. *Transactions in GIS*, *1*(1), 40-48. https://doi.org/10.1111/j.1467-9671.1996.tb00032.x

Wey, K. M. (2006). *Temporal Disaggregation of Daily Precipitation Data in a Changing Climate*.

Wigmosta, M. S., Vail, L. W., & Lettenmaier, D. P. (1994). *Wigmosta1994 (1).pdf*.

Yao, Y., Wang, Y., Zhong, Z., Tang, M., & Suuberg, E. M. (2017). Investigating the Role of Soil Texture in Vapor Intrusion from Groundwater Sources.

Journal of Environmental Quality, *46*(4), 776-784. https://doi.org/10.2134/jeq2017.01.0011

Zahidul Islam. (2011). *A Review on Physically Based Hydrologic Modeling*. University of Alberta. https://doi.org/10.13140/2.1.4544.5924

Zhao, G., Hörmann, G., Fohrer, N., Gao, J., Li, H., & Tian, P. (2011). Application of a Simple Raster-Based Hydrological Model for Streamflow Prediction in a Humid Catchment with Polder Systems. *Water Resources Management*, *25*(2), 661-676. https://doi.org/10.1007/s11269-010-9719-4

ANEXOS

Anexo 1. Análisis exploratorio de datos.

```
import os
import gdal
import ogr
import csv

def read_pixel_value(raster_file, x, y):
    raster = gdal.Open(raster_file)
    band = raster.GetRasterBand(1)
    geotransform = raster.GetGeoTransform()
    if geotransform:
        originX = geotransform[0]
        originY = geotransform[3]
        pixel_width = geotransform[1]
        pixel_height = geotransform[5]
        col = int((x - originX) / pixel_width)
        row = int((y - originY) / pixel_height)
        return band.ReadAsArray(col, row, 1, 1)[0][0]
    else:
        return None

point_file =
'C:/Users/cardo/Documents/datos_R_studio/SHP/puntos/ESTACIONES_DAGUA_IDEA
M_4326.shp'
raster_folder =
'C:/Users/cardo/Documents/datos_R_studio/01_DESCARGA_DATOS/data/chirps/02
_TIFF'
output_file =
'C:/Users/cardo/Documents/datos_R_studio/01_DESCARGA_DATOS/DATOS_CHIRPS_P
UNTO_ESTACIONES/IDEAM.csv'

driver = ogr.GetDriverByName('ESRI Shapefile')
dataSource = driver.Open(point_file, 0)
layer = dataSource.GetLayer()
points = []
for feature in layer:
    geom = feature.GetGeometryRef()
    points.append((geom.GetX(), geom.GetY()))

with open(output_file, 'w') as f:
    writer = csv.writer(f)
    for raster_file in os.listdir(raster_folder):
        if raster_file.endswith('.tif'):
```

```
            for point in points:
                x, y = point
                value = read_pixel_value(os.path.join(raster_folder,
raster_file), x, y)
                writer.writerow([raster_file, x, y, value])
```

Anexo 2. Reducción de escala temporal

```
import os
import rasterio
import geopandas as gpd
import pandas as pd

ruta_carpeta_rasters = '.'
ruta_shape_estaciones = '4326_14_enero_2010.shp'
ruta_salida_csv = 'salida.csv'

gdf = gpd.read_file(ruta_shape_estaciones)
coords_estaciones = [(x, y) for x, y in zip(gdf.geometry.x,
gdf.geometry.y)]

def extraer_valores(raster, coords):
    valores = []
    for coord in coords:
        row, col = raster.index(coord[0], coord[1])
        valores.append(raster.read(1)[row, col])
    return valores

columnas = ['Fecha'] + [f'Estación {i+1} (mm)' for i in range(16)] +
['Total Diario (mm)'] + [f'Patrón Horario {i+1} (%)' for i in range(24)]
df_resultados = pd.DataFrame(columns=columnas)

archivos_rasters = sorted([os.path.join(ruta_carpeta_rasters, f) for f in
os.listdir(ruta_carpeta_rasters) if f.endswith('.tif')])
precipitacion_diaria = {}


for archivo in archivos_rasters:
    fecha = archivo.split('_')[1][:8]
    hora = archivo.split('_')[1][8:10]

    with rasterio.open(archivo) as src:
        valores_estaciones = extraer_valores(src, coords_estaciones)
        total_horario_raster = src.read(1).sum()

        if fecha not in precipitacion_diaria:
            precipitacion_diaria[fecha] = 0
        precipitacion_diaria[fecha] += total_horario_raster

        valores_estaciones = [v * 1000 for v in valores_estaciones]
```

```
        patron_horario = round((total_horario_raster /
precipitacion_diaria[fecha]) * 100, 2) if precipitacion_diaria[fecha] !=
0 else 0

        data_row = {
            'Fecha': fecha + " " + hora + ":00",
            **{f'Estación {i+1} (mm)': valores_estaciones[i] for i in
range(16)},
            'Total Diario (mm)': precipitacion_diaria[fecha] * 1000,
            **{f'Patrón Horario {i+1} (%)': patron_horario for i in
range(24)}
        }

        df_resultados.loc[len(df_resultados)] = data_row

df_resultados.to_csv(ruta_salida_csv, index=False)
```

Anexo 3. Mapa de fricción

```
from pcraster import *

def generate_friction_map_from_dem(dem_path):
    dem = readmap(dem_path)
    friction_map = scalar(1) / dem
    return friction_map

def create_rain_zone_map(stations_path, friction_map):
    rainstat = readmap(stations_path)
    covered_rainstat = cover(rainstat, 0)
    rain_zone = spreadzone(covered_rainstat, 1, friction_map)
    return rain_zone

def main():
    dem_path = "dem.map"
    stations_path = "rainstat.map"
    output_friction_path = "friction.map"
    output_rain_zone_path = "rainzone.map"

    friction_map = generate_friction_map_from_dem(dem_path)
    report(friction_map, output_friction_path)

    rain_zone_map = create_rain_zone_map(stations_path, friction_map)
    report(rain_zone_map, output_rain_zone_path)

if __name__ == "__main__":
    main()
```

Anexo 4. Relación de variables

Punto de evaluación 2: Existe una relación fuerte entre precipitación e infiltración, junto con una relación directa entre la humedad del suelo y la conductividad hidráulica. La escorrentía es moderadamente correlacionada con la precipitación, mostrando mayor sensibilidad en esta estación.

