

**ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA AGROPECUARIA DE MANABÍ
MANUEL FÉLIX LÓPEZ**

CARRERA DE INGENIERÍA AMBIENTAL

**INFORME DE TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PREVIO A
LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA AMBIENTAL**

MECANISMO: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

TEMA:

**APLICACIÓN DE MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN
LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL**

AUTORAS:

SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ

MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES

TUTOR:

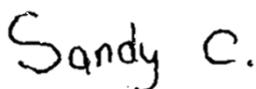
ING. JOFFRE ALBERTO ANDRADE CANDELL, M.Sc.

CALCETA, FEBRERO DE 2024

DECLARACIÓN DE AUTORÍA

SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ, con cédula de ciudadanía **0804580678** y **MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES**, con cédula de ciudadanía **0803671742**, declaramos bajo juramento que el Trabajo de Integración Curricular titulado: **APLICACIÓN DE MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL**, es de nuestra autoría.

A través de la presente declaración, concedemos a favor de la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos, conservando a nuestro favor todos los derechos patrimoniales de autor sobre la obra, en conformidad con el Artículo 114 del Código Orgánico de la Economía Social de los Conocimientos, Creatividad e Innovación.



**SANDY KATHERINE CALDERÓN
SANCHEZ
CC: 0804580678**



**MARIUXI KATHERINE MENDOZA
BRIONES
CC: 0803671742**

AUTORIZACIÓN DE PUBLICACIÓN

SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ, con cédula de ciudadanía número **0804580678**, y **MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES**, con cédula de ciudadanía número **0803671742**, autorizamos a la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López, la publicación en la biblioteca de la Institución del trabajo de integración Curricular titulado: **APLICACIÓN DE MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL** cuyo contenido, ideas y criterios son de nuestra exclusiva responsabilidad y total autoría.

Sandy C.

**SANDY KATHERINE CALDERÓN
SANCHEZ
CC. 0804580678**

Mariuxi Mendoza

**MARIUXI KATHERINE MENDOZA
BRIONES
CC. 0803671742**

CERTIFICACIÓN DEL TUTOR

ING. JOFFRE ALBERTO ANDRADE CANDELL, certifica haber tutelado el Trabajo de Integración Curricular titulado: **APLICACIÓN DE MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL**, que ha sido desarrollado por **SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ** y **MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES**, previo a la obtención del título de **INGENIERA AMBIENTAL**, de acuerdo al **REGLAMENTO DE LA UNIDAD DE INTEGRACIÓN CURRICULAR DE CARRERAS DE GRADO** de la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López.

ING. MG. JOFFRE ALBERTO ANDRADE CANDELL
TUTOR
CC: 1311651390

APROBACIÓN DEL TRIBUNAL

Los suscritos integrantes del Tribunal correspondiente, declaramos que hemos **APROBADO** el Trabajo de Integración Curricular titulado: **APLICACIÓN DE MODELACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL**, que ha sido desarrollado por **SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ** y **MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES**, previo a la obtención del título de **INGENIERA AMBIENTAL**, de acuerdo al **REGLAMENTO DE LA UNIDAD DE INTEGRACIÓN CURRICULAR DE CARRERAS DE GRADO** de la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López.

ING. Fabricio Enrique Alcívar Intriago M. Sc.
CC: 1308632262
PRESIDENTE DEL TRIBUNAL

Ing. Marcos Javier Vera Vera M. Sc
CC: 1313674481
MIEMBRO DEL TRIBUNAL

Ing. Ever Darío Morales Avendaño PhD.
CC: 0959966342
MIEMBRO DEL TRIBUNAL

AGRADECIMIENTO

A Dios por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi vida, por darme fortaleza y sabiduría en mis momentos de debilidad y tropiezos, por brindarme la oportunidad de tener una vida llena de experiencias y sobre todo felicidad y alegría.

A toda mi familia por brindarme ese apoyo incondicional y ser mi motivación. Gracias por ayudarme a cumplir mis objetivos como persona y estudiante. En especial a mis padres; Emilio Calderón y Viviana Sánchez por brindarme todo lo que estuviese a su alcance con tal de verme feliz, por estar apoyándome y por hacer de mí una mejor persona a través de sus consejos, enseñanzas y amor. A mis hermanos Nurys, Erika, Mauricio y Noés por llenarme de alegría día tras día, por sus consejos brindados, por compartir conmigo. A mi novio, Yefrey Quiñonez por brindarme su compañía, amor y sobre todo por estar apoyándome de manera incondicional.

Cómo no agradecer a mi compañero de Universidad y amiga Mariuxi Mendoza y a todos con quienes compartí. Hicieron una de las mejores etapas de mi vida. A mi tutor, Ing. Joffre Alberto Andrade Candell por brindarme su ayuda, por aportar con su conocimiento y guiarme en la ejecución de este proyecto, siempre con paciencia y ánimo. Finalmente, a la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López que me dio la oportunidad de crecer como ser humano a través de una educación superior de calidad y en la cual hemos forjado nuestros conocimientos profesionales día a día.

SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ

AGRADECIMIENTO

A Dios en primer lugar porque me ha dado fortaleza, sabiduría y determinación, sé que sin él nada de esto sería posible. De manera muy especial le agradezco a mis padres Nelson Mendoza y Verónica Briones por sus consejos y palabras de ánimo en todo este trayecto. Además, quiero mencionar a mis queridas hermanitas Mayerly y Mercy quienes han sido mis más grandes motivaciones.

A mis amigos: Lisseth Macias por haberme impulsado a seguir estudiando; Yamileth Mera por siempre escucharme cuando más la he necesitado, Josué Bagüi por sus consejos y apoyo económico y Aron Polo por su vital apoyo. Al Ing. Fabián Peñarrieta por su orientación en el lapso de toda la investigación.

A mi tutor de tesis el Ing. Joffre Andrade por brindarme su ayuda, por aportar con su conocimiento y guiarme en la ejecución de este proyecto, siempre con paciencia y ánimo. Al Ing. Manuel Macias por aportar de manera significativa en la ejecución de esta investigación. Cómo no agradecer a mi compañera de Universidad y colega Sandy Calderón.

Finalmente, agradezco a la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López que me dio la oportunidad de crecer como ser humano a través de una educación superior de calidad y en la cual he forjado mis conocimientos profesionales día a día.

MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES

DEDICATORIA

A Dios, por permitirme llegar a este momento tan especial en mi vida. Por los triunfos y los momentos difíciles que me han enseñado a valorarlo cada día más.
A mis Padres, Hermanos y amigos que siempre estuvieron para mí.

SANDY KATHERINE CALDERÓN SÁNCHEZ

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado con todo mi corazón a Dios que ha permitido este logro, también se lo dedico de una manera muy especial a mi versión de niña y a la que será mi versión adulta, como un recordatorio de que los imposibles no existen y que los sueños se cumplen.

También se lo dedico a todos aquellos amantes de la investigación que anhelan aportar y mejorar el medio ambiente con sus investigaciones.

MARIUXI KATHERINE MENDOZA BRIONES

CONTENIDO GENERAL

CARÁTULA.....	i
DECLARACIÓN DE AUTORÍA	ii
AUTORIZACIÓN DE PUBLICACIÓN	iii
CERTIFICACIÓN DEL TUTOR	iv
APROBACIÓN DEL TRIBUNAL.....	v
AGRADECIMIENTO	vi
AGRADECIMIENTO	vii
DEDICATORIA	viii
DEDICATORIA	ix
CONTENIDO GENERAL.....	x
CONTENIDO DE TABLAS	xv
CONTENIDO DE FIGURAS.....	xvi
RESUMEN	xviii
ABSTRACT.....	xix
CAPÍTULO I. ANTECEDENTES	1
1.1. PLANTEAMIENTO Y FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. JUSTIFICACIÓN.....	3
1.3. OBJETIVOS.....	4
1.3.1. OBJETIVO GENERAL.....	4

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.4. IDEA A DEFENDERSE	4
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.....	5
2.1. CICLO HIDROLÓGICO.....	5
2.2 COMPONENTES DEL CICLO HIDROLÓGICO	5
2.2.1 PRECIPITACIÓN.....	5
2.2.2 ESCORRENTÍA.....	7
2.2.3 EVAPORACIÓN	9
2.2.4 TRANSPIRACIÓN	13
2.2.5 EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	14
2.2.6 INFILTRACIÓN.....	18
2.2.7 PERCOLACIÓN	20
2.3 MODELOS DE SIMULACIÓN DE CICLO HIDROLÓGICO	21
2.3.1 MODELACIÓN DE CUENCAS	22
2.3.2 EL SISTEMA HIDROLÓGICO “CUENCA”	23
2.3.3 EL PROCESO DE MODELACIÓN.....	24
2.3.4 COMPLEJIDAD DE MODELOS VS. DISPONIBILIDAD DE DATOS 25	
2.4 CLASIFICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS.....	26
2.4.1 DE ACUERDO CON SU REPRESENTACIÓN ESPACIAL.....	26
2.4.2 MODELOS AGREGADOS.....	27

2.4.3	MODELOS DISTRIBUIDOS Y SEMIDISTRIBUIDOS	28
2.4.4	APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUIDOS	29
2.5	MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO TETIS	30
CAPITULO III. DESARROLLO METODOLÓGICO.....		33
3.1.	UBICACIÓN.....	33
3.2.	DURACIÓN.....	33
3.3.	VARIABLES EN ESTUDIO	33
3.3.1.	VARIABLE INDEPENDIENTE	33
3.3.2.	VARIABLE DEPENDIENTE.....	34
3.4.	MÉTODOS Y TÉCNICAS.....	36
3.4.1.	MÉTODOS	36
3.4.2.	INVESTIGACIÓN DE CAMPO.....	36
3.4.3.	TÉCNICAS.....	36
3.4.3.1.	RECOLECCIÓN DE INFORMACIÓN	36
3.4.3.2.	OBSERVACIÓN	37
3.4.3.3.	ANÁLISIS DE DATOS.....	37
3.5.	PROCEDIMIENTO.....	37
3.5.1.	FASE 1: APLICACIÓN DEL MODELO DE DISTRIBUCIÓN PARA LA SIMULACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL.....	37

ACTIVIDAD 1.4. OBTENCIÓN DE PARÁMETROS METEOROLÓGICOS EMPLEANDO LA HERRAMIENTA TETIS	42
3.5.2. FASE 2. CALIBRACIÓN DEL MODELO ELEGIDO PARA LA ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO EFECTIVO POR COMPARACIÓN ENTRE VARIABLES DE ESTADOS SIMULADOS Y OBSERVADOS.	44
3.5.3. FASE 3. COMPROBACIÓN DE LA ESTABILIDAD DEL MODELO PARA SU VALIDACIÓN EN EL ESPACIO -TIEMPO.	46
4. CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES	47
4.1. APLICACIÓN DEL MODELO DE DISTRIBUCIÓN PARA LA SIMULACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL	47
4.2. CALIBRACIÓN DEL MODELO ELEGIDO PARA LA ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO EFECTIVO POR COMPARACIÓN ENTRE VARIABLES DE ESTADOS SIMULADOS Y OBSERVADOS.....	58
4.3 REALIZAR 3 VALIDACIONES: LA PRIMERA DE TIPO TEMPORAL, LA SEGUNDA DE TIPO ESPACIAL, Y UNA TERCERA DE TIPO ESPACIO-TEMPORAL.	61
4.3.1. Validación espacial	61
4.3.2. Validación Temporal	62
4.3.3. Validación Espacio temporal.....	63
CAPITULO V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	65
BIBLIOGRAFÍA	67
ANEXOS	82
ANEXO 1. INSTALACIÓN DE ESTACIÓN Y EQUIPOS DE MONITOREO ...	83

ANEXO 2. MEDIDA DEL CAUDAL Y TOMA DE MUESTRAS DEL SUELO.... 84

ANEXO 3. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DEL SUELO EN EL LABORATORIO

..... 85

CONTENIDO DE TABLAS

Tabla	3. 1.	Matriz de operacionalización de las variables en estudio.....	35
Tabla	4.1	Estados inicial del modelo.....	58
Tabla	4.2	Factores correctores sin calibrar.....	59
Tabla	4.3	Datos para realizar la calibración.	59
Tabla	4.4	Factores correctores calibrados.	59
Tabla	4.5	Características para la calibración para el evento del 10 de Julio.....	60
Tabla	4.6	Características de la Validación Espacial.	61
Tabla	4.7	Características de la Validación Temporal.	63
Tabla	4.8	Características de la calibración Espacio-temporal.....	64

CONTENIDO DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación geográfica del área en estudio.....	33
Figura 4.1. Mapa de elevación de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	47
Figura 4.2. Mapa de Pendiente de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	48
Figura 4.3. Mapa de dirección de drenaje de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	49
Figura 4.4. Mapa de celdas drenantes acumuladas de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	50
Figura 4.5. Mapa de infiltración de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	51
Figura 4.6. Mapa de percolación de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	52
Figura 4.7. Mapa de Velocidad de ladera de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	53
Figura 4.8. Mapa de puntos de muestreo de infiltración.....	54
Figura 4.9. Mapas de puntos de muestreo de percolación.....	55
Ilustración 4:1 Valores de precipitación de las microcuencas de Platanales y Sarampión.....	56
Ilustración 4:2 Valores de precipitación de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	56
Ilustración 4:3 Valores de caudales de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	57
Ilustración 4:4 Valores de los caudales de las microcuencas Platanales y Sarampión.....	58

Ilustración 4:5 Curva de caudales observados y simulados en el proceso de calibración.....	60
Ilustración 4:6 Curva de caudales observado y simulados de la validación Espacial.....	61
Ilustración 4:7 Curva de caudales observado y simulados en validación temporal.....	62
Ilustración 4:8 Curva de caudales observado y simulados en validación Espacio-temporal.....	63

RESUMEN

La microcuenca hidrográfica del Carrizal del cantón Bolívar provincia de Manabí constituye una parte de las 30 fuentes hidrológicas, actualmente no está siendo monitoreada lo que dificulta la buena planificación y gestión del recurso agua. La investigación analizo el comportamiento del ciclo hidrológico, aplicando un modelo distribuido Tetis para la modelación hidrológica utilizando información de precipitaciones, caudales, mapas de geomorfológicos (Modelo de elevación digital [MED], pendientes, direcciones de flujo, celdas acumuladas, velocidad de +ladera), los mapas de parámetros hidrológicos (almacenamiento estático [Hu], capacidad de infiltración [Ks], capacidad de percolación [Kp], conductividad hidráulica interflujo [Kss], conductividad hidráulica del acuífero [Ksa], capacidad de pérdidas al acuífero profundo [Kps]). La calibración del modelo se llevó a cabo en la microcuenca de Sarampión con fecha del 10-11/07/2023, en el horario 06:00 AM - 01:25 AM, obteniéndose un índice de Nash de 0.9268 aceptando el proceso. Por otra parte, se hizo una validación espacial con la estación de la microcuenca Platanales con fecha y horario de la calibración, donde se da por validado el modelo de forma espacial con un índice de Nash de 0.5906. También se realizó una validación temporal y espacio-temporal con fecha del 15-16/07/2023, en el horario 12:00 PM a 09:35 AM donde no se dio por validado el modelo en la temporal debido a que su índice de Nash fue 0, a diferencia de la espacio-temporal que se obtuvo un índice de Nash de 0,6969 dándose por validado el modelo.

PALABRAS CLAVE

Ciclo hidrológico, microcuenca hidrográfica, modelo distribuido, Tetis.

ABSTRACT

The Carrizal micro-watershed in Bolivar canton, Manabí province, is one of the 30 hydrological sources that are not currently being monitored, which hinders good planning and management of water resources. The research analyzed the behavior of the hydrological cycle, applying a Tetis distributed model for hydrological modeling using information on precipitation, flow rates, geomorphological maps (digital elevation model [DEM], slopes, flow directions, accumulated cells, slope velocity), hydrological parameter maps (static storage [Hu], infiltration capacity [Ks], percolation capacity [Kp], interflow hydraulic conductivity [Kss], aquifer hydraulic conductivity [Ksa], loss capacity to the deep aquifer [Kps]). The model calibration was carried out in the Sarampión microbasin on 10-11/07/2023, from 06:00 AM to 01:25 AM, obtaining a Nash index of 0.9268 accepting the process. On the other hand, a spatial validation was performed with the Platanales microbasin station with date and time of calibration, where the model was considered spatially validated with a Nash index of 0.5906. A temporal and spatio-temporal validation was also performed on 07/15-16/2023, from 12:00 PM to 09:35 AM, where the model was not validated in the temporal validation because its Nash index was 0, unlike the spatio-temporal validation, where a Nash index of 0.6969 was obtained, thus validating the model.

KEYWORDS

Hydrological cycle, hydrographic microbasin, distributed model, Tethys

CAPÍTULO I. ANTECEDENTES

1.1. PLANTEAMIENTO Y FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La gestión y planificación de recursos hídricos alrededor del mundo se ha convertido en una tarea desafiante debido a las incertidumbres del cambio climático, además de una preocupación global sobre los efectos del clima en la disponibilidad de agua en el futuro en muchas regiones (Montecelos, 2018).

De acuerdo con Fernández (2020), como resultado del calentamiento global, el incremento esperado de la temperatura, las variaciones en la distribución espacial y temporal de las lluvias, los cambios en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos acrecentará la probabilidad de inundaciones y cambiarán el suministro de agua general y estacional, entre otras consecuencias. Estas tendencias son particularmente graves en las regiones tropicales y mediterráneas, que ya se encuentran en estado de vulnerabilidad hacia la variabilidad climática y donde está limitada y bajo presión la disponibilidad de agua (Rodríguez y Marrero, 2021).

Los escenarios presentes y futuros de modificaciones climáticas son de significativo interés para los gestores de recursos hídricos en estas áreas y podrían ser utilizados a modo de marco de referencia para la planificación y gestión de dichos componentes a nivel de cuenca y microcuenca hidrográfica, requiriendo así herramientas científicas y administrativas para evaluar los posibles efectos del cambio climático sobre la futura disponibilidad de recursos hídricos en estas áreas a nivel regional y local (Morales y Francés, 2008).

De acuerdo con Cabrera (2019), es probable que, en algunas regiones, especialmente en los países ecuatoriales, los efectos que genera la variabilidad climática (CV) sean mayores que las repercusiones que produce el cambio climático (CC), debido a que están bajo la influencia de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT), una zona en la que se encuentran los vientos alisios del norte y del noreste, además de los vientos del sur y sureste del hemisferio norte, que impactan en las condiciones climáticas del país.

Estas variaciones impactan de manera directa y significativa en áreas como la agricultura, la ganadería y la pesca, así como a la sostenibilidad productiva y económica de la región (Triviño y Zambrano, 2018). En el Ecuador, las precipitaciones varían mucho anual y estacionalmente, caracterizándose por lluvias de verano e inviernos relativamente secos, además del hecho de que la región se encuentra afectada por la lluvia oscilante, que es parcialmente modulada por el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en escalas temporales de carácter interanual (Rodríguez y Marrero, 2020).

Entre los diversos factores astronómicos, geográficos y meteorológicos que afectan los sistemas hidrológicos en Ecuador, los más influyentes son la latitud, que establece las condiciones generales de circulación atmosférica entre el Ecuador y los polos, y la longitud, que define el sistema de circulación atmosférica en dirección este-oeste. Además, el relieve, la altitud y la función protectora de las Cordilleras Andinas son determinantes para la existencia de áreas naturales con alta autonomía. También se destacan los generadores de masas de aire en el Océano Pacífico, cuyas características normales a veces se ven alteradas por la influencia de las corrientes oceánicas (Miguel et al., 2019).

Moreira y Ortega (2021) mencionan que la microcuenca Carrizal constituye parte de las 30 fuentes hidrológicas que abastecen el cantón Bolívar, aunque estas pequeñas unidades hidrográficas son de naturaleza estratégica e instrumentada, actualmente no están monitoreadas. La información sobre la variación temporal del agua en la microcuenca Carrizal dificulta la buena planificación y por ende el manejo sustentable de este recurso natural, por esta razón, es necesario proponer una alternativa para simular los caudales generados en la zona de estudio (López et al., 2019). Para ello es necesario implementar un modelo de simulación hidrológica en la microcuenca Carrizal para evaluar su disponibilidad hídrica actual y futura.

Con estos antecedentes se formula la siguiente interrogante: ¿Cuál será el comportamiento del ciclo hidrológico en la microcuenca hidrográfica Carrizal mediante la aplicación de un modelo distribuido?

1.2. JUSTIFICACIÓN

Legalmente la ejecución de la presente investigación se fundamenta en el artículo 14 de la Constitución de la República del Ecuador (2008), donde se establece que el Estado garantiza la protección, restauración y manejo integral de los recursos hídricos, cauces y caudales ecológicos relacionados con el ciclo del agua, y regula todas las actividades que afecten la calidad y cantidad del agua y el equilibrio de los ecosistemas, en especial las fuentes y áreas de recarga que puedan afectar el áreas.

Respectivamente, el 3er objetivo del Plan Nacional para el Buen Vivir, tiene como propósito la garantía de los derechos de la naturaleza para las actuales y las futuras generaciones (Secretaría Nacional de Planificación y Desarrollo, 2017). Además, el Reglamento de la Ley de Recursos Hídricos, uso y aprovechamiento del Agua, manifiesta, en su artículo 25, que en los consejos de cuenca también participan autoridades dependientes de los diferentes niveles administrativos y representantes de universidades o universidades de ciencias aplicadas, sustentando el hecho de que la Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López pertenece al Consejo de Cuenca con ámbito UPHL (Unidades de Planificación Hídrica Local). Por lo tanto, la información derivada del presente estudio generará un significativo aporte en el proceso de formulación de políticas públicas conducentes al aprovechamiento eficiente de los recursos hídricos de la zona.

Ambientalmente, se considera que, en la aplicación de los sistemas de gestión integral para el manejo de cuencas hidrográficas, es posible encontrar sectores o campos temáticos determinados, que cortan transversalmente a muchos temas (Meléndez et al., 2021). Los mismos autores mencionan que es imperante la reflexión exhaustiva acerca del instrumento o herramientas más adecuadas para afrontarlos.

En este sentido se predice que la implementación de un modelo de distribución para la gestión de la simulación del ciclo hidrológico en una cuenca genera los siguientes efectos en la función natural de la misma: Alberga bancos de germoplasma, regula la recarga hídrica, conserva la biodiversidad y mantiene la

diversidad de los suelos; entre sus funciones ecológicas se encuentran proveer un hábitat para la fauna y flora endémica y ejercer una influencia sobre la calidad física y química del agua (Salgado y Ruiz, 2015). Por otro lado, en el aspecto hidrológico, drena el agua de la precipitación, recarga las fuentes de agua subterránea y de agua superficial; mientras que sus funciones socioeconómicas se centran en suministrar recursos naturales renovables y no renovables y, proveer espacios para el desarrollo sociocultural de la población circundante (Rincón et al., 2020).

1.3. OBJETIVOS

1.3.1.OBJETIVO GENERAL

Analizar el comportamiento del ciclo hidrológico en la microcuenca hidrográfica Carrizal mediante la aplicación de un modelo distribuido Tetis

1.3.2.OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar el modelo distribuido para la simulación del ciclo hidrológico en la microcuenca hidrográfica Carrizal.
- Calibrar el modelo TETIS para la estimación del parámetro efectivo por comparación entre variables de estados simulados y observados.
- Comprobar la estabilidad del modelo para su validación en función del espacio - tiempo.

1.4. IDEA A DEFENDERSE

Mediante la aplicación del modelo distribuido para la simulación del ciclo hidrológico en la zona de estudio, se alcanzará una certidumbre de al menos el 60%.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. CICLO HIDROLÓGICO

El ciclo hidrológico se conceptualiza como las sucesivas etapas por las que pasa el agua en su camino desde la atmósfera a la tierra y viceversa (Línea, 2021). Es un proceso de ciclo indeterminado o permanente que responde principalmente a la ocurrencia de dos fenómenos: la energía solar que produce la energía suficiente para levantar el agua y la gravedad de la tierra, que hace que esta se asiente (Jimeno, 2018). Por otro lado, García y Fernández (2019), define al ciclo hidrológico como el movimiento general del agua, ascendente por evaporación y descendente primero por las precipitaciones y después en forma de escorrentía superficial y subterránea.

2.2 COMPONENTES DEL CICLO HIDROLÓGICO

2.2.1 PRECIPITACIÓN

La precipitación es un componente clave del ciclo hidrológico y es responsable de la mayor parte de la deposición de agua dulce en el planeta (García y Fernández, 2019). Alrededor de 505.000 km³ de agua caen anualmente en forma de lluvia, de los cuales 398.000 km³ se precipitan sobre los océanos (Gutiérrez, 2022). Considerando la superficie de la tierra, esto significa que la precipitación anual promedio mundial es de más o menos 1 m, y la precipitación anual promedio sobre los océanos es de 1,1 m (Cheng y Palacios, 2019).

Los dispositivos de medición de lluvia se llaman pluviómetros y la unidad de medida suele ser el mm, que representa la altura de un litro en un prisma con un área base de un m² (Basile y Abel, 2017). En este sentido, se deduce que 1 mm corresponde a 1 l/m² (Tito, 2018). Generalmente, se utiliza uno de los tres métodos siguientes para determinar la precipitación en la cuenca: el método de los promedios aritméticos, el método de las isoyetas y el método de los polígonos de Thiessen (Palomino y Mauricio, 2019).

2.2.1.1 Medida de la precipitación

El método estándar de medir la lluvia o nevada es un pluviómetro estándar, que puede ser de plástico o metal, y de entre 100 mm y 200 mm cilindro externo (Sánchez et al., 2019). Los calibradores plásticos cuentan con marcas en el cilindro interior con una resolución de 0.25 mm, mientras que los calibradores metálicos necesitan utilizar un dispositivo específico que tenga marcas de 0.25 mm (Aguirre, 2019).

Estos calibradores pueden adaptarse para su uso en invierno retirando el embudo y el cilindro interior, lo que permite que la nieve o hielo entre en el cilindro externo. Una vez que la acumulación de nieve o hielo ha finalizado o alcanza aproximadamente 300 mm, se retira para su posterior fusión. Se puede usar agua caliente para llenar el cilindro interior y derretir la precipitación congelada en el cilindro externo. La cantidad de fluido caliente añadido se registra y luego se resta del total general una vez que todo el hielo o nieve se ha derretido (Aguirre, 2019).

Existen otros tipos de calibradores, como el pluviómetro de cuña (considerado el más económico pero también más frágil), el pluviómetro de cubeta basculante y el pluviómetro pesado (Saad, 2020). Tanto el pluviómetro de cuña como el de cubeta basculante enfrentan desafíos con la nieve (Saad, 2020). Intentos de compensar la presencia de nieve o hielo mediante el calentamiento de la cuña basculante tienen éxito limitado, ya que la nieve puede sublimarse si el calibrador se almacena por encima de la temperatura de congelación (Gutiérrez, 2019).

Los pluviómetros pesados con anticongelante son más adecuados para la medición de la nieve, sin embargo, es necesario retirarles el embudo antes de que comience la precipitación (Padrón et al., 2020). Para quienes quieren medir la precipitación de una forma casera y económica, es posible hacerlo con una lata cilíndrica con lados rectos, pero su exactitud dependerá de la regla que se use para medir la lluvia (López et al., 2019). Cualquiera de los pluviómetros mencionados puede ser construido en casa (Gutiérrez, 2019).

Hay varias redes de mediciones de precipitación repartidas por todo el mundo, que comparten sus datos a través de Internet o de oficinas meteorológicas locales (Hämmerly et al., 2018). Los datos de precipitación son importantes para pronosticar los flujos de los ríos y la calidad del agua del río, usando modelos de transporte hidrológicos como SWMM, SHE o el modelo DSSAM (Bateman, 2018).

2.2.2 ESCORRENTÍA

La escorrentía se refiere a la porción de la precipitación que fluye hacia las corrientes superficiales, ya sean continuas o intermitentes, en una cuenca (Lozano, 2018). Se trata de un flujo de agua que se genera a partir de las precipitaciones, circula y se extiende sobre el suelo una vez que se ha superado la capacidad de evaporación e infiltración del mismo (Poblete, 2018).

Por consiguiente, la escorrentía que se desplaza a través del suelo y se extiende libremente es de gran relevancia para los seres humanos, ya que posibilita principalmente la recolección de agua. Es por ello que en las civilizaciones antiguas se edificaron sistemas de drenaje destinados a regar los cultivos, abastecer las necesidades de las personas, generar energía o llevar a cabo diversas actividades (García y Fernández, 2019).

Además, el mismo autor menciona que la escorrentía es la que alimenta a los ríos, mares, océanos, embalses o cuencas, como también es la causante de la erosión de diversos terrenos.

2.2.2.1 Cálculo de la escorrentía

La determinación de la escorrentía superficial generada por una lluvia se encuentra condicionada por los factores previamente mencionados, de modo que, por lo general, se calcula el porcentaje de la precipitación total que se convierte en escorrentía superficial (Mendoza y Campos, 2021). Se denomina coeficiente de escorrentía a la proporción de precipitación que pasará a formar parte de la escorrentía superficial (lluvia neta) con respecto a la precipitación total (Marini et al., 2017).

De acuerdo con Cruel et al. (2020) la escorrentía se puede calcular a partir del coeficiente de escorrentía. A continuación, se describe dicho método.

2.2.2.2 Estimación de la escorrentía a partir de la determinación del coeficiente de escorrentía

Como ya se mencionó anteriormente, el coeficiente de escorrentía expresa la relación existente entre la escorrentía superficial o precipitación neta y la precipitación total (Herencia y Carrera, 2019). Una vez conocido este coeficiente, la escorrentía se calcula multiplicando dicho valor por la precipitación total (Herencia y Carrera, 2019).

El coeficiente de escorrentía no es fijo, sino que varía con el tiempo y el espacio en una misma cuenca (Calderón y Huaccoto, 2020). El coeficiente medio durante un intervalo de tiempo se define como el cociente entre la lluvia neta y la lluvia total caída durante dicho intervalo de tiempo (Marini et al., 2017):

$$C = \frac{\Delta P_n}{\Delta P} \quad [2.1]$$

Donde P_n es la escorrentía superficial y P es la precipitación total (Torres y Proaño, 2018). Este coeficiente expresa el tanto por uno que representa la escorrentía superficial respecto a la lluvia total (Calderón y Huaccoto, 2020). El coeficiente instantáneo de escorrentía se define en la siguiente expresión (Marini et al., 2017):

$$C_{ins} = \frac{\Delta P_n}{\Delta P} \quad [2.2]$$

2.2.2.3 Fórmula de Nadal

Nadal facilita la siguiente fórmula para el cálculo del coeficiente de escorrentía (Marini et al., 2017):

$$C = 0.25 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \quad [2.3]$$

Donde

K_1 = factor de la extensión de la cuenca

K_2 = factor de la lluvia media anual

K_3 = factor de la pendiente y de la permeabilidad del suelo

2.2.2.4 Fórmula de Keler

Esta fórmula tiene por expresión (Marini et al., 2017):

$$C = a - \frac{b}{P} \quad [2.4]$$

Donde

a = Coeficiente que oscila entre 0.88 y 1. Para cuencas torrenciales se recomienda emplear el valor máximo.

b = Coeficiente que varía entre 350 y 460. En el caso de cuencas torrenciales debe emplearse el valor mínimo.

P = Precipitación anual o módulo pluviométrico.

2.2.3 EVAPORACIÓN

Cheng y Palacios (2019), definen la evaporación como el fenómeno consistente en el paso del agua del estado líquido al estado gaseoso en un suelo sin vegetación, la evaporación tiene lugar en la capa más superficial. Mientras que Cruel et. al (2020), manifiestan que la evaporación es el proceso por el cual el agua se convierte en vapor y se libera al aire desde la superficie terrestre o cuerpos de agua; esta es una parte importante del ciclo del agua y juega un papel clave en la regulación del clima y el suministro de agua en la Tierra.

En este procedimiento, a medida que la humedad disminuye, se origina un ascenso del agua por capilaridad hacia la superficie. Este ascenso perdura hasta que el agua capilar se agota o hasta que la permeabilidad no saturada hace que el flujo ascendente del agua sea insignificante (Florián et al., 2021). En relación con las aguas subterráneas, si el nivel freático está muy próximo a un suelo

saturado, la evaporación tendrá un valor cercano al de una superficie de agua libre bajo las mismas condiciones ambientales (Cheng y Palacios, 2019).

La evaporación se puede cuantificar mediante el concepto de poder evaporante de la atmósfera (Carrera y Guevara, 2020). El poder evaporante de la atmósfera se refiere a la altura de agua que se evaporaría si, en cada momento, los recursos disponibles en la atmósfera fueran al menos equivalentes a los que pueden ser transformados en vapor por los factores hidrometeorológicos (López et al., 2021). Es decir, es la cantidad de agua que se puede evaporar si disponemos de agua en cantidades ilimitadas con el fin de no limitar la capacidad de evaporación de la atmósfera, medida en altura de agua (Rodríguez y Rodríguez, 2020).

Para proporcionar estimaciones significativas de la evaporación, se considera que, en un suelo saturado, la evaporación es equivalente al 100% de la evaporación en una superficie libre de agua, según algunos autores. En el caso de arcillas saturadas, se estima que representa entre el 75% y el 85% de la evaporación en una superficie de agua libre (Cheng y Palacios, 2019).

2.2.3.1 Cálculo de la Evaporación

De Miguel et. al (2019), expone los elementos de cálculo de la evaporación y las fórmulas empleadas para tal propósito en los siguientes términos:

- Balance hídrico

El balance hídrico implica calcular la evaporación al establecer una igualdad entre las entradas y salidas de agua en una zona específica. La complejidad del método radica en la medición precisa de las diferentes componentes del balance, lo que puede resultar en estimaciones de evaporación considerablemente alejadas de los valores reales. En un intervalo de tiempo determinado, la ecuación del balance hídrico se expresa como:

$$E = A - G \pm \Delta R \quad [2.5]$$

La evaporación en un intervalo de tiempo (representada por E) se calcula considerando la aportación de agua a la zona (principalmente precipitaciones, denotada por A), la salida de agua (infiltraciones, escorrentía, etc., representada por G) y la variación en el almacenaje de agua en la zona (ΔR). Además, se establece un balance energético en el agua para determinar la cantidad de agua que puede evaporarse.

- Balance energético

La cantidad de agua que puede evaporarse depende fundamentalmente de la energía disponible, por ello se establece un balance energético en el agua. Meinzer calcula la evaporación en un intervalo de tiempo con la siguiente expresión:

$$E = \frac{R_i - R_r - C_a - C}{C_1(1 + \beta)} \quad [2.6]$$

La evaporación (representada por E y medida en cm^3) se calcula considerando diversos factores. La radiación global incidente sobre una superficie horizontal se denota como R_i (cal/cm^2), la radiación total reflejada como R_r (cal/cm^2), el calor almacenado en el agua como C_a (cal/cm^2). Además, se considera la pérdida de calor hacia el terreno circundante u otras causas (C , cal/cm^2), el calor latente de vaporización que varía con la temperatura (C_1 , cal/cm^3 , siendo $585 \text{ cal}/\text{cm}^3$ a 15°C), y la relación de Bowen representada por β .

$$\beta = \frac{0.6 \cdot 10^{-3} \cdot (T_s - T) \cdot P_a}{e_a - P_v} \quad [2.7]$$

donde

T_s = Temperatura superficial del agua en $^\circ\text{C}$.

T = Temperatura del aire en $^\circ\text{C}$.

e_a = Tensión de vapor saturante en mm de Hg a la temperatura T .

P_v = Presión de vapor en mm de Hg.

P_a = Presión atmosférica en mm de Hg.

La aplicación del método está muy limitada pues exige conocer medidas como R_r y C difíciles de obtener con precisión.

- Método aerodinámico

En este método se relaciona la evaporación con los gradientes de humedad y de la velocidad del viento. Pasquill y Rider expresan la intensidad de evaporación con la siguiente expresión (Miguel et al., 2019):

$$I_e = \frac{6.52 \cdot (U_2 - U_1) \cdot (P_1 - P_2)}{(T + 273) \cdot \left[\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) \right]} \quad [2.8]$$

La intensidad de evaporación (I_e), medida en mm/h, se calcula utilizando diversos parámetros. La diferencia de velocidades del viento a alturas z_2 y z_1 se representa como $U_2 - U_1$ en m/s. Además, $P_1 - P_2$ indica la diferencia de las presiones de vapor en el aire a alturas z_1 y z_2 en mm de Hg, respectivamente, y T es la temperatura media del aire en °C, expresada como $((T_1 + T_2)/2)$.

- Fórmula de Lugeon

$$Em = 0.398 n \cdot (e_a - P_v) \cdot \frac{273 + T}{274} \cdot \frac{760}{P_a - e_a} \quad [2.9]$$

La evaporación mensual (Em) en mm se determina a través de una fórmula en la que n es el número de días del mes. La tensión de vapor saturante a la temperatura media mensual del aire se representa como e_a (en mm de Hg), P_v es la presión de vapor en el aire (en mm de Hg), P_a es la presión atmosférica media diaria (en mm de Hg) y T es la temperatura media mensual de las temperaturas máximas registradas.

- Fórmula de Coutagne

$$E = \theta \cdot (1 + \alpha \cdot V) \quad [2.10]$$

La evaporación diaria (E) en mm se determina mediante la fórmula en la que θ es el valor medio diario de la diferencia psicrométrica en °C, V es la velocidad media diaria del viento en m/s y α es un coeficiente que varía entre 0.1 y 0.15.

2.2.4 TRANSPIRACIÓN

Se define la transpiración como el resultado físico-biológico por el cual el agua cambia del estado líquido a gaseoso, a través del metabolismo de las plantas, y pasa a la atmósfera (Villena et al., 2019). Así mismo, también se considera transpiración al agua perdida por la planta, por goteo o exudación, que pueden alcanzar valores importantes cuando las condiciones ambientales no son favorables para que se produzca la evaporación (Cruel et al., 2020).

Mientras que Sánchez (2020), considera que la transpiración es la evaporación a través de las hojas. El proceso fisiológico de alimentación de las plantas se efectúa mediante el paso de ciertas cantidades de agua, portadoras de los alimentos, por el interior de ellas y ese tráfico solamente es posible gracias a la transpiración (Esquivel, 2018).

2.2.4.1 Medida de la Transpiración

Las cantidades de agua liberadas a la atmósfera debido a la transpiración generalmente se cuantifican en milímetros de agua equivalente, dividiendo el volumen transpirado por la superficie cubierta de vegetación que ha generado esa transpiración (Cruel et al., 2020). Para Marini et al. (2017) Los métodos para medir la transpiración pueden clasificarse en:

- a) Métodos basados en la medida directa del vapor de agua transpirado, recogiénolo en una campana y posteriormente condensándolo.
- b) Métodos basados en la medición del cambio de peso de la planta debido a la pérdida de agua.
- c) Métodos basados en la medición de la cantidad de agua necesaria para que la planta sobreviva, como los lisímetros.

Las variaciones diurnas de la transpiración están vinculadas a factores como la temperatura, la humedad y la intensidad de la luz (Squeo y León, 2007). La transpiración se detiene al ponerse el sol. Aunque la pluviosidad tiene un impacto menor en la transpiración, ya que las raíces generalmente extraen agua de una zona más profunda del suelo (Sánchez, 2017). Medir la transpiración es un

desafío, ya que implica el componente de evaporación en la planta, lo que facilita más la evaluación de la evapotranspiración (Muñoz et al., 2018).

2.2.4.2 Cálculo de la transpiración

Para el cálculo de la transpiración mediante fórmulas se define la intensidad de transpiración I_t por unidad de anchura en una comunidad de plantas mediante la analogía con la ley de Ohm (Sánchez, 2019):

$$I_t = \left(\frac{\psi_s - \psi_l}{r_s + r_p} \right) \cdot \gamma_w^{-1} \quad [2.11]$$

Donde ψ_s y ψ_l representan las tensiones del agua en el suelo y en la hoja, respectivamente. Además, r_s y r_p son las resistencias al flujo de agua en el suelo y en la planta, respectivamente, y γ_w es el peso específico del agua (Sánchez, 2019). A medida que la humedad del suelo disminuye progresivamente, el potencial del suelo, ψ_s , se reduce. Suponiendo constantes las resistencias r_s y r_p , así como ψ_l , la intensidad de transpiración disminuirá, lo que indica que la planta experimentará escasez de agua.

2.2.5 EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración es un término que se aplica sólo a un área de terreno cubierto de vegetación, ya que de lo contrario se trataría de evaporación (Mendoza et al., 2019). García y Fernández (2019), definen este término como el resultado del proceso por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso, y directamente a través de las plantas, vuelve a la atmósfera en forma de vapor.

Según Sánchez (2020), la tasa de evapotranspiración se destaca como uno de los procesos más cruciales en el ciclo hidrológico. De hecho, este componente es considerado como el aspecto más significativo del balance hídrico, tras la precipitación, adquiriendo una importancia aún mayor en áreas áridas y semiáridas. La evapotranspiración representa el movimiento del agua desde el suelo y la vegetación hacia la atmósfera. En consecuencia, la estimación precisa de este parámetro resulta fundamental para comprender los procesos hidrológicos, según señalan García y Fernández (2019).

Muñoz et al. (2018) sostienen que la evapotranspiración comprende la combinación de dos procesos distintos: la evaporación y la transpiración. La evaporación es el fenómeno físico en el que el agua cambia de estado líquido a vapor, y es importante mencionar que este proceso también incluye la sublimación, que implica el paso del estado sólido al vapor, particularmente desde la nieve y el hielo.

Marini et al. (2017) indican que la evaporación tiene lugar en diversas áreas, tales como:

- Desde la superficie del suelo y la vegetación poco después de la precipitación.
- Desde las superficies de agua, como ríos, lagos y embalses.
- A partir del suelo, donde el agua infiltrada se evapora desde la capa superficial del suelo. Esto puede involucrar tanto agua recién infiltrada como, en zonas de descarga, agua que retorna a la superficie después de un largo viaje en el subsuelo.

La transpiración, según Cabrera (2019), se refiere al proceso biológico mediante el cual las plantas liberan agua a la atmósfera. Estas extraen agua del suelo a través de sus raíces, utilizan una fracción para su crecimiento y liberan el resto durante el proceso de transpiración. Debido a la complejidad de medir estos componentes de manera independiente y a que, en la mayoría de los casos, el interés se centra en la cantidad total de agua que se pierde hacia la atmósfera, se abordan de manera conjunta bajo el concepto mixto de evapotranspiración (Marini et al., 2017).

2.2.5.1 Cálculo de la evapotranspiración real

La Evapotranspiración real depende de la temperatura y de la precipitación. Se pueden citar las fórmulas propuestas por Coutagne, Becerril y Turc (Sánchez, 2019).

2.2.5.2 Fórmula de Coutagne

$$ETR = P - \frac{P^2}{0.8+0.14 T} \quad [2.12]$$

Donde ETR y P son los valores medios anuales de evapotranspiración real y precipitación en metros y T la temperatura media anual en °C. Esta fórmula es válida para valores de precipitación que cumplan con los siguientes parámetros:

$$(0.1 + 0.0175 T) < P < (0.4 + 0.07 T) \quad [2.13]$$

2.2.5.3 Fórmula de Berrecil

Becerril ha ajustado la fórmula de Coutagne para Latinoamérica obteniendo:

$$ETR = P - \alpha P^{\frac{3}{2}} \quad [2.14]$$

Donde α es un parámetro que depende de la abundancia de las precipitaciones de la zona.

2.2.5.4 Fórmula de Turc

Turc proporciona la evapotranspiración real media anual ETR en mm a partir de la siguiente expresión:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9+P^2/L^2}} \quad [2.15]$$

donde la precipitación P viene en mm y L por:

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^2 \quad [2.16]$$

2.2.5.5 Cálculo de la evapotranspiración potencial

Para Sánchez (2020) el cálculo de la Evapotranspiración potencial se utilizan diferentes fórmulas. Entre ellas se pueden destacar las siguientes:

2.2.5.6 Fórmula de Thornthwaite

Este enfoque utiliza la temperatura media diaria como variable clave en el cálculo. Se establece un índice de calor mensual (i) mediante la fórmula:

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514} \quad [2.17]$$

Donde T representa la temperatura en °C. A partir del índice de calor mensual, se determina el valor del índice de calor anual:

$$I = \sum_1^{12} i \quad [2.18]$$

Siendo éste la suma de los doce índices mensuales del año considerado. Para calcular de la evapotranspiración potencial media en mm/mes, ETP_t , para un mes de 30 días con 12 horas diarias de insolación, Thornthwaite propone la siguiente expresión:

$$ETP_t = 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{T}{I}\right)^a \quad [2.19]$$

donde T es la temperatura en °C y a es un coeficiente que depende de I cuya expresión es:

$$a = 675 \cdot 10^{-9}I^3 - 771 \cdot 10^{-7}I^2 + 1792 \cdot 10^{-5}I + 0.49239 \quad [2.20]$$

2.2.5.7 Fórmula de Blaney-Criddle:

Sánchez (2020) propone la siguiente fórmula:

$$ETP = K \cdot p \cdot \frac{45.7 \cdot T + 813}{100} \quad [2.21]$$

Donde ETP es la evapotranspiración potencial en mm/mes, K es un coeficiente empírico que depende del tipo de vegetación.

2.2.5.8 Fórmula de Makkink

La fórmula propuesta por Makkink tiene en cuenta más parámetros hidrometeorológicos. La expresión propuesta es la siguiente (Sánchez, 2020):

$$ETP = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_i - 0.12 \quad [2.22]$$

Esta fórmula representa la evapotranspiración potencial (ETP) y se expresa en milímetros por día. Los términos en la ecuación son los siguientes:

ETP: Evapotranspiración potencial en mm/día.

Δ : Pendiente de la curva de la tensión de saturación en función de la temperatura media diaria del aire.

γ : Constante psicrométrica, con un valor de 0.485 mm. Hg/°C.

R_i : Radiación global incidente expresada en mm/día de agua evaporada.

2.2.6 INFILTRACIÓN

La infiltración es el proceso de paso del agua a través de la superficie del suelo hacia el interior de la tierra. Este concepto hay que distinguirlo del de percolación, que es el movimiento del agua dentro del suelo (Delgado et al., 2017). Ambos fenómenos están relacionados, puesto que la Infiltración no puede continuar libremente hasta que la percolación haya removido el agua de las capas superiores del suelo (Sánchez, 2019).

Infiltrómetros

El infiltrómetro es un tubo diseñado para aislar una sección del suelo. El área efectiva varía desde menos de 900 cm hasta varias decenas de metros cuadrados (Delgado et al., 2017). Se utilizan para medidas muy locales y los valores obtenidos pueden aplicarse a cuencas homogéneas en suelo y vegetación y de pequeña extensión (Marini et al., 2017).

Los mismos autores aportan que existen diferentes tipos de infiltrómetros y son los siguientes:

- **El infiltrómetro de tipo inundador.** En este tipo de infiltrómetro, se determina la capacidad de infiltración al agregar un volumen de agua específico por unidad de tiempo para mantener constante el nivel de la

lámina de agua sobre un área definida en el terreno. Un inconveniente asociado con este método radica en que no tiene en cuenta el efecto de compactación que puede resultar de la lluvia.

- **El infiltrómetro de cilindro excavado en el suelo (método de Porchet).** Este infiltrómetro implica la infiltración en toda la superficie de un cilindro excavado en el suelo. La medición de los niveles de la lámina de agua se realiza en intervalos muy cercanos en el tiempo, lo que permite suponer que la capacidad de infiltración es constante durante estas mediciones.
- **Simulador de lluvia.** Es en el que el agua se distribuye uniformemente sobre una parcela de pequeña extensión (1 a 40 m²) mediante un sistema de aspersión.

2.2.6.1 Cálculo de la Infiltración

- Modelo de Horton

Cuando la superficie del terreno se satura, es decir, se encharca debido a que la intensidad de la precipitación supera la capacidad de infiltración del terreno, el agua se acumulará en la superficie, generando escorrentía directa. La capacidad de infiltración del terreno está directamente vinculada a su permeabilidad, y esta relación se describe mediante la Ecuación de Darcy (Rincón et al., 2020):

$$I_f = -K \cdot \text{grad } h \quad [2.23]$$

donde K es la permeabilidad del terreno y h el nivel piezométrico:

$$h = z + \frac{P}{\gamma} \quad [2.24]$$

Considerando z como la profundidad o cota geométrica y P/γ como la altura de presiones, la Ecuación de Darcy establece la relación en el suelo cuando no está sujeto a un gradiente de presiones (es decir, a presión atmosférica) y la infiltración ocurre por gravedad. En este caso, el gradiente del nivel piezométrico coincide con el gradiente de la cota geométrica. (Rincón et al., 2020).

$$\text{grad } h = \frac{\partial h}{\partial z} = \frac{dz}{dz} = -1 \quad [2.25]$$

- Modelo de Dunne

Dunne explica que la formación de escorrentía directa tiene lugar cuando el nivel freático se encuentra poco profundo, ya sea debido a la presencia de materiales poco permeables cerca de la superficie o a la proximidad de los cauces de los ríos. En este escenario, la infiltración conduce a que la saturación se inicie desde estos niveles freáticos, desplazándose hasta alcanzar la superficie. En ese momento, toda la precipitación se convierte en escorrentía directa (Sánchez, 2019).

$$I_f = K \quad [2.26]$$

En los momentos iniciales, la capa superficial del suelo edáfico se satura, lo que significa que si la intensidad de la precipitación supera la tasa de saturación (K_{sat}), se generará escorrentía directa ($I > K_{\text{sat}}$). Esto ocurre porque el suelo no cuenta con la capacidad necesaria para "absorber" ese caudal o intensidad de agua en ese momento (Sánchez, 2019).

2.2.7 PERCOLACIÓN

Después de que el agua ha penetrado en el terreno, puede tomar diversas rutas (Cortolima y IBAL, 2015). El desplazamiento vertical del agua dentro del suelo se identifica como percolación, como ya se explicó anteriormente. Sin embargo, el agua filtrada también puede optar por un movimiento subsuperficial debido a la presencia de capas con diferentes niveles de permeabilidad en el suelo (Sánchez, 2019). El agua que discurre a lo largo de la parte superficial del suelo, de manera paralela a su superficie, constituye un flujo epidérmico que tiene la posibilidad de manifestarse en el terreno en forma de manantial. Este fenómeno se denomina Flujo Subsuperficial Epidérmico o Escorrentía Superficial Epidérmica (Sánchez, 2019).

2.2.7.1 Mecanismo de Percolación

Se trata de un flujo que se origina en la zona no saturada, es decir, donde los poros del suelo no están completamente llenos, tanto la escorrentía directa o superficial como el flujo epidérmico tienden a desembocar en los cauces de los ríos en un corto período, que varía según las características de la cuenca. En contraste, la escorrentía hipodérmica puede tomar varios días antes de que se observe su descarga en el río (Cortolima y IBAL, 2015).

Es un flujo generado en la zona no saturada, la zona donde los poros, que presenta el terreno, no están completamente llenos. Tanto la escorrentía directa o superficial como el flujo epidérmico descargan en los cauces de los ríos en pocas horas, dependiendo de las características de la cuenca. En cambio, la escorrentía hipodérmica puede tardar algunos días hasta que se note la descarga en el río (Sánchez, 2019).

Cuando el agua que ha percolado llega al nivel freático subterráneo en la zona saturada, se describe este flujo como la recarga del acuífero, según la explicación de Sánchez (2019). Este proceso ocasiona un aumento en el nivel piezométrico del agua subterránea, generando un incremento en el gradiente y activando así el flujo subterráneo conocido como escorrentía subterránea (Sánchez, 2019). Este tipo de escorrentía es el más lento debido a que el sistema subterráneo es inercial, y los efectos en los ríos pueden tardar días o meses en manifestarse. Esto se debe a que la escorrentía subterránea debe atravesar un medio poroso en lugar de fluir directamente sobre la superficie del terreno, como sucede con la escorrentía superficial (Sánchez, 2020).

2.3 MODELOS DE SIMULACIÓN DE CICLO HIDROLÓGICO

La base del estudio de la hidrología es la comprensión del ciclo hidrológico, de sus procesos e interrelaciones, tanto superficiales y subsuperficiales, y esta comprensión implica “medir” (Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza et al., 2019). Si bien los métodos y técnicas de medición de caudales y precipitaciones han evolucionado en el tiempo, también es cierto que otras componentes del ciclo hidrológico no han corrido la misma suerte pues se

presentan bajo el suelo (Ramos y Frances, 2018). La infiltración, la percolación profunda, el flujo subsuperficial, el flujo subterráneo, entre otros, son procesos que se miden usualmente de manera indirecta y/o remota, lo que conlleva a una fuerte incertidumbre respecto al funcionamiento del ciclo hidrológico (Ramos y Frances, 2018).

Bajo este marco, Reynaga y Cornelio (2021) infiere que los modelos hidrológicos se presentan como una necesidad y una herramienta esencial para obtener un mejor entendimiento del funcionamiento y comportamiento de los diversos componentes del ciclo hidrológico. Como consecuencia, estos modelos se utilizan para varios propósitos:

- Como herramienta para la gestión y la planificación.
- Para una comprensión más profunda del papel de los componentes del ciclo hidrológico en una cuenca específica.
- Para proyectar posibles condiciones futuras basadas en condiciones actuales.
- Como base para la modelación de otros procesos, como la calidad del agua, erosión, entre otros.

2.3.1 MODELACIÓN DE CUENCAS

En Entender el ciclo hidrológico implica tener una visión continua de la "respuesta" de la cuenca a lo largo del tiempo y en el espacio. Por esta razón, la base de la modelación hidrológica radica en la modelación de cuencas, como argumenta (Zambrano, 2010). Estos modelos de cuencas son una representación de nuestra comprensión del sistema de la cuenca y de cómo responde, tal como señala (Herbis, 2020).

La capacidad predictiva de los modelos hidrológicos depende de cómo se construyen y aplican, y la calidad de las predicciones suele estar en línea con la calidad de nuestra comprensión del sistema y del modelo que lo representa, según (Felicísimo, 2021). Esto implica que no hay un modelo perfecto que sea aplicable a todas las cuencas del planeta, ya que cada cuenca presenta condiciones únicas en términos de clima, geografía, geología, entre otros. Estas

condiciones particulares aumentan la relevancia de ciertos procesos sobre otros y condicionan la estructura del modelo, como destaca (Caro, 2021).

2.3.2 EL SISTEMA HIDROLÓGICO “CUENCA”

El ciclo hidrológico puede tratarse como un sistema cuyos componentes son precipitación, evaporación, escorrentía y otras fases del ciclo hidrológico, los cuales pueden agruparse en subsistemas del ciclo total (Rodríguez y Alarcón, 2021). Éste “sistema hidrológico” posee una estructura (o volumen) en el espacio, rodeada por una frontera, que acepta agua y otras entradas, opera en ellas internamente y produce salidas (Rodríguez y Marrero, 2021).

Este principio es fácilmente aplicable a una cuenca hidrográfica, ya que esta recibe agua a través de la precipitación y otros medios, y una cantidad de agua abandona la cuenca a través de su cauce principal o debido a los diversos usos que se le dan al agua. Al comprender la cuenca como un sistema, es esencial entender las interacciones entre sus diferentes elementos. Por ejemplo, acciones como la deforestación no planificada en la parte alta de la cuenca pueden resultar en inundaciones durante la temporada de lluvias en la parte baja (Espinoza y Zelaya, 2022).

De esta manera Rodríguez y Marrero (2020) sostienen que es esencial identificar los procesos hidrológicos en juego y los mecanismos físicos presentes en el ciclo hidrológico de una cuenca. Los procesos hidrológicos en dicho ciclo se caracterizan por:

- Su naturaleza no lineal, lo que implica variaciones complejas tanto en el espacio como en el tiempo.
- La no estacionariedad, ya que están sujetos a patrones temporales y tendencias.
- La variabilidad espacial, influenciada por las características cambiantes del suelo, el uso de la tierra y el clima a lo largo de la cuenca.
- La variabilidad temporal en todas las escalas, ya sea a nivel horario, diario, mensual, etc.

Dada la naturaleza cambiante de los procesos hidrológicos, las mediciones de estos eventos solo ofrecen un punto específico de información. En este contexto, adquiere una importancia significativa comprender las leyes fundamentales que rigen el ciclo hidrológico (Del Campo et al., 2019). Es en este punto en el que se diseña el modelo hidrológico a ser aplicado, definiendo los procesos principales y las variables que intervienen en la generación de caudales (Jorquera et al., 2018).

Asimismo, la topografía y geomorfología, y los mecanismos físicos que representan, son heterogéneas y anisotrópicas en una cuenca pues varían en todas las direcciones en que son analizadas (Jos et al., 2022). El desconocimiento (o poco conocimiento) de las características de una cuenca solamente conducirá a modelos ineficientes, de baja capacidad predictiva (Garzón y González, 2018). Por lo tanto, un modelo de cuenca debe representar un punto de equilibrio entre complejidad y exactitud de la representación, basado en la comprensión del sistema y al manejo matemático (Garzón y González, 2018).

2.3.3 EL PROCESO DE MODELACIÓN

El primer paso crucial en la modelación hidrológica es la creación de un "modelo perceptual", que implica la identificación de los procesos y variables fundamentales que influyen en la generación de caudales (Medina, 2021). Este procedimiento implica la cuidadosa observación y análisis de las características del suelo, subsuelo y clima, destacando elementos esenciales y discriminando los procesos más relevantes en la formación de escorrentía, tales como evaporación, evapotranspiración, infiltración, humedad del suelo y flujo subterráneo, entre otros (Marín, 2019).

Después de su identificación, es esencial establecer conexiones entre estos procesos y variables fundamentales mediante ecuaciones, dando lugar a un "modelo conceptual" (Giraldo et al., 2019). En esta fase, se incorporan coeficientes y parámetros que posteriormente deben recibir valores precisos a través de un proceso de calibración (Yeguez et al., 2019).

Cuando las ecuaciones constitutivas son excesivamente complejas, como sucede con las ecuaciones diferenciales, es esencial simplificarlas para que puedan ser reconocidas y procesadas por un sistema informático. Esta versión simplificada se denomina comúnmente "modelo procedimental", según señala Marín (2019). La simplificación del modelo conceptual implica la introducción de nuevos coeficientes y parámetros, que posteriormente se incorporarán al proceso de calibración (Giraldo et al., 2019).

El proceso de calibración es la etapa en la cual se asignan valores a todos los parámetros del modelo de manera tal que "la salida del modelo se ajuste lo mejor posible a los datos históricos registrados" (Garzón y González, 2018). El concepto de "mejor ajuste" implica el uso de herramientas estadísticas para minimizar la discrepancia entre los valores simulados y los registrados, esto se logra a través de procesos de optimización. Algunos indicadores comúnmente utilizados para evaluar el ajuste son el error medio cuadrático, el criterio de Schultz, el coeficiente de Nash-Sutcliffe y el balance de masas, entre otros (Medina, 2021). Finalmente, el modelo debe pasar a una etapa de validación, en la cual se evalúa su capacidad de predicción (Garzón y González, 2018).

2.3.4 COMPLEJIDAD DE MODELOS VS. DISPONIBILIDAD DE DATOS

La disponibilidad de datos es determinante en la selección del modelo a utilizar y en la capacidad predictiva de dicho modelo (Bonilla y Mesa, 2017). Van de la mano y debe entenderse claramente la relación que existe entre ellas (Garzón y González, 2018). La calidad de la data desempeña un papel crucial en la capacidad predictiva de un modelo hidrológico. Cuando los datos son de baja resolución, aumentar la complejidad del modelo no necesariamente mejora su capacidad predictiva; esta seguirá siendo baja. Del mismo modo, si los datos son de alta resolución, pero el modelo es simple, la capacidad predictiva también será baja, ya que la simplicidad del modelo introduce incertidumbre. Es esencial encontrar un equilibrio entre la complejidad del modelo y la calidad de los datos para lograr predicciones más precisas (Garzón y González, 2018).

2.4 CLASIFICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS

Tineo (2018) deduce que la literatura aborda una variedad de modelos y clasificaciones, pero esta investigación se centra en analizar tres características fundamentales para la modelización hidrológica de cuencas:

- De acuerdo con la concepción de los procesos básicos: Pueden ser empíricos, conceptuales o basados en procesos, dependiendo de la forma en que se conceptualizan los procesos fundamentales.
- Naturaleza de los algoritmos básicos: Pueden ser determinísticos o estocásticos, según la naturaleza de los algoritmos empleados en el modelo.
- Representación espacial: Pueden ser modelos agrupados o distribuidos, refiriéndose a cómo representan la variabilidad espacial en la cuenca.

2.4.1 DE ACUERDO CON SU REPRESENTACIÓN ESPACIAL

Una limitación clave en la modelación de cuencas es la falta de conocimiento sobre las propiedades del suelo y los procesos relacionados con los flujos subsuperficiales y subterráneos. Este desafío se resuelve al asumir que la cuenca es homogénea en sus procesos superficiales, subsuperficiales y subterráneos, una afirmación que es válida para cuencas muy pequeñas. Al considerar la homogeneidad de la cuenca, se puede representar como un único elemento con características constantes, dando lugar a los denominados "modelos agregados" o "agrupados" (Salamanca, 2020). A medida que la cuenca aumenta de tamaño, es más probable que los tipos de suelo y sus características varíen considerablemente en toda la extensión de la cuenca. En consecuencia, el uso de modelos agregados tiende a perder representatividad en tales casos (Restrepo, 2020).

Es así como, a medida que aumenta la extensión, es posible discriminar áreas con comportamiento hidrológico similar (HRU) y analizarlas de manera independiente. Luego, se combinan o superponen sus efectos. Estos enfoques se conocen como "modelos semi distribuidos". Aunque estos modelos capturan de manera más precisa las variaciones potenciales en las características del

suelo, efectos de pendiente, entre otros, aún representan una simplificación (Palomino y Mauricio, 2019).

Para mejorar la representación, se fragmenta la cuenca en unidades más pequeñas, generalmente de geometría uniforme, conocidas como "grillas". Estos son denominados "modelos distribuidos" y llevan a cabo un balance hídrico en cada grilla, transmitiendo sus efectos a las grillas cercanas (Gutiérrez, 2022).

2.4.2 MODELOS AGREGADOS

La modelación de cuencas se ve limitada principalmente por la falta de conocimiento sobre las propiedades del suelo y los procesos relacionados con los flujos subsuperficiales y subterráneos. (Jauregui, 2017). La superación de esta limitación se logra al asumir que la cuenca es homogénea en sus procesos superficiales, subsuperficiales y subterráneos. Esta afirmación es válida, especialmente, para cuencas y subcuencas de tamaño reducido (Rodríguez et al., 2012). Siendo la cuenca homogénea, se puede representar como un único elemento de características constantes, dando lugar a los llamados "modelos agregados" o "agrupados" (Trujillo y Castagnino, 2021).

El término "modelo agregado" o "modelo de parámetro global" se refiere a un enfoque que simplifica el balance de agua, utilizando parámetros únicos para representar en promedio la variabilidad espacial y temporal en una extensa área. Estos modelos no consideran la distribución espacial de los parámetros físicos y variables de entrada, tomando valores promedio para unidades de respuesta hidrológica, generalmente la cuenca completa. La respuesta de la cuenca se evalúa solo en la salida, sin tener en cuenta explícitamente las subcuencas individuales (Vélez et al., 1999).

Hasta la fecha actual, y teniendo en cuenta la disponibilidad de datos, los modelos de parámetros globales siguen siendo los más utilizados en diseño. Un ejemplo común de un modelo de parámetros globales es el hidrograma unitario (Fattorelli y Fernández, 2011).

2.4.3 MODELOS DISTRIBUIDOS Y SEMIDISTRIBUIDOS

El concepto de "modelo distribuido" o "modelo de parámetros distribuidos" se emplea para describir un modelo en el cual se permite que los parámetros varíen espacialmente dentro de la cuenca. En otras palabras, se considera que los procesos hidrológicos tienen lugar en distintos puntos del espacio (Montoya et al., 2006). Estos autores destacan que este enfoque posibilita el cálculo no solo de la respuesta de toda la cuenca, sino también de la respuesta de subcuencas individuales.

La capacidad para realizar simulaciones con un mayor nivel de detalle en un modelo distribuido resulta más eficiente computacionalmente en comparación con un modelo global, dado que las subdivisiones aceleran los cálculos. Esto posibilita el modelado de características particulares, como las variaciones espaciales en las abstracciones de lluvia e hidrológicas. (Montoya et al., 2006). Sin embargo, para que los resultados del modelado distribuido sean significativos, la calidad y la cantidad de datos disponibles deben ser óptimas y de un gran nivel de detalle (Múnera et al., 2010).

En este contexto, es más común utilizar el concepto de Unidades Hidrológicas de Respuesta (HRU) y grillas homogéneas. Estas grillas representan regiones en la cuenca con características similares en términos de respuesta hidrológica y propiedades fisiográficas. La razón principal de esta práctica radica en que la mayoría de los códigos computacionales distribuidos y semidistribuidos emplean HRUs y grillas como unidades fundamentales, como se observa en ejemplos como PRMS, SWAT y HEC-HMS. (Montoya et al., 2006).

Estos modelos presentan una significativa ventaja, ya que permiten tener en cuenta la variabilidad espacial de los parámetros en una subcuenca mediante la definición de múltiples Unidades de Respuesta Hidrológica (HRUs) y mallas. Además, las HRUs y mallas simplifican el proceso de cálculo al considerar unidades que se asumen (García, 2020). No obstante, estos modelos enfrentan el inconveniente de depender de la disponibilidad de datos "distribuidos" y de una mayor capacidad de cómputo. Además, los modelos agregados han sido históricamente más populares que los distribuidos y siguen siendo

predominantes en muchas áreas de gran altitud en los Andes. Esto se debe a restricciones tanto computacionales como a limitaciones en la disponibilidad y confiabilidad de los datos (Francés y Bussi, 2014).

2.4.4 APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUIDOS

Se ha llevado a cabo investigación en torno a los modelos hidrológicos distribuidos con el fin de evaluar sus capacidades y mejorar su aplicación. En especial, se ha mostrado interés en analizar cómo el tamaño de la grilla afecta los resultados de estos diversos modelos distribuidos. (Beven et al., 1979).

Guerra et. al (2017) realizaron un análisis sobre el impacto de la discretización espacial en la modelación de cuencas hidrológicas mediante el uso del modelo distribuido CEQUEAU-ONU, considerando diferentes tamaños de grillas en 16 cuencas de México. El objetivo fue establecer criterios para determinar el tamaño óptimo de la celda. La evaluación de los resultados se basó en el coeficiente de Nash correspondiente a cada simulación. Se observó que, al reducir el tamaño de la grilla, no se alcanzaron necesariamente los valores máximos del coeficiente; por el contrario, en algunos casos, se observó una tendencia a disminuir (García, 2020).

Wolock y Price (2018) estudiaron las repercusiones de la escala y resolución de los datos del Modelo Digital de Elevación (DEM) en los resultados del modelo distribuido TOPModel. Para llevar a cabo este estudio, implementaron el modelo en 71 cuencas ubicadas en Pennsylvania, Nueva York y Nueva Jersey, utilizando datos de elevación con dos resoluciones y escalas diferentes: una grilla de 30 m x 30 m (escala 1:24.000) y otra de 90 m x 90 m (escala 1:250.000). Estos datos se utilizaron para el cálculo y distribución espacial de un índice topográfico fundamental para el modelo. Como resultado, observaron que la proporción de flujo superficial respecto al flujo total aumenta con la disminución de la resolución espacial.

Johnson et al. (2018) investigaron el impacto de la escala de grilla en el modelo distribuido CASC2D-SED, que se basa en principios físicos, al simular la respuesta hidrológica y el transporte de sedimentos en la cuenca experimental

de Goodwin Creek en Mississippi. Esto se llevó a cabo utilizando diferentes tamaños de celda (30, 90, 150, 210, 270 y 330 metros) del modelo digital del terreno. Se observaron diferencias significativas en los resultados del modelo al variar el tamaño de la grilla, concluyendo que los mejores resultados se lograron con tamaños de celda inferiores a 150 metros (Julien et al., 1995).

Shrestha et al. (2017) implementaron el modelo hidrológico distribuido OHyMoS a gran escala en tres cuencas ubicadas en China, empleando distintas resoluciones de grilla para determinar el tamaño de celda más adecuado en la simulación. La precisión del modelo fue evaluada mediante la comparación de los caudales simulados con los observados. Introdujeron el índice IC (relación entre el área de la celda y el área de la cuenca) como un criterio para la selección de la escala en el modelado de cuencas sin mediciones de caudal. Los resultados subrayaron que se obtienen desempeños superiores al considerar una relación IC de 1:10 o superior (Del et al., 2022).

Stenta et al. (2018) investigaron el impacto del nivel de discretización espacial en la respuesta hidrológica de una cuenca llana a través de la modelación matemática distribuida de la cuenca Arroyo Ludueña en Santa Fe, Argentina. Utilizaron el modelo matemático CTSS8 basado en principios físicos y sugirieron el ajuste de parámetros en los esquemas agregados para lograr respuestas hidrológicas similares en diferentes niveles de discretización. Los resultados señalaron que al escalar la función de almacenamiento de las celdas en relación con la escala de los parámetros de resistencia del valle y de los cursos, se logra una mayor similitud en la respuesta hidrológica.

Los diversos estudios mencionados evidencian la necesidad de examinar el tamaño de celda apropiado en la modelación distribuida. Esta consideración no puede aplicarse de manera generalizada a todos los modelos; más bien, debe ser evaluada de manera específica para cada uno de ellos. (López, 2019).

2.5 MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO TETIS

El modelo TETIS ha sido desarrollado para realizar la simulación hidrológica en cuencas naturales (Escamilla et al., 2017). Su funcionamiento se basa en

obtener una óptima respuesta hidrológica ante eventos de precipitación de lluvias, incorporando los procesos morfométricos que involucra una cuenca y empleando una modelación de tipo distribuida (Escamilla et al., 2017). TETIS, basa la producción de la escorrentía en la realización de un balance hídrico en cada celda, asumiendo que el agua se distribuye en seis niveles o tanques de almacenamiento conceptuales y conectados entre sí (francés y Múnera, 2008).

Los mismos autores describen los niveles a continuación:

- En la fase inicial, la precipitación en forma de lluvia llega al tanque de interceptación, el cual es el primer almacenamiento, este representa el agua interceptada por la cubierta vegetal y que solo sale de ella por evaporación directa.
- El segundo almacenamiento, denominado almacenamiento estático, representa el agua que transita por la cuenca, es decir, detención del agua en charcos y que solo sale de ella por evapotranspiración.
- Después, el flujo se dirige hacia el tercer depósito, designado como almacenamiento superficial, donde la escorrentía directa representa el movimiento del agua a lo largo de la pendiente. En este contexto, se busca que tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia reflejen de manera coherente las condiciones reales de las laderas en la cuenca. Se asume que el flujo en la ladera ocurre en una fina capa que se concentra en una red reducida de surcos y pequeñas depresiones o canales, antes de pasar a formar parte de los elementos de la red de drenaje.
- De esta manera, se llega al cuarto tanque, conocido como almacenamiento gravitacional e Inter flujo, el cual representa la respuesta intermedia, se lo entiende como el agua gravitacional almacenada en el suelo (López et al., 2021). Parte de ese volumen pasa al nivel inferior por percolación, otra parte produce el Inter flujo y otra parte puede volver en superficie como escorrentía de retorno (López et al., 2021).
- El quinto componente se refiere al almacenamiento subterráneo y al flujo base, que simboliza los acuíferos. Las salidas están asociadas con las pérdidas subterráneas y el flujo base de los cursos de agua, culminando

finalmente en el sexto compartimento. Este último se considera relevante en presencia de mantos de nieve. Sin embargo, si no hay hielo perpetuo o permanente, se descarta la contribución de este depósito.

CAPITULO III. DESARROLLO METODOLÓGICO

3.1. UBICACIÓN

Esta investigación se desarrolló en la microcuenca hidrográfica Carrizal ubicada en el cantón Bolívar, provincia de Manabí con las siguientes coordenadas: 1°4'15.04"S 79°52'11.79"W.

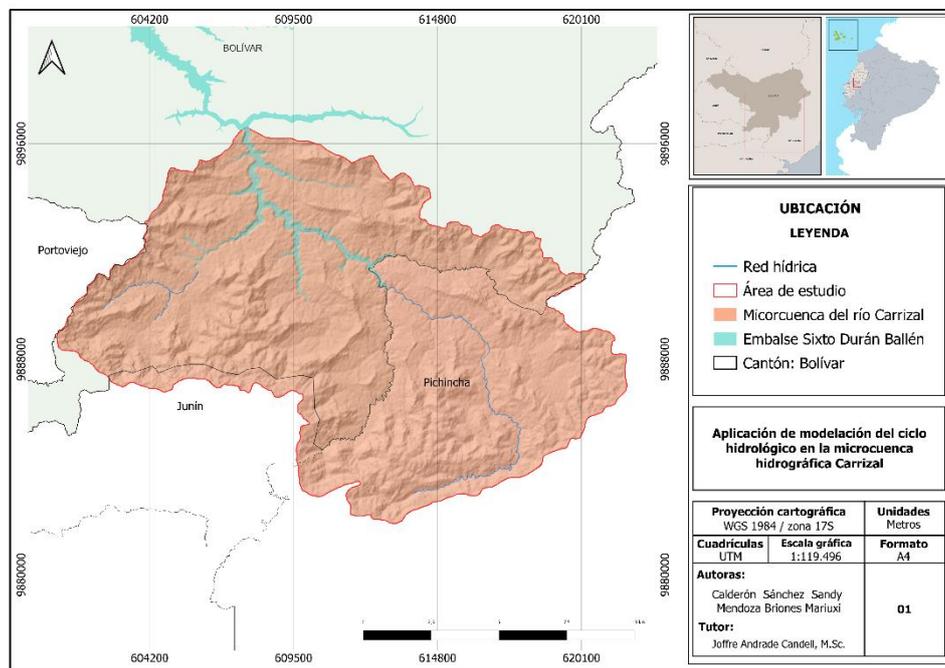


Figura 1: Ubicación geográfica del área en estudio.

3.2. DURACIÓN

El tiempo de duración de la investigación fue de veinticuatro semanas, contadas a partir de la aprobación del proyecto (planificación), teniendo en cuenta las mismas disposiciones de revisión y valoración, en las que se determinó el plazo para el cumplimiento de las actividades.

3.3. VARIABLES EN ESTUDIO

3.3.1. VARIABLE INDEPENDIENTE

- Simulación del ciclo hidrológico

3.3.2. VARIABLE DEPENDIENTE

- Modelo distribuido

Tabla 3. 1. Matriz de operacionalización de las variables en estudio.

Variable	Tipo De Variable	Conceptualización	Definiciones Operacionales	Instrumentos	Medición
Variable dependiente: Modelo Distribuido					
Modelo distribuido TETIS	Cuantitativa	El modelo TETIS se encarga de realizar la simulación hidrológica en cuencas naturales, este se basa en obtener una óptima respuesta hidrológica ante eventos de precipitación de lluvias, incorporando los procesos morfométricos que involucra una cuenca y empleando una modelación de tipo distribuida (francés y Múnera, 2008)	Se obtuvo curvas de compartimientos en la relación tiempo espacio e índice Nash	Software Tetis	Índice de Nash
Variable independiente: Simulación del ciclo hidrológico					
Simulación del ciclo hidrológico	Cuantitativa	La infiltración, la percolación profunda, el flujo subsuperficial, el flujo subterráneo, entre otros, son procesos que se miden usualmente de manera indirecta y/o remota, lo que conlleva a una fuerte incertidumbre respecto al funcionamiento del ciclo hidrológico (Ramos y Frances, 2018).	Se predijo la sensibilidad del ciclo hidrológico en función de parámetros como la infiltración, la percolación profunda, el flujo subsuperficial, el flujo subterráneo, entre otros	Software Tetis	Variables del ciclo hidrológicos Caudal Volumen Índice de Nash Entre otros

3.4. MÉTODOS Y TÉCNICAS

3.4.1. MÉTODOS

Se trabajó con el Método Deductivo, debido a que infirió sobre principios, leyes o definiciones universales, análisis externos e internos de las zonas de estudio, además que considera las dificultades que se presentan en cada una de las aristas que configuran una microcuenca con el fin de diseñar un sistema de control y una estrategia de distribución encaminado a una correcta gestión de los recursos hídricos disponibles en dichas microcuencas (Rodríguez Jiménez y Pérez Jacinto, 2017).

3.4.2. INVESTIGACIÓN DE CAMPO

En el desarrollo de este trabajo, se aplicó la investigación de campo, con la finalidad de recolectar la información base in situ y determinar la situación geomorfológica de las microcuencas estudiadas y potenciar el impacto de la implementación del modelo TETIS en la conservación, gestión y distribución de los recursos hídricos que provee la microcuenca hidrográfica Carrizal, tomando en cuenta que la investigación de campo también se empleó información secundaria o accesorio que proviene de fuentes documentales (Nájera Galeas, 2017).

3.4.3. TÉCNICAS

3.4.3.1. RECOLECCIÓN DE INFORMACIÓN

Los instrumentos de recolección de información se emplean de manera distinta en el desarrollo de la investigación fue necesario recabar la información la cual dio paso al diseño de una línea base de la situación actual de la microcuenca del Río Carrizal con base en diversas revisiones bibliográficas acerca de modelación hidrológica, gestión de recursos y características geomorfológicas de microcuencas ecuatorianas y latinoamericanas, con énfasis en las microcuencas estudiadas (Cisneros Caicedo , Guevara García, Urdánigo Cedeño, y Garcés Bravo, 2022).

3.4.3.2. OBSERVACIÓN

La observación se realizó de manera in situ ya que permitió obtener criterios reales de las condiciones meteorológicas, hidrográficas y operacionales de la microcuenca de Carrizal, además favoreció el acercamiento general a las distintas etapas que componen el diagrama de flujo de las operaciones que se realizan durante la implementación del modelo TETIS (Jacinto Hernández, Hernández Cabrera, Artiles Duarte, Jaime Valdés, y Pérez Rodríguez, 2016).

3.4.3.3. ANÁLISIS DE DATOS

El análisis de datos permitió emplear operaciones de categorización y codificación, ordenación y clasificación, establecimiento de relaciones y redes causales y modelos interpretativos, en el que se utilizó hoja de cálculo Microsoft Excel 2018; donde toda la información fue tabulada, ilustrada, diagramada y analizada. Se realizó un análisis cuantitativo, asimismo, para efectos del modelamiento hidrológico se utilizaron programas tales como: QGIS 3.34.1, ArcGis V. 10.3 y Tetis 9.0.1.c. versión libre (Cadena Iñiguez, y otros, 2017)

3.5. PROCEDIMIENTO

3.5.1. FASE 1: APLICACIÓN DEL MODELO DE DISTRIBUCIÓN PARA LA SIMULACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL.

ACTIVIDAD 1.1. OBTENCIÓN DE MAPAS SATELITALES:

- 1. DEM (Modelo Digital de Elevación).**- Para la obtención del modelo de elevación y los mapas derivados de este se obtuvo un tratamiento previo con el objetivo de rellenar espacios y sumideros que pueden causar errores en la generación del mapa de acumulación, cambiando de esta forma el curso de los drenajes. Además, se buscó obtener que todas las celdas de menor altura registradas en el DEM sean aquellas donde exista acumulación de flujo.

2. **Pendientes (SLOPE).**- Este mapa fue generado en porcentaje de pendiente e ingresado al modelo en formato ASCII, en el cual se necesitó contar previamente con el DEM de la zona y la herramienta 3D Analyst/Raster Surface en ArcGIS de donde el software generó el *raster*.
3. **Dirección y acumulación de flujo.**- Se obtuvieron los mapas de dirección y acumulación de flujo desde el modelo de elevación ya arreglado de tal forma que no existan drenajes sin punto de inicio, ni sumideros, entre otros errores que pueden ser generados en el DEM. Luego de obtener el mapa de dirección de flujo, se prosiguió con la realización del mapa de acumulación para así hacer referencia al pase acumulado de todas las celdas que fluyen secuencialmente de una hacia otra.
4. **Celdas drenantes acumuladas.**- La obtención del mapa de celdas drenantes acumuladas depende del mapa de direcciones de flujo, en el que cada celda tuvo asignado un valor igual al número de celdas que drenan a través de ella, y se definió de acuerdo con el criterio de área umbral. Para determinar las áreas umbrales, se diferencié entre cauce, cárcava y ladera.

A continuación, se describen las herramientas que se utilizaron durante el diseño y tratamiento de la información satelital.

- **LEVEL DEM:** Con esta herramienta se buscó completar los huecos del terreno pertenecientes a lagunas, lagos, embalses y demás; introduciendo un *shape* de polígonos donde se encuentren descritas dichas características.
- **DEM RECONDITIONING:** Para la utilización de esta herramienta, se necesitó tener un *shape* de línea correspondiente a los drenajes; los cuales deben estar corregidos con la realidad y ser coherentes respecto a su nacimiento y desembocadura dentro del perímetro de la cuenca. Dentro de esta herramienta, existen diferentes campos, descritos a continuación:
 - **Stream Buffer:** Es el número de celdas alrededor de la línea de drenaje.

- Smooth drop/raise value: Es el número de celdas (verticales) que hacen referencia a cuanto cae la terraza aluvial hasta llegar al drenaje.
- Sharp drop/raise value: Es el número de celdas que representan la profundidad del drenaje.
- **FILL SINKS:** Esta herramienta se la utilizó para limpiar el DEM, quitándole de esta forma los últimos sumideros encontrados luego del tratamiento anterior, el archivo raster resultante de este proceso es considerado como el DEM definitivo.

ACTIVIDAD 1.2. OBTENCIÓN DE MAPAS HIDROLÓGICOS. – Aquí se obtuvo mapas que permitió recopilar datos como:

1. **Almacenamiento estático del suelo.** - Para obtener el mapa de almacenamiento estático del suelo (H_u), el cual representa el recorrido del agua se calculó con la siguiente ecuación (suponiendo que solo sale en forma de evaporación):

El H_u depende directamente de 4 variables calculadas previamente:

$$H_u = Alm. Sup + AWC_TOP * MIN (Prof. Raíces; ROO) \quad [3.1]$$

Donde:

Alm. Sup = Almacenamiento en charcos (mm).

AWC_TOP = Contenido óptimo de agua disponible en el suelo (mm/m).

Prof. Raíces = Profundidad de raíces dependiente del tipo de cobertura (m).

ROO = Profundidad del suelo antes de encontrarse con un obstáculo (m).

Nota: Para el cálculo del H_u , todos los mapas necesarios para la solución de la ecuación deben estar en formato *raster* para poder realizar el cálculo entre mapas directamente.

2. **Capacidad de infiltración – K_s .**- Para estimar el parámetro de capacidad de infiltración gravitacional, se utilizó el infiltrómetro, tomando muestras

en 64 puntos de cada microcuenca, además se asignó valores a cada unidad cartográfica.

- 3. Capacidad de percolación – Kp.-** El mapa de capacidad de percolación (Kp) estuvo caracterizado por la formación hidrogeológica de la cuenca. La capacidad de percolación del sustrato de la parte inferior del suelo (Kp) depende directamente del tipo de suelo, pudiendo ser: roca, roca meteorizada, paleosuelo o un depósito. Este valor se obtuvo de la bibliografía.

Partiendo del hecho que el Kps hace referencia a la capacidad de pérdida, Kss a la velocidad de interflujo y Ksa es la velocidad de flujo; y que estos valores se obtienen de campo (Bussi, 2014). En caso dado de no tener información sobre dichos parámetros; se realiza la siguiente hipótesis, donde: $K_s = K_{ss}$, $K_p = K_{sa}$ y $K_{ps} = 0.1K_p$ (Bussi, 2014).

- 4. Conductividad hidráulica interflujo (Kss).-** La conductividad hidráulica interflujo (Kss) puede estimarse cuando no se dispone de información específica utilizando la relación propuesta por Calderón y Lemus (2016):

$$K_s = K_{ss} \quad [3.2]$$

Esta relación se aplica para obtener el mapa de conductividad hidráulica interflujo mediante la comparación basada en la capacidad de infiltración.

- 5. Conductividad hidráulica de acuífero (Ksa).-** La conductividad hidráulica de acuífero (Ksa) se relaciona con la capacidad de percolación utilizando la recomendación de Calderón y Lemus (2016). La relación establecida es:

$$K_p = K_{sa} \quad [3.3]$$

Esta relación implica que la capacidad de percolación (Kp) es igual a la conductividad hidráulica de acuífero (Ksa). El mapa de conductividad hidráulica de acuífero se obtuvo a partir de la comparación con la capacidad de percolación.

6. Capacidad de pérdida al acuífero profundo (Ksp).- La capacidad de pérdida al acuífero profundo (Ksp) puede estimarse cuando no se dispone de información específica utilizando la relación recomendada por Calderón y Lemus (2016):

$$0.1 * K_p = K_{sp} \quad [3.4]$$

Esta relación se emplea para obtener la capacidad de pérdida al acuífero profundo a partir de la capacidad de percolación. Además, Huamán (2018) señala que la capacidad de pérdida al acuífero profundo está directamente relacionada con las características geomorfológicas de la cuenca y depende del tipo de roca o sedimento presente.

El mapa se generó mediante la interpolación de datos utilizando la siguiente relación recomendada:

- Para una altitud de 5,000 msnm, se obtiene una tasa de 0.5 mm/hr para suelos porosos, con zonas de recarga acuífera.
- Para una altitud de 2,000 msnm, se obtiene una tasa de 0.1 mm/hr para valles con suelos arcillosos, que tienen una capacidad de infiltración menor.

7. Velocidad de ladera (Kp). - La velocidad de ladera (Kp) se relacionó directamente con la pendiente, siguiendo la recomendación de mantener la velocidad en un rango de 0.01 m/s a 1.00 m/s. El mapa se generó a partir de la pendiente utilizando la siguiente relación recomendada:

$$V = 1.4142 * S^{0.5} \quad [3.5]$$

ACTIVIDAD 1.3. OBTENCIÓN DE PARÁMETROS DEL SUELO. - Para la elaboración de los diferentes mapas de suelo se contó con información previa como (porosidad) propios de la zona mediante pruebas en campo, para la lo cual se trabajó con la técnica de cokrigeado 64 datos de permeabilidad y 128 de porosidad. Esta consiste en un método de inferencia espacial, el cual nos permite estimar los valores de una variable en lugares no muestreados utilizando la información proporcionada por la muestra.

ACTIVIDAD 1.4. OBTENCIÓN DE PARÁMETROS METEOROLÓGICOS EMPLEANDO LA HERRAMIENTA TETIS

Instalación de las estaciones meteorológicas para la toma de datos de precipitación. – Esta actividad se implementó con la finalidad de medir datos de precipitación en las microcuencas, datos que se tabularon cada cinco minutos durante una semana.

Toma de datos de caudales. – Esta actividad se la llevó a cabo mediante la instalación de un prototipo en áreas aledañas a cada microcuenca, donde este se encargaba de medir el aumento o disminución del caudal mediante un sensor de proximidad durante cinco semanas, además, se determinó la profundidad del lugar de nuestro muestreo para finalmente calcular el caudal real de las microcuencas.

Creación de ficheros de eventos. - Debido a la cantidad de datos que se manejó para el funcionamiento del modelo, los cuales son eventos con información horaria o diaria, se utilizó un nuevo software como ayuda a la Creación del Evento meteorológico en TETIS.

Notas de creación para ficheros de lluvia y caudal. - La metodología para el Reprocesamiento de Datos y la Ejecución del Modelo Hidrológico TETIS se basa en una serie de pasos y ficheros que se deben considerar para preparar la información de entrada. A continuación, se describen los pasos y ficheros mencionados:

- Fichero "FILESSP.TXT": Contiene información sobre la ubicación y los nombres de los ficheros a utilizar y a ser generados.
- Fichero episodio de entrada: Contiene información sobre las coordenadas de los puntos de interés durante la modelación, identificados por letras o códigos iniciales como "Q", "N", "S", "V", "D", y "B". Estos puntos son utilizados como puntos de control para el modelo.
- Modelo de elevación digital del terreno (MED.ASC): Mapa raster que representa la elevación del terreno en metros.

- Mapa de pendientes del terreno (SLOPE.ASC): Mapa raster que indica las pendientes del terreno en porcentaje.
- Mapa de celdas acumuladas hacia aguas arriba (ACUM.ASC): Mapa raster que muestra las celdas acumuladas en dirección aguas arriba.
- Mapa de dirección de drenaje (DIRFLUJO.ASC): Mapa raster que describe la dirección del flujo de agua.
- Mapa de capacidad de infiltración del suelo (KS.ASC): Mapa raster que representa la capacidad de infiltración del suelo en milímetros por hora.
- Mapa de capacidad de percolación del substrato (KP.ASC): Mapa raster que indica la capacidad de percolación del substrato en milímetros por hora.
- Mapa de conductividad hidráulica para el interflujo (KSS.ASC): Mapa raster que muestra la conductividad hidráulica para el interflujo en milímetros por hora.
- Mapa de conductividad hidráulica saturada del acuífero (KSA.ASC): Mapa raster que representa la conductividad hidráulica saturada del acuífero en milímetros por hora.
- Mapa de capacidad de pérdidas del acuífero (KPS.ASC): Mapa raster que indica la capacidad de pérdidas del acuífero en milímetros por hora.
- Mapa de la velocidad del flujo en la ladera (VEL.ASC): Mapa raster que describe la velocidad del flujo en la ladera en metros por segundo.
- Mapa de contenido óptimo de humedad en el suelo (HSTAR.ASC): Mapa raster que muestra el contenido óptimo de humedad en el suelo en milímetros.

La ejecución de este módulo resulta en la creación del fichero "TOPOLCO.SDS". Además, se genera el fichero "CONTROL.TXT" con la posición y el mapa recortado del Modelo Digital del Terreno para cada punto importante incluido en el episodio. En el caso de incluir el karst, se crea el fichero "MANANTIAL2.TXT" que contiene la posición y el mapa recortado del Modelo Digital del Terreno de los puntos de manantial.

3.5.2. FASE 2. CALIBRACIÓN DEL MODELO ELEGIDO PARA LA ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO EFECTIVO POR COMPARACIÓN ENTRE VARIABLES DE ESTADOS SIMULADOS Y OBSERVADOS.

ACTIVIDAD 2.1. CALIBRACIÓN DEL MODELO TETIS DE ACUERDO A LA INFORMACIÓN EMPLEADA.

Para llevar a cabo la calibración, se consideró cuidadosamente el tipo de información utilizada por el modelo. Se realizó un análisis exhaustivo de la calidad de dicha información y del proceso mediante el cual se obtuvo, con el objetivo de hacerla compatible con el modelo en cuestión. Todo este proceso fue necesario para comprender la naturaleza de la información de entrada y evaluar de manera adecuada los resultados generados durante la calibración. El procedimiento de calibración abarcó tanto métodos manuales como automáticos e incluyó diversos elementos esenciales.

- Los factores correctores de los procesos de producción y propagación de la escorrentía.
- Los valores iniciales de las variables de estado de almacenamiento.
- Los coeficientes de correlación con la altura para la interpolación espacial.

1. CALIBRACIÓN MANUAL

El logro exitoso de la calibración manual dependió fundamentalmente de la experiencia y conocimientos del modelador, así como de su interacción con el modelo. Adicionalmente, se subraya que la calibración es intrínsecamente subjetiva y puede ser un proceso que consume considerable tiempo (Eckhardt y Arnold, 2001). Se recomendó seguir un enfoque secuencial durante la calibración manual, comenzando por ajustar el flujo base, luego afinando el porcentaje de error en el volumen, enfocándose en su sensibilidad a las condiciones iniciales de humedad en el tanque estático, acuífero y cauce. Posteriormente, se aconsejó dejar los caudales máximos para la calibración automática. La secuencia de realizar primero la calibración manual antes que la automática se consideró esencial. Esto se debió a la necesidad de evitar un

elevado número de iteraciones por parte del algoritmo SCE UA para converger a la solución, lo cual impactaría directamente en el tiempo de procesamiento de la optimización.

2. CALIBRACIÓN AUTOMÁTICA

Gan y Burges (1990) y Gan y Biftu (1996) resaltan que la efectividad de los algoritmos de calibración automática, para obtener parámetros óptimos, depende de varios factores:

- Estructura y base conceptual del modelo: La adecuación del algoritmo está fuertemente influenciada por la estructura y la base conceptual del modelo.
- Potencia y robustez del algoritmo de optimización: La capacidad del algoritmo para encontrar soluciones óptimas de manera eficiente y consistente es esencial.
- Calidad y cantidad de datos usados en calibración y validación: La precisión de la calibración depende de la calidad y la cantidad de datos disponibles tanto para el proceso de calibración como para la validación del modelo.
- Criterio de estimación y función objetivo: La elección del criterio de estimación y la función objetivo utilizados durante la optimización influyen en la calidad de los parámetros obtenidos.

El criterio de convergencia en los diferentes métodos de optimización tiene un impacto en los tiempos de ejecución, afectando la evaluación del rendimiento del algoritmo (Thyer et al., 1999).

El rendimiento de un algoritmo de optimización se evalúa en términos de:

- Robustez: La probabilidad de encontrar el mismo óptimo a partir de varios ensayos diferentes.
- Eficiencia: El número de evaluaciones de la función necesarias para lograr la convergencia hacia el óptimo.

- Efectividad: Qué tan cerca llega el algoritmo al óptimo global. Además, los procedimientos automáticos de calibración requieren una región inicial de parámetros, generalmente valores factibles que pueden ser de cuencas vecinas o regiones climatológicas o hidrológicamente similares (Boyle et al., 2000).

Toth et al. (2000) presentan dos enfoques de calibración:

- Calibración "Split-Sample": División de los eventos en dos partes, una para calibración o entrenamiento y otra para la validación, con el período de calibración siendo el doble que el de validación.
- Calibración adaptativa: No hay una base de datos predefinida y se utilizan los valores observados disponibles, con la posibilidad de realizar recalibraciones en línea a medida que se disponga de más datos.

3.5.3. FASE 3. COMPROBACIÓN DE LA ESTABILIDAD DEL MODELO PARA SU VALIDACIÓN EN EL ESPACIO -TIEMPO.

ACTIVIDAD 3.1. VALIDACIÓN TETIS

Para validar el modelo TETIS, se implementaron distintos escenarios y se tomaron en cuenta puntos de control específicos:

- Validación temporal: Se llevó a cabo en un periodo de tiempo diferente al utilizado para la calibración, pero en el mismo punto de calibración.
- Validación espacial: Se realizó en otro punto de la cuenca, pero durante el mismo periodo de tiempo de calibración.
- Validación espacio-temporal: Se llevó a cabo en otro punto de la cuenca y en un periodo de tiempo diferente al utilizado en la calibración.

CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. APLICACIÓN DEL MODELO DE DISTRIBUCIÓN PARA LA SIMULACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA MICROCUENCA HIDROGRÁFICA CARRIZAL

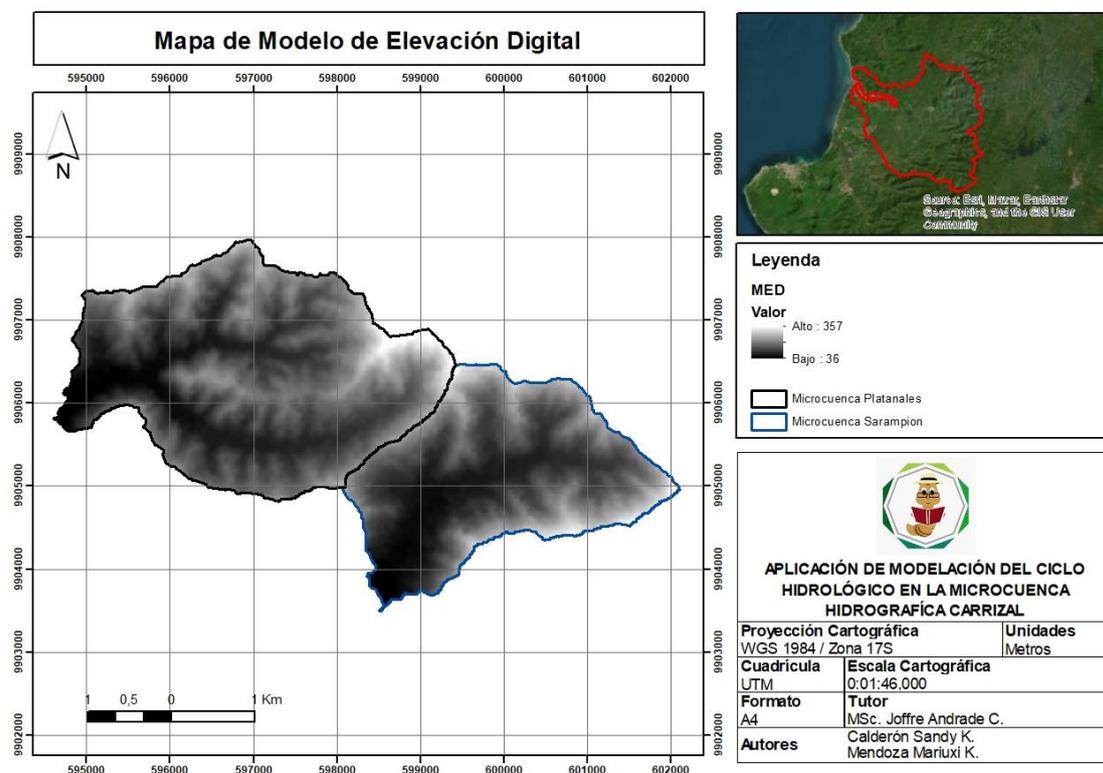


Figura 4.1. Mapa de elevación de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La Figura 4.1, representa el modelo de elevación digital de las microcuencas Platanales y Sarampión en proyección UTM obtenido en Alaska Satellite Facility, el cual fue procesado y tiene una escala de 0:01:46,000, La microcuenca Platanales tiene una elevación máxima de 357 metros sobre el nivel del mar (msnm) con un área aproximada de 8,128 km² y la microcuenca Sarampión elevación de 342 msnm con un área aproximada de 5,328 km², este DEM sobrepone de capas que permiten obtener otra información geo satelital necesaria a emplearse en la modelación hidrológica (Cuesta, 2019).

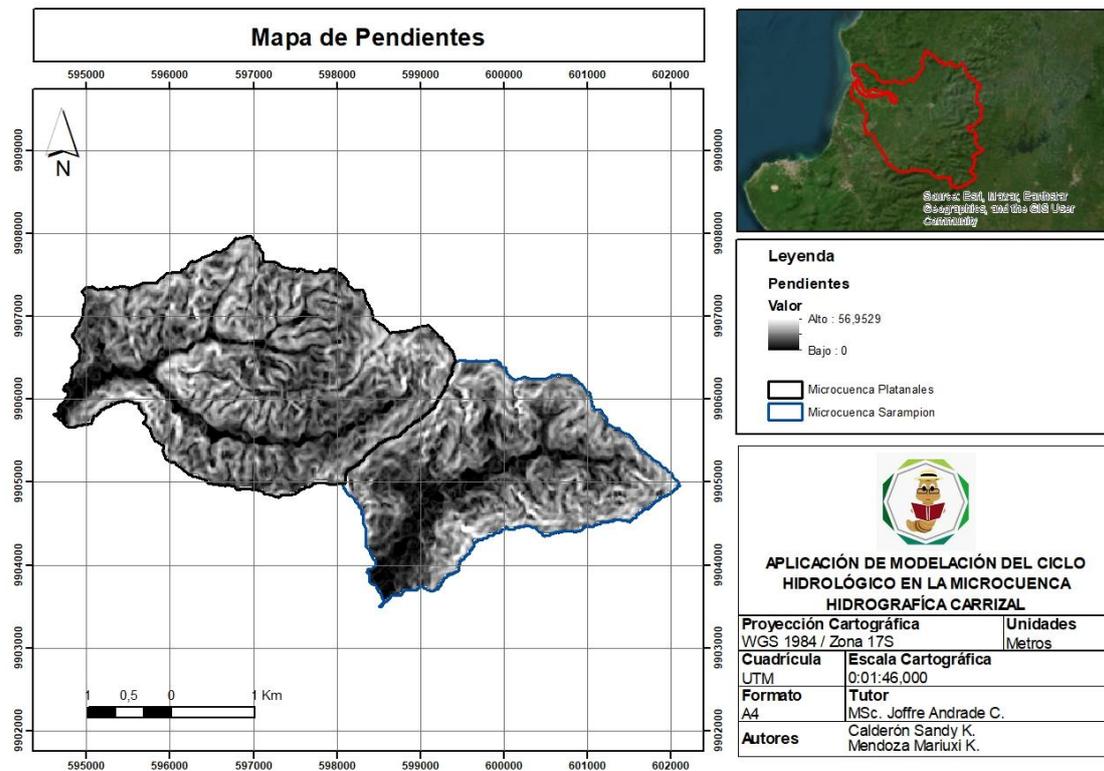


Figura 4.2. Mapa de Pendiente de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La Figura 4.2, exhibe el mapa de Pendiente de las microcuencas Platanales y Sarampión, con valores de 0 a 56,9529 grados; donde, la microcuenca Platanales cuenta con un rango de pendiente de 10 a 20 grados, mientras que la microcuenca Sarampión tiene un rango de 5 a 10 grado, relacionándose con el ciclo hidrológico en el transporte de agua, debido a que las pendientes o también conocidas como inclinaciones del terreno juegan un papel muy importante en lo que respecta el movimiento del agua (Madrigal, Cristóbal, Hernández, y Romo, 2019).

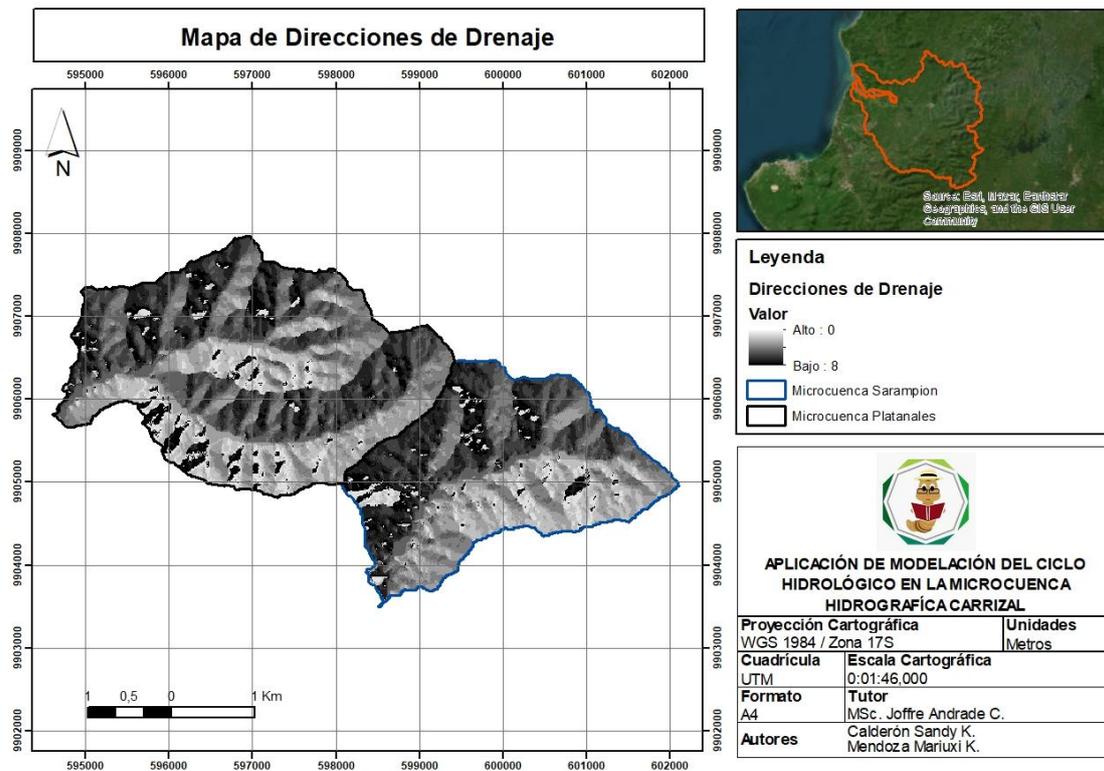


Figura 4.3. Mapa de dirección de drenaje de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La figura 4.3, Detalla la dirección de drenaje de las microcuencas Platanales y Sarampión. La microcuenca Platanales tiene una dirección de drenaje hacia el norte, mientras que la microcuenca Sarampión tiene una dirección de drenaje hacia el este, la forma en que fluye el agua desde un paisaje a un cuerpo de agua más grande se conoce como direcciones de drenaje, las cuáles son fundamentales tanto para el movimiento como para la distribución del agua en la superficie de la tierra, demostrando relación directa con el ciclo hidrológico (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología [INAMHI], 2015).

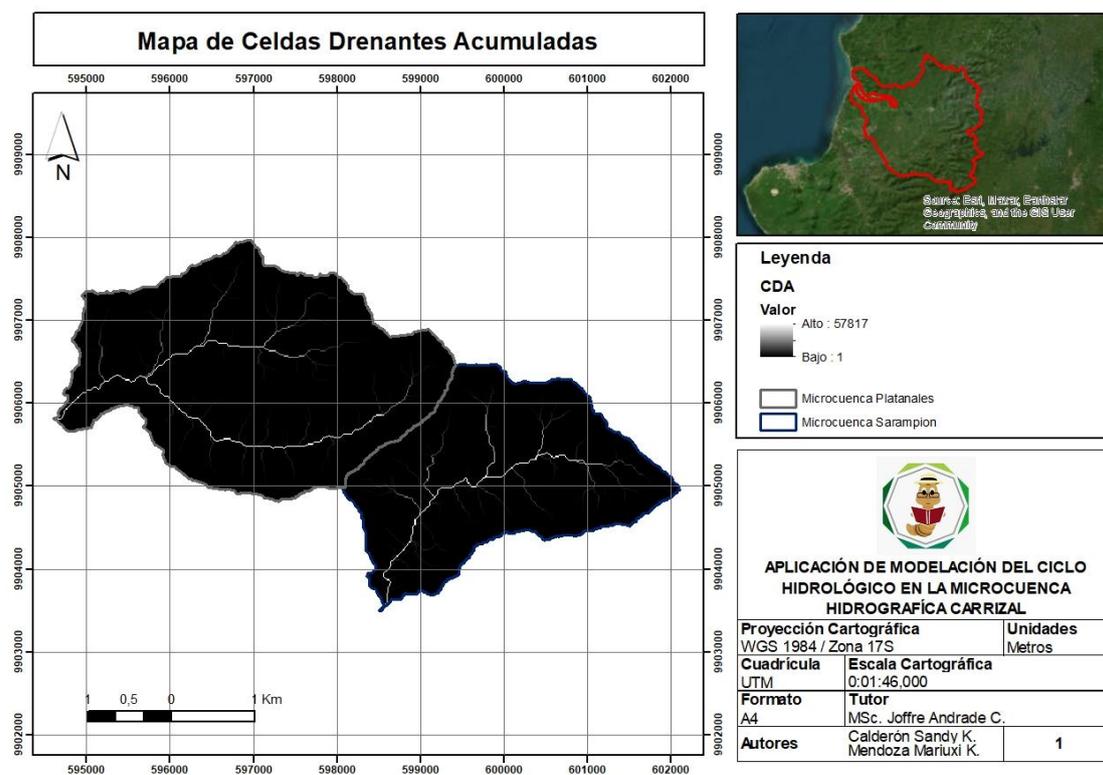


Figura 4.4. Mapa de celdas drenantes acumuladas de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La figura 4.4, es un mapa de celdas drenantes acumulada de las microcuencas Platanales y Sarampión las cuales tienen una distribución heterogénea. Morales (2021) mencionan que las unidades de drenaje acumulativo permiten modelar y comprender la dinámica del agua en las cuencas y la relación con el ciclo hidrológico radica en su capacidad para representar y analizar escorrentías, flujos de aguas superficiales, recarga de acuíferos y otros procesos fundamentales en el ciclo hidrológico.

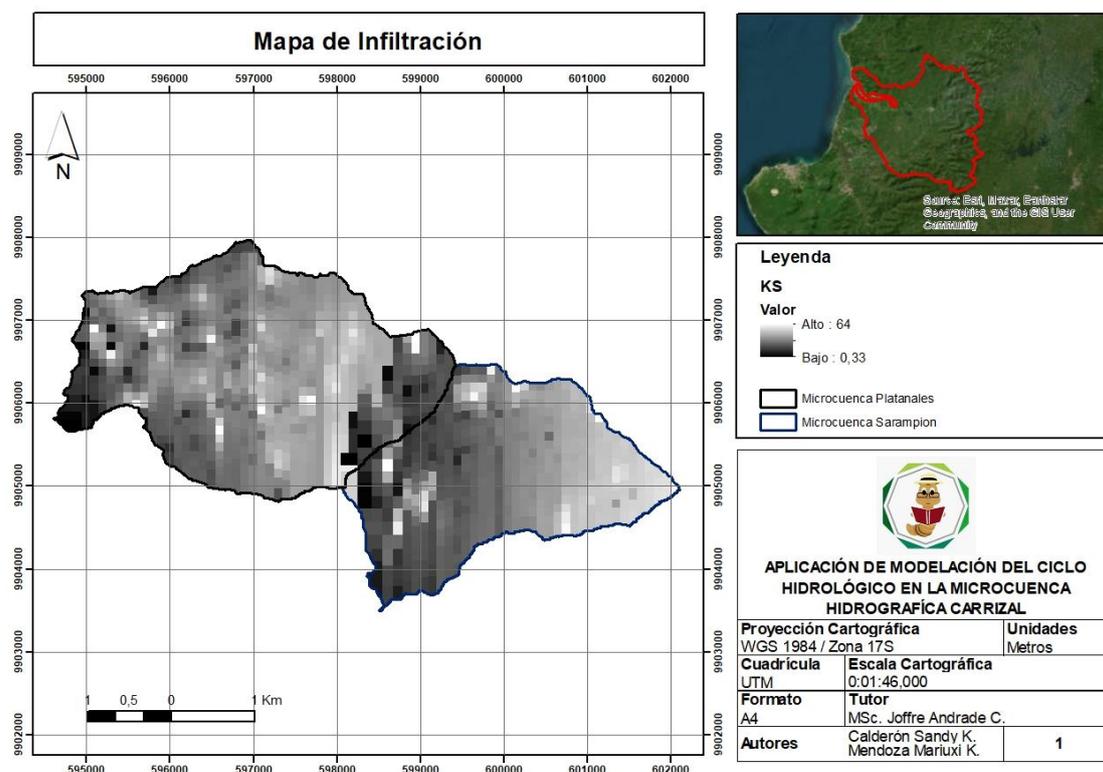


Figura 4.5. Mapa de infiltración de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La figura 4.5, es un mapa de infiltración de las microcuencas Platanales y Sarampión, las cuales tiene una infiltración heterogénea, de acuerdo con Alfaro y otros (2020), la infiltración permite identificar como el agua penetra en la capa del suelo y se desliza hacia abajo por medio de los poros o espacios interconectados, permitiendo comprender cómo es que el agua se traslada de los diferentes compartimentos del sistema terrestre (Alvarado y Barahona, 2017).

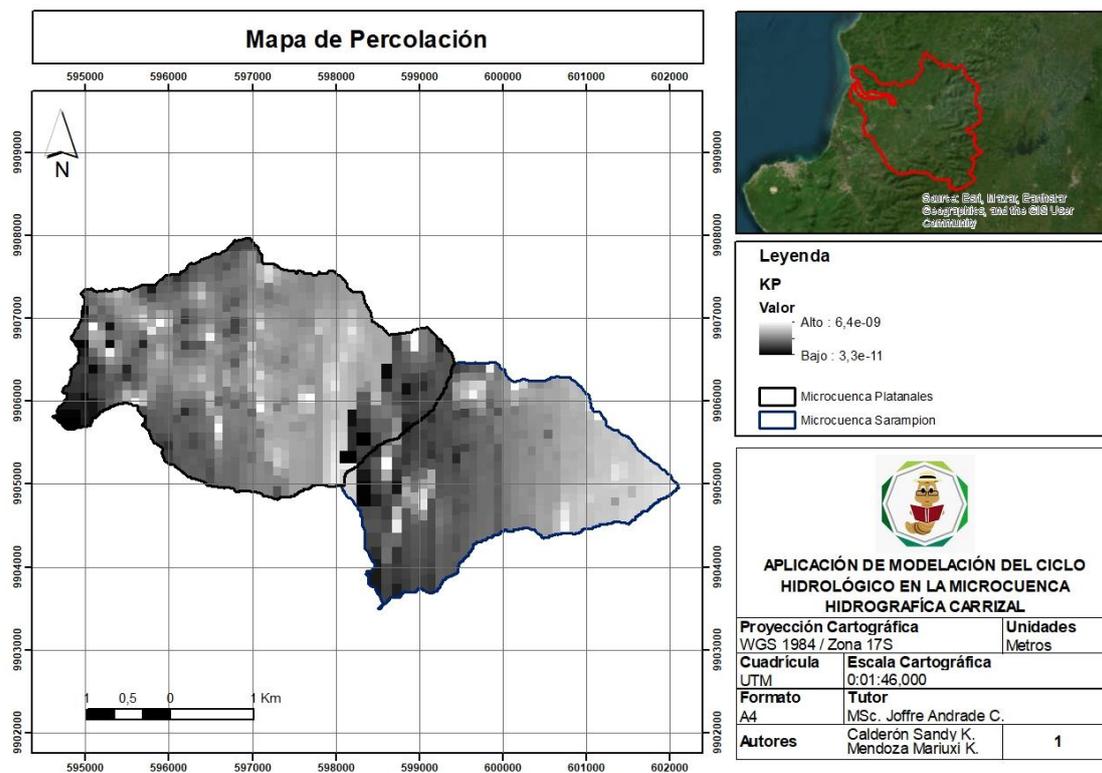


Figura 4.6. Mapa de percolación de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La figura 4.6, ilustra el mapa de percolación de las microcuencas Platanales y Sarampión, las cuales tienen una percolación heterogénea. La percolación se relaciona con el ciclo hidrológico porque identifica la redistribución y recarga del suelo y el agua de los acuíferos (Teófilo, Morales, Esteller, y Muciño, 2019).

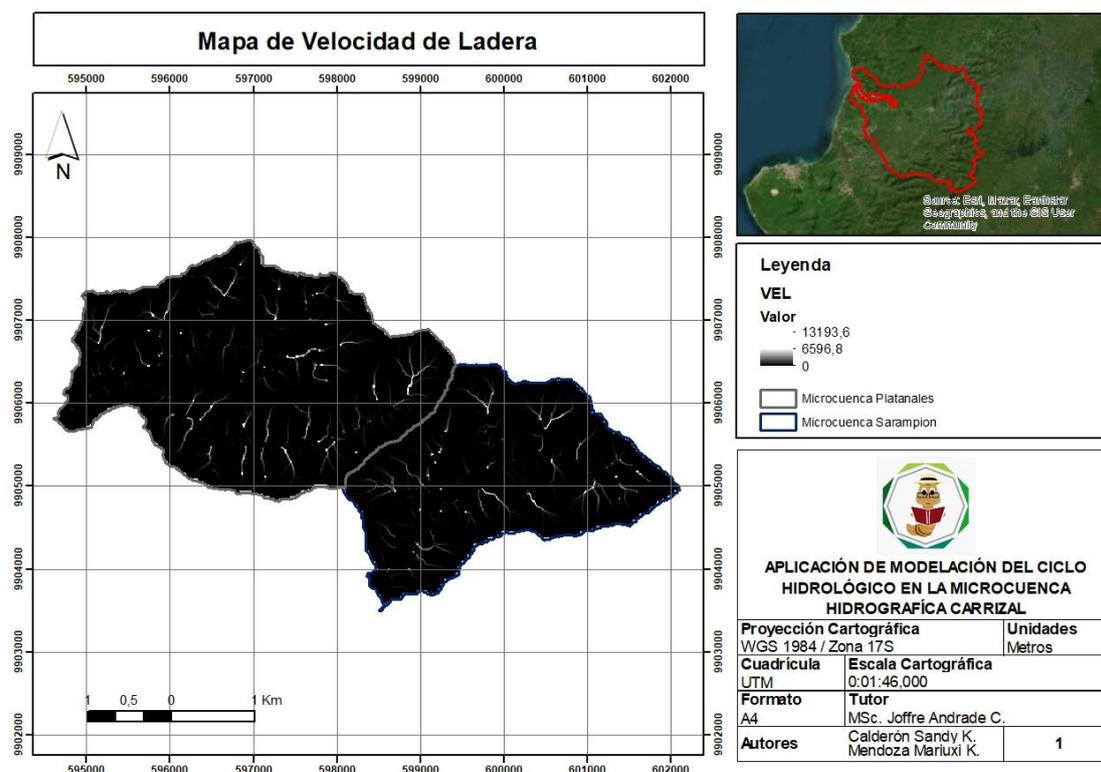


Figura 4.7. Mapa de Velocidad de ladera de las microcuencas Platanales y Sarampión.

La Figura 4.7, representa la velocidad de ladera de las microcuencas Platanales y Sarampión, las cuales tienen una velocidad de ladera heterogénea en las zonas más alta. La velocidad de la pendiente está estrechamente relacionada con el ciclo hidrológico dado que la velocidad de la pendiente y el ciclo hidrológico se manifiesta principalmente en el proceso de escorrentía superficial, es decir, la etapa del ciclo hidrológico en la que el agua fluye a través de la superficie del suelo (García y Medrano, 2021).

La velocidad de la pendiente afecta la cantidad y tasa de escorrentía superficial, lo que a su vez afecta la distribución del agua, la erosión, la calidad del agua y otros procesos relacionados con el ciclo hidrológico en un área determinada. Comprender estos procesos es fundamental para gestionar de manera sostenible los recursos hídricos y mitigar los riesgos de erosión y degradación del suelo (Hürlimann y Pinyol, 2022).

A continuación, se detallan los diferentes mapas de suelo se contaron con información previa como (porosidad) propios de la zona mediante pruebas en

campo, para la lo cual se trabajó con la técnica de cokrigado 64 datos de permeabilidad y 128 de porosidad por cada microcuenca.

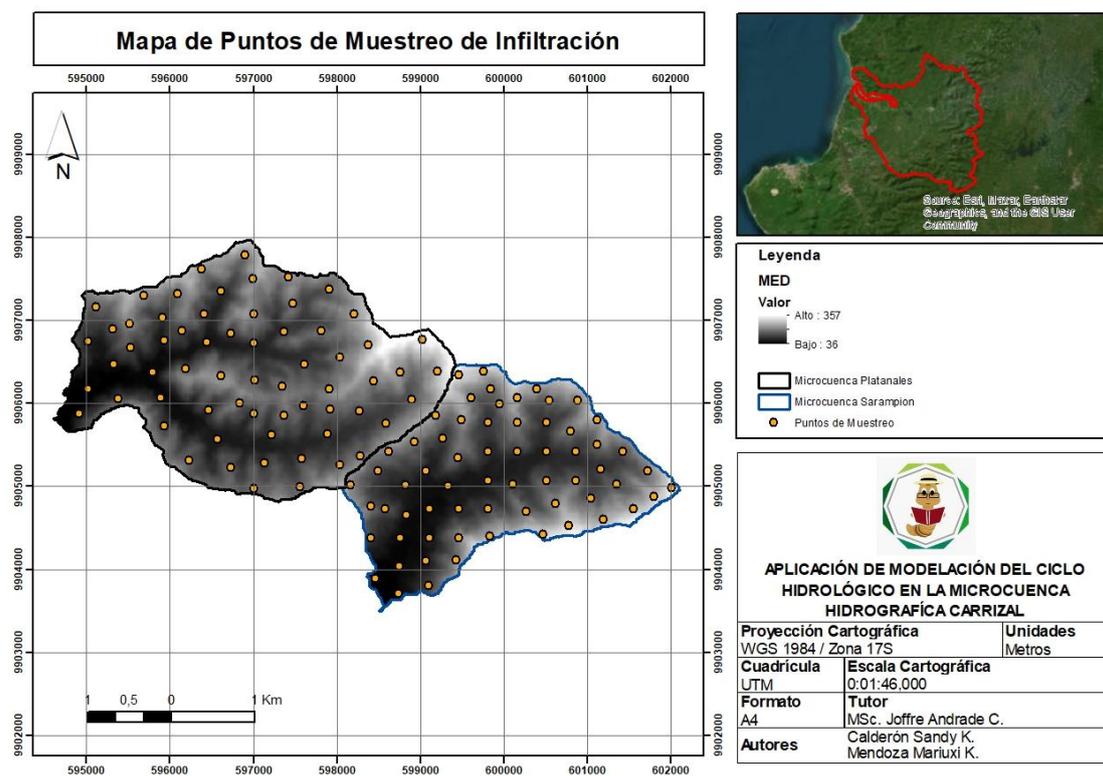


Figura 4.8. Mapa de puntos de muestreo de infiltración.

El mapa de puntos de infiltración muestra la ubicación de 64 puntos de muestreo de infiltración por cada microcuenca.

Los puntos de muestreo de infiltración son ubicaciones específicas dentro de un área donde se toman medidas para evaluar la tasa y capacidad de infiltración del suelo (Boumediene, 2017). Los sitios de muestreo brindaron información sobre la capacidad del suelo para absorber y retener agua, proceso fundamental para comprender cómo el suelo maneja el exceso de agua, como el agua de lluvia, y cómo contribuye a la recarga de los acuíferos (Saldaña y Vargas, 2023).

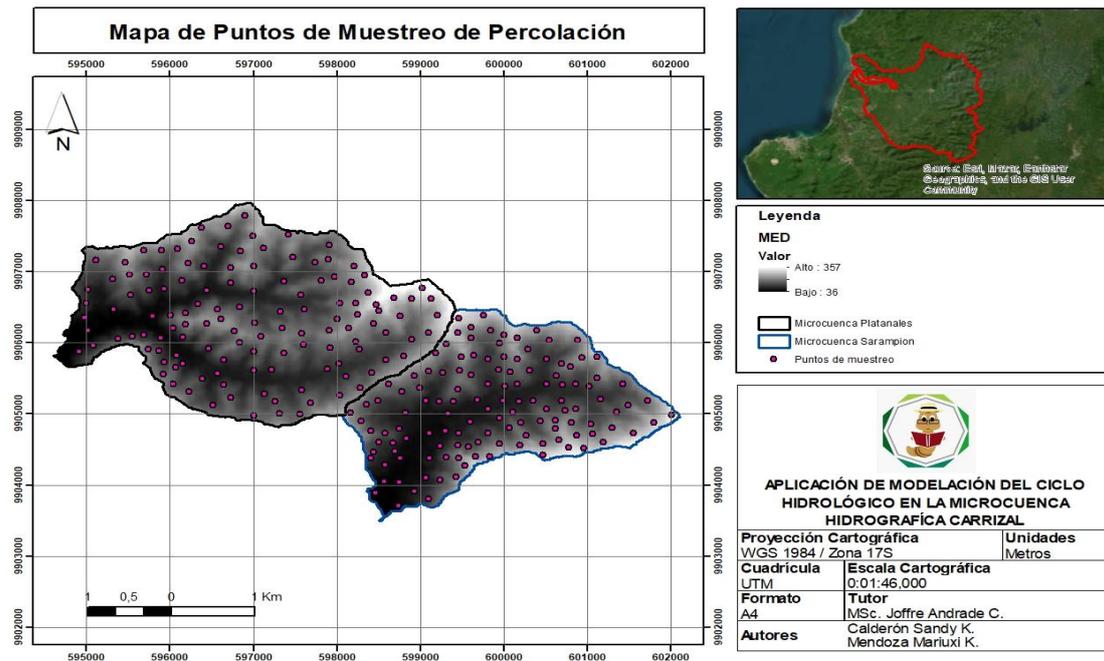


Figura 4.9. Mapas de puntos de muestreo de percolación.

El mapa de puntos de percolación muestra la ubicación de 128 puntos de muestreo de infiltración por cada microcuenca, este mapa permitió la evaluación de la percolación en la microcuenca, y así comprender las interacciones suelo-agua, particularmente en lo que se refiere a la percolación hacia capas más profundas (Santander et al., 2023).

Por otro lado, se detallan los parámetros de precipitación y caudal medidos en las microcuencas durante tiempos establecidos, de acuerdo con Pedrajas (2017), esta información permite la calibración y validación del modelo.

- PRECIPITACIÓN

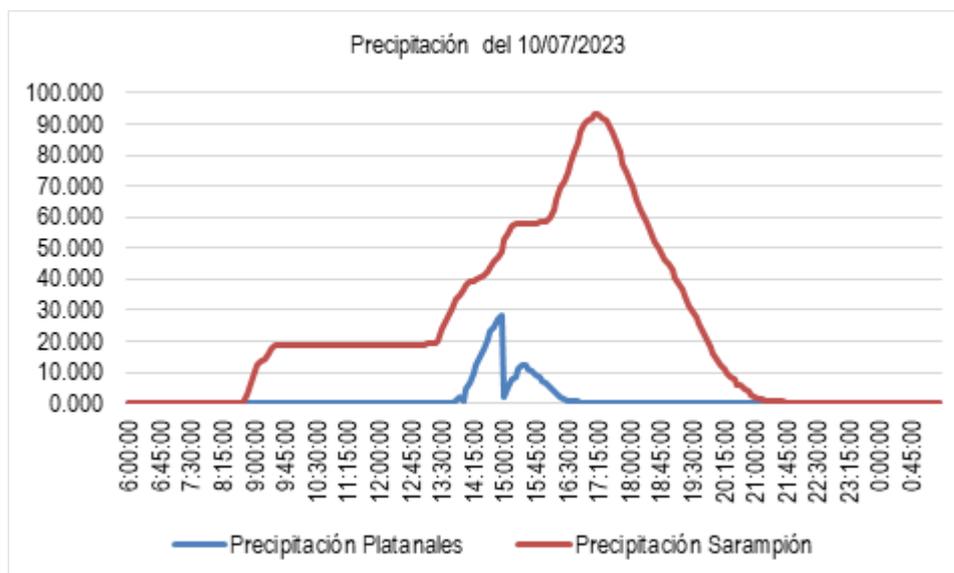


Gráfico 4.1. Valores de precipitación de las microcuencas de Platanales y Sarampión.

El gráfico 4.1, demuestra los datos de precipitación de las microcuencas, donde se denota que la precipitación máxima en Platanales fue 12,30 mm y en Sarampión 93,30mm.

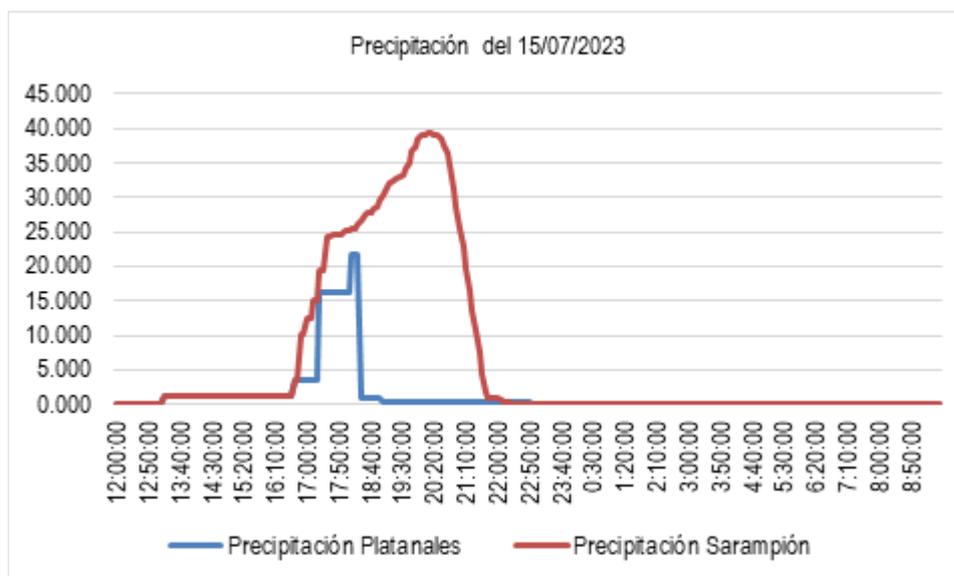


Gráfico 4.2. Valores de precipitación de las microcuencas Platanales y Sarampión.

El gráfico 4.2. detalla los datos de precipitación de las microcuencas, donde se denota que la precipitación máxima en Platanales fue 21,70 mm y en Sarampión 39,30 mm

- **CAUDAL**

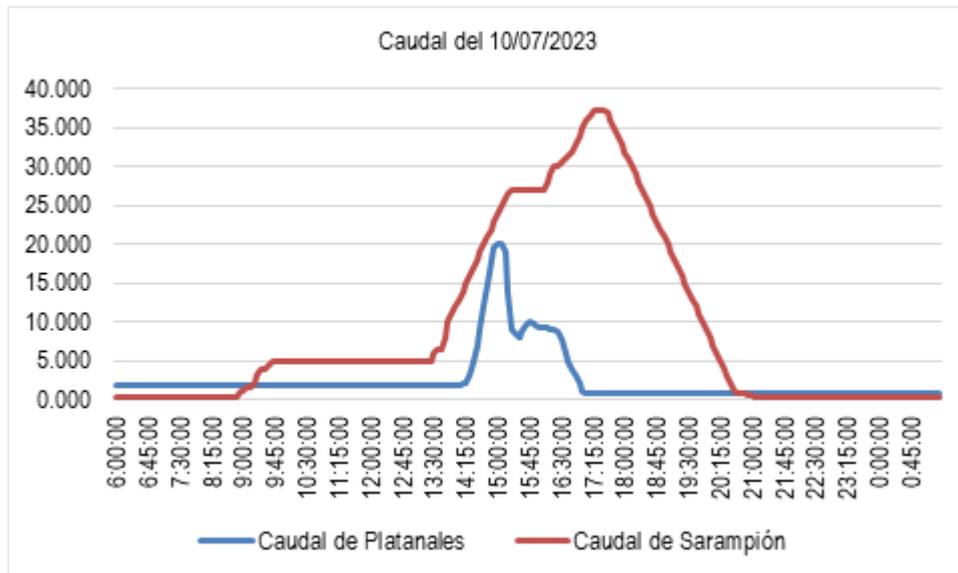


Gráfico 4.3. Valores de caudales de las microcuencas Platanales y Sarampión.

Asimismo, se monitorearon los caudales, el gráfico 4.3. exhibe que Platanales alcanzó un caudal de 20,05 m³/s y Sarampión 37,31 m³/s.

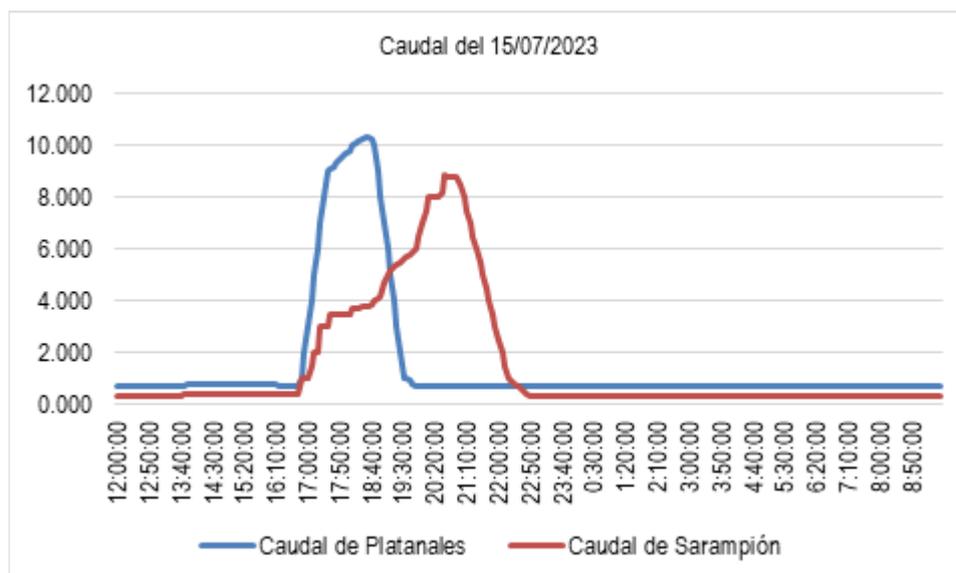


Gráfico 4.4. Valores de los caudales de las microcuencas Platanales y Sarampión.

El gráfico 4.4. demuestra el caudal en las microcuencas, donde Platanales alcanzó un caudal de $10,34\text{m}^3/\text{s}$ y Sarampión $8,84\text{m}^3/\text{s}$.

4.2. CALIBRACIÓN DEL MODELO ELEGIDO PARA LA ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO EFECTIVO POR COMPARACIÓN ENTRE VARIABLES DE ESTADOS SIMULADOS Y OBSERVADOS.

Previo a la calibración se contaban con los siguientes estados iniciales y variables de calibración.

H1- Almacenamiento estático	0
H2- Agua en superficie (mm)	0
H3- Almacenamiento gravitacional (mm)	0
H4- Estado inicial del acuífero (mm)	0
H5- Caudal en el cauce (0-1000% del caudal en sección llena)	0
H6- Intercepción por la vegetación (0-100% del máximo)	0

Tabla 4.1. Estado inicial del modelo.

FC-1 - Almacenamiento estático	0,0000000
FC-2 – Evapotranspiración	1,0000000
FC-3 – Infiltración	0,1000000
FC-4 - Escorrentía directa	1,0000000
FC-5 – Percolación	0,4000000
FC-6 - Inter flujo	10,0000000
FC-7 - Flujo Subterráneo Profundo	1,0000000
FC-8 - Flujo base	0,0000000
FC-9 – Velocidad de red fluvial	1,0000000
FC-0 - Escalamiento Precipitación	1,0000000

Tabla 4.2. Factores correctores sin calibrar.

Concluida la primera simulación necesaria con los datos de la tabla 4.2 a partir de ahí se realiza la calibración con los siguientes datos.

H1-Almacenamiento estático	61.10449982
H2- Agua en superficie (mm)	5.08510017
H3- Almacenamiento gravitacional (mm)	6.486199951
H4- Estado inicial del acuífero (mm)	39.35210037
H5- Caudal en el cauce (0-1000% del caudal en sección llena)	61.65850067
H6- Intercepción por la vegetación (0-100% del máximo)	0.00000000

Tabla 4.3. Datos para realizar la calibración.

FC-1 - Almacenamiento estático	29,108403
FC-2 – Evapotranspiración	61,1949997
FC-3 – Infiltración	39,9547997
FC-4 - Escorrentía directa	0,0054
FC-5 – Percolación	35,6935005
FC-6 - Inter flujo	65,8389969
FC-7 - Flujo Subterráneo Profundo	60,591301
FC-8 - Flujo base	6,5089998
FC-9 – Velocidad de red fluvial	34,119217
FC-0 - Escalamiento Precipitación	1

Tabla 4.4. Factores correctores calibrados.

Al haber iniciado la calibración aplicando los valores de la tabla anterior la simulación entrega un índice de NASH de 0.9268, el Instituto de ingeniería del agua y Medio Ambiente, (2012) menciona en su manual de usuario que índices de NASH superiores a 0.6 son satisfactorios por tanto el modelo calibrado estaría

correcto con un caudal de 45.089 m³/s con el tiempo pico 17:15 y demás variables que se muestra a continuación en la tabla 4.5 y gráfico 4.5

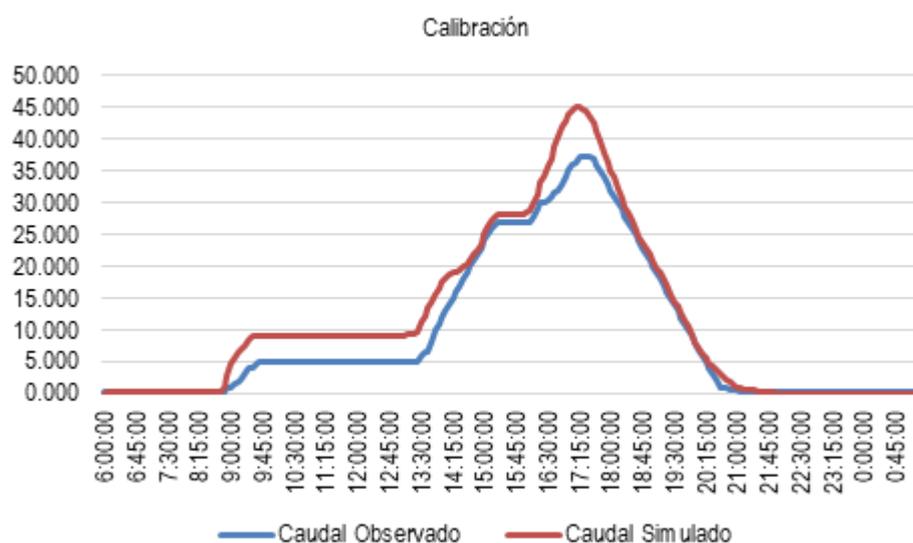


Gráfico 4.5. Curva de caudales observados y simulados en el proceso de calibración.

La tabla de a continuación contiene características de la calibración para el evento de lluvia del 10 de Julio del 2023.

Caudal Máximo Observado (m)	37,31
Caudal Máximo Simulado (m3)	45,089
RMSE	3,143
Tiempo al Pico Observado	10/07/2023 17:15
Tiempo al Pico Simulado	10/07/2023 17:15
Error Tiempo al Pico (dt)	0
Volumen Observado (Hm)	0,654
Volumen Simulado (Hm)	0,796
Error en Volumen (%)	21,654
Índice de NASH y Sut. (NSE)	0,9268
Área acumulada (Km)	5,328

Tabla 4.5. Características para la calibración para el evento del 10 de Julio.

4.3 REALIZAR 3 VALIDACIONES: LA PRIMERA DE TIPO TEMPORAL, LA SEGUNDA DE TIPO ESPACIAL, Y UNA TERCERA DE TIPO ESPACIO- TEMPORAL.

4.3.1. VALIDACIÓN ESPACIAL

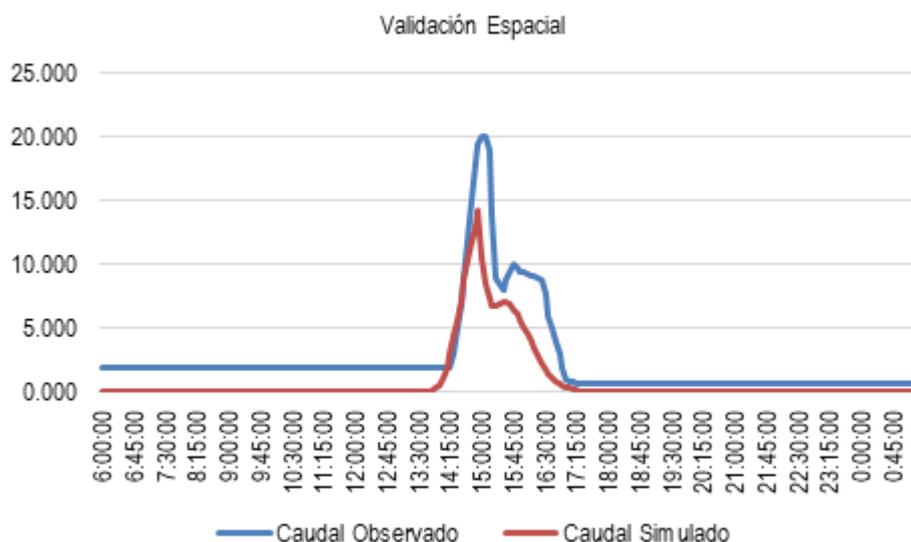


Gráfico 4.6. Curva de caudales observados y simulados de la Validación Espacial.

Para haber realizado la validación espacial se hizo un cambio de cuenca, para este caso se usó la Cuenca de platanales, mientras que en la temporal la de Sarampión con lo cual después se generó el nuevo fichero Topolco para volver lanzar la nueva simulación para este caso, dando como resultado la ilustración anterior, representado en el gráfico 4.6.

Principales Características del Evento	
Caudal Máximo Observado (m)	20,05
Caudal Máximo Simulado (m3)	14,327
RMSE	2,254
Tiempo al Pico Observado	10/07/2023 15:00
Tiempo al Pico Simulado	10/07/2023 14:55
Error Tiempo al Pico (dt)	1
Volumen Observado (Hm)	0,173
Volumen Simulado (Hm)	0,06
Error en Volumen (%)	-65,254
Índice de NASH y Sut. (NSE)	0,5906
Área acumulada (Km)	8,128

Tabla 4.6. Características de la Validación Espacial.

Para esta validación espacial se obtuvo un índice de NASH de 0.59 teniendo su pico simulado en 14:55 y lo observado en el horario de 15:00 PM, los caudales

máximos en el simulado fueron de 14.32 m³/s y lo observado de 20.05 m³/s siendo mayor al simulado y el error de tiempo típico que se tuvo fue de 1, dando así por validado espacialmente el modelo.

4.3.2. VALIDACIÓN TEMPORAL

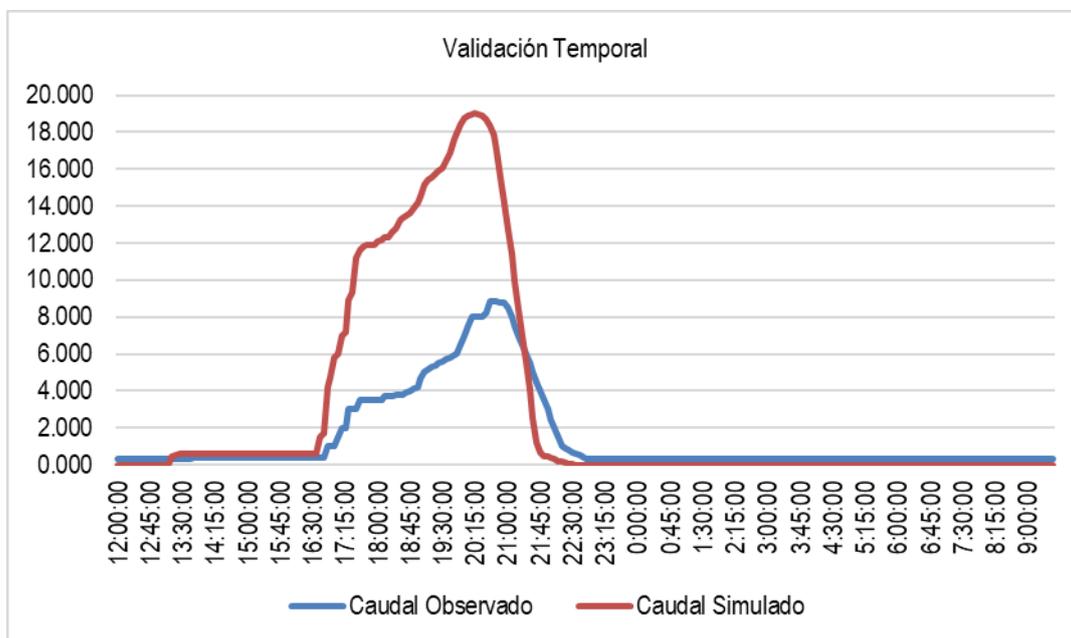


Gráfico 4.7. Curva de caudales observado y simulados en validación temporal.

Esta validación temporal se obtuvo por medio del fichero inputs con un índice de NASH de 0, conjuntamente con un tiempo pico de 20:15 denotando ser menor en relación al observado 20:35, en este caso el caudal simulado fue de 19.07 m³/s superando al caudal observado de 8.840 m³/s con un error en el tiempo pico de 4. Demostrando así que no se pudo validar el modelo de forma temporal.

Particularmente, se aprecia que las diferencias entre los datos simulados y observados son significativamente menores en los caudales más elevados, esto se explica por la mayor facilidad para modelar caudales de magnitudes superiores, ya que son menos afectados por las variaciones climáticas, en este contexto, se observa un probable variolización de ambos conjuntos de caudales en este rango, indicando una menor sensibilidad a las variaciones climáticas.

Principales Características del Evento	
Caudal Máximo Observado (m)	8,84
Caudal Máximo Simulado (m ³)	19,017
RMSE	4,071
Tiempo al Pico Observado	15/07/2023 20:35
Tiempo al Pico Simulado	15/07/2023 20:15
Error Tiempo al Pico (dt)	4
Volumen Observado (Hm)	0,115
Volumen Simulado (Hm)	0,235
Error en Volumen (%)	103,631
Índice de NASH y Sut. (NSE)	0
Área acumulada (Km)	5,328

Tabla 4.7. Características de la Validación Temporal.

4.3.3. VALIDACIÓN ESPACIO TEMPORAL

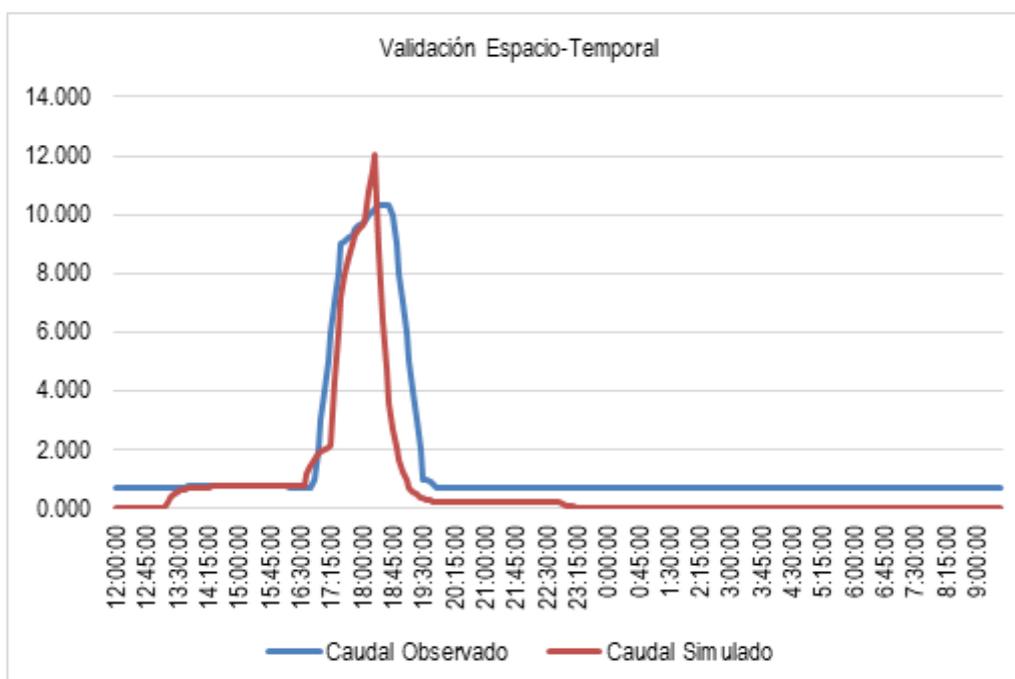


Gráfico 4.8. Curva de caudales observado y simulados en validación Espacio-temporal.

En esta sección para la validación espacio temporal lo que se usó fue el evento de Platanales solo cambiando el día del evento, posteriormente se hace lo necesario como generar el archivo Topolco y cálculo del estado inicial. Para esto se extrajeron los valores del fichero con los que se graficó lo que muestra el gráfico 4.8 anterior.

Principales Características del Evento	
Caudal Máximo Observado (m)	10,34
Caudal Máximo Simulado (m³)	12,048
RMSE	1,337
Tiempo al Pico Observado	15/07/2023 18:30
Tiempo al Pico Simulado	15/07/2023 18:20
Error Tiempo al Pico (dt)	2
Volumen Observado (Hm)	0,119
Volumen Simulado (Hm)	0,06
Error en Volumen (%)	-49,359
Índice de NASH y Sut. (NSE)	0,6969
Área acumulada (Km)	8,128

Tabla 4.8. Características de la calibración Espacio-temporal.

En esta validación que se obtuvo por el input dio un índice de NASH de 0.69 además de un pico simulado en 18:20 siendo antes que el observado, además de un caudal máximo simulado de 12.048 m³/s y el observado de 10.34 m³/s menor al simulado, dando por validado el modelo.

CAPITULO V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

La integración de mapas geomorfológicos como pendiente, dirección de drenaje, celdas drenantes acumuladas, infiltración, percolación y velocidad de ladera e información como precipitación y caudal permitieron la correcta aplicación del modelo.

La calibración del modelo se llevó a cabo en la microcuenca de Sarampión con fecha del 10 - 11/07/2023, en el horario 06:00 AM - 01:25 AM, donde se obtuvo como resultado un índice de Nash de 0.9268 aceptándose el proceso.

La validación espacial se realizó con la estación de la microcuenca Platanales con fecha y horario de la calibración, donde se da por validado el modelo con un índice de Nash de 0.5906. También se llevó a cabo una validación temporal y espacio-temporal, con fecha del 15 - 16/07/2023, en el horario 12:00 PM a 09:35 AM donde no se dio por validado el modelo en la temporal debido a que su índice de Nash fue 0, a diferencia de la espacio-temporal que se obtuvo un índice de Nash de 0,6969 dándose por validado el modelo.

La aplicación del modelo distribuido TETIS permitió la simulación de ciclo hidrológico en la zona de estudio, sin embargo, no se alcanzó el nivel de certidumbre esperado.

5.2. RECOMENDACIONES

Con el fin de realizar un análisis exhaustivo y una gestión eficaz de los recursos es esencial aumentar la recopilación de datos de precipitación y caudal, esta ampliación no solo mejorará la calidad de modelos y predicciones, sino que también proporciona una base sólida que permite interpretar los patrones hidrológicos, fortaleciendo la capacidad para abordar desafíos asociados con la disponibilidad del agua.

Es necesario incrementar la información sobre infiltración y porosidad, dado que estos datos no solo optimizan la precisión de los modelos estadísticos, también sentará las bases para un análisis espacial más detallado y distribución de agua en el subsuelo.

Se hace imprescindible expandir las redes de monitoreo de variables del ciclo hidrológico con el propósito de mejorar la calibración y validación de modelos distribuidos, y así se mejora la capacidad predictiva y por ende la gestión de recursos hídricos

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, C. (2019). El agua: Ciclo hidrológico y medio ambiente. Una propuesta educativa para alumnos del magisterio. En Caja de Ahorros del Mediterráneo (Ed.), *Ponencias y comunicaciones presentadas en el Congreso Agua y Educación Ambiental: Nuevas Propuestas para la Acción* (pp. 69–126). CAM.
- Alfaro, I., Chavez, J., Cuestas, I., Mejía, C., Landaverde, M., y Campos, S. (2020). Estudio sobre infiltración y su relación con la geología del Área Metropolitana de San Salvador, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*(63), 40-57. doi:<https://doi.org/10.15517/rgac.v63i0.43401>
- Alvarado, C., y Barahona, M. (2017). Comparación de tres métodos de infiltración para calcular el balance hídrico del suelo, en la Cuenca del río Suquiapa, El Salvador. *Cuadernos de Investigación UNED*, 9(1), 23-33. Obtenido de <https://www.scielo.sa.cr/pdf/cinn/v9n1/1659-4266-cinn-9-01-00023.pdf>
- Basile, E., y Abel, P. (2017). *Mediciones Hidrológicas. Capítulo II*. Orsolini.
- Bateman, A. (2018). *Hidrología Básica y Aplicada*. www.gits.ws
- Beven, K. J., Kirkb y, M. J., Schofield, N., y Tagg, A. F. (1979). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, 69(17), 119–143.
- Bonilla-Ovallos, C. A., y Mesa Sánchez, O. J. (2017). Validación de la precipitación estimada por modelos climáticos acoplados del proyecto de intercomparación CMIP5 en Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41(158).
- Boumediene, S. (2017). *Soluciones para la infiltración y la redistribución en el riego por superficie: aproximaciones simplificadas y modelización*. Obtenido de https://oa.upm.es/47922/1/BOUMEDIENE_SAYAH.pdf
- Boyle, D. P., Gupta, H. v., y Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods.

Water Resources Research, 36(12), 3663–3674.
<https://doi.org/10.1029/2000WR900207>

Bussi, G. (2014). *Implementation of a distributed sediment model in different data availability scenarios* [Tesis de Posgrado]. Universitat Politècnica de València.

Cabrera, J. (2019). *Modelos Hidrológicos* [Tesis de Pregrado]. Universidad Nacional de Ingeniería.

Cadena Iñiguez, P., Rendón Medel, R., Aguilar Ávila, J., Salinas Cruz, E., Cruz Morales, F., y Sangerman Jarquín, D. (2017). Métodos cuantitativos, métodos cualitativos o su combinación en la investigación: un acercamiento en las ciencias sociales. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 8(7), 1603-1617. Obtenido de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-09342017000701603&lng=es&tlng=es.

Calderón, D., y Lemus, L. (2016). *Influencia del cambio climático en la dinámica de semientos del sistema hidrológico de la cuenca del Neusa*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Santo Tomás.

Calderon Montalico, A. H., y Huaccoto Garcia, P. (2020). Determinación del método eficiente para calcular la evapotranspiración potencial para un modelo Lluvia - escorrentía en la cuenca Huancané – Puno. *Aporte Santiaguino*. <https://doi.org/10.32911/as.2020.v13.n2.690>

Caro, C. (2021). *Modelación hidrológica distribuida basada en esquemas de volúmenes finitos* [Tesis de Posgrado]. Universidad Politècnica de Catalunya.

Carrera Villacrés, D. V., y Guevara García, P. V. (2020). Variación de la concentración inorgánica de las aguas del sistema hidrográfico del río Ambi, en relación con la precipitación, evaporación y evapotranspiración. *Tierra Infinita*, 6(1). <https://doi.org/10.32645/26028131.1032>

Cheng, L., y Palacios, E. (2019). ¿El ciclo hidrológico o el ciclo de atención mediática? Estudio empírico de los encuadres noticiosos del AGUA en la prensa española. *Comunicación y Sociedad*, 34(2), 197–221.

- Cisneros Caicedo , A. J., Guevara García, A. F., Urdánigo Cedeño, J. J., y Garcés Bravo, J. E. (2022). Técnicas e Instrumentos para la Recolección de Datos que apoyan a la Investigación Científica en tiempo de Pandemia. *Ciencias Económicas y Empresariales*, 8(1), 1165-1185. doi:<http://dx.doi.org/10.23857/dc.v8i41.2546>
- Cortolima, y IBAL. (2015). PPlan de ordenación y manejo ambiental de la microcuenca de las Quebradas las Panelas y la Balsa. *Plan De Ordenación Y Manejo Ambiental De La Microcuenca De Las Quebradas Las Panelas Y La Balsa*.
- Cruel, Y., Cabrera, K., Bock, J., Caba, A., y Reynoso, A. (2020). Evaporación y Evapotranspiración. *Academia*, 12(3), 14–54.
- Cuesta, R. (2019). Los Modelos Digitales del Terreno y su uso en Cartografía Temática. *División Geográfica*, 1-4.
- Miguel, Á., Lado, J., Martínez, V., Leal, M., y García, R. (2019). El ciclo hidrológico: Experiencias prácticas para su comprensión. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17(1), 78–85.
- del Campo García, A. D., González-Sanchis, M. del C., García-Prats, A., Schweikart, C., y García-Soro, J. M. (2019). Influencia de la conectividad de la lluvia en los procesos hidrológicos del bosque. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, 45(1). <https://doi.org/10.31167/csecfv0i45.19512>
- Del, E., Escobar, C., y Ps, M. (2022). *Utónoma de*.
- Delgado-Carrillo, M. J., Cuichán-Nuñez, D. J., y Sancán-Moreira, M. T. (2017). Algunas especificidades acerca de la Ergonomía y los factores de riesgo en salud ocupacional. *Polo del Conocimiento*, 2(5), 1220. <https://doi.org/10.23857/pc.v2i5.215>
- Eckhardt, K., y Arnold, J. G. (2001). Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*, 26(32), 103–109. www.elsevier.com/locate/jhydrol
- Escamilla, V., Puertes, C., y Francés, F. (2017). Capacidades del modelo hidrológico TETIS versión 9. *Jornadas de Ingeniería del Agua*.

- Espinoza, M., y Zelaya, C. (2022). Aplicación del modelo hidrológico SWAT en unidades hidrográficas de Nicaragua: Simulación del escurrimiento superficial. *La Calera*, 22(38). <https://doi.org/10.5377/calera.v22i38.14116>
- Esquivel, G. (2018). Nutrientes Esenciales Para Las Plantas. *Brokosa Peru*, 2.
- Fattorelli, S., y Fernández, P. (2011). Diseño Hidrológico. En *Diseño Hidrológico* (Digital).
- Felicísimo, Á. (2021). *Simulación de procesos: cuencas hidrológicas y cuencas visuales*. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/>
- Fernández, F. (2020). *Modelo de simulación hidrológica para el embalse de la Presa Aluvional J.J. Gómez* [Tesis de Pregrado]. Universidad Nacional del Comahue.
- Florian-Vergara, C., Salas, H. D., y Builes-Jaramillo, A. (2021). Análisis de la precipitación y la evaporación en el Orinoco colombiano según los modelos climáticos regionales del experimento CORDEX-CORE. *TecnoLógicas*, 24(52). <https://doi.org/10.22430/22565337.2144>
- Francés, F., y Bussi, G. (2014). Análisis del impacto del cambio climático en el ciclo de sedimentos de la cuenca del río Ésera (España) mediante un modelo hidrológico distribuido. *Revista Iberoamericana del Agua*, 20(22), 14–25.
- Francés, F., y Múnera, J. (2008, septiembre). Modelación hidrológica distribuida de la cuenca de los Ríos Saja-Besaya (Cantabria) con el Modelo TETIS v.7.2, para la estimación probabilística de avenidas ocurridas en los períodos de estiaje. *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*.
- Francisco Moreira-Franco, L. I., y Francisco Ortega-Ordóñez, C. I. (2021). *Análisis jerárquico aplicado a la determinación de la fragilidad ambiental de la subcuenca del Río Carrizal Hierarchical analysis applied to the determination of the environmental fragility of the Carrizal River sub-basin Análise hierárquica aplicada à determinação da fragilidade ambiental da sub-bacia do rio Carrizal*. 56, 15–39. <https://doi.org/10.23857/pc.v6i3.2349>

- Gan, T., y Biftu, G. (1996). Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models: Optimization Algorithms, Catchment Conditions, and Model Structure. *Water Resources Research*, 32(12), 3513–3524.
- Gan, T., y Burges, S. (1990). An assessment of a conceptual rainfall-runoff model's ability to represent the dynamics of small hypothetical catchments: 2. Hydrologic responses for normal and extreme rainfall. *Water Resources Research*, 26(7), 1605–1619.
- García, L., y Medrano, O. (s.f.). Identificación de áreas susceptibles a movimientos de ladera usando sistemas de información geográfica en Tabasco. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*, 29(83). doi:<https://doi.org/10.33064/iycuaa2021832804>
- García, M., y Fernández, A. (2019). El ciclo hidrológico. En M. Yapur (Ed.), *Hidrogeología básica. Las aguas subterráneas y su flujo* (Tercera, Vol. 2, pp. 21–27). Ediciones FIEC.
- García Romero, L. (2020). *Propuesta Y Análisis De Metodologías Para La Evaluación De Recursos Hídricos Mediante Modelos Precipitación-Escorrentía*. 1–328.
- Garzón, C., y González, E. (2018). Estado del arte de modelos hidrológicos. *Boletín Informativo Universidad Mariana*, 5(2), 116–120.
- Gaspari, F., Rodríguez, A., Senisterra, G., Delgado, M., y Besteiro, S. (2013). Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas. En *Libros de Cátedra*. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP).
- Giraldo, L., Pérez, D., Moreno, A., y Ruiz, D. (2019). Modelamiento estocástico en la determinación de la oferta hídrica del Río Source Matelas (Haití): Aplicación al predimensionamiento de un embalse. *Revista EIA*, 4(6), 21–31.
- Gómez, R., y Flores, F. (2015). Agricultura y servicios ecosistémicos: el caso del espárrago en Ica. *Apuntes*, 42(77), 09-55. Obtenido de http://www.scielo.org.pe/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0252-18652015000200001

- Guerra, H., Quentin, E., Bâ, K., y Díaz, C. (2017). Efecto de la discretización espacial sobre las simulaciones de caudal con el modelo distribuido CEQUEAU. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4(5), 33–53.
- Gutiérrez, A. (2022). Conceptos para gestión de inundaciones en la región LAC, modelación e hidrología de extremos. *Aqua-LAC*, 14(1), 4–16. <https://doi.org/10.29104/phi-aqualac/2022-v14-1-01>
- Gutiérrez, C. (2019). *Hidrología Básica y Aplicada* (Editorial Universitarias Abya-Yala, Ed.; Segunda, Vol. 1). Universidad Politécnica Salesiana.
- Hämmerly, R., Paoli, C., y Duarte, O. C. (2018). Distribution of precipitation and evapotranspiration on the Argentine territory of the La Plata Basin. *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 40, 69–102. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2018.40.0.4913>
- Herbis, G. (2020). *Implementación del Modelo WEAP como herramienta de planeación del agua para la producción agrícola, considerando escenarios de cambio climático. Caso de Estudio: Cuencas del Sistema Hidráulico Sur Centro de la provincia de Pinar del Río* [Tesis de Posgrado]. Universidad de Ciego de Ávila.
- Herencia Félix, B. G., y Carrera Saavedra, C. E. (2019). Estimación caudales medios y máximos de la cuenca del río Checra mediante ecuaciones sintéticas y racionales. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de minas, metalurgia y ciencias geográficas*, 22(44), 15–24. <https://doi.org/10.15381/iigeo.v22i44.17282>
- Huamán, J., y Alvarez, J. (2018). Modelos hidrológicos para la estimación de caudal ecológico. *Manglar*, 19(2), 201–207. <https://doi.org/10.17268/manglar.2022.025>
- Hürlimann, M., y Pinyol, N. (Septiembre de 2022). *Monitorización y caracterización de deslizamientos en el embalse de Rules (Granada)*.
- Instituto de ingeniería del agua y Medio Ambiente. (2012). *Manual de usuario del programa Tetis*. Valencia: Universidad Politecnica de Valencia.

Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología [INAMHI]. (2015). *Mapa de escurrimiento en la cuenca del Río Mira*. Obtenido de https://www.google.com/search?q=inamhi&oq=imhami&gs_lcrp=EgZjaHJvbWUqCwgBEAAYChgNGIAEMgYIABBFgDkyCwgBEAAYChgNGIAEMgsIAhAAGAOYDRiABDILCAMQABgKGA0YgAQyCwgEEAAYChgNGIAEMgsIBRAAGAOYDRiABDIJCAyQLhgNGIAEMgolBxAAGAOYDRgeMggICBAAGA0YHjIICAKQABgNGB7SAQwxNTY1MzM4aj

Jauregui, M. (2017). *La Molina Molina*. 100.

Jacinto Hernández, L., Hernández Cabrera, G., Artilés Duarte, L., Jaime Valdés, L., y Pérez Rodríguez, T. (2016). Guía metodológica para la observación y calificación del examen práctico estatal de Medicina. *EDUMECENTRO*, 8(4), 100-114. Obtenido de http://scielo.sld.cu/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2077-28742016000700008

Jimeno Sáez, P. (2018). *Simulación de procesos hidrológicos utilizando técnicas de machine learning y modelos hidrológicos* [Tesis de Posgrado]. Universidad Católica de Murcia.

Johnson, B., Pierre, J., Molnar, D., y Watson, C. (2018). The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 84(14), 31–42.

Jorquera, E., Weber, J. F., y Reyna, S. M. (2018). Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada. *Revista Regional del Ingeniería y Ciencias Exactas*, 2(5), 24–39.

Jos, M., Acu, E., Ram, C., y Mart, Z. (2022). *runoff*. 21, 24–29.

Julien, P., Downer, C. W., Pradhan, N. R., Ogden, F. L., y Byrd, A. R. (1995). Testing the Effects of Detachment Limits and Transport Capacity Formulation on Sediment Runoff Predictions Using the U.S. Army Corps of Engineers CASC2D-SED Model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(7), 4014–4029. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0001104](https://doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0001104)

- Linea Verde. (2021). *Ciclo hidrológico - Ceuta*. ciclo hidrológico.
- López, N. A. (2019). *Modelo Hidrológico Distribuido Basado en Procesos Hidrológicos TAC*. 75.
- Lopez, N., Marquez, A. M., y Guevara, E. (2021). Predicción espacio-temporal del balance hídrico en la cuenca del río Urama, Venezuela. *DYNA*, 88(217). <https://doi.org/10.15446/dyna.v88n217.88222>
- López Padilla, L. I., Peña Murillo, R. F., y Velastegui Cáceres, J. D. (2019). Determinación del balance hídrico y mapeo con sistemas de información geográfica de la microcuenca de la quebrada de Quillalli en el Cantón Ambato. *Ciencia Digital*, 3(4.2). <https://doi.org/10.33262/cienciadigital.v3i4.2.1014>
- Lozano-Rivas, W. A. (2018). ESCORRENTÍA. En *Clima, hidrología y meteorología*. <https://doi.org/10.2307/j.ctv7fmfh3.17>
- Madrigal, S., Cristóbal, D., Hernández, E., y Romo, J. (2019). Influencia de la cobertura, pendiente y profundidad, sobre el carbono y nitrógeno del suelo. *Revista mexicana de ciencias forestales*, 10(51), 201-223. Obtenido de https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-11322019000100201
- Marín, M. (2019). *Relación entre las propiedades biofísicas con parámetros de modelos hidrológicos conceptuales en la microcuenca Alto Andina del Río Zhuruca*y [Tesis de Pregrado]. Universidad de Cuenca.
- Marini, F., Santamaría, M., Oricchio, P., di Bella, C. M., y Basualdo, A. (2017). Estimación de evapotranspiración real (ETR) y de evapotranspiración potencial (ETP) en el sudoeste bonaerense (Argentina) a partir de imágenes MODIS. *Revista de Teledeteccion*, 2017(48), 29–41. <https://doi.org/10.4995/raet.2017.6743>
- Medina, C. (2021). Modelación hidrológica bajo escenarios de cambio climático para un embalse de abastecimiento de agua en la paz, bolivia. *Investigacion y desarrollo*, 21(1). <https://doi.org/10.23881/idupbo.021.1-5i>

- Meléndez, D., Ramos, L., Bejarano, T., y Altamirano, L. (2021). Simulación con un modelo hidrológico distribuido de tipo conceptual a escala diaria en una cuenca semiárida del río Lurín, Perú. *IDESIA*, 39(1), 17–26.
- Mendoza Cedeño, J., y Campos Cedeño, A. (2021). Análisis Hidrológico de la Cuenca Rocafuerte para Estimar el Potencial Hídrico de la Zona. *Revista Tecnológica - ESPOL*, 33(1). <https://doi.org/10.37815/rte.v33n1.783>
- Mendoza-Pérez, C., Ojeda-Bustamante, W., Sifuentes-Ibarra, E., Quevedo-Nolasco, A., Flores-Magdaleno, H., Ramírez-Ayala, C., y Ascencio-Hernández, R. (2019). Estimación de la evapotranspiración de referencia mediante atmómetro con fines de calendarización de riego. *Idesia (Arica)*, 37(4). <https://doi.org/10.4067/s0718-34292019000400065>
- Montecelos, Y. (2018). *Modelación del efecto de la variación climática en el balance hídrico en dos cuencas (México y Cuba) bajo un escenario de cambio climático* [Tesis de Posgrado]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Montoya, J., Francés, F., Vélez, J., y Julien, P. (2006). Desarrollo de un modelo distribuido de producción, transporte y depositación de sedimentos. Aplicación en una cuenca experimental. *XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, 17–28.
- Morales, A. (18 de Enero de 2021). *Estudio Teórico-Experimental para determinar la conductividad hidráulica en el suelo arcilloso de baja compresibilidad*. Obtenido de <http://148.222.11.200/jspui/bitstream/123456789/3451/1/11012016.pdf%20-%20Adriana%20yasmin%20morales%20roblero.pdf>
- Morales, M., y Francés, F. (2008). Hydrological modelling of the “Sierra de las Minas” in Guatemala, by using a conceptual distributed model and considering the lack of data. En *Geo-Environment and Landscape Evolution III: Evolution, Monitoring, Simulation, Management and Remediation of the Geological Environment and Landscape* (Vol. 2, pp. 97–107).

- Múnera, J., Coccia, G., Francés, F., y Todini, E. (2010, noviembre). Aplicación de un procesador bayesiano para la evaluación de la incertidumbre predictiva mediante combinación de modelos hidrológicos en la predicción de crecidas en tiempo real. *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*.
- Muñoz, L., Holwerda, F., Alvarado, M., Geissert, D., Marín, B., Gómez, A., McDonnell, J., Asbjornsen, H., Dawson, T., y Bruijnzeel, L. (2018). Efectos hidrológicos de la conversión del bosque de niebla en el centro de Veracruz, México. *Bosque*, 36(3), 395–407. <https://doi.org/10.4067/S0717-92002015000300007>
- Nájera Galeas, C. E. (2017). Identidad e Identificación: Investigación de Campo como Herramienta de Aprendizaje en el Diseño de Marcas. *INNOVA*, 2(10.1), 155-164. Obtenido de <file:///C:/Users/PC/Downloads/Dialnet-IdentidadEIdentificacion-6259170.pdf>
- Padrón, R., Feyen, J., Córdova, M., Crespo, P., y Célleri, R. (2020). Comparacion entre pluviómetros cuntifica diferencias en el monitoreo de la precipitacion. *La Granja*, 31(1).
- Palomino, V., y Mauricio, L. (2019). *Modelamiento hidrológico e hidráulico para un sistema de alerta temprana en la quebrada Cashahuacra, distrito de Santa Eulalia* [Tesis de Pregrado]. Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas.
- Pedrajas, J. (2017). *Caracterización del régimen temporal de masas de agua no permanentes mediante la implementación del modelo hidrológico TETIS y la herramienta TREHS. Aplicación en la Demarcación Hidrográfica del Júcar*. Obtenido de http://lluvia.dihma.upv.es/EN/publi/tfm_pfc_docs/TFM_JPEDRAJAS.pdf
- Poblete López, D. N. (2018). *Modelo hidrológico distribuido para la simulación de recursos hídricos* [Tesis de Posgrado]. Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Ramos, L., y Frances, F. (2018). Modelación hidrológica distribuida aplicada a la cuenca hidrográfica del río Júcar (España). *Anales Científicos*, 75(2), 324–333. <https://doi.org/10.21704/ac.v75i2.971>

- Registro Oficial 449. (2008). *Constitución de la República del Ecuador*.
www.lexis.com.ec
- Restrepo, C. (2020). *Modelo hidrológico distribuido orientado a la gestión de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas* [Tesis de Posgrado]. Universidad Nacional de Colombia.
- Reynaga, J., y Cornelio, J. (2021). *Simulación hidrológica de abastecimiento de agua de la ciudad de Lima* [Tesis de Pregrado]. Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas.
- Rincón, O., Ospina, S., y Franco, A. (2020). Aplicación de narrativas como estrategia para la enseñanza de Geología, Ciencia de los Materiales e Hidrología. En M. A. Guzmán Rivera y J. C. Botero Robayo (Eds.), *Lasallismo y Educación* (Primera, Vol. 15, pp. 297–312). Ediciones Unisalle. <https://ediciones.lasalle.edu.co/>
- Rodríguez, A., y Rodríguez, F. (2020). *Comparación de los modelos hidrológicos lluvia-escorrentía GR2M y GR4J en la obtención de caudales medios en la Cuenca del Río Subachoque* [Tesis de Posgrado]. Universidad Católica de Colombia.
- Rodríguez Jiménez, A., y Pérez Jacinto, A. O. (2017). Métodos científicos de indagación y de construcción del conocimiento. *Revista Escuela de Administración de Negocios*(82), 1-26. Obtenido de <https://www.redalyc.org/pdf/206/20652069006.pdf>
- Rodríguez Palacios, C., y Alarcón Loor, J. R. (2021). Estudio hidromorfológico de la cuenca La Mona, El Cady y el riesgo de inundaciones imprevistas. *Dilemas contemporáneos: Educación, Política y Valores*. <https://doi.org/10.46377/dilemas.v8i.2598>
- Rodríguez, X., Bussi, G., Sánchez, Y., Sopeña, A., Francés, F., y Benito, G. (2012, octubre). Aproximación a las tasas de producción de sedimento mediante el cubicaje de diques de retención en ríos mediterráneos efímeros. *XII Reunión Nacional de Geomorfología*.

- Rodríguez, Y., y Marrero, N. (2020). Metodología para la simulación hidrológica de eventos extremos máximos en ausencia de datos hidrométricos a escala horaria. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 19(4), 53–59.
- Rodríguez, Y., y Marrero, N. (2021). Simulación hidrológica en dos subcuencas de la cuenca del río Zaza de Cuba. *Ingeniería hidráulica y ambiental*, 36(2), 109–123.
- Saad Al-Wagdany, A. (2020). Intensity-duration-frequency curve derivation from different rain gauge records. *Journal of King Saud University - Science*, 32(8), 3421–3431. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2020.09.028>
- Salamanca Guzmán, J. A. (2020). Estado del arte sobre el uso de radares para la estimación cuantitativa de precipitaciones en cuencas urbanas. *instname:Universidad de los Andes*. <http://hdl.handle.net/1992/49137>
- Salazar, S., Frances, F., Komma, J., Blume, T., Francke, T., Bronstert, A., y Bloschl, G. (2012). A comparative analysis of the effectiveness of flood management measures based on the concept of “retaining water in the landscape” in different European hydro-climatic regions. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3287–3306. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-3287-2012>
- Saldaña, J., y Vargas, N. (2023). *Estimación de Pérdidas de Agua, por Infiltración en Canal Santa Elena Sub Sector Hidráulico El Arenal, Distrito Colan, Paita*.
- Sanchez, J. (2017). Hidrología Superficial y Subterránea. En *Universidad de Salamanca* (Vol. 1).
- Sánchez, J. (2019a). Escorrentía. En *Hidrología I: Ciclo Hidrológico* (Primera, Vol. 2, pp. 65–84). Editorial Compostela S.A.,.
- Sánchez, J. (2019b). Evaporación y transpiración. Evapotranspiración. En *Hidrología I: Ciclo Hidrológico* (Primera, Vol. 2, pp. 41–64). Editorial Compostela S.A.
- Sánchez, J. (2020). Evapotranspiración Real y Potencial. *Academia*, 14(12), 14–22. <http://hidrologia.usal.es>Pág.2<http://hidrologia.usal.es>Pág.3

- Sánchez Sánchez, D., Camilo, C., Ramos, G., y Sebastián Botero, J. (2019). *INFORME FINAL DE TRABAJO DE GRADO PLUVIÓMETRO DIGITAL-SISTEMA DE MONITOREO*.
- Santander, S., Gómez, L., y Durán, J. (2023). Validación del método de Evaluación Visual de Suelos en Ferralíticos Rojos cubanos. *Revista Ingeniería Agrícola*, 13(2), 21-28. doi: <https://doi.org/2284/v13n2e04>
- Secretaría Nacional de Planificación y Desarrollo. (2017). *Plan Nacional para el Buen Vivir 2017-2021*.
- Shrestha, R., Tachikawa, Y., y Takara, K. (2017). Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 319(1–4), 36–50. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.025>
- Squeo, F., y León, M. (2007). Transpiración. *Fisiología Vegetal*, 3(1).
- Stenta, H., Pablo Rentería, J., García, P., Riccardi, G., Zimmermann, E., Scuderi, C., y Basile, P. (2018). La modelación de escurrimiento superficial con alto nivel de detalle de la cuenca del Arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina. *Revista del Departamento de Hidráulica y CURIHAM*, 17(7), 115–128.
- Teófilo, E., Morales, G., Esteller, M., y Muciño, R. (2019). Parámetros que controlan la percolación profunda en un cultivo de trigo. *Terra Latinoamericana*, 37(1), 57-68. doi:<https://doi.org/10.28940/tl.v37i1.345>
- Thyer, M., Kuczera, G., y Bates, B. C. (1999). Probabilistic optimization for conceptual rainfall-runoff models: A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*, 35(3), 767–773. <https://doi.org/10.1029/1998WR900058>
- Tineo, P. (2018). *Aplicación del modelo hidrológico distribuido TETIS para estimar la variabilidad hidrológica en la cuenca del Río Chanchay Lambayeque* [Tesis de Pregrado]. Universidad César Vallejo.

- Tito Betancur, D. S. (2018). *Generación de caudales medios mensuales de la cuenca del río Coata utilizando el modelo hidrológico de Lutz Scholz* [Tesis de Pregrado]. Universidad Peruana Unión.
- Torres Romero, S. F., y Proaño Santos, C. O. (2018). Componentes del balance hídrico en los páramos de Jatunsacha, Ecuador. *La Granja*, 28(2). <https://doi.org/10.17163/lgr.n28.2018.04>
- Töth, J. (2000). Las aguas subterráneas como agente geológico causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111(4), 9–26.
- Triviño, C., y Zambrano, Á. (2018). *Actividades Antropogénicas en la Subcuenca del Río Carrizal y su incidencia en la calidad del agua* [Tesis de Pregrado]. Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí Manuel Félix López.
- Trujillo Gallo, P., y Castagnino, C. S. (2021). Universidad Nacional Agraria La Molina Universidad Nacional Agraria La Molina". *Universidad Nacional Agraria La Molina*, 1–85. https://repositorio.concytec.gob.pe/bitstream/20.500.12390/187/3/2017_Puicon_Evaluacion-resistencia-natural.pdf
- Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza, SENAGUA, y Secretaría General de la Comunidad Andina. (2019). *Delimitación y Codificación de Unidades Hidrográficas del Ecuador*.
- Vélez, J., Francés, F., Lavabre, J., y Puriccelli, M. (1999). Adaptación del modelo GR3 a un modelo distribuido por isocronas para simulación de crecidas. Aplicación a la cuenca del Réal Collobrier. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 6, 23–36.
- Vicente Salgado Andrade, G., y Ruiz Buchelli, W. (2015). Universidad Politécnica Salesiana Sede Guayaquil DIRECTOR. *Revista EIA, ISSN 1794-1237, Volumen 17*, 1–323. <http://dspace.ups.edu.ec/handle/123456789/10070>
- Villena, E., Stolpa, D., Torregrosa, J., Lo, V., Villena, J., Rodríguez, M., Cárdenas, M., Sánchez, O., Blades, I., y Garzón, I. (2019). Protocol to measure infiltration subcuencas of the corner of the vittoria and the mount of the alta cuenca del

Guadalquivir. *International Congress on Project Management and Engineering*, July.

Wolock, D., y Price, C. (2018). Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, 30(11), 3041–3052.

Yeguez, M., Ablan, M., Buytaert, W., Acevedo, D., Rodríguez, M., y Machado, D. (2019). Modelado hidrológico de un páramo andino venezolano con afloramientos rocosos usando TOPMODEL. *MASKANA*, 10(2), 54–63. <https://doi.org/10.18537/mskn.10.02.06>

Zambrano, F. (2010). Modelación hidrológica de una microcuenca Altoandina ubicada en el Austro Ecuatoriano. *Maskana*, 1(1), 79–90.

ANEXOS

ANEXO 1. INSTALACIÓN DE ESTACIÓN Y EQUIPOS DE MONITOREO



Anexo 1.A. Instalación y comprobación del funcionamiento de los equipos de monitoreo del caudal en Platanales.



Anexo 1.B. Instalación y comprobación del funcionamiento de los equipos de monitoreo del caudal en Sarampión.

ANEXO 2. MEDIDA DEL CAUDAL Y TOMA DE MUESTRAS DEL SUELO



Anexo 2.A. Toma de datos del caudal en Platanales



Anexo 2.B. Toma de datos del caudal en Sarampión



Anexo 2.C. Muestreo de infiltración.



Anexo 2.D. Toma de muestras de suelo para calcular porosidad.

ANEXO 3. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DEL SUELO EN EL LABORATORIO



Anexo 3.A. Secado de las muestras en la estufa para su cálculo final de porosidad.