



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

**IMPLEMENTACIÓN DE MODELOS DE BALANCE  
HÍDRICO A NIVEL MENSUAL PARA LA EVALUACIÓN  
DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA  
DISPONIBILIDAD DEL RECURSO HÍDRICO EN LA  
CUENCA DEL RÍO COELLO**

**Anderson Camilo Sanabria Morera**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola  
Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos  
Bogotá, Colombia

2019



# **Implementación de modelos de balance hídrico a nivel mensual para la evaluación del efecto del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca del río Coello**

**Anderson Camilo Sanabria Morera**

Trabajo final de maestría presentado como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ingeniería – Recursos Hidráulicos**

Director:

PhD. Nelson Obregón Neira

Codirector:

MSc. Carlos Alberto González Murillo

Línea de Investigación:

Hidrología y Meteorología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola

Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos

Bogotá, Colombia

2019

*A Dios, mis padres y Heidi por su amor incondicional.*

*Lo que sabemos es una gota, lo que ignoramos es un  
inmenso océano. La admirable disposición y armonía  
del universo, no ha podido sino salir del plan de un ser  
omnisciente y omnipotente.*

*Isaac Newton.*

# Agradecimientos

Agradezco en primer lugar a Dios, pues sus bendiciones han sido abundantes en mi vida. Por brindarme una familia que me sustentó y apoyó mis sueños durante largos años de estudios.

Gratitud infinita con la Universidad Nacional de Colombia por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría, para mi es y siempre será un orgullo el haberme formado en sus aulas.

Agradezco especialmente a los profesores Nelson Obregón Neira y Carlos González Murillo quienes guiaron y direccionaron este trabajo. Sus valiosas recomendaciones y consejos a lo largo de este proceso me permitieron culminar esta etapa satisfactoriamente. Sus enseñanzas permanecerán por siempre en mi memoria.

Finalmente, a los profesores de la maestría: Erasmo Rodríguez, Carlos Cubillos y Sergio Salazar; todas sus enseñanzas contribuyeron a mi formación y al aumento del amor por el conocimiento del recurso hídrico.

## Resumen

El presente trabajo se ejecutó con el objetivo de evaluar el efecto del cambio climático sobre la disponibilidad de recurso hídrico en la cuenca del río Coello. Para esto, se implementaron a escala mensual los modelos de balance hídrico de Témez, GR2M, WAPABA y el modelo de planeamiento y evaluación del recurso hídrico WEAP. Se estableció una estrategia en la que se cubrieron las etapas de calibración y validación empleando el método de optimización global Shuffled Complex Evolution (SCE-UA). Adicionalmente, se evaluó el comportamiento de los modelos a través de múltiples métricas de desempeño. Posteriormente, se realizó a través de los modelos con mejor desempeño, la simulación de los escenarios de cambio climático (RCP 4.5 y RCP 8.5), para el periodo 2020 – 2100 y se evaluaron cambios de caudal mensual de la cuenca del río Coello respecto al periodo de referencia (1990 – 2015).

Los modelos GR2M y WAPABA a pesar de contar con tan solo 3 y 5 parámetros respectivamente, tuvieron un desempeño satisfactorio en la representación de la descarga con NSE de 0.28 y 0.26 respectivamente (siendo 0 el valor óptimo). El modelo de Témez presentó el peor desempeño tanto para la etapa de calibración como de validación en las subcuencas evaluadas. Los hidrogramas bajo escenarios de cambio climático obtenidos a través de los modelos WAPABA y WEAP permitieron la identificación de un aumento en el caudal medio mensual multianual para los meses de julio a noviembre y una posible reducción en los caudales medios mensuales durante los meses de febrero a junio. Los cambios del régimen respecto al periodo de referencia deben ser analizados por los tomadores de decisiones para su inclusión en los instrumentos de planificación de la cuenca hidrográfica.

**Palabras clave: Modelación hidrológica, Cambio climático, WEAP, GR2M, Shuffled Complex Evolution, Modelos de balance hídrico.**

## **Abstract**

This study was carried out with the objective of evaluating the effect of climate change over the availability of water resources in the Coello river basin. The water balance models of Témex, GR2M, WAPABA and the Water Evaluation And Planning system (WEAP) have been implemented. The calibration stage was covered using the SCE-UA global optimization model and the behavior of the implemented models were evaluated through six performance metrics. The simulation of hydrology considering climate change scenarios (RCP 4.5 and RCP 8.5) for the 2020 – 2100 period have been executed through the models with better performance. The results were used to evaluate the changes in monthly discharge about the reference period (1990 – 2015).

The GR2M and WAPABA models, despite having only three and five parameters respectively, get satisfactory results in the representation of the discharge with NSE of 0.28 and 0.26 for the calibration stage. Témex's model get the worst performance for the calibration and verification stages in the sub-basins studied. The discharge series under climate change generated, enable the detection of a probable increase in average monthly flow from July to November and a possible reduction in the average monthly flows from February to June under all climate change scenarios.

**Keywords: Water balance model, Climate change effects, hydrological modeling, WEAP, GR2M, Shuffled Complex Evolution.**

# Contenido

Pág.

<b>Resumen</b> .....	<b>VI</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>VII</b>
<b>Contenido</b> .....	<b>VIII</b>
<b>Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>1. Conceptos básicos</b> .....	<b>5</b>
1.1 Generalidades .....	5
1.1.1 El ciclo hidrológico .....	6
1.2 Modelación hidrológica .....	7
1.2.1 Modelo hidrológico .....	7
1.2.2 Clasificación de los modelos hidrológicos .....	8
1.2.3 Protocolo de modelación .....	9
1.2.4 Estrategia de calibración .....	10
1.2.5 Métricas de desempeño .....	13
1.3 Modelos de balance hídrico .....	15
1.4 El clima y el cambio climático .....	18
1.4.1 Causas del cambio climático.....	18
1.4.2 Impactos del cambio climático .....	19
1.4.3 Cambio climático en Colombia.....	21
1.4.4 Tercera comunicación nacional de cambio climático .....	23
<b>2. Área de estudio – Cuenca del río Coello</b> .....	<b>29</b>
2.1 Localización general .....	29
2.2 Morfometría de la cuenca .....	30
2.2.1 Delimitación de la cuenca hidrográfica .....	30
2.2.2 Longitud del cauce .....	32
2.2.3 Pendiente media del río .....	33
2.3 Relieve de la Cuenca .....	33
2.3.1 Curva hipsométrica.....	35
2.4 Hidrografía e hidrología.....	36
2.5 Caracterización Climática .....	39
2.5.1 Precipitación total mensual .....	40
2.5.2 Temperatura media mensual .....	45
2.5.3 Temperatura máxima media .....	49
2.5.4 Temperatura mínima media .....	50
2.5.5 Otras variables climáticas .....	51
2.6 Coberturas y agrología de suelos .....	52
2.6.1 Cobertura y uso del suelo .....	52
2.6.2 Agrología de suelos.....	54
2.7 Demanda del recurso hídrico.....	56

<b>3. Metodología para la modelación .....</b>	<b>59</b>
3.1 Modelos de balance hídrico .....	59
3.1.1 Modelo GR2M.....	60
3.1.2 Modelo WAPABA .....	62
3.1.3 Modelo de Témez.....	65
3.2 Modelo WEAP .....	68
3.3 Implementación modelos GR2M, WAPABA y Témez en la cuenca del río Coello 71	
3.3.1 Estrategia para la calibración.....	71
3.3.2 Información de entrada .....	75
3.3.3 Validación de los modelos.....	78
3.4 Implementación del modelo WEAP en la cuenca del río Coello.....	78
3.4.1 Información de entrada .....	79
3.4.2 Estrategia de calibración .....	82
3.5 Evaluación del desempeño de los modelos .....	83
3.6 Escenarios de cambio climático.....	85
3.7 Hidrogramas considerando escenarios de cambio climático .....	88
<b>4. Resultados modelación y análisis.....</b>	<b>89</b>
4.1 Calibración y validación modelos de balance hídrico .....	89
4.1.1 Modelo GR2M.....	89
4.1.2 Modelo Témez.....	96
4.1.3 Modelo WAPABA .....	100
4.2 Calibración y Validación modelo WEAP.....	105
4.3 Evaluación desempeño comparativo de los modelos .....	109
4.4 Escenarios de cambio climático para la cuenca del río Coello.....	113
4.5 Simulación bajo escenarios de cambio climático .....	118
4.6 Consideraciones de la incertidumbre .....	129
<b>5. Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>133</b>
5.1 Conclusiones.....	133
5.2 Recomendaciones .....	137
<b>A. Anexo: Análisis de calidad información hidrometeorológica. ....</b>	<b>139</b>
<b>B. Anexo: Rutinas modelos de balance hídrico implementados. ....</b>	<b>143</b>
<b>C. Anexo: Series de entrada periodo de referencia. ....</b>	<b>144</b>
<b>D. Anexo: Series escenarios de cambio climático. ....</b>	<b>147</b>
<b>E. Anexo: Hidrogramas bajo escenarios de cambio climático. ....</b>	<b>148</b>
<b>F. Anexo: Sensibilidad paramétrica. ....</b>	<b>149</b>
<b>6. Bibliografía.....</b>	<b>151</b>

# Lista de figuras

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 1-1:</b>	Ciclo hidrológico. .... 6
<b>Figura 1-2:</b>	Esquema modelo hidrológico. .... 7
<b>Figura 1-3:</b>	Clasificación de modelos hidrológicos. .... 9
<b>Figura 1-4:</b>	Algoritmo SCE-UA. .... 12
<b>Figura 1-5:</b>	Ilustración del SCE-UA. . .... 13
<b>Figura 1-6:</b>	Anomalía en la temperatura en superficie. .... 20
<b>Figura 1-7:</b>	Cambios del contenido calorífico y nivel medio del mar. .... 21
<b>Figura 1-8:</b>	Tendencias precipitación y temperaturas máxima y mínima. .... 22
<b>Figura 1-9:</b>	Estructura modelos de circulación general (MCG). .... 25
<b>Figura 2-1:</b>	Localización general cuenca del río Coello. .... 29
<b>Figura 2-2:</b>	Delimitación cuenca hidrográfica del río Coello. .... 31
<b>Figura 2-3:</b>	Delimitación cuencas estaciones hidrométricas. .... 32
<b>Figura 2-4:</b>	Pendientes en la cuenca del río Coello ..... 34
<b>Figura 2-5:</b>	Clasificación estado de evolución según curva hipsométrica ..... 35
<b>Figura 2-6:</b>	Curva hipsométrica cuenca del río Coello. .... 36
<b>Figura 2-7:</b>	Perfiles longitudinales de los ríos principales. .... 38
<b>Figura 2-8:</b>	Caudales medios mensuales (1990-2015) en estaciones hidrométricas. .... 39
<b>Figura 2-9:</b>	Localización estaciones de precipitación. .... 40
<b>Figura 2-10:</b>	Mapas de precipitación total mensual para la cuenca del río Coello. .... 44
<b>Figura 2-11:</b>	Localización estaciones con registro de temperaturas. .... 46
<b>Figura 2-12:</b>	Mapas de temperatura media mensual multianual. .... 48
<b>Figura 2-13:</b>	Caracterización de la temperatura máxima media. .... 49
<b>Figura 2-14:</b>	Caracterización de la temperatura mínima media. .... 50
<b>Figura 2-15:</b>	Caracterización de la humedad relativa (a) y brillo solar anual (b). .... 52
<b>Figura 2-16:</b>	Distribución de coberturas en la cuenca. .... 54
<b>Figura 2-17:</b>	Mapa clasificación agrológica de suelos. .... 55
<b>Figura 3-1:</b>	Diagrama modelo GR2M. .... 62
<b>Figura 3-2:</b>	Diagrama modelo WAPABA. .... 65
<b>Figura 3-3:</b>	Diagrama modelo de Témez. .... 67
<b>Figura 3-4:</b>	Balance hídrico realizado por el modelo WEAP. .... 70
<b>Figura 3-5:</b>	Estrategia para la calibración de subcuencas. .... 72
<b>Figura 3-6:</b>	Polígonos de Thiessen en la cuenca del río Coello. .... 76
<b>Figura 3-7:</b>	Esquema de la cuenca del río Coello en WEAP. .... 79
<b>Figura 3-8:</b>	Tendencia típica de los coeficientes de cultivo. .... 81
<b>Figura 3-9:</b>	Metodología para la generación de escenarios de cambio climático. .... 86
<b>Figura 4-1:</b>	Resultados modelo GR2M en 21217270, 21217280 y 21217180. .... 90
<b>Figura 4-2:</b>	Resultados modelo GR2M en 21217120, 21217200 y 21217070. .... 94
<b>Figura 4-3:</b>	Relación parámetros del GR2M con el área. .... 95
<b>Figura 4-4:</b>	NSE en etapa de calibración vs validación (GR2M). .... 96
<b>Figura 4-5:</b>	NSE en etapa de calibración vs validación (TÉMEZ). .... 97
<b>Figura 4-6:</b>	Resultados modelo TEMEZ en 21217270, 21217280 y 21217180. .... 98

---

<b>Figura 4-7:</b>	Resultados modelo TEMEZ en 21217120, 21217200 y 21217070. ....	99
<b>Figura 4-8:</b>	Resultados modelo WAPABA en 21217270, 21217280 y 21217180. ...	101
<b>Figura 4-9:</b>	Resultados modelo WAPABA en 21217120, 21217200 y 21217070. ..	103
<b>Figura 4-10:</b>	NSE en etapa de calibración vs validación (WAPABA). ....	104
<b>Figura 4-11:</b>	Relación parámetros del WAPABA con el área. ....	105
<b>Figura 4-12:</b>	Carga de datos de uso de suelo y generación de key assumptions. ....	106
<b>Figura 4-13:</b>	Carga de datos de precipitación en la sección de clima. ....	106
<b>Figura 4-14:</b>	Carga de la serie de caudales en la estación Payande (21217070). ....	107
<b>Figura 4-15:</b>	Uso del módulo de calibración con PEST. ....	107
<b>Figura 4-16:</b>	Resultados modelo WEAP para la etapa de calibración – validación. ..	108
<b>Figura 4-17:</b>	Diagrama de dispersión caudales observados vs simulados - WEAP. .	109
<b>Figura 4-18:</b>	Resultados métricas de desempeño para los modelos implementados. 110	110
<b>Figura 4-19:</b>	Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2020 - 2040. ....	114
<b>Figura 4-20:</b>	Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2041 - 2070. ....	116
<b>Figura 4-21:</b>	Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2071 - 2100. ....	117
<b>Figura 4-22:</b>	Hidrogramas RCP 4.5 (2020-2100) modelo WAPABA. ....	120
<b>Figura 4-23:</b>	Hidrogramas RCP 8.5 (2020-2100) modelo WAPABA. ....	121
<b>Figura 4-24:</b>	Cambios en el caudal bajo escenarios de cambio climático (WAPABA). 122	122
<b>Figura 4-25:</b>	CDQ bajo escenarios de cambio climático (WAPABA). ....	124
<b>Figura 4-26:</b>	Hidrogramas RCP 4.5 (2020-2100) modelo WEAP. ....	125
<b>Figura 4-27:</b>	Hidrogramas RCP 8.5 (2020-2100) modelo WEAP. ....	126
<b>Figura 4-28:</b>	Cambios en el caudal bajo escenarios de cambio climático (WEAP). .	127
<b>Figura 4-29:</b>	CDQ bajo escenarios de cambio climático (WEAP). ....	128

## Lista de tablas

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 1-1:</b> RCP tercera comunicación nacional. ....	24
<b>Tabla 1-2:</b> MCG utilizados en la 3ra comunicación de cambio climático. ....	26
<b>Tabla 2-1:</b> Área y perímetro subcuencas del río Coello. ....	31
<b>Tabla 2-2:</b> Estaciones hidrométricas al interior de la cuenca del río Coello. ....	32
<b>Tabla 2-3:</b> Parámetros de forma subcuencas río Coello. ....	33
<b>Tabla 2-4:</b> Clasificación del relieve según la pendiente (%). ....	34
<b>Tabla 2-5:</b> Listado de estaciones con registro de precipitación. ....	41
<b>Tabla 2-6:</b> Estaciones con registro de temperatura (máxima, media y mínima) ....	45
<b>Tabla 2-7:</b> Coberturas de la tierra en la cuenca del río Coello. ....	53
<b>Tabla 2-8:</b> Clases de suelo representativas de la cuenca. ....	55
<b>Tabla 2-9:</b> Consumo [ $m^3$ año <sup>-1</sup> ] aproximado por tipo de cultivo. ....	56
<b>Tabla 2-10:</b> Demanda de agua para uso doméstico 2.016. ....	57
<b>Tabla 2-11:</b> Consumo total pecuario 2016. ....	57
<b>Tabla 2-12:</b> Consolidado demanda total por sector económico. ....	57
<b>Tabla 3-1:</b> Rango de parámetros modelo GR2M. ....	62
<b>Tabla 3-2:</b> Parámetros y rangos modelo WAPABA. ....	65
<b>Tabla 3-3:</b> Parámetros y rangos modelo de Témez. ....	68
<b>Tabla 3-4:</b> Parámetros del modelo WEAP. ....	71
<b>Tabla 3-5:</b> Valores para la validación de las series de caudal. ....	77
<b>Tabla 3-6:</b> Parámetros a calibrar con PEST. ....	83
<b>Tabla 3-7:</b> Rangos para la evaluación del desempeño de los modelos. ....	84
<b>Tabla 3-8:</b> Clasificación de los modelos según su puntuación. ....	84
<b>Tabla 4-1:</b> Evaluación desempeño modelo GR2M. ....	111
<b>Tabla 4-2:</b> Evaluación desempeño modelo de Témez. ....	112
<b>Tabla 4-3:</b> Evaluación desempeño modelo WAPABA. ....	112
<b>Tabla 4-4:</b> Evaluación desempeño modelo WEAP. ....	113
<b>Tabla 4-5:</b> Modelos con mejor desempeño por subcuenca. ....	118

# Introducción

La hidrología se encarga del entendimiento de la distribución, circulación y almacenamiento del agua en el planeta tierra, a través del estudio de los procesos físicos y estocásticos involucrados. Adicionalmente, debido a las intervenciones realizadas por el hombre en los sistemas naturales, la hidrología debe cuantificar el efecto de dichas intervenciones en los ecosistemas. De este modo, la hidrología se constituye en una ciencia esencial para el desarrollo de las sociedades y el sostenimiento de su medio ambiente (L. K. Wang & Yang, 2014).

El foco central de la hidrología es el ciclo hidrológico, este comunica la idea de cómo el agua existe en la naturaleza. Dentro de los principales procesos del ciclo hidrológico se encuentran la precipitación, evapotranspiración, escorrentía superficial y subsuperficial. Pese a la simplicidad del concepto de ciclo hidrológico, la interacción entre los componentes del ciclo hidrológico es altamente compleja, por lo que dependiendo del problema analizado, sólo algunos de los procesos hidrológicos son tenidos en cuenta al mismo tiempo en un volumen de control específico (Chow, 1965). Un modelo hidrológico es una aproximación a un sistema hidrológico real que a través de un conjunto de simplificaciones relaciona las variables de entrada y de salida, permitiendo así tener un entendimiento aproximado del ciclo en una zona de interés.

Alrededor del mundo los conflictos en torno al recurso hídrico crecen a diario debido al constante incremento de la demanda de este (consumo humano, agrícola, industrial, pecuario, energético, entre otros). Esto ha ocasionado que los gobiernos dicten políticas (Evaluaciones Regionales del Agua, Planes de Ordenamiento del Recurso Hídrico, entre otros) que orienten la gestión integral del recurso hídrico, de modo que se garantice la sostenibilidad del recurso en el tiempo. De este modo el conocimiento del comportamiento y la disponibilidad del recurso hídrico en las zonas hidrográficas no se debe basar únicamente en la evaluación del estado actual del recurso, sino que, ante las diversas amenazas que la variabilidad y el cambio climático representan, se deben realizar estudios y prospecciones a futuro del recurso hídrico, que orienten la toma de decisiones para una adecuada gestión que garantice el sostenimiento de los recursos ambientales y el sostenimiento de las actividades humanas.

El cambio climático ha sido el foco de investigaciones científicas alrededor del mundo durante las dos últimas décadas. Estas investigaciones, han concluido que el cambio climático tiene efectos significativos sobre el ciclo hidrológico y en la generalidad de los aspectos de la vida humana. Uno de los efectos más trascendentales del calentamiento climático, debido a la constante interacción entre el sistema climático y el ciclo hidrológico, podría ser el cambio en la disponibilidad regional y local del agua. La disponibilidad del agua en una región no se encuentra asociada únicamente al volumen de agua disponible, sino que la misma está estrechamente relacionada con la distribución de las lluvias, la frecuencia e intensidad de sequías e inundaciones, eventos extremos de naturaleza climatológica, entre otros (Jiang et al., 2007).

En las últimas décadas los modelos de balance hidrológico se han utilizado para evaluar el efecto del cambio climático sobre el comportamiento del ciclo hidrológico en varias cuencas alrededor del mundo (Chen, 2009; C. Xu, 1999; Yates, 1996). Los modelos de balance hídrico mensuales han sido los más utilizados para afrontar problemas hidrológicos de planeamiento. A nivel espacial, los modelos hidrológicos determinísticos de carácter agregado y parsimoniosos en el uso de parámetros e información de entrada, son una de las herramientas utilizadas para la gestión de los recursos hídricos, pues estos permiten con relativa sencillez, estimar las componentes principales del ciclo hidrológico.

La subzona hidrográfica del río Coello, localizada en el departamento de Tolima, abastece los acueductos municipales de: Ibagué, Coello, Cajamarca y Espinal, beneficiando 538.378 habitantes aproximadamente y proporciona agua al distrito de riego USOCOELLO el cual riega un área de aproximadamente 70.000 hectáreas (CORTOLIMA, 2006). Lo anteriormente descrito sitúa a la cuenca del río Coello como una de las más importantes de la región y motiva la evaluación del efecto que el cambio climático podría llegar a tener sobre la disponibilidad del recurso hídrico, afectando el cubrimiento de las demandas que actualmente existen en la cuenca hidrográfica.

El objetivo principal de este trabajo es la implementación de los modelos de balance hídrico: Témez, WAPABA y GR2M para la generación de hidrogramas bajo escenarios de cambio climático a nivel mensual, que permitan la evaluación del efecto de este sobre la

---

disponibilidad del recurso hídrico. Adicionalmente el modelo WEAP ha sido implementado con anterioridad en la cuenca del río Coello sin realizar prospección del recurso hídrico, por lo que se propuso la evaluación de escenarios de cambio climático a través de este tomando como base el trabajo realizado por la Pontificia Universidad Javeriana (2016).

Para el cumplimiento del objetivo se planteó un procedimiento de modelación tomando como base lo descrito por Domínguez (2000). Se contó con información climatológica en el periodo de 35 años comprendido entre los años 1980 y 2015 e información hidrológica para el periodo 1990 - 2015. Con base en esto, se estableció un periodo de calentamiento (1990 – 1992), seguido de una etapa de calibración de 13 años (1993 – 2004) y un periodo de validación (2005-2015). El proceso de calibración para los modelos de TEMEZ, WAPABA (Zhang) y GR2M, se llevó a cabo mediante el método de optimización global SCE-UA, mientras que para el modelo Water Evaluation And Planning System (WEAP), se utilizó el algoritmo PEST basado en estimaciones no lineales. El desempeño de los modelos fue evaluado a partir de las estimaciones de 5 métricas de desempeño, tomando como función objetivo la métrica de NSE. Finalmente, se propuso una etapa de simulación con los escenarios de cambio climático RCP 4.5 y RCP 8.5, para la generación de hidrogramas en la cuenca que permitieran la evaluación de los efectos sobre la oferta hídrica.

Los objetivos específicos del presente trabajo son:

- Generar hidrogramas en la cuenca del río Coello considerando escenarios de cambio climático empleando el modelo hidrológico WEAP.
- Generar hidrogramas en la cuenca del río Coello considerando escenarios de cambio climático empleando modelos de balance hídrico con resolución temporal mensual.
- Evaluar el desempeño comparativo entre los modelos implementados y su aplicabilidad en la cuenca del río Coello como herramienta para la gestión del recurso hídrico.

En el primer capítulo del documento se presentan los conceptos básicos requeridos para el entendimiento del trabajo desarrollado. El segundo capítulo corresponde a la descripción

4 Implementación de modelos de balance hídrico a nivel mensual para la evaluación del efecto del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca del río Coello

---

del área de estudio. El capítulo tres presenta las metodologías implementadas para la realización del presente trabajo. El cuarto capítulo muestra los resultados de las etapas de calibración y validación de los modelos implementados, se da la discusión respecto al desempeño comparativo entre los modelos a partir de las métricas de desempeño calculadas y se presentan los resultados de la etapa de simulación de la hidrología bajo escenarios de cambio climático. Finalmente, en el capítulo 5 se presenta las conclusiones y recomendaciones producto del trabajo realizado.

# 1. Conceptos básicos

Con el objetivo de generar un marco conceptual que permita el entendimiento del trabajo realizado, en este capítulo se presenta algunos de los conceptos relacionados con la modelación de procesos hidrológicos.

## 1.1 Generalidades

Chow (1965) define la hidrología como la ciencia natural que estudia al agua, su ocurrencia, circulación y distribución en la superficie terrestre, sus propiedades químicas y físicas y su relación con el medio ambiente, incluyendo a los seres vivos.

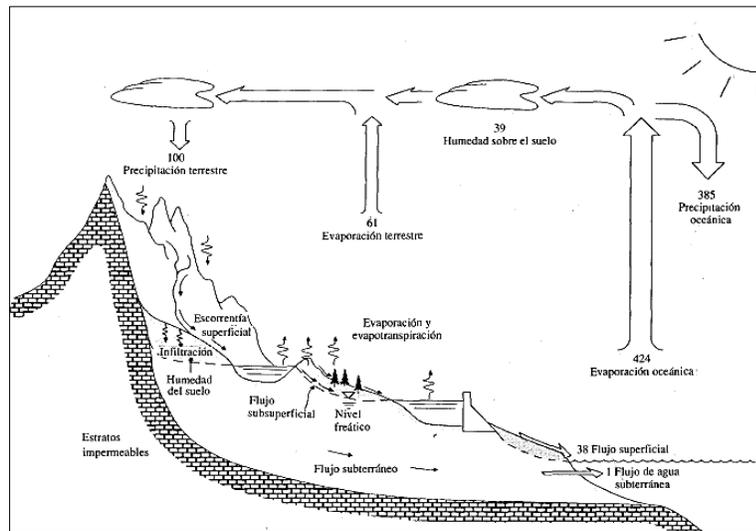
Existen muchas razones por las que se necesita modelar procesos hidrológicos, quizá una de las más importantes son las limitaciones de las técnicas hidrológicas de medición. No podemos medir todo lo que deseamos conocer sobre algún sistema hidrológico tanto espacial como temporalmente, ya sea por condiciones topográficas, tecnológicas o económicas. Usualmente se cuenta con un rango limitado de observaciones, las cuales quizá no cuenten con las condiciones de calidad necesarias o no posean la escala espacial o temporal requerida para un propósito específico. Por consiguiente, se necesita de un medio de extrapolación o proyección que con base en lo observado permita evaluar los procesos hidrológicos tanto en cuencas no observadas, como en condiciones futuras en las cuales no es posible obtener mediciones (Beven, 2012). Los modelos hidrológicos se establecen entonces como un medio de proyección o predicción para dar apoyo a la toma de decisiones.

Es importante resaltar que en la mayoría de los casos la implementación de modelos hidrológicos no se establece como la finalidad del proceso de modelación, sino que por el contrario estos son solo una herramienta útil para resolver una de las siguientes tareas: a) Evaluar el estado actual del régimen hidrológico, b) Proyectar condiciones futuras y c) Orientar el uso sostenible del recurso hídrico (Domínguez, 2000).

### 1.1.1 El ciclo hidrológico

Uno de los conceptos fundamentales de la hidrología es el ciclo hidrológico, este ha sido definido como la continua circulación del agua en sus diferentes estados (sólido, líquido y gaseoso) a través de la hidrósfera. Existen nueve procesos físicos de interés para los hidrólogos que permiten la aproximación al entendimiento del ciclo, estos son: evapotranspiración, condensación, precipitación, interceptación, infiltración, percolación, escurrimiento superficial y los almacenamientos (Linsley, Kohler, & Paulhus, 1982). En la **Figura 1-1** se ilustran los procesos del ciclo hidrológico y sus interacciones en el medio natural. Debe resaltarse que el movimiento del agua durante las diferentes fases del ciclo es desordenado e impredecible tanto espacial como temporalmente.

**Figura 1-1:** Ciclo hidrológico. Fuente: (Chow, 1965)



El calentamiento de las aguas de los océanos por el sol es un proceso clave para mantener el ciclo hidrológico en constante movimiento. La evaporación desde grandes cuerpos de agua requiere de una gran cantidad de energía, la cual proviene principalmente del sol y es atrapada en el planeta por los gases de efecto invernadero dentro de los que se destaca el vapor de agua. Este vapor de agua en la atmósfera se condensa y cae en forma de precipitación, dicha energía es liberada en la atmósfera, por lo que el agua actúa como un medio de transferencia y almacenamiento de energía en el sistema climático.

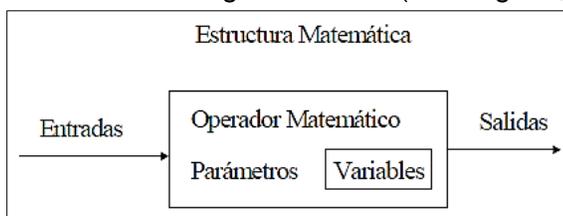
## 1.2 Modelación hidrológica

La complejidad del ciclo hidrológico hace que los fenómenos involucrados no se logren conocer en su totalidad. Sin embargo, tradicionalmente se han estudiado los mismos de manera simplificada a través de un enfoque sistémico, que define un conjunto de elementos que relacionados entre sí forman un todo. Si se piensa el ciclo hidrológico como un sistema sus componentes serían: la precipitación, evaporación, escorrentía y los demás procesos del ciclo. La agrupación de uno o más componentes del sistema forman un subsistema, el cual puede ser analizado individualmente y luego combinarse los resultados de los diferentes subsistemas establecidos (Chow, 1965). La modelación matemática entendida como la representación numérica de un fenómeno real, se constituye hoy en día gracias a los avances en las herramientas computacionales y de cálculo automático, como una herramienta para la simulación simplificada de los complejos procesos naturales.

### 1.2.1 Modelo hidrológico

La utilización del concepto de sistema brinda la posibilidad de construir un modelo que relacione entradas (influencia externa al sistema) y salidas (respuesta del sistema), sin necesidad de realizar una representación minuciosa de los procesos involucrados, los cuales pueden llegar a ser insignificantes o inmedibles a las escalas de tiempo y espacio en las que se realiza el análisis del sistema. Un modelo de sistema hidrológico se constituye como una aproximación a un sistema real, donde se tienen variables de entrada y salida, las cuales pueden ser funciones del espacio y del tiempo; y un conjunto de expresiones lógicas y matemáticas destinado a representar un sistema, el cual conecta las entradas y salidas. Esquemáticamente lo anteriormente mencionado se representa como se aprecia en la **Figura 1-2**.

**Figura 1-2:** Esquema modelo hidrológico. Fuente: (Domínguez, 2000)



Desde inicios de 1960 los hidrólogos han concentrado sus esfuerzos en construir modelos para reproducir procesos lluvia – escorrentía. Debido a que los modelos hidrológicos han

sido un gran foco de investigación y a la gran cantidad de modelos que se han diseñados desde la década de los 60, en la primera mitad de la década de 1970 la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés) lanzó un proyecto de intercomparación de modelos conceptuales (WMO, 1975), que contrastó no únicamente el desempeño de los modelos sino que también su estructura y uso de parámetros, dando así nacimiento a estudios en los que a través de la intercomparación de varios modelos se busca identificar el que presente el mejor desempeño para las características específicas de cada cuenca. Sin embargo, los estudios de intercomparación de modelos es poco común respecto a la realización de estudios en los que se utiliza un único modelo. Debido a los desarrollos computacionales, hoy en día es posible hacer extensivo el uso de múltiples modelos simultáneamente para la reproducción del comportamiento hidrológico de una región.

### 1.2.2 Clasificación de los modelos hidrológicos

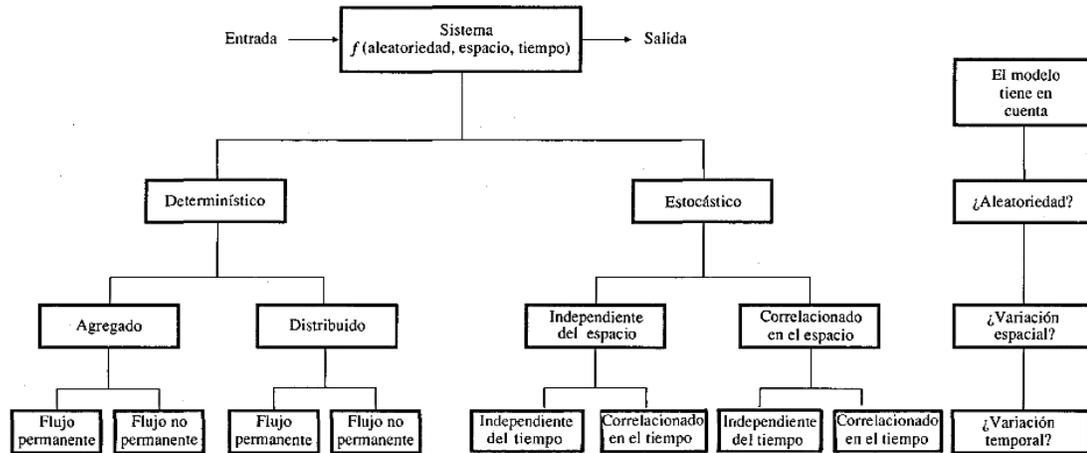
A pesar de que no existe una clasificación única de modelos hidrológicos, Chow (1965) propuso una clasificación que agrupa los aspectos frecuentes de las clasificaciones existentes. Esta se basa en responder tres preguntas básicas, respecto al modo en que se realiza la simplificación: ¿serán o no aleatorias las variables del modelo?, ¿varían en el espacio o serán uniformes?, ¿serán constantes o no en el tiempo? Así los modelos pueden ser localizados en el árbol de la **Figura 1-3**.

En el primer nivel los modelos determinísticos son modelos que no contemplan aleatoriedad, ya que para dos juegos de parámetros idénticos produce una misma respuesta. En contraste los modelos estocásticos consideran el carácter aleatorio de algunas características del sistema, debido a esto sus salidas son parcialmente aleatorias.

En el segundo nivel se tratan las variaciones espaciales. Un modelo determinístico agregado es aquel en el que el sistema es promediado en el espacio, por lo que se atribuyen unas características únicas comunes para toda la superficie agregada. En cambio, un modelo determinístico distribuido toma en cuenta la variación espacial de las variables que gobiernan el proceso. Para los modelos estocásticos la variación espacial se clasifica en independiente del espacio o correlacionado con el mismo, de acuerdo con la

influencia que las variables aleatorias tengan en diferentes puntos espaciales. Por último, en el tercer nivel se considera la variabilidad temporal.

**Figura 1-3:** Clasificación de modelos hidrológicos. Fuente: (Chow, 1965)



Otra clasificación comúnmente utilizada y complementaria a la anteriormente descrita se basa en si estos son conceptuales o empíricos, haciendo referencia a si el modelo se basa o no en principios físicos (Ocampo & Velez, 2014).

### 1.2.3 Protocolo de modelación

Históricamente investigadores (Beven, 2012; Domínguez, 2000; Refsgaard & Henriksen, 2004) han intentado establecer a partir de sus experiencias particulares en modelación, un proceso para la implementación de modelos hidrológicos, que defina de manera acertada una sucesión de pasos que permita la obtención de resultados congruentes. Además, permitiendo que el proceso de modelación sea lo más eficiente en el uso de los recursos computacionales y del tiempo.

Domínguez (2000) plantea un protocolo de modelación con 9 pasos agrupados en 3 etapas. La primera etapa consiste en la definición del modelo y los pasos propuestos son:

- Definir el objetivo de la modelación
- Formular el modelo conceptual
- Seleccionar el tipo de modelo a utilizar

La segunda etapa consiste en la selección del código a utilizar.

La última etapa contempla los siguientes pasos, los cuales son necesarios para la obtención de resultados coherentes:

- Parametrización del modelo o calibración: identificación de los parámetros de la estructura matemática del modelo.
- Validación del modelo: conservando los parámetros identificados, se realiza un experimento directo con un periodo de datos no utilizado durante la calibración.
- Simulación: tras validar el modelo se simulan escenarios planteados.
- Análisis de resultados: verificación de la coherencia de los resultados.
- Post auditoría: mejora continua del modelo, basado en la inclusión de información de otras fuentes o actualización de la información de entrada al mismo.

### **1.2.4 Estrategia de calibración**

El proceso de calibración, mediante el cual se identifica el conjunto de parámetros óptimos para el modelo implementado en una cuenca, suele ser el más demandante en tiempo y recursos tanto de conocimiento como en computación. Su complejidad dependerá del número de parámetros que posea el modelo y del rango en el cual cada uno de ellos pueda tomar valores. El proceso de calibración posee 3 elementos principales los cuales son: La información de entrada, la función objetivo y el algoritmo de calibración. En primer lugar las variables de entrada deben revisarse tanto en su cantidad como en la calidad de la información. En segundo lugar, la función objetivo y las métricas de desempeño a través de las cuales se evaluará la respuesta del modelo con el conjunto de parámetros seleccionados. Y por último el algoritmo de calibración mediante el cual se buscará en el espacio de respuesta de la función objetivo seleccionada, el conjunto de parámetros que minimice el error de la simulación.

La mayoría de los procesos de calibración consisten en la comparación de los resultados de múltiples simulaciones con las observaciones de la respuesta de la cuenca. Los valores de los parámetros son ajustados entre las diferentes simulaciones, ya sea manualmente o mediante la implementación de algún algoritmo de calibración, hasta que se obtiene un

---

conjunto de parámetros óptimos que minimiza las diferencias entre lo simulado y lo calibrado, dicho procedimiento también es conocido como optimización. La esencia del proceso de calibración es encontrar el óptimo en el espacio paramétrico definido por una o varias funciones objetivo. El espacio paramétrico será N-dimensional para un número N de parámetros del modelo, por lo tanto, el aumento en el número de parámetros dificultará la identificación del conjunto de parámetros óptimos.

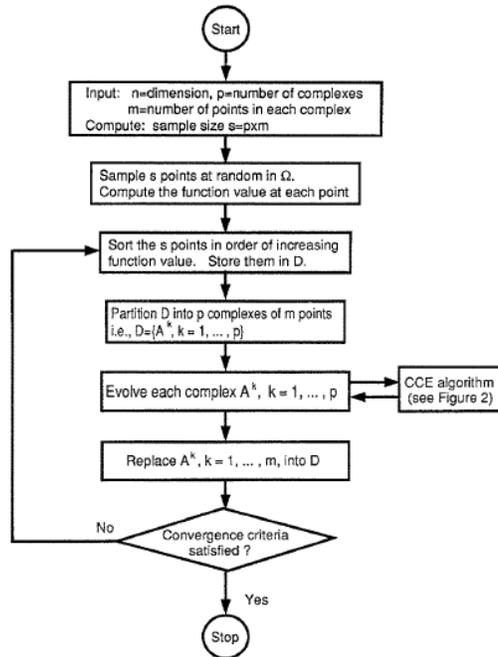
Debido a la dificultad que representa la identificación de los parámetros óptimos, se han desarrollado múltiples metodologías como las de simulaciones de Monte Carlo, el método SIMPLEX (Nelder & Mead, 1965), el método del gradiente, la búsqueda aleatoria adaptativa (ARS por sus siglas en inglés)(Pronzato, Walter, Venot, & Lebruchec, 1984), el Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) (Q. Y. Duan, Gupta, & Sorooshian, 1993), entre otros. Estos métodos intentan en el espacio de respuesta, buscar el óptimo de la función objetivo implementada. Dichos algoritmos suelen ser clasificados entre los de búsqueda local y los de búsqueda global. Los algoritmos de búsqueda local como el SIMPLEX y el método del gradiente dependen altamente de los valores iniciales y no garantizan la identificación del óptimo de la función objetivo. Por su parte los algoritmos de búsqueda global como el SCE-UA “garantizan” la identificación de un óptimo de la función objetivo.

Las simulaciones de Monte Carlo han sido implementadas masivamente en el ámbito hidrológico y consiste en una búsqueda aleatoria en el espacio parametral, el considerarlo como un algoritmo de búsqueda global dependerá de la estrategia de calibración que se plantee y especialmente del número de iteraciones que se realicen. Sin embargo, debido a su carácter aleatorio el método no comparte información entre una iteración y la siguiente por lo que para problemas de optimización con más de 2 o 3 parámetros es ineficiente computacionalmente.

El Shuffled Complex Evolution-UA desarrollado por la Universidad de Arizona, ha demostrado ser un método efectivo y eficiente para la calibración de modelos hidrológicos conceptuales (Muttill & Jayawardena, 2008). El algoritmo del método es presentado en la **Figura 1-4**. Este algoritmo fue específicamente diseñado para afrontar las peculiaridades de los problemas de optimización de modelos hidrológicos conceptuales y se basa en cuatro conceptos: la combinación de los enfoques determinístico y estocástico; la

evolución sistemática de un conjunto de puntos que abarcan el espacio parametral, en la búsqueda de la mejora global; la evolución competitiva; el concepto del barajado de los conjuntos de parámetros introducido por los autores.

**Figura 1-4:** Algoritmo SCE-UA. Fuente: (Q. Y. Duan et al., 1993)



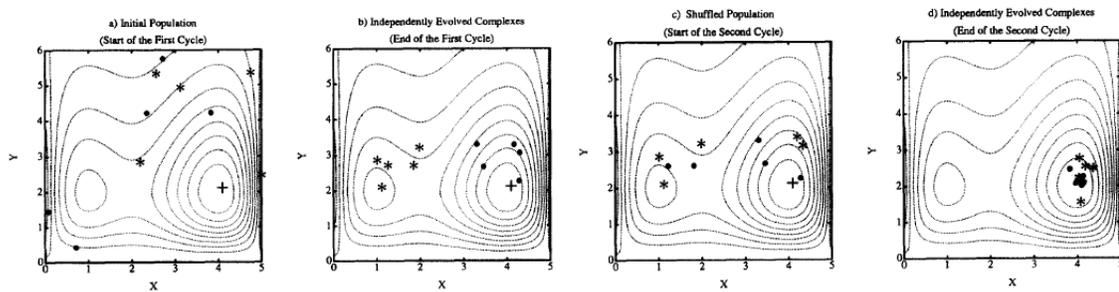
Como se aprecia en la **Figura 1-4**, el algoritmo SCE-UA contempla de manera simplificada los siguientes pasos:

- Generar la muestra: generación aleatoria de una muestra de puntos  $s$ , en el espacio parametral y la evaluación de la función objetivo para cada valor  $s$  de la muestra.
- Clasificación: ordenar las muestras aleatorias  $s$ , según el resultado de la función objetivo. Si el objetivo corresponde a la minimización de la función objetivo, las muestras  $s$ , deberán ser clasificadas en orden incremental de la función objetivo.
- División en complejos: partición de los  $s$  valores en  $p$  grupos, cada uno de los  $p$  grupos con  $m$  muestras.
- Evolucionar cada grupo: evolucionar cada  $p$  grupo de acuerdo con el algoritmo llamado Competitive Complex Evolution (CCE). El cual está basado en el algoritmo de Nelder-Mead (1965).

- Barajar los conjuntos: combinar las muestras en los grupos evolucionados en una única población.
- Comprobar la convergencia: si se cumple el criterio de convergencia definido se detiene el proceso de optimización; de lo contrario se continúa explorando. Retornar al paso 4.

Duan & Sorooshian (1994) presentan un ejemplo gráfico para dos dimensiones del entendimiento del algoritmo el cual es mostrado en la **Figura 1-5**. Las líneas de nivel representan la superficie de la función objetivo con un claro óptimo global localizado en las coordenadas (4,2). La parte (a) de la figura presenta la muestra  $s$  (10 puntos) dividida en dos 2 grupos  $p$ , cada una con 5 miembros  $m$ , representadas como  $\bullet$  y  $*$  respectivamente.

**Figura 1-5:** Ilustración del SCE-UA. Fuente: (Q. Duan et al., 1994).



Cada grupo es sometido independientemente al proceso de evolución mediante el CCE, por lo que mientras un grupo converge hacia el óptimo global de la superficie de respuesta el otro grupo converge independientemente hacia un óptimo local como se muestra en (b). A continuación, los dos grupos evolucionados son mezclados de acuerdo con lo mencionado en el paso 5, los dos nuevos grupos después de la mezcla son presentados en (c). Finalmente, los dos grupos al terminar el segundo ciclo de evolución convergen al óptimo global como se ilustra en (d).

### 1.2.5 Métricas de desempeño

La función objetivo o métrica de desempeño es uno de los elementos clave en el proceso de calibración de un modelo, ya que esta permite cuantificar el grado de ajuste de lo simulado con el conjunto de datos observado. El enfoque fundamental para evaluar el

desempeño de un modelo es la inspección visual de las hidrógrafas simuladas y observadas.

Las principales razones por las que se requiere evaluar el desempeño de los modelos hidrológicos son: (1) proveer una estimación cuantitativa respecto a la habilidad del modelo para reproducir el comportamiento histórico y futuro de una cuenca; (2) comparar un grupo de modelos entre sí y comparar estudios de modelación previos; (3) proporcionar un medio para evaluar la mejora de la modelación cada que se realice un ajuste de parámetros del modelo, información de entrada al modelo y cambios en la estrategia de calibración del mismo (Krause, Boyle, & Bäse, 2005).

Los criterios desempeño generalmente están basados en la suma del 'error' el cual está definido como la diferencia entre el valor simulado y observado de una variable en cada intervalo de tiempo, estandarizado por una estimación de la variabilidad de las observaciones. Estudios como el de Teegavarapu & Elshorbagy (2005) han concluido que las métricas de error convencionales y masivamente utilizadas en modelación hidrológica tienen un uso limitado y puede que no siempre proporcionen una evaluación completa del desempeño del modelo implementado para un objetivo específico.

Existe gran variedad de métricas que pueden ser implementadas para la evaluación del desempeño de los modelos hidrológicos, por lo que para la selección de la misma el modelador debe ser consciente de las limitaciones y de la adecuada implementación de las mismas. Dawson, Abrahart, & See (2007) realizan un consolidado de las principales métricas utilizadas en hidrología, las cuales clasifica en tres diferentes tipos: (1) parámetros estadísticos de series de datos observados y simulados; (2) parámetros estadísticos del error residual entre series de tiempo observados y modelados; (3) coeficientes adimensionales que contrastan el desempeño del modelo con estándares reconocidos.

Los parámetros estadísticos de series de tiempo hacen referencia a estadísticos descriptivos como: la media, sesgo, curtosis, máximo, mínimo, a través de los cuales se pueden realizar comparaciones básicas entre lo observado y lo modelado. Estos

estadísticos en la mayoría de los casos no brindan la información necesaria para la evaluación del desempeño de los modelos.

Por su parte los parámetros estadísticos del error residual entre series de tiempo proporcionan una evaluación cuantitativa del error la cual puede ser: (1) absoluta: en las unidades de la variable de interés (caudal), por lo que puede ser interpretado de manera directa aunque pueda que no indiquen la importancia de un error; (2) relativa: sin unidades y no sesgadas, registran la perturbación existente entre los valores observados y los simulados, basado en la relación relativa existente entre los registros observados y los valores de error del modelo, corrigiendo así las debilidades de las métricas absolutas (Dawson et al., 2007). Tanto las métricas absolutas como las relativas pueden ser utilizadas para la comparación de modelos implementados en las mismas cuencas. Sin embargo, no existe un criterio universal que permita definir cual valor de la métrica indica que un modelo en particular es bueno o malo.

### **1.3 Modelos de balance hídrico**

Los modelos de balance hídrico fueron desarrollados por primera vez en la década de 1950 por Thornthwaite (1955) como una simplificación del ciclo hidrológico la cual reduce sus componentes e interacciones para un volumen de control específico. Estos modelos se han adoptado, modificado y aplicado a una gran cantidad de problemas hidrológicos (Alley, 1984). Son fundamentalmente procedimientos de contabilidad mediante los cuales se puede estimar el equilibrio entre los flujos de agua de entrada y salida a través de una matriz de suelo. El procedimiento también se conoce como balance de masa. Los modelos de balance pueden ser implementados a escala temporal diaria, mensual y hasta anual, según las bases conceptuales con las que hayan sido construidos.

Según Budyko (1961) para una escala media anual las características climáticas como la precipitación y la evapotranspiración potencial son los componentes que gobiernan el balance hídrico, su inclusión en el balance suele ser suficiente para la mayoría de las aplicaciones hidrológicas. Sin embargo, a medida que se refina la escala temporal en la que se realiza el balance hídrico se hace obligatoria la inclusión de otros factores climáticos y morfológicos. Es así como para una escala mensual el efecto del almacenamiento de agua en el suelo empieza a ser significativo en el balance.

El balance hídrico dinámico de una cuenca hidrográfica mínimamente intervenida puede ser descrito como:

$$\frac{d}{dt}S(t) = P(t) - ET(S, t) - Q(S, t) \quad (1.1)$$

Donde  $S(t)$ , es el agua almacenada en el suelo de la cuenca,  $P(t)$  la precipitación y  $ET(S, t)$ ,  $Q(S, t)$  son la evaporación y la escorrentía respectivamente. Cuando la ecuación (1.1) es integrada para un intervalo de tiempo  $T$ , se obtiene:

$$\frac{S(T)-S(0)}{T} = P - ET - Q \quad (1.2)$$

Donde  $P$ ,  $ET$  y  $Q$  corresponden a flujos promedios en el tiempo. El lado izquierdo de la ecuación (1.2) corresponde al cambio en el almacenamiento para un delta de tiempo  $T$  (L. Zhang, Hickel, & Shao, 2005).

En la búsqueda de modelos prácticos que cumplan con los criterios de parsimonia en el uso de información de entrada y en el manejo de parámetros planteados por Nash & Sutcliffe (1970), se ha encontrado que los modelos agregados de balance hídrico mensual tienen un amplio rango de aplicaciones, como la evaluación de los recursos hídricos, el pronóstico hidrológico, como herramienta para la gestión del recurso hídrico y la evaluación del efecto del cambio climático (C. Xu & Singh, 1998). Debido a la agregación tanto temporal como espacial este tipo de modelos no suelen ser físicamente basados, sino que son conceptuales y en algunos casos empíricos. El que este tipo de modelos requiera únicamente información mensual, es favorable para su implementación en regiones en las que no se encuentra disponible información a una mejor resolución temporal. Adicionalmente, permite que sean rápidos en su implementación y evaluación, por lo que es posible la realización de múltiples simulaciones para un análisis de sensibilidad paramétrica y de incertidumbre.

---

Los modelos de balance hídrico agregados pueden constar desde dos parámetros como el propuesto por Thornthwaite & Mather (1955), con parámetros asociados a la capacidad de almacenamiento del suelo y la tasa excedente por encima de la capacidad máxima de almacenamiento. Este modelo ha sido utilizado como base para la construcción de múltiples modelos posteriores, los cuales han sido ampliamente implementados alrededor del mundo y con los que se han obtenido buenos resultados para la reproducción de la escorrentía mensual (Alley, 1984; Makhoul & Michel, 1994; Xiong & Guo, 1999). Por otro lado, existen modelos agregados altamente complejos y con una gran cantidad de parámetros, como es el caso del modelo Sacramento (SAC-SMA) con alrededor de 16 parámetros, con requerimientos de información de la cuenca muy altos, lo que puede hacer inviable su implementación para las cuencas poco instrumentadas y exploradas.

Debido a la gran cantidad de modelos disponibles, estudios como el de Perrin, Michel, & Andréassian (2001) han intentado analizar hasta qué punto un mayor número de parámetros en los modelos hidrológicos es garante de un mayor desempeño en la reproducción del proceso lluvia – escorrentía. Dicho estudio analizó el desempeño de 19 modelos con 3 y hasta 9 parámetros en 429 cuencas en varios continentes, identificando que algunos modelos parsimoniosos los cuales utilizaban entre 3 y 5 parámetros presentaron buen desempeño, mientras que modelos más complejos fueron sujetos de sobre parametrización, lo que les impidió alcanzar su máximo desempeño. Ye, Bates, Viney, & Sivapalan (1997) también identificaron esta falta de superioridad general de los modelos complejos sobre los más simples, asociándolo principalmente a la falta de estabilidad de los modelos complejos desde la etapa de calibración (en la cual suelen ser superiores) hasta la de simulación, por lo que parecieran ser menos robustos.

***Bajo esta línea de antecedentes para el presente estudio se planteó la implementación de modelos agregados y parsimoniosos en el uso de parámetros.***

## 1.4 El clima y el cambio climático

El clima puede ser descrito estadísticamente a través de la media y la variabilidad de las variables atmosféricas (p.ej. temperatura, precipitación, entre otras) durante periodos de tiempo de varias décadas. El periodo clásico para la estimación del clima por recomendación de la Organización Meteorológica Mundial (WMO) es de 30 años.

La atmósfera compuesta por gases como el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), el metano (CH<sub>4</sub>), el óxido nitroso (NO<sub>3</sub>) y el vapor de agua, es la encargada de absorber parte de la radiación emitida por la superficie terrestre, atrapando la energía y generando un incremento en la temperatura de la Tierra. El efecto de retener calor en el planeta debido a la composición de la atmósfera se conoce como efecto invernadero (IDEAM; PNUD; MADS; DNP, 2016).

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) (1992) consolidó la definición más utilizada en la actualidad para el cambio climático, describiéndolo como *“un cambio en el clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables”*. Por su parte el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) define el cambio climático como un cambio en el estado del clima que persiste por largos periodos de tiempo (décadas o más) y que puede ser identificado por cambios en la media y/o la varianza de sus variables atmosféricas (IPCC, 2013a).

### 1.4.1 Causas del cambio climático

El clima de la tierra siempre está cambiando, en el pasado la Tierra se ha encontrado en condiciones más cálidas o frías durante largos periodos de tiempo. El cambio del clima es atribuido a múltiples causas las cuales suelen ser agrupadas en dos grupos. En primer lugar, las causas naturales y en segundo lugar las debidas a la actividad humana. Es difícil identificar con claridad como influye cada una de estas causas en el cambio climático.

---

Las actividades humanas como la quema de combustibles fósiles, la deforestación de los bosques y la transformación del uso del suelo, potencian el cambio climático al cambiar las concentraciones de monóxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y otros gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera. Las emisiones antropogénicas de GEI son las más altas de la historia, lo que ha llevado a un calentamiento en el sistema climático, generando cambios sustanciales en el calentamiento de los océanos, la disminución de los volúmenes de glaciares y el incremento del nivel del mar. La ciencia ha logrado demostrar en la última década, con una seguridad del 95 por ciento que ésta es la causa dominante del cambio climático apreciado desde mediados del siglo XX.(IPCC, 2013b).

El aumento de la concentración de GEI en la atmósfera, la cual se estimó en 403.3 ppm CO<sub>2</sub> para el año 2016 (WMO, 2017), implica un aumento en la energía que es retenida en el planeta y por lo tanto más calor. El calor retenido en la tierra suele medirse en vatios por metro cuadrado (W/m<sup>2</sup>) y es conocido como Forzamiento Radiativo (FR). Un FR positivo implica un calentamiento en el sistema climático, mientras que un FR negativo implica un enfriamiento al emitirse más energía desde la superficie terrestre que la recibida desde el sol. En términos generales un FR representa un cambio en el calor entrante o saliente de un sistema climático y es medido por el cambio de flujo neto de radiación, en respuesta a una alteración (IPCC, 2014a).

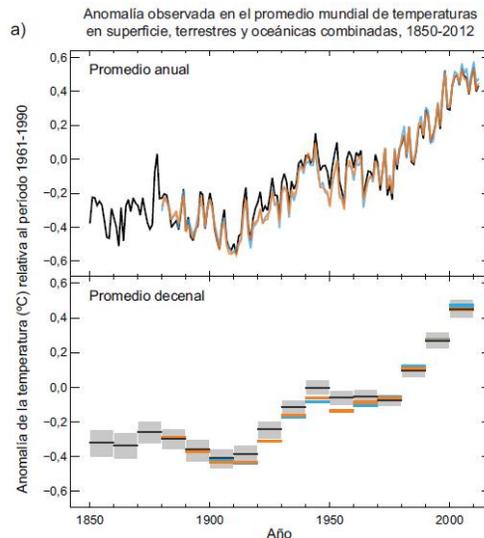
### **1.4.2 Impactos del cambio climático**

El cambio climático tiene impactos significativos en los recursos hídricos, el medio ambiente y en la mayoría de los aspectos de la vida humana y ha sido constituido como una de las mayores amenazas del planeta. Las observaciones de las variables climáticas han permitido identificar que la Tierra se está calentando, de modo que la temperatura promedio del planeta ha incrementado cerca de un grado en el último siglo (IPCC, 2014a).

Los cambios asociados al incremento de la temperatura global son evidentes y han sido observados en otros componentes del sistema climático. Según el IPCC (2014) el calentamiento del sistema climático es inequívoco y las observaciones realizadas, promediadas y combinadas, a partir de la década de 1950 han permitido determinar que:

- Los últimos tres decenios han sido sucesivamente más cálidos en la superficie de la Tierra. Los datos muestran un calentamiento de 0.85 °C durante el periodo 1880-2012. Ver **Figura 1-6**. En promedio, sobre las zonas continentales de latitudes medias del hemisferio norte, las precipitaciones han aumentado desde 1951. Aproximadamente desde la década de 1950, se han apreciado cambios en los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos. Existen regiones en las que han aumentado los sucesos de precipitaciones intensas, en América del Norte y Europa es posible que haya aumentado la frecuencia o intensidad.

**Figura 1-6:** Anomalía en la temperatura en superficie. Fuente: (IPCC, 2014c)

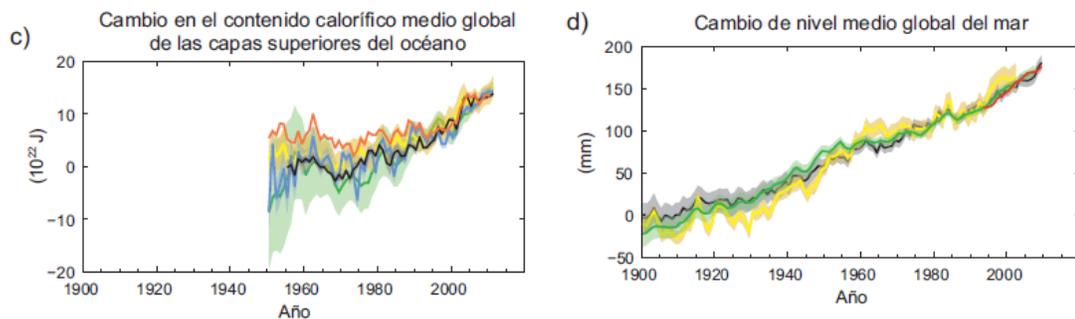


- En cuanto a los océanos, su calentamiento representa aproximadamente el 90% de la energía acumulada en el periodo 1971 - 2010 y se estima que el aumento del contenido de calor de la capa superior del océano (0 - 700 metros) sea de aproximadamente  $17 \times 10^{22} \text{ J}$ . Por esto, a nivel mundial los primeros 75 metros de profundidad de los océanos se han calentado aproximadamente 0.11 °C cada década durante el periodo anteriormente mencionado.
- El nivel medio global del mar tuvo un incremento de entre 17 y 21 centímetros durante el periodo 1901 – 2010, con un ritmo superior al observado durante los dos milenios anteriores. Los datos obtenidos mediante mareógrafos y altímetros

conducen que la tasa anual de incremento del nivel del mar entre 1993 y 2010 fue de aproximadamente 3.2 milímetros por año. Aproximadamente el 75 % de la elevación observada se debió a la combinación de pérdida de masa de los glaciares y la expansión térmica del océano provocada por el calentamiento (ver **Figura 1-7**).

El impacto del cambio climático sobre los sistemas hídricos se debe a los incrementos de temperatura, variabilidad de la precipitación, derretimiento de los glaciares y aumento del nivel del mar observados hasta hoy y proyectados en los estudios más recientes de cambio climático. Burlando, Pellicciotti, & Strasser, (2002) señalan que la estacionalidad incrementará en las cuencas en las que la precipitación es un proceso dominante, lo que significa que en periodos húmedos los caudales máximos serán aún más pronunciados y en época seca serán inferiores a lo registrado.

**Figura 1-7:** Cambios del contenido calorífico y nivel medio del mar. Fuente: (IPCC, 2014c)



Para finales del siglo XXI es probable que la temperatura global sea mayor a 1.5 °C respecto al periodo 1950-2000 para la mayoría de los escenarios futuros posibles y en las estimaciones más críticas puede que el incremento en la temperatura sea superior a 2 °C con la posibilidad de alcanzar hasta 4°C, respecto al periodo de referencia. Los cambios que dicho incremento en la temperatura puede producir en el ciclo hidrológico, acentuarían el contraste de la precipitación en las regiones y estaciones húmedas y secas.

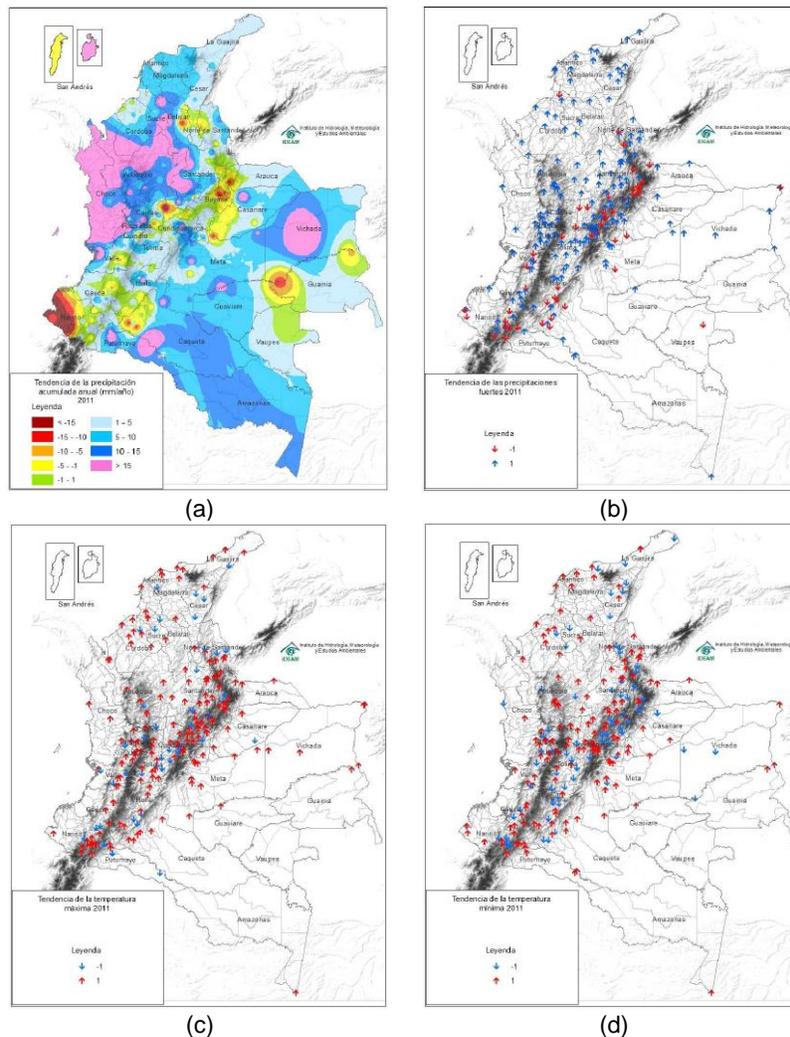
### 1.4.3 Cambio climático en Colombia

Estudios realizados para Colombia han evidenciado un cambio en las condiciones del sistema climático para el país. Un trabajo realizado por Mayorga, Hurtado, Benavides, &

Hurtado (2011) analizó mediante el software RCLIMDEX, 310 estaciones representativas de todo el territorio nacional (ver **Figura 1-8**) y con un periodo de registro mínimo entre los años 1970 y 2010. Los resultados encontrados fueron:

- Incremento de la precipitación en gran parte de la región Caribe, Orinoquia, Amazonia, valle medio del Magdalena, Eje Cafetero, piedemonte del Meta, centro del Huila y sur del Tolima. Con un mayor aumento en la zona noroccidente del país.

**Figura 1-8:** Tendencias precipitación y temperaturas máxima y mínima. Fuente: (Mayorga et al., 2011)



- Disminución en la precipitación principalmente en la zona suroccidente del país, especialmente en Nariño, medio Magdalena, Boyacá y parte del Guainía. Con menor incidencia en el sur del Cesar y Bolívar, Norte de Santander y Santander.
- En cuanto a la temperatura máxima existe una tendencia general al aumento, dicha tendencia es más marcada a lo largo de la zona costera de la región Caribe, la Orinoquía, los Santanderes, Antioquia y los altiplanos Cundiboyacense y Nariñense.
- La temperatura mínima también tiende a aumentar en amplias regiones de Colombia, especialmente en la zona centro y sur del Litoral Caribe, la región del Pacífico, el Amazonas y en los departamentos de Antioquia y Santander. Sin embargo, en el altiplano cundiboyacense se aprecia una leve disminución, así como en los páramos de estos departamentos.
- Las lluvias intensas tienden a aumentar en regiones como la Caribe, Orinoquía, el norte de la región Andina y a lo largo de la región Pacífico.

Complementariamente Benavides & Rocha (2012) identificaron que para el periodo 1961-2010, nueve de los años más calientes del país hacen parte del decenio 2001-2010 y siete años pertenecen al decenio inmediatamente anterior (1991-2000). La tasa lineal de incremento en la temperatura identificada para el periodo 1980-2011 fue de 0.198 °C por cada década para un incremento de aproximadamente 0.6°C. En cuanto a la precipitación concluyen para un análisis en el que se incluyeron más de 2000 estaciones, que los fenómenos de variabilidad climática afectan significativamente la ocurrencia y la magnitud de las precipitaciones en el territorio nacional. Se identificó que los 15 años más lluviosos, para el periodo 1970-2011, 14 corresponden a años bajo la influencia del fenómeno de la niña. En general, para el periodo 1960-2010 se presentó un incremento de precipitación de 4.82 mm, mientras que para el periodo 1980-2011 fue de aproximadamente 7.0 mm.

#### **1.4.4 Tercera comunicación nacional de cambio climático**

La Tercera Comunicación Nacional de cambio climático desarrollada en Colombia por IDEAM; PNUD; MADS; DNP (2015), siguió las metodologías propuestas por el IPCC en su Quinto Informe de Reporte (AR5) en el año 2013, en cuanto a la generación de escenarios de cambio climático para las variables precipitación y las temperaturas media, máxima y

mínima a escala nacional. El informe AR5 presenta la ejecución de la quinta fase del proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP5 por sus siglas en inglés) mediante la cual se consolida una base de datos climática con proyecciones para el siglo XXI y hasta el XXIII, generada mayoritariamente a través de modelos acoplados océano-atmosféricos, con el objetivo de originar un mejor entendimiento del clima y proveer estimaciones de cambio climático.

En la generación de los escenarios de cambio climático se utilizó la información histórica para cada una de las variables meteorológicas registradas a través de la red de monitoreo del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), para el periodo 1976-2005 (periodo de referencia), y la información de las proyecciones de los modelos climáticos del CMIP5 para los periodos futuros 2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100; para la precipitación se utilizaron los resultados de 15 modelos, mientras que para las temperaturas (media, máxima y mínima) se utilizó 20 modelos. Se plantearon escenarios muy amplios de forzamiento radiativo llamados Caminos Representativos de Concentración (RCP), los cuales no corresponden a predicciones ni representaciones políticas, ya que cada uno posee una serie de suposiciones sociales, tecnológicas, económicas y biofísicas disímiles (IDEAM; PNUD; MADS; DNP, 2015).

- Escenarios de cambio climático

La selección de los caminos representativos de concentración se realizó teniendo en cuenta que no solo son de interés los FR a largo plazo, sino que, la trayectoria de la concentración en el tiempo para llegar al FR al final del periodo es muy importante. Los cuatro RCP seleccionados tras un proceso riguroso dentro de un grupo de aproximadamente 30 posibilidades, se presentan en la **Tabla 1-1**. Estos RCP fueron seleccionados con el fin de tener un rango amplio de posibles comportamientos climáticos.

**Tabla 1-1:** RCP tercera comunicación nacional.(IDEAM; PNUD; MADS; DNP, 2015)

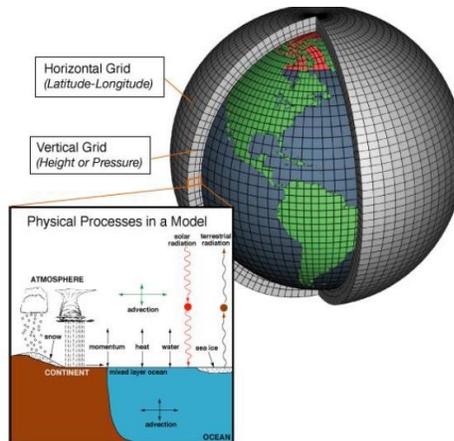
Nombre	Forzamiento radiativo	Concentración	Forma de itinerario
RCP 8.5	>8.5 W/m <sup>2</sup> en 2100	> ~1370 CO <sub>2</sub> -eq en 2100	En aumento
RCP 6.0	Estabilización en ~6 W/m <sup>2</sup> a partir de 2100	~850 CO <sub>2</sub> -eq (estabilización a partir de 2100)	Estabilización sin translimitaciones
RCP 4.5	Estabilización en ~4.5 W/m <sup>2</sup> a partir de 2100	~650 CO <sub>2</sub> -eq (estabilización a partir de 2100)	Estabilización sin translimitaciones

Nombre	Forzamiento radiativo	Concentración	Forma de itinerario
RCP 2.6	Máximo a $\sim 3 \text{ W/m}^2$ antes de 2100; disminución posterior	Máximo a $\sim 490 \text{ CO}_2\text{-eq}$ antes de 2100; disminución posterior	Culminación seguida de disminución

- Modelos Climáticos Globales (MCG o GCMs)

Los modelos climáticos globales (MCG) también conocidos como modelos de circulación general simulan el clima a través de relaciones matemáticas que describen las relaciones, interacciones y retroalimentaciones entre los procesos físicos atmosféricos, oceánicos y bióticos. Estos modelos son herramientas que proveen información climática a escala global y continental. Son modelos tridimensionales compuestos de múltiples celdas horizontales y verticales (ver **Figura 1-9**), que conforman una rejilla sobre el globo. La resolución espacial de los MCG en la horizontal usualmente esta entre los 200 y 600 km y en la vertical suele constar de 10 a 20 capas para la atmósfera. Esta resolución hace que exista una gran incertidumbre en la representación del sistema climático, lo que genera imprecisiones sobre las proyecciones futuras que se realizan.

**Figura 1-9:** Estructura modelos de circulación general (MCG). Fuente: (NOAA, 2017).



En la búsqueda de la reducción de la incertidumbre asociada a las proyecciones que realizan los modelos, se realizan ensambles multimodelo. Esta combinación de un conjunto de modelos permite conocer un rango de resultados que cubren los futuros probables. El listado de modelos utilizados para la realización del ensamble multimodelo para las variables de temperatura (media, máxima, mínima) y precipitación se presentan en la **Tabla 1-2**. El método de ensamble implementado corresponde al Promedio de Fiabilidad

Conjunta (REA por sus siglas en inglés) el cual se fundamenta en dos criterios. El primero de ellos es un criterio de desempeño y el segundo de convergencia.

**Tabla 1-2:** MCG utilizados en la 3ra comunicación de cambio climático. (IDEAM; PNUD; MADS; DNP, 2015)

Modelo	Precipitación	T. Media	T. Máxima	T. Mínima
bcc-csm1.1	x	x	x	x
bcc-csm1-1-m		x	x	x
CCSM4	x	x	x	x
CESM1-CAM5		x	x	x
CSIRO-MK3.6.0	x	x	x	x
FIO-ESM	x	x	x	x
GFDL-CM3	x	x	x	x
GFDL-ESM2G		x	x	x
GISS-E2-H	x	x	x	x
GISS-E2-R	x	x	x	x
HadGEM2-AO	x	x	x	x
HadGEM2-ES		x	x	x
IPSL-CM5A-LR	x	x	x	x
IPSL-CM5A-MR	x	x	x	x
MIROC-ESM	x	x	x	x
MIROC-ESM-CHEM	x	x	x	x
MIROC5	x	x	x	x
MRI-CGCM3	x	x	x	x
NorESM1-M		x	x	x
NorESM1-ME	x	x		

#### ▪ Resultados

La totalidad del territorio colombiano fue analizado a nivel de sus 24 regiones hidroclimáticas; salvo la zona de los llanos orientales y la Amazonía, la cual debido a la baja densidad de estaciones fue tratada como una única región. Pese a que el análisis se realizó para las regiones hidroclimáticas, los resultados del estudio se presentaron a nivel departamental. Para la variable precipitación se contó con información de 1072 estaciones y para las temperaturas (media, máxima, mínima) 333, 306 y 276 estaciones respectivamente. Los escenarios fueron generados para cada una de las estaciones.

La información de los 4 RCP (2.6, 4.5, 6.0 y 8.5) a resolución mensual, obtenida mediante el método de ensamble REA para los periodos 2011-2040, 2041-2070 y 2071-210 para la variable precipitación, fue interpolada para representarla cartográficamente, mediante el método de interpolación Empírica Bayesian Kriging (EBK). Por otra parte, las variables de

---

la Temperatura media, máxima y mínima fueron representadas a partir de una metodología convencional de regresión lineal, que relacionó la elevación con el valor de la temperatura.

Como resultado se entregaron mapas para los cambios esperados en cada uno de los cuatro escenarios en el periodo 2011-2100 para las variables precipitación, temperatura media, temperatura máxima y temperatura mínima. En cuanto a la temperatura media se señala que para el periodo 2011-2040 se esperaría un aumento de 1°C bajo los 4 escenarios. Para el periodo 2041-2070 para el RCP 2.6 se presentaría un cambio de aproximadamente 1.5 °C, mientras que para el RCP 8.5 se podría esperar un cambio de entre 1.5 y 2.5°C. Por último, el país en el periodo 2071-2100 observaría un cambio en la temperatura media para el RCP 8.5 de 2 a 4°C. El departamento del Tolima bajo un ensamble multiescenario para el periodo 2011-2040 presentaría un incremento de un 1°C, para el periodo 2041-2070 el incremento llegaría a ser de 2°C y finalmente para el periodo 2071-2100 en incremento en la temperatura media podría llegar a alcanzar los 3°C.

El estudio señala que la precipitación anual para el periodo 2011-2070 presentará aumentos del orden de 10 a 40% en la región Andina. El periodo 2071-2100 es similar al periodo anterior, pero se resaltan incrementos en La Sabana de Bogotá, gran parte de la cordillera Occidental y el Valle del Alto Magdalena. El departamento del Tolima presentaría específicamente un incremento en la precipitación que podría estar entre el 8 y 19%.



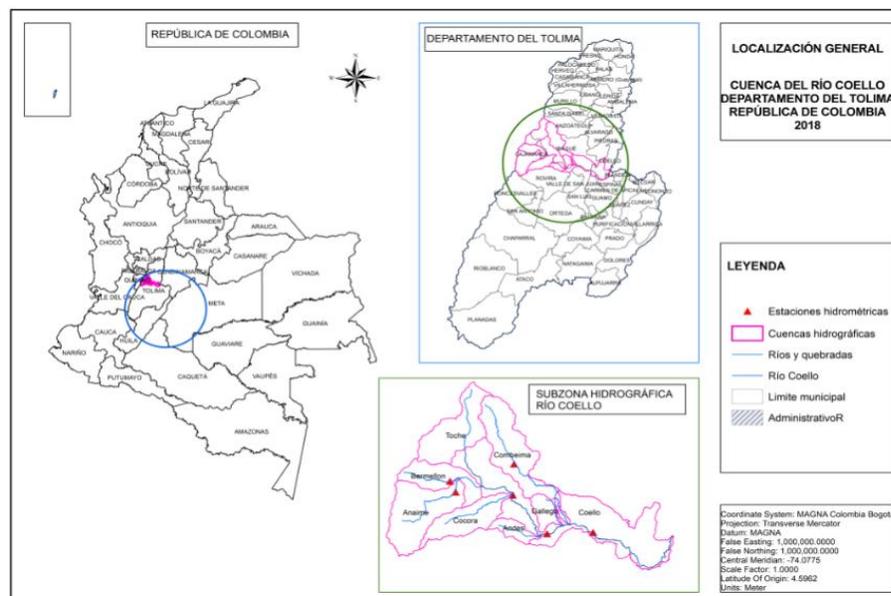
## 2. Área de estudio – Cuenca del río Coello

### 2.1 Localización general

La cuenca del río Coello se encuentra localizada al occidente del Departamento del Tolima, pertenece a la macro cuenca Magdalena Cauca y a la zona hidrográfica del Alto Magdalena. Limita al norte con el departamento del Quindío y con los municipios de Anzoátegui e Ibagué; al occidente con los municipios de Pijao, Córdoba, Calarcá y Salento del Departamento del Quindío; al sur con los municipios de Rovira, San Luis, Guamo y Espinal; al oriente con los municipios de Coello y Flandes (ver **Figura 2-1**).

La subzona hidrográfica del río Coello forma parte de la red hidrográfica que emerge desde el territorio del Parque Nacional Natural Los Nevados. Con una longitud de aproximadamente 125 km desde su nacimiento hasta su desembocadura en el Río Magdalena, la subzona hidrográfica del río Coello drena una extensión de aproximadamente 1850 km<sup>2</sup> equivalentes al 7.8% del área total del departamento la localización general se presenta en la **Figura 2-1**.

**Figura 2-1:** Localización general cuenca del río Coello.



Dentro del área de la Cuenca del Río Coello se encuentra contenido parte del páramo de Anaime y parte del Parque Nacional Natural Los Nevados, ecosistemas de gran importancia para la región. Adicionalmente, en la cuenca del Río Coello se encuentra contenida la totalidad del municipio de Cajamarca (con su cabecera municipal) y parte de los municipios de Ibagué, Rovira, San Luis, Espinal, Flandes y Coello.

## **2.2 Morfometría de la cuenca**

El modelo de elevación digital (DEM por sus siglas en inglés) hoy en día se constituye en un insumo elemental para la realización de estudios hidrológicos, ya que a través de este es posible realizar la identificación de patrones geomorfológicos que influyen en la generación de la escorrentía en una región específica. A nivel nacional se cuenta con DEM de resolución de 90, 30 y 12.5 metros. Este último DEM ha sido seleccionado para la elaboración del presente estudio. Este producto permite lograr una resolución de 12,5 metros por píxel que es equivalente a una escala 1:25.000.

### **2.2.1 Delimitación de la cuenca hidrográfica**

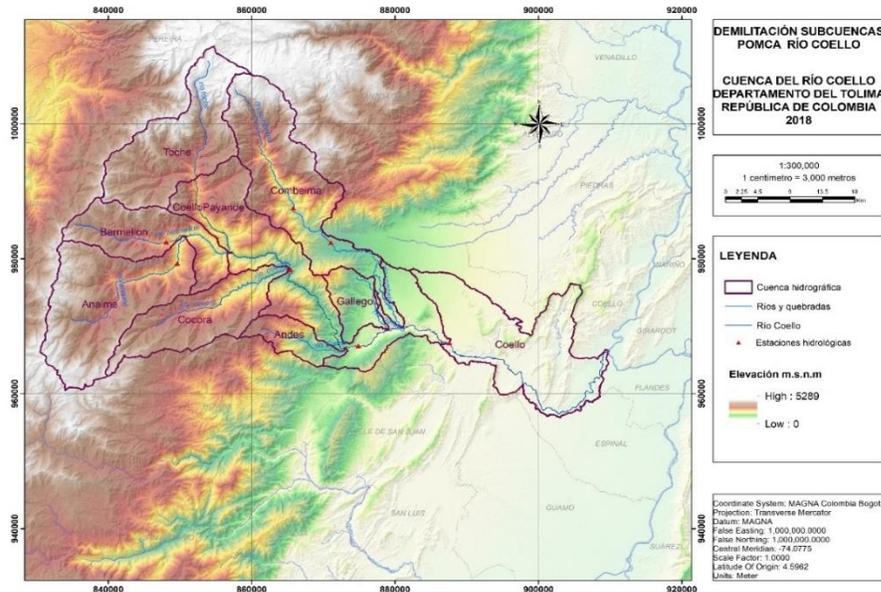
La delimitación de la cuenca del río Coello se realizó a partir de la información del DEM ALOS PALSAR, el cual fue procesado a través del módulo de hidrología de las herramientas de análisis espacial del software ArcGIS. El proceso general de delimitación de las cuencas consistió en los siguientes pasos:

- Preprocesamiento para asegurar la continuidad del drenaje
- Elaboración de la matriz de direcciones de flujo.
- Elaboración de la matriz de acumulaciones de flujo.
- La delimitación de la cuenca hasta el sitio de interés.

Inicialmente se delimitó la cuenca total del río Coello hasta su desembocadura en el río Magdalena. Seguidamente se delimitaron las subcuencas principales a partir de lo señalado en el POMCA del río Coello las cuales son presentadas en la **Figura 2-2**.

Estas subcuencas fueron delimitadas para la construcción del modelo WEAP, especialmente para la inclusión de las coberturas y demandas, de modo que el presente estudio sea complementario al realizado por la Pontificia Universidad Javeriana (2016). En la **Tabla 2-1** se presenta el área y perímetro de cada una de las subcuencas delimitadas.

**Figura 2-2:** Delimitación cuenca hidrográfica del río Coello.



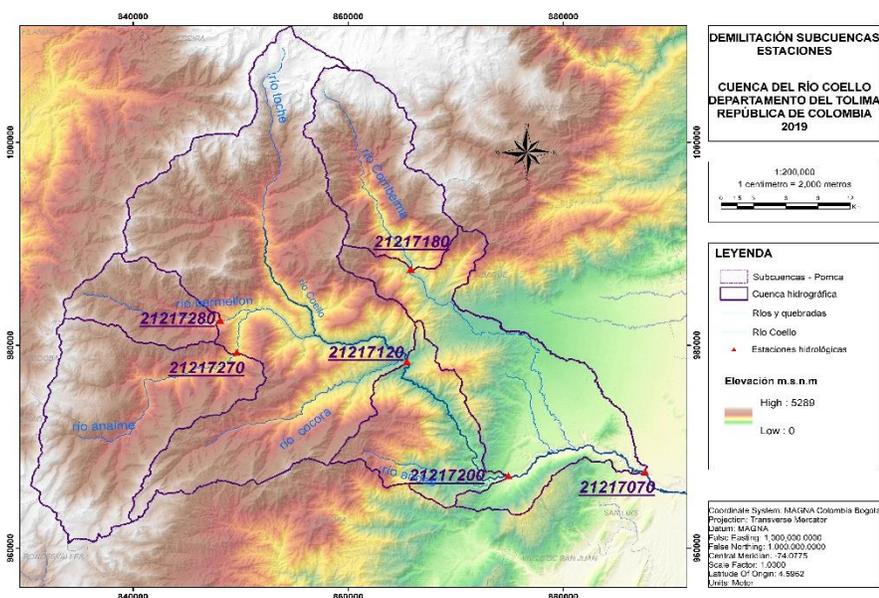
**Tabla 2-1:** Área y perímetro subcuencas del río Coello.

Subcuenca	Área (km <sup>2</sup> )	Perímetro (km)
Río Bermellón	146.56	77.65
Río Cócora	161.37	78.99
Río Combeima	280.02	131.85
Río Gallego	55.89	42.77
Río Toche	226.82	88.78
Río Andes	51.52	41.72
Río Anaime	272.30	90.42
Río Coello (hasta Payande)	330.66	202.96
Río Coello (Payande – Río Magdalena)	277.17	126.17
<b>TOTAL CUENCA RÍO COELLO</b>	<b>1802.31</b>	<b>861.94</b>

Por otra parte, se identificaron 6 estaciones hidrométricas al interior de la cuenca por lo que se planteó la calibración de los modelos de balance hídrico (Témez, GR2M, WAPABA) en cada uno de estos puntos de control, haciendo necesaria la delimitación de las subcuencas como se presenta en la **Figura 2-3**. Las estaciones se localizan en los ríos Combeima, Bermellón, Anaime y tres a lo largo del río Coello, siendo la estación PAYANDE

con código 21217070 la localizada más aguas abajo. El área y perímetro de cada una de las subcuencas anidadas se presenta en la **Tabla 2-2**.

**Figura 2-3:** Delimitación cuencas estaciones hidrométricas.



**Tabla 2-2:** Estaciones hidrométricas al interior de la cuenca del río Coello.

Estación	Código	Río	Área (km <sup>2</sup> )	Perímetro (km)
El Chuzo	21217270	Anaimé	259.10	84.42
Pte La Bolívar	21217280	Bermellón	80.88	84.42
Montezuma	21217180	Combeima	165.39	63.98
Pte Carretera	21217120	Coello	957.156	172.82
El Carmen	21217200	Coello	1091.71	197.01
Payande	21217070	Coello	1525.16	222.85

Así, la cuenca del río Coello hasta el punto de control establecido por la estación Payande corresponde a aproximadamente el 85% del área total de la cuenca del río Coello. El porcentaje restante corresponde a 277 km<sup>2</sup> en la parte baja de la cuenca.

## 2.2.2 Longitud del cauce

La magnitud de los caudales suele estar relacionada con la longitud del cauce donde son observados. Esto se debe principalmente a la relación existente entre la longitud del cauce y el área de la cuenca, donde una longitud de cauce mayor representa una superficie de captación más grande. El río Coello tiene una longitud de aproximadamente 124.76 km

desde su nacimiento, hasta su desembocadura en el río Magdalena. En la **Tabla 2-3** se presenta la longitud aproximada de cada uno de los principales ríos de la cuenca del río Coello, obtenidos a partir del modelo de elevación digital.

### 2.2.3 Pendiente media del río

La pendiente media del cauce se entiende como la relación entre el desnivel total del cauce principal y la longitud de este (ver ecuación (2.1))

$$S_m = \frac{H_{max}-H_{min}}{L} * 100 \quad (2.1)$$

Donde  $S_m$  corresponde a la pendiente media del cauce;  $H_{max}$  y  $H_{min}$  las elevaciones máxima y mínima del cauce;  $L$  la longitud total desde su nacimiento hasta su desembocadura o hasta el punto de interés para la modelación.

Los ríos Andes, Cócora, Bermellón y Combeima presentan pendientes por encima del 6% lo que provoca grandes velocidades en el tránsito de sus aguas, favoreciendo procesos de erosión en sus respectivas cuencas y el transporte de grandes cantidades de sedimento. (ver **Tabla 2-3**).

**Tabla 2-3:** Parámetros de forma subcuencas río Coello.

Río	Longitud (km)	Pendiente media $S_m$ (%)
Toche	23.1	8.65
Anaime	28.8	4.1
Combeima	56.9	6.92
Bermellón	25.1	7.08
Cócora	28.4	7.19
Gallego	9.7	4.1
Andes	15	10.92
Coello	124.8	2.97

## 2.3 Relieve de la Cuenca

La cuenca del río Coello localizada en la vertiente oriental de la cordillera central, alcanza elevaciones superiores a 5,000 m.s.n.m en su parte alta y sus ríos fluyen en dirección occidente-oriente de modo que, para el momento en el que río Coello desemboca en el río Magdalena, el mismo ha alcanzado una elevación de aproximadamente 300 m.s.n.m. con

un desnivel total en la cuenca cercano a los 4,700 metros. Esta característica hace que la cuenca presente diversidad de ecosistemas.

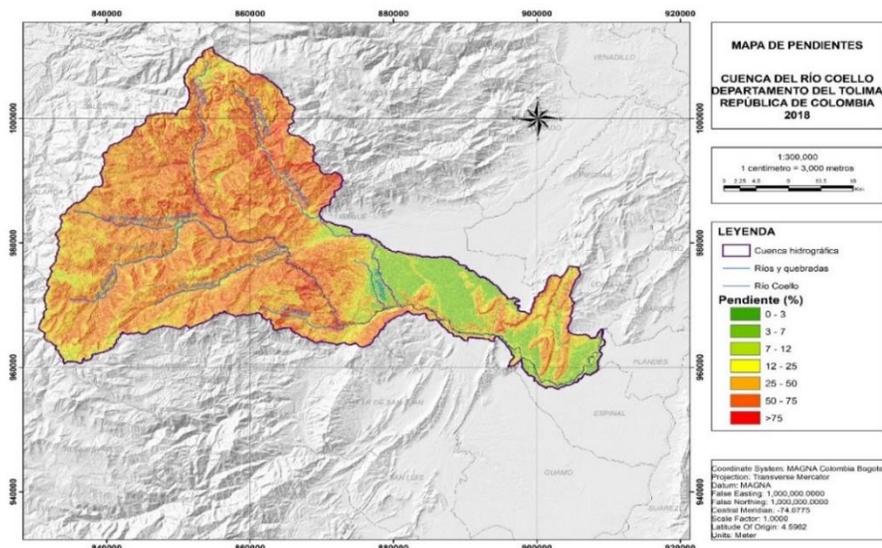
La pendiente es la característica del relieve que afecta significativamente la velocidad a la que se presenta la escorrentía superficial, ya que esta afecta de manera directa el tiempo de retención de la cuenca y red de drenajes de esta. El relieve puede ser clasificado según su porcentaje de inclinación como se muestra en la **Tabla 2-4**.

**Tabla 2-4:** Clasificación del relieve según la pendiente (%). Fuente: (IGAC, 2004).

Relieve	Pendiente (%)
Plano	0 – 3
Ligeramente plano	3 – 7
Ligeramente inclinado	7 – 12
Fuertemente ondulado	12 – 25
Fuertemente quebrado	25 – 50
Escarpado	50 – 75
Muy escarpado	> 75

La pendiente media de la cuenca es de aproximadamente 39%. Como se aprecia en la **Figura 2-4**, la parte baja de la cuenca presenta pendientes inferiores al 7%, mientras que, en la parte media y alta de esta se acentúan pendientes que alcanzan valores de entre 12 y superiores al 75% especialmente en la zona norte de la cuenca.

**Figura 2-4:** Pendientes en la cuenca del río Coello



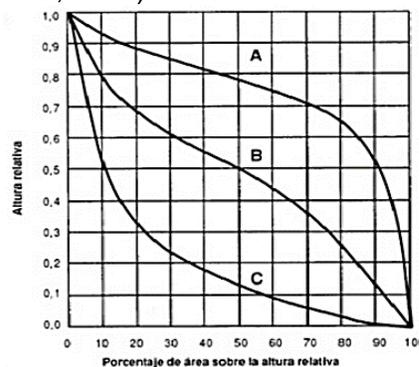
Las subcuencas con mayor pendiente media son la del río Combeima, río Toche y río Andes con 26.5%, 26.2% y 25.2% respectivamente, indicando que presentan un relieve fuertemente quebrado. Por otra parte, las subcuencas con menor pendiente son las del río Gallego y el río Coello con valores de 18.8% y 17.7% lo que las hace estar clasificadas en el rango de relieve fuertemente ondulado.

Aproximadamente el 30% del área de la cuenca en estudio presenta pendientes fuertemente quebradas (con pendientes entre 25% y 50%), mientras que el 24% del área total de la cuenca en estudio presenta relieve muy plano.

### 2.3.1 Curva hipsométrica

La curva hipsométrica representa el porcentaje de área acumulada respecto a elevación de la superficie de la cuenca. De manera simplificada la curva tiene como objetivo describir el porcentaje del área total que excede una cota determinada. De acuerdo con la **Figura 2-5**, una curva hipsométrica con la tendencia de la curva A, normalmente es asociada a una cuenca en fase joven, por lo que dominan los procesos erosivos. Por otra parte, una curva con la tendencia de la curva C, corresponde a una cuenca en fase de vejez en la que predominan los procesos de depositación. Finalmente, una curva con la tendencia de la curva B, corresponde a una cuenca en equilibrio por lo que sus procesos de erosión y sedimentación se encuentra equilibrados o próximos a alcanzar dicha condición.

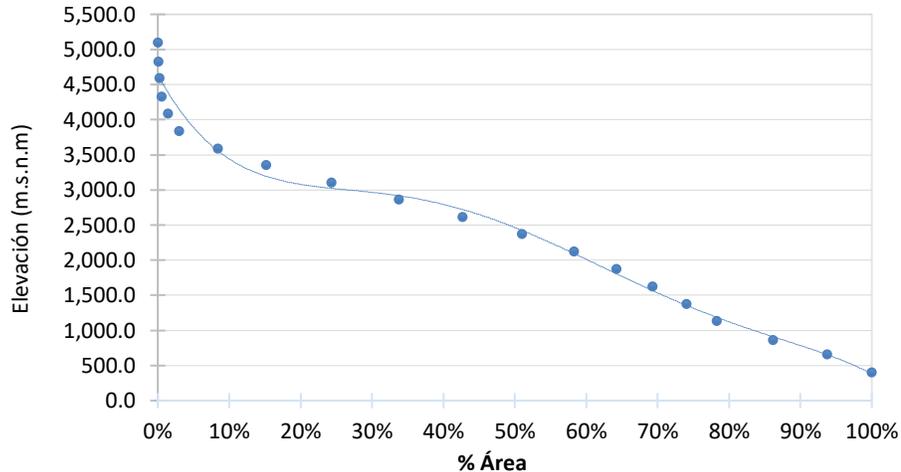
**Figura 2-5:** Clasificación estado de evolución de cuencas según curva hipsométrica. Tomado de (Guerra & González, 2002).



En la **Figura 2-6** se presenta la curva hipsométrica de la cuenca del río Coello. La curva obtenida indica que la cuenca del río Coello corresponde a una cuenca en estado de

madurez, próxima al estado de equilibrio, en la que probablemente las subcuencas de la zona alta presentan procesos moderados de erosión, mientras que en la zona baja se presentan procesos de sedimentación significativos.

**Figura 2-6:** Curva hipsométrica cuenca del río Coello.



## 2.4 Hidrografía e hidrología

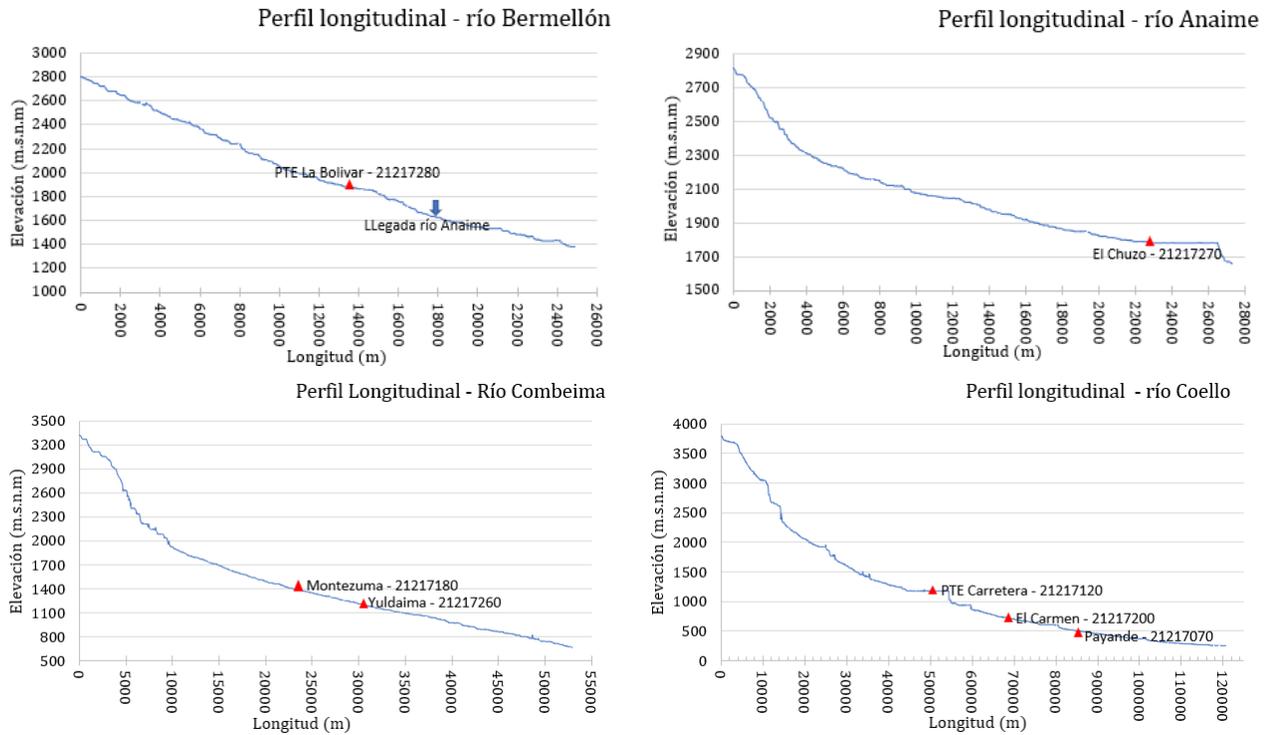
El Río Coello nace en el Páramo de Don Simón en el municipio de Ibagué a una elevación de aproximadamente 3900 m.s.n.m con el nombre de Río Toche, tras un recorrido de aproximadamente 21 km recibe las aguas del Río Tohecito sobre los 2000 m.s.n.m y a partir de este punto es denominado Río Coello. Sus principales afluentes son el Río Toche, Río Anaime, Río Cócora, Río Bermellón y Río Combeima. De su oferta hídrica se aprovisionan a lo largo de su recorrido los acueductos municipales de Cajamarca, Ibagué, Espinal y Coello, abasteciendo aproximadamente 540.000 habitantes del Tolima antes de su desembocadura en el Río Magdalena. A continuación se realiza la descripción de cada uno de los ríos mencionados y se indica cuáles de ellos son monitoreados por el IDEAM. Los perfiles longitudinales de los ríos monitoreados son presentados en la **Figura 2-7**.

- **Río Anaime:** El río Anaime nace cerca al Páramo de Anaime en el sur occidente de la cuenca del Coello, transita a lo largo del municipio de Cajamarca con una longitud de aproximadamente 28 kilómetros, hasta su desembocadura en el río

Bermellón. Este río recibe 8 afluentes naturales y un vertimiento. Aproximadamente 1 km antes de su desembocadura se encuentra la estación limnimétrica del IDEAM llamada EL CHUZO con código 21217270.

- **Río Bermellón:** El río Bermellón nace en la cordillera central a una elevación aproximada de 3100 m.s.n.m, recibe las aguas del río Anaime 20 km aguas abajo de su nacimiento. El río es monitoreado por el IDEAM 4 km antes de recibir las aguas del río Anaime por medio de la estación limnimétrica PTE LA BOLIVAR con código 21217280.
- **Río Cócora:** Nace sobre los 2550 m.s.n.m al sur occidente del municipio de Ibagué y tras discurrir por aproximadamente 27 km a lo largo de dicho municipio, entrega sus aguas al río Coello. Cabe resaltar que este río no cuenta con monitoreo de sus caudales.
- **Río Combeima:** El río Combeima nace en cercanías del Nevado del Tolima y el Cerro de la Torre en el municipio de Ibagué. Es uno de los principales tributarios del río Coello y es quizá uno de los ríos más intervenidos dentro de la cuenca del río Coello. Desde este río se captan parcialmente las aguas del acueducto de Ibagué y de ASOCOMBEIMA. Adicionalmente, este río recibe los vertimientos de la ciudad de Ibagué y la descarga del canal Miro lindo. Su longitud total es de aproximadamente 57 kilómetros y el desnivel total desde su nacimiento (3670 m.s.n.m) hasta su descarga al río Coello (679 m.s.n.m) es de 2991 metros. El río Combeima es monitoreado en la estación MONTEZUMA con código 21217180 antes del vertimiento de las aguas del municipio de Ibagué y en la estación YULDAIMA con código 21217260 una vez se han recibido las aguas de dicho vertimiento.
- **Río Toche – Río Coello:** El río Toche cambia su nombre a río Coello en el momento en que el río Tohecito le entrega sus aguas, aproximadamente 21 km aguas abajo de su nacimiento. El río Coello hasta su desembocadura tiene una longitud de 141 km y una pendiente media del 3.2%. Este río desemboca en la margen izquierda del río Magdalena a una altura aproximada de 290 m.s.n.m. Sus tributarios principales son los ríos Bermellón, Cócora, Andes, Gallego y el río Combeima. El río Coello es monitoreado por el IDEAM a través de las estaciones limnigráficas PTE CARRETERA, EL CARMEN Y PAYANDE.

**Figura 2-7:** Perfiles longitudinales de los ríos principales



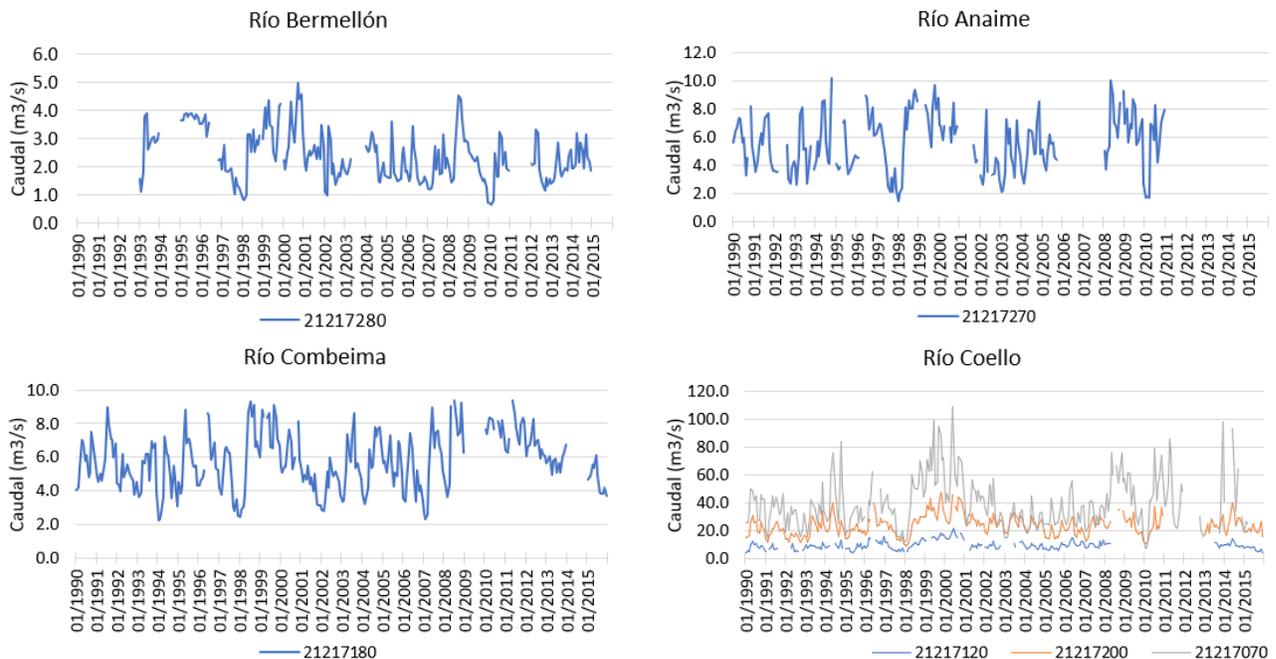
las estaciones hidrométricas localizadas en el área de estudio tienen como periodo común en sus registros el comprendido entre los años 1990 y 2015. Sin embargo, las estaciones de los ríos Bermellón y Anaime localizados en la parte alta de la cuenca, tienen conjuntos significativos de datos faltantes (ver **Figura 2-8**).

El río Bermellón a la altura de la estación Pte La Bolívar (21217280) tiene un caudal medio multianual de  $2.52 \text{ m}^3/\text{s}$  y una desviación estándar de  $1.03 \text{ m}^3/\text{s}$ . El valor máximo registrado es de  $4.95 \text{ m}^3/\text{s}$  y el mínimo es de  $0.79 \text{ m}^3/\text{s}$ . El río Anaime ha registrado caudales entre  $13.2$  y  $1.48 \text{ m}^3/\text{s}$ , su caudal medio es de  $5.65 \text{ m}^3/\text{s}$  y la desviación estándar de los registros es de aproximadamente  $2.35 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Por su parte el río Combeima del cual se abastece el acueducto de la ciudad de Ibagué, a la altura de la estación Montezuma (21217180) presenta un caudal medio de  $4.18 \text{ m}^3/\text{s}$ . Se ha registrado un caudal medio máximo de  $9.6 \text{ m}^3/\text{s}$  y la desviación estándar de los registros es de  $1.87 \text{ m}^3/\text{s}$ .

De las estaciones sobre el río Coello, la estación Payande (21217070) se encuentra en una localización en la cual el río ya ha recibido las aguas de sus afluentes principales, por lo que se esperaría que su caudal no aumente significativamente antes de ser entregado al río Magdalena. El caudal medio registrado en la estación 21217070 es de 41.32 m<sup>3</sup>/s, el caudal medio mínimo registrado es de 12 m<sup>3</sup>/s y el máximo de 108 m<sup>3</sup>/s, la desviación estándar de los registros es de alrededor de 19.57 m<sup>3</sup>/s.

**Figura 2-8:** Caudales medios mensuales (1990-2015) en estaciones hidrométricas.



## 2.5 Caracterización Climática

Con el fin de caracterizar el clima de la zona de estudio se consultó la información meteorológica disponible en la red de estaciones del IDEAM para las variables: precipitación, temperatura máxima, media y mínima, humedad relativa, brillo solar, número de días de precipitación y caudales medios mensuales.

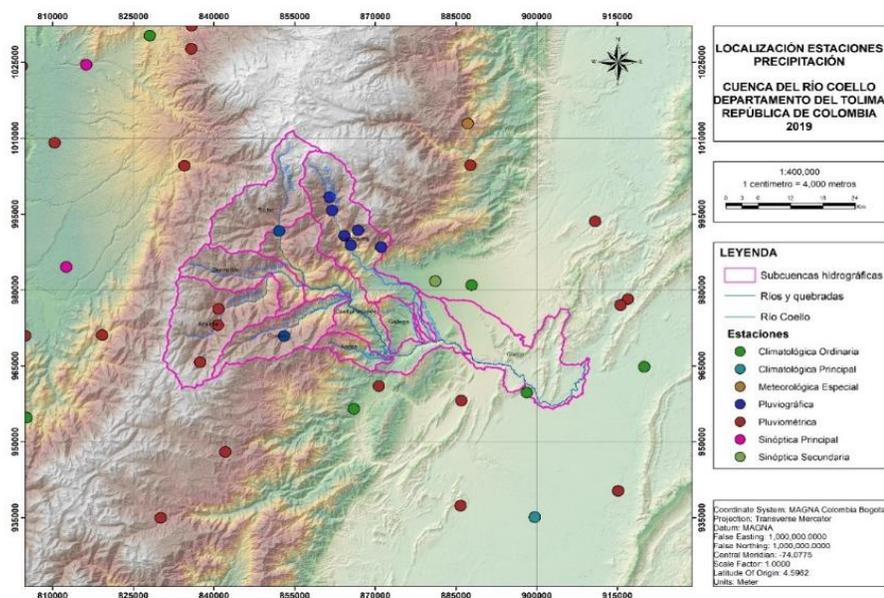
La escala temporal de la información requerida para la modelación es mensual y el periodo de referencia para la climatología corresponde al intervalo de 35 años comprendido entre 1980 y 2015. El criterio para la selección de las estaciones se basó en que su localización geográfica se encontrara dentro de la cuenca hidrográfica o en su defecto dentro de un

buffer de 40 km a partir de la divisoria de aguas de la cuenca del río Coello. Adicionalmente, se tuvo un criterio de completitud de las series, mediante el cual se descartaron las estaciones con registros inferiores a 20 años. Las estaciones que cumplieron con los criterios de selección fueron sometidas a un análisis de la calidad de la información en el que se evaluó la validez y consistencia de las series, se identificaron datos anómalos y se llenaron datos faltantes. El análisis de calidad de datos se presenta en el **ANEXO A**.

## 2.5.1 Precipitación total mensual

Para la caracterización de la precipitación total mensual se emplearon cerca de 40 estaciones de diferente topología, pertenecientes a la red de monitoreo del IDEAM instaladas en la cuenca o sus alrededores. En la **Figura 2-9** se presenta su localización y en la **Tabla 2-5** se presenta el listado y sus características principales.

**Figura 2-9:** Localización estaciones de precipitación.



El régimen de precipitación durante el año presenta dos picos, que concuerdan con el movimiento de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) a lo largo del país durante el año (Poveda, 2004). Los meses en los que se presentan los picos de precipitación en el departamento del Tolima son el trimestre marzo, abril, mayo y el trimestre de octubre a

diciembre. Los registros de precipitación media mensual fueron interpolados mediante el método de interpolación IDW (Inverso de la Distancia Ponderada, por sus siglas en ingles), para caracterizar espacialmente su comportamiento al interior de la cuenca.

**Tabla 2-5:** Listado de estaciones con registro de precipitación.

NOMBRE	CÓDIGO	CAT	COTA	MUNICIPIO	LAT	LON
Rovira 2	21180040	PM	950	Rovira	4.243	-75.243
Lorena la hda	21180120	PM	450	San luis	4.029	-75.106
Suarez	21180160	PM	300	Guamo	4.056	-74.842
Valle de san juan	21180210	PM	1000	Valle de san juan	4.217	-75.104
Guamo	21185030	CP	360	Guamo	4.009	-74.981
Apto santiago vila	21185040	CO	286	Flandes	4.278	-74.798
Juntas las	21210020	PG	1765	Ibagué	4.556	-75.322
Pastales	21210030	PG	1505	Ibagué	4.511	-75.301
Secreto el	21210080	PG	1490	Ibagué	4.495	-75.290
Placer el	21210110	PG	2170	Ibagué	4.521	-75.278
Esmeralda la	21210120	PG	1965	Ibagué	4.491	-75.239
Delicias las	21210130	PM	2070	Cajamarca	4.380	-75.511
Plan el	21210140	PM	2050	Cajamarca	4.351	-75.512
Cascada la	21210150	PM	3080	Cajamarca	4.285	-75.542
Palmar el	21210220	PG	2200	Ibagué	4.580	-75.326
Chicoral	21215080	CO	475	Espinal	4.231	-74.995
Piedras	21220040	PM	540	Piedras	4.537	-74.881
Nariño	21230060	PM	289	Nariño	4.399	-74.826
San juan d Rioseco	21230070	PM	1303	San juan de rio seco	4.851	-74.623
Arrancaplumas	21230090	PM	245	Guaduas	5.203	-74.726
Nariño radio alerta	21230110	PM	262	Nariño	4.388	-74.838
Jerusalén	21235010	CO	316	Jerusalén	4.565	-74.696
Anzoátegui	21240070	PM	1814	Anzoátegui	4.638	-75.090
Perales ható Opia	21245010	CO	750	Ibagué	4.423	-75.087
Apto perales	21245040	SS	928	Ibagué	4.430	-75.148
Sta Isabel	21245140	ME	2250	Santa Isabel	4.712	-75.094
Roncesvalles	22070010	PM	2468	Roncesvalles	4.007	-75.608
Sta helena	22070030	PM	2700	Roncesvalles	4.125	-75.499
Riomanso	22075030	CO	2020	Rovira	4.202	-75.284
Camelia la	26120120	PM	1240	Caicedonia	4.332	-75.835
Corozal	26120130	PM	1178	Zarzal	4.403	-75.915
Salento	26120160	PM	1910	Salento	4.636	-75.569
Pijao	26120170	PM	1625	Pijao	4.333	-75.706
Alambrado el-alert	26120180	PM	1028	Sevilla	4.410	-75.875
Apto el Edén	26125060	SP	1229	Armenia	4.455	-75.766
Cumbarco	26125130	CO	1692	Sevilla	4.185	-75.832
Termales	26130020	PM	1935	Santa rosa de cabal	4.844	-75.558
Potreros	26130170	PM	2140	Santa rosa de cabal	4.886	-75.557
San isidro	26130180	PM	1212	Pereira	4.801	-75.858
Recuerdo el	26130200	PM	1560	Marsella	4.963	-75.742
Maracay	26130220	PM	1172	Pereira	4.813	-75.842
Apto matecaña	26135040	SP	1342	Pereira	4.816	-75.734
Bohemia la	26135100	CO	970	Pereira	4.878	-75.878
Veracruz	26135110	CO	1720	Pereira	4.868	-75.627

- Trimestre Diciembre – Enero – Febrero

Los meses de diciembre, enero y febrero son los que marcan la primera temporada seca del año. El mes de enero es el más crítico en la cuenca del río Coello, al presentarse en promedio precipitaciones totales mensuales inferiores a los 60 mm en la parte baja de la cuenca, principalmente en la zona suroriental del municipio de Ibagué y sus límites con el municipio de Coello; en la parte alta de la cuenca también se tienen precipitaciones de dicha magnitud especialmente en el municipio de Cajamarca y la zona alta del municipio de Ibagué. El mes de enero presenta en promedio precipitaciones totales de 73.8 mm y como máximo se tienen precipitaciones medias de aproximadamente 110 mm en la parte media de la subcuenca del río Combeima (ver **Figura 2-10**).

Los meses de diciembre y febrero son semejantes en cuanto a la cantidad de precipitación que recibe la cuenca y su distribución espacial. La precipitación media en la cuenca para estos meses es de alrededor de 95 mm y los mínimos se presentan nuevamente en la parte alta de la cuenca, en el municipio de Cajamarca donde se alcanza en promedio 60 mm. El valor máximo de precipitación media para los meses de febrero y diciembre se presentan en la cuenca media donde se alcanzan los 150 mm de precipitación.

- Trimestre Marzo – Abril - Mayo

El primer pico en el régimen de precipitaciones se presenta en los meses de marzo, abril y mayo, siendo abril y mayo en promedio los meses más lluviosos del año pues el promedio de precipitación para el área de la cuenca es de 197 mm. Durante estos meses la cuenca media del río Coello es quien recibe la mayor cantidad de precipitación alcanzando los 250 mm, mientras que en la parte alta de la cuenca en promedio llueve aproximadamente 130 mm (ver **Figura 2-10**).

Durante marzo se presentan precipitaciones significativamente superiores a las del mes de anterior, aumentando en promedio 40 mm de precipitación respecto al mes de febrero. Las subcuencas de los ríos Anaime, Bermellón localizadas al occidente de la cuenca son las zonas que han registrado menores precipitaciones, alrededor de 80 mm, durante el mes de marzo.

- Trimestre Junio – Julio - Agosto

El mes de junio corresponde a un mes de transición entre la primera temporada húmeda y la segunda temporada seca del año, la precipitación total media para este mes es de aproximadamente 125 mm y las condiciones más secas se presentan en la parte oriental de la cuenca, es decir en la cuenca baja.

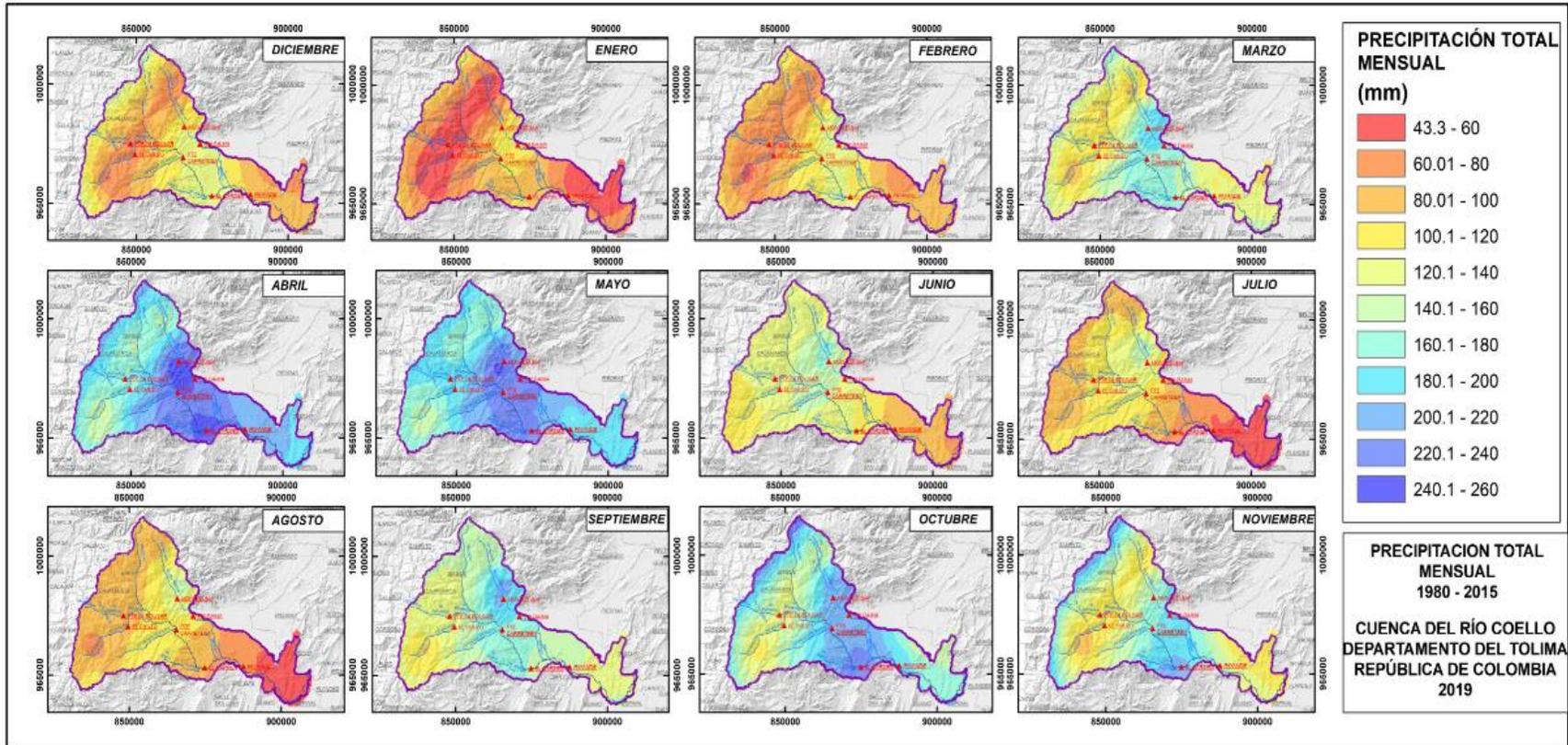
Los meses de julio y agosto se constituyen como los meses con precipitaciones mínimas durante la segunda temporada seca del año, en promedio se registran precipitaciones de alrededor de 90 mm durante estos meses, las cuales aunque bajas son levemente superiores a las de los meses de enero y febrero. Su comportamiento espacial es similar entre ellos, en la parte baja de la cuenca se presentan precipitaciones medias inferiores a 50 mm; al suroccidente, en la cuenca del río Anaime la precipitación es en promedio de 80 mm (ver **Figura 2-10**).

- Trimestre Septiembre – Octubre - Noviembre

La precipitación media para el mes de septiembre en la cuenca del río Coello es de 148 mm con lo que se acentúa el segundo pico de lluvias, concordando con el paso de la ZCIT por esta región. Las zonas con menores precipitaciones corresponden a la cuenca del río Anaime y la parte baja de la cuenca en proximidades del valle del río Magdalena. Nuevamente es la cuenca medía y en especial la zona norte donde se concentran las mayores precipitaciones las cuales llegan a alcanzar los 200 mm.

En el mes de octubre se presentan las mayores precipitaciones de la segunda temporada húmeda concentrándose especialmente en la zona noroccidental, así como en la zona central de la cuenca con magnitudes máximas de aproximadamente 250 mm y presentándose en promedio precipitaciones de 175 mm para toda el área de la cuenca. De este modo se hace evidente que el primer pico de lluvias en la cuenca es de mayor magnitud (ver **Figura 2-10**). Finalmente el mes de Noviembre corresponde a un mes de transición hacia la temporada seca del trimestre diciembre - enero – febrero. Para el área de la cuenca en estudio se presentan precipitaciones en promedio de 145 mm, aunque en la cuenca del río Anaime se presentan precipitaciones de 89 mm.

Figura 2-10: Mapas de precipitación total mensual para la cuenca del río Coello.



## 2.5.2 Temperatura media mensual

Según el IDEAM (2014) la temperatura media en la región andina depende significativamente de la altura del sitio sobre el nivel del mar, el régimen de precipitaciones y la exposición de la vertiente. Para la caracterización de la temperatura media mensual se seleccionaron 16 estaciones meteorológicas de la red de IDEAM las cuales son presentadas en la **Tabla 2-6**. Se identificó que de las estaciones seleccionadas solo 3 se encuentran localizadas al interior de la cuenca, la localización de las estaciones utilizadas se presenta en la **Figura 2-11**.

**Tabla 2-6:** Estaciones con registro de temperatura (máxima, media y mínima)

<b>CODIGO</b>	<b>CAT</b>	<b>nombre</b>	<b>COTA</b>	<b>LAT</b>	<b>LON</b>	<b>T_MED</b>	<b>T_MAX</b>	<b>T_MIN</b>
21185020	AM	Nataima	431	4.188	-74.960	X	X	X
21185030	CP	Guamo	360	4.009	-74.981	X	X	X
21185040	CO	Apto Santiago Vila	286	4.278	-74.798	X	X	X
21185080	CO	Valle de San Juan	650	4.217	-75.104	X		X
21215080	CO	Chicoral	475	4.231	-74.995	X	X	X
21215100	CO	Cajamarca	1920	4.442	-75.425	X	X	X
21215140	ME	Cementos diamante	780	4.331	-75.081	X	X	X
21235010	CO	Jerusalén	316	4.565	-74.696	X	X	X
21245010	CO	Perales hato opia	750	4.423	-75.087	X	X	X
21245040	SS	Apto Perales	928	4.430	-75.148	X	X	X
22075030	CO	Riomanso	2020	4.202	-75.284	X	X	X
26125060	SP	Apto el Edén	1229	4.455	-75.766	X	X	X
26125130	CO	Cumbarco	1692	4.185	-75.832	X	X	X
26135040	SP	Apto Matecaña	1342	4.816	-75.734	X	X	X
26135100	CO	Bohemia La	970	4.878	-75.878	X	X	X
26135110	CO	Veracruz	1720	4.868	-75.627	X	X	X
26135160	CO	San remo	2000	4.842	-75.579	X		

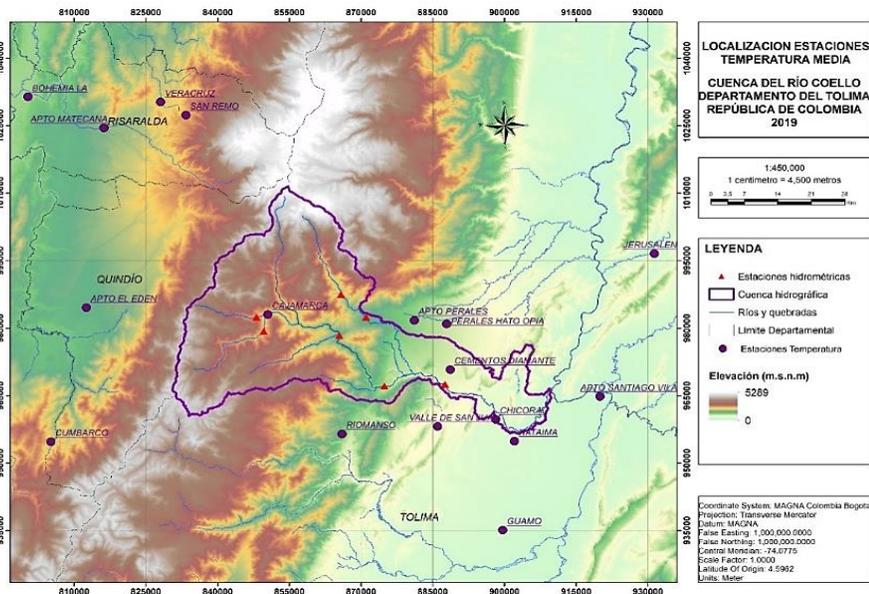
Una vez seleccionadas las estaciones con registros para el periodo 1980 - 2015, teniendo en cuenta la relación de la temperatura con la elevación, se seleccionó el método de interpolación EBK (Empirical Bayesian Krigging), para la espacialización de la variable sobre la superficie de la cuenca del río Coello. Como resultados se obtuvieron los mapas de temperatura media para cada uno de los meses en la cuenca del río Coello.

- Diciembre – Enero – Febrero

La temperatura media en la cuenca del río Coello no presenta gran variabilidad a lo largo de los meses de diciembre, enero y febrero. La temperatura media para la cuenca durante este trimestre es de aproximadamente 16 °C, aunque en la **Figura 2-12** es claramente apreciable la variabilidad de esta a medida que se asciende o desciende. En la parte alta

de la cuenca en el parque nacional natural de Los Nevados la temperatura media mensual es de alrededor de  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mientras que en la parte baja, en el valle del río Magdalena, el promedio de temperatura es de alrededor de  $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Las cuencas de los ríos Anaime, Bermellón y Toche presentan temperaturas medias para este trimestre de  $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ , esto se debe principalmente a que la altura media de estas es superior a los  $2700\text{ m.s.n.m}$ .

**Figura 2-11:** Localización estaciones con registro de temperaturas.



- Marzo – Abril – Mayo

Para los meses de marzo, abril y mayo la temperatura media en la cuenca es de  $16.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  presentando un aumento de  $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  respecto a los meses de diciembre, enero y febrero. Durante estos meses el incremento en las precipitaciones genera que en la parte baja de la cuenca el promedio de las temperaturas descienda aproximadamente  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La temperatura media mensual en la parte alta de la cuenca aumenta aproximadamente  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  en cada mes, llegando a ser de  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  para el mes de mayo. Esto se debe a que las precipitaciones durante estos meses se concentran principalmente en la parte media de la cuenca (ver **Figura 2-12**).

- Junio – Julio – Agosto

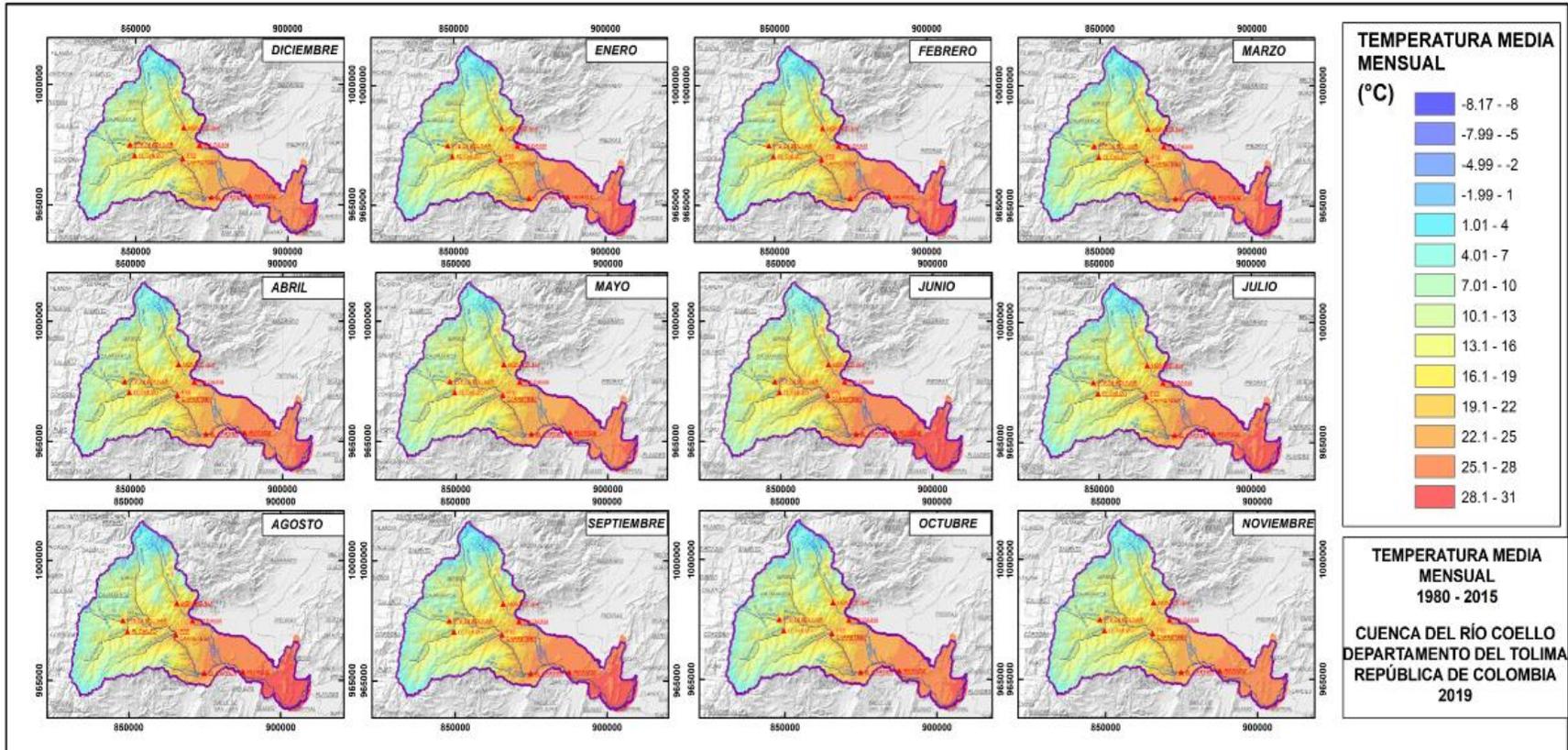
Los meses junio, julio y agosto corresponden a la segunda temporada seca del año. La disminución significativa en las precipitaciones de la cuenca del río Coello hace que el mes de junio se constituya como el más cálido. Durante el mes de junio la temperatura media en la cuenca es de aproximadamente 18 °C aumentando 2 °C respecto al periodo diciembre – enero – febrero. No obstante, en el valle del río Magdalena la temperatura media alcanza 30 °C durante los meses de junio y agosto. El suroriente de los municipios de Ibagué y Coello tienen una temperatura media para este trimestre de aproximadamente 28 °C (ver **Figura 2-12**). Por su parte la temperatura media en cercanías del Nevado del Tolima parece tener un comportamiento inverso al régimen de precipitación, puesto que esta desciende significativamente para el mes de agosto tomando en promedio el valor de -7 °C.

- Septiembre – Octubre – Noviembre

Durante los meses de septiembre octubre y noviembre debido al incremento de la precipitación la temperatura media de la cuenca del río Coello es de aproximadamente de 16 °C sufriendo una pequeña reducción respecto al trimestre inmediatamente anterior. La parte suroriental del municipio de Ibagué y la zona sur del municipio de Coello son las más cálidas al interior de la cuenca puesto que la temperatura media es de aproximadamente 28 °C.

Por otra parte los municipios de Cajamarca y la zona noroccidental del municipio de Ibagué presentan las temperaturas medias inferiores al igual que el resto del año, con una temperatura media de 10 °C y alcanzando temperaturas medias inferiores a -5 °C en inmediaciones del parque nacional Natural de Los Nevados (ver **Figura 2-12**). Teniendo en cuenta que de las estaciones utilizadas para la caracterización de la temperatura la más elevada se encuentra a 2020 msnm y la más baja se encuentra a 286 msnm, cualquier interpretación por fuera de estas cotas corresponderá a resultados de la interpolación realizada.

Figura 2-12: Mapas de temperatura media mensual multianual.

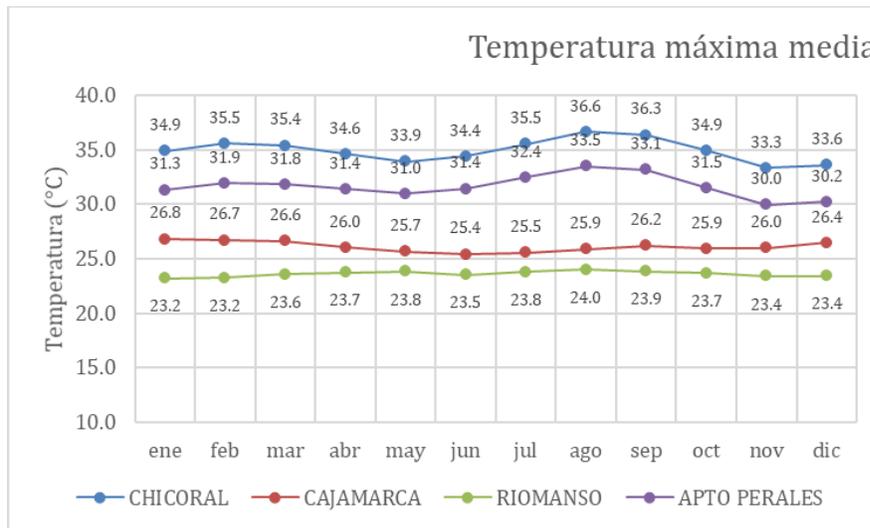


### 2.5.3 Temperatura máxima media

Al igual que la temperatura media, la temperatura máxima media depende significativamente de la elevación sobre el nivel del mar. Por esto alcanza sus valores más altos en los valles de los ríos y sus valores más bajos se presentan en las cotas más altas de la superficie estudiada. Según el IDEAM (2014) la temperatura máxima media en la vertiente oriental de la cordillera central puede variar desde 32 °C a una elevación de 500 m.s.n.m hasta 1.6 °C a una elevación de 5000 m.s.n.m.

Para la caracterización de la variabilidad de la temperatura máxima media en la cuenca del río Coello se seleccionaron las estaciones con registro de temperatura máxima, representativas por su localización y su elevación. La estación climática ordinaria Cajamarca con código 21215100, localizada en el municipio de Cajamarca a una elevación de 1920 m.s.n.m presenta una temperatura máxima media para el trimestre enero, febrero y marzo de 26.7 °C. Seguidamente, para los meses de abril, mayo, junio y julio la temperatura máxima se reduce aproximadamente 0.5 °C, presentando la menor magnitud del año en el mes de junio con 25.4 °C (ver **Figura 2-13**).

**Figura 2-13:** Caracterización de la temperatura máxima media.



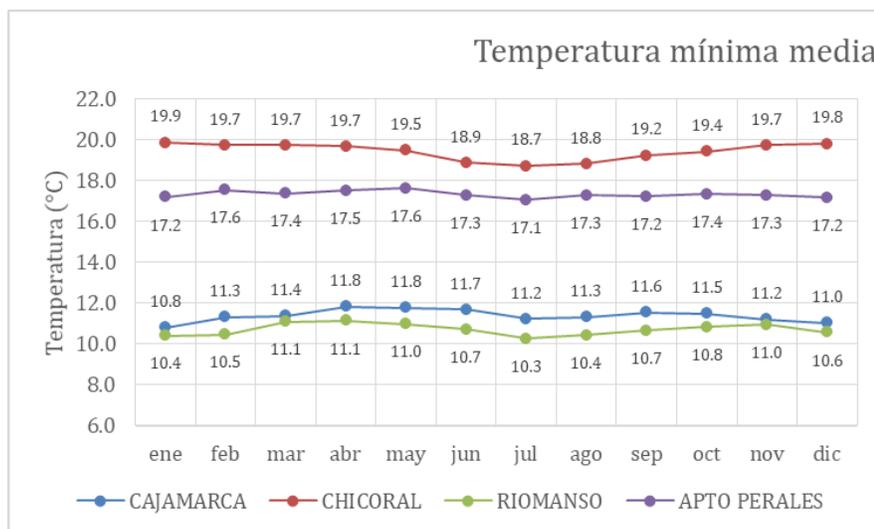
Por su parte, la estación Riomanso con código 22075030, localizada en el municipio de Rovira con una elevación de 2020 m.s.n.m, aproximadamente 100 metros más elevada que la estación Cajamarca, indica que la temperatura máxima media para el trimestre

diciembre, enero, febrero es de 23.3 °C, lo que es aproximadamente 3°C inferior a lo registrado en la estación Cajamarca. Para la cuenca baja del río Coello se contó con la estación Chicoral con código 21215080, localizada a una elevación de 475 m.s.n.m, en donde para el periodo 1980-2015 se registró en promedio una temperatura máxima media de 35 °C. la mayor temperatura máxima se presenta en el mes de agosto con 36.6 °C y la menor se presenta en el mes de mayo con 33.9 °C.

### 2.5.4 Temperatura mínima media

Para la caracterización de la temperatura mínima mensual se utilizaron las mismas estaciones con las que se caracterizó la temperatura máxima media. A través de los registros disponibles de temperatura mínima en la zona de estudio, se identificó que la misma es bastante estable a lo largo del año (ver **Figura 2-14**). El valor más bajo en la zona baja de la cuenca se presenta en el mes de julio, mientras que en la cuenca alta el valor más bajo se presenta en el mes de enero.

**Figura 2-14:** Caracterización de la temperatura mínima media.



Según el IDEAM (2015) la temperatura mínima mensual en los valles interandinos es del orden de 23 °C y dicho valor depende principalmente de la exposición de la ladera y de la elevación de la región. Sin embargo, puede que el fenómeno de las heladas sea un factor importante en la determinación de la temperatura mínima. Para la cordillera central en su

vertiente oriental las temperaturas mínimas en elevaciones superiores a los 5000 m.s.n.m en promedio son inferiores a 3 °C y para elevaciones inferiores a 500 m.s.n.m superiores a 21 °C.

Con base en los registros de las estaciones Cajamarca y Riomanso localizadas a las elevaciones de 1920 y 2020 m.s.n.m respectivamente, se aprecia que el delta de temperatura en los 100 metros de diferencia de elevación, es inferior a 1 °C a lo largo del año, mientras que la temperatura máxima alcanza deltas de 3 °C para el mismo delta de elevación (ver **Figura 2-14**).

La cuenca baja representada por la estación Chicoral localizada a 475 m.s.n.m, tiene una temperatura mínima media de 18.5 °C a lo largo del año y sus mayores valores se presentan para el trimestre diciembre - enero - febrero.

### 2.5.5 Otras variables climáticas

- Humedad relativa media anual

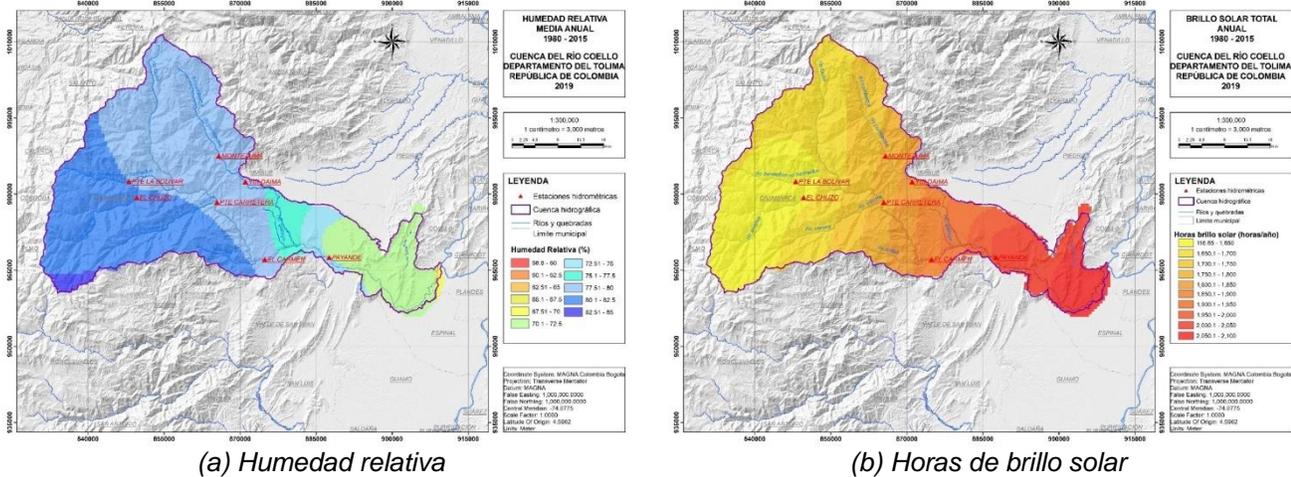
La caracterización de la humedad relativa se basó en la interpolación de los valores medios anuales registrados en las estaciones aledañas a la cuenca mediante el método IDW (ver cuadro). La humedad relativa de la cuenca se encuentra entre el 65 y 85%. La máxima humedad relativa con una media anual entre 82 y 85 % se presenta en el occidente de la cuenca, en el páramo de Anaime (elevaciones entre los 3000 y 3600 m.s.n.m). La mínima humedad relativa se presenta en el extremo oriental de la cuenca, correspondiente a la parte más baja de la misma (aprox. 350 m.s.n.m), en los municipios de Flandes y Coello, con una media anual de aproximadamente 69%. En relación con la temperatura, la humedad relativa es menor en las zonas con mayor temperatura máxima. La mayor parte de la cuenca estudiada presenta una humedad relativa media anual entre el 77 y 80% (ver **Figura 2-15a**).

- Brillo solar total anual

En general la cuenca presenta tres regiones claramente diferenciables respecto a la distribución de las horas de brillo solar total anual (ver **Figura 2-15b**). La primera de ellas se localiza en la parte alta de la cuenca, en el municipio de Cajamarca con alturas

superiores a los 2500 m.s.n.m, donde el brillo solar total se encuentra en el rango de 117 a 1650 horas/año. La parte media de la cuenca y la parte alta localizada al norte por su parte presenta entre 1650 y 1900 horas de brillo solar al año, cubriendo aproximadamente del 60% del área de la cuenca (elevaciones entre 900 y 5000 m.s.n.m). La parte baja de la cuenca, donde se presentan las mayores temperaturas medias durante el año, presenta el mayor número de horas de brillo solar al año, para esta zona se tienen entre 1900 y 2100 horas, representando aproximadamente el 25% del área de la cuenca.

**Figura 2-15:** Caracterización de la humedad relativa (a) y brillo solar anual (b).



## 2.6 Coberturas y agrología de suelos

### 2.6.1 Cobertura y uso del suelo

Se recopiló la información de uso y cobertura de suelos disponible para Colombia elaborada por el IDEAM, IGAC, & CORMAGDALENA (2008) a partir de imágenes satelitales Landsat, siguiendo la metodología Corine Land Cover para el periodo 2010-2012 a escala 1:100.000. Las coberturas predominantes en la cuenca del río Coello son el uso urbano, cultivos, pastizales, mosaico de cultivos pastos y espacios naturales, bosque y vegetación secundaria. La más abundante de estas coberturas corresponde a los bosques, la cual cubre aproximadamente el 31% del área total de la cuenca, con presencia especialmente en la parte alta de la misma. El porcentaje del área total de la cuenca que es ocupado por cada una de las coberturas se presenta en la **Tabla 2-7**.

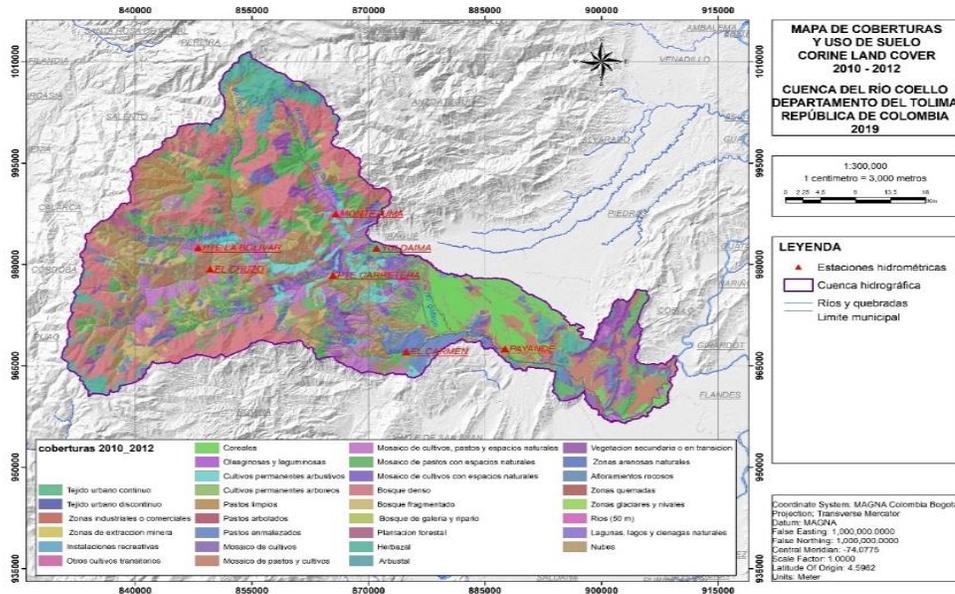
**Tabla 2-7:** Coberturas de la tierra en la cuenca del río Coello.

Uso	Cobertura	Área (km <sup>2</sup> )	% Área	% Área cuenca
Uso Urbano	1.1.1. Tejido urbano continuo	10.34	0.6%	1.0%
	1.1.2. Tejido urbano discontinuo	4.06	0.2%	
	1.2.1. Zonas industriales o comerciales	3.10	0.2%	
	1.3.1. Zonas de extracción minera	0.02	0.0%	
	1.4.2. Instalaciones recreativas	0.77	0.0%	
Cultivos	2.1.1. Otros cultivos transitorios	0.67	0.0%	9.3%
	2.1.2. Cereales	111.99	6.2%	
	2.1.3. Oleaginosas y leguminosas	0.80	0.0%	
	2.2.2. Cultivos permanentes arbustivos	54.78	3.0%	
	2.2.3. Cultivos permanentes arbóreos	0.11	0.0%	
Pastizales	2.3.1. Pastos limpios	181.61	10.1%	14.7%
	2.3.2. Pastos arbolados	2.81	0.2%	
	2.3.3. Pastos enmalezados	80.51	4.5%	
Mosaicos cultivos, pastos y espacios naturales	2.4.1. Mosaico de cultivos	2.04	0.1%	30.3%
	2.4.2. Mosaico de pastos y cultivos	153.58	8.5%	
	2.4.3. Mosaico de cultivos, pastos y espacios naturales	137.44	7.6%	
	2.4.4. Mosaico de pastos con espacios naturales	231.16	12.8%	
	2.4.5. Mosaico de cultivos con espacios naturales	22.12	1.2%	
Bosque	3.1.1. Bosque denso	311.51	17.3%	31.5%
	3.1.3. Bosque fragmentado	86.33	4.8%	
	3.1.4. Bosque de galería y ripario	162.51	9.0%	
	3.1.5. Plantación forestal	7.00	0.4%	
Vegetación secundaria	3.2.1. Herbazal	92.86	5.2%	12.2%
	3.2.2. Arbustal	13.80	0.8%	
	3.2.3. Vegetación secundaria o en transición	113.24	6.3%	
Otros	3.3.1. Zonas arenosas naturales	1.81	0.1%	1.0%
	3.3.2. Afloramientos rocosos	1.75	0.1%	
	3.3.4. Zonas quemadas	0.30	0.0%	
	3.3.5. Zonas glaciares y nivales	0.80	0.0%	
	5.1.1. Ríos (50 m)	5.20	0.3%	
	5.1.2. Lagunas, lagos y ciénagas naturales	0.04	0.0%	
	9.9. Nubes	7.32	0.4%	

En general la cuenca del río Coello muestra gran heterogeneidad respecto a la cantidad de coberturas así como su distribución espacial. Los mosaicos de pastos, cultivos y espacios naturales cubren gran parte de la superficie de la cuenca media, alcanzando el 30% del área total de la cuenca. Los pastizales asociados a la ganadería están presentes en toda el área de la cuenca y ocupan cerca del 15 % del área total de la cuenca.

Los cultivos, en especial los de cereales, tienen gran presencia en la parte baja de la cuenca, en especial en el área de influencia del distrito de riego USOCOELLO. Su área total es de aproximadamente 112 km<sup>2</sup> y en conjunto con el área de cultivos permanentes, cubren el 9% del área total de la cuenca. La distribución espacial de cada una de las coberturas se presenta en la **Figura 2-16**.

**Figura 2-16:** Distribución de coberturas en la cuenca. Fuente: (IDEAM et al., 2008)



## 2.6.2 Agrología de suelos

Para la caracterización de la agrología de los suelos de la cuenca del río Coello se utilizó el estudio general de suelos y zonificación de tierras del departamento del Tolima elaborado por el IGAC (2004) a escala 1:100.000. En la **Tabla 2-8** se presentan las clases de suelo predominantes en el área de estudio y su descripción.

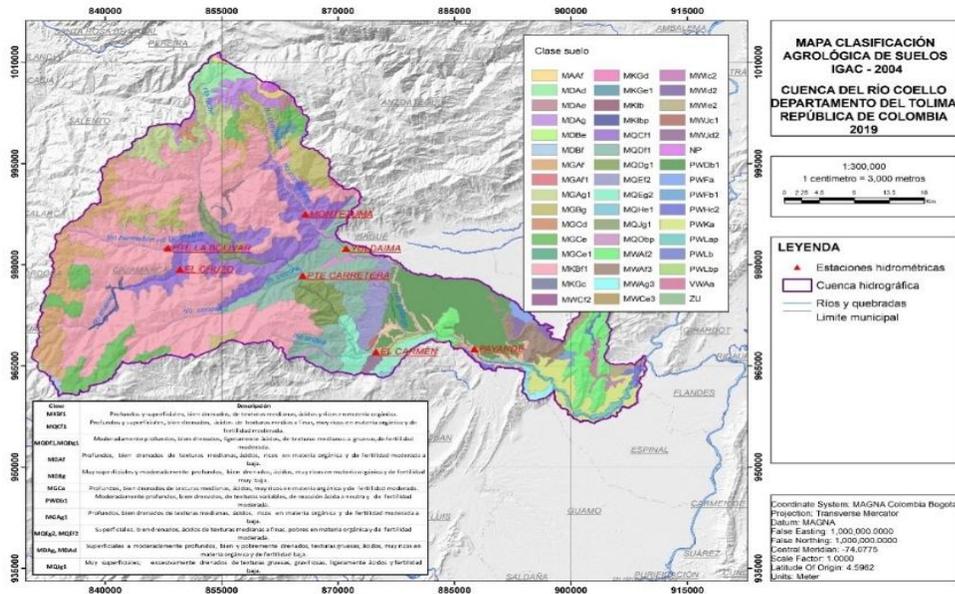
La clase de suelo MKBf1 presente en aproximadamente el 34% del área total de la cuenca, corresponde a un suelo de texturas medias, presenta abundante pedregosidad y tiene un perfil A de 48 cm de espesor. Estos suelos se distribuyen a lo ancho de la parte alta y media de la cuenca (ver **Figura 2-17**). Los suelos clasificados como MQCf1, MQDf1 Y MQDg1, sobresalientes en la cuenca media, son de texturas medias y en general el horizonte A presenta un espesor de 17 cm, seguido de un horizonte B de aproximadamente 23 cm. Estos suelos están presentes en aproximadamente 16% del área total de la cuenca.

En la parte baja de la cuenca los suelos de tipo PWDb1 son los más representativos ya que se hacen presentes en alrededor del 7% de la superficie total de la cuenca (ver **Figura 2-17**). Estos suelos son moderadamente profundos de textura variable, con predominio de texturas gruesas que los hacen bien drenados.

**Tabla 2-8:** Clases de suelo representativas de la cuenca. Fuente: (IGAC, 2004)

Clase	Descripción	% Área Total
MKBf1	Profundos y superficiales, bien drenados, de texturas medianas, ácidos y ricos en materia orgánica.	33.8%
MQCf1	Profundos y superficiales, bien drenados, ácidos de texturas medias a finas, muy ricos en materia orgánica y de fertilidad moderada.	8.1%
MQDf1, MQDg1	Moderadamente profundos, bien drenados, ligeramente ácidos, de texturas medianas a gruesas, de fertilidad moderada.	8.8%
MGAf	Profundos, bien drenados de texturas medianas, ácidos, ricos en materia orgánica y de fertilidad moderada a baja.	5.8%
MGBg	Muy superficiales y moderadamente profundos, bien drenados, ácidos, muy ricos en materia orgánica y de fertilidad muy baja.	4.3%
MGCe	Profundos, bien drenados de texturas medianas, ácidos, muy ricos en materia orgánica y de fertilidad moderada.	4.1%
PWDb1	Moderadamente profundos, bien drenados, de texturas variables, de reacción ácida a neutra y de fertilidad moderada.	7.2%
MGAg1	Profundos, bien drenados de texturas medianas, ácidos, ricos en materia orgánica y de fertilidad moderada a baja.	2.8%
MQEg2, MQEf2	Superficiales, bien drenados, ácidos de texturas medianas a finas, pobres en materia orgánica y de fertilidad moderada.	3.7%
MDAg, MDAd	Superficiales a moderadamente profundos, bien y pobremente drenados, texturas gruesas; ácidos, muy ricos en materia orgánica y de fertilidad baja.	2.8%
MQJg1	Muy superficiales; excesivamente drenados de texturas gruesas, gravilosas, ligeramente ácidos y fertilidad baja.	1.2%

**Figura 2-17:** Mapa clasificación agrológica de suelos. Fuente: (IGAC, 2004)



## 2.7 Demanda del recurso hídrico

La caracterización de la demanda del recurso hídrico es de gran importancia para el entendimiento de las presiones que se ejercen sobre el recurso hídrico al interior de una cuenca hidrográfica. La cuenca del río Coello es conocida por su importancia en la producción agrícola y pecuaria de la región del Tolima y del país.

La Pontificia Universidad Javeriana (2016) (PUJ) realizó la estimación de la demanda asociada a los principales usos en la cuenca del río Coello. Con base en la información secundaria consultada por la PUJ, se encontró que los usos al interior de la cuenca en estudio se pueden clasificar en: Agrícola, doméstico, pecuario, acuícola, industrial, energético y minero. Dentro de la información consultada por la PUJ se encuentra el censo de usuarios de la cuenca del río Coello (2008), censo de usuarios de USOCOELLO, las concesiones de aguas y los planes de ordenamiento territorial (POT) de los municipios circunscritos.

La demanda agrícola fue estimada a partir de los diferentes cultivos presentes en la cuenca, la extensión de estos y el requerimiento de agua (ver **Tabla 2-9**).

**Tabla 2-9:** Consumo [ $\text{m}^3\text{año}^{-1}$ ] aproximado por tipo de cultivo. Fuente: (PUJ, 2016).

Cultivo	Producción estimada cuenca 2011	Producción estimada cuenca 2015	Huella hídrica azul	Consumo 2015
	[t]	[t]	[ $\text{m}^3/\text{t}$ ]	$\text{m}^3\text{año}^{-1}$
Arroz riego	182,235	180,642	1,800	325,155,423
Frijol	1,264	175	125	218,737
Maíz	1,147	687	87	59,774
Yuca	4	12	1	12
Banano	46	7,986	97	774,633
Cacao	1,162	1,444	4	5,776
Café	1,499	20,222	4,974	100,582,432
Caña Panelera	10,241	9,061	104	942,354
Mango	2,967	3,786	362	1,370,383
Plátano	3,059	4,728	27	127,657
Aguacate	67	68	283	19,158
Guanábana	32	38	147	5,573
Limón	692	749	152	113,857
Arracacha	55,011	55,451	27	1,497,190
Algodón	6,527	6,579	2,227	14,651,465

La demanda doméstica fue calculada según los lineamientos del RAS2000 realizando la proyección de las poblaciones abastecidas a 2.015 (Ver **Tabla 2-10**).

**Tabla 2-10:** Demanda de agua para uso doméstico 2.016. Fuente: (PUJ, 2016).

Municipio	Caudal l/s
Cajamarca	26,15
Coello	4,14
Espinal	40,18
Flandes	38,59
Ibagué	774,97
Rovira	2,16
San Luis	1,16
<b>TOTAL</b>	<b>887,65</b>

El cálculo de la demanda pecuaria se realizó a partir del censo usuarios del río Coello y el censo del Instituto Colombiano Agropecuario (ICA), teniendo en cuenta el consumo de cada una de las especies: bovinos, equinos, porcinos y aves (ver **Tabla 2-11**).

**Tabla 2-11:** Consumo total pecuario 2016. Fuente: (PUJ, 2016).

Especie	Consumo(m <sup>3</sup> /d)
Bovino	2819,6
Equino	360,3
Porcino	70,2
Ovino	35,3
Caprino	2,0
Aves	1,611,5
<b>Total</b>	<b>4,898.00</b>

En la **Tabla 2-12** se presentan los resultados obtenidos por la PUJ en m<sup>3</sup>/año, así como la participación de cada sector analizado en la demanda total de recurso hídrico en la cuenca del río Coello.

**Tabla 2-12:** Consolidado demanda total por sector económico. Fuente: (PUJ, 2016).

Sector	Demanda Total [m <sup>3</sup> /año]	Caudal de consumo promedio [m <sup>3</sup> /s]	% Participación
Agrícola	445,524,424	17.73	93.5%
Pecuario	1,788,098	0.06	0.3%
Doméstico	27,992,930	0.89	4.7%
Acuícola	8,237,361	0.26	1.4%
Industrial	846,742	0.03	0.2%
<b>Totales</b>	<b>484,389,555</b>	<b>18.97</b>	<b>100%</b>

Estos resultados muestran que la demanda de la cuenca está asociada principalmente al uso agrícola con aproximadamente el 93% de la demanda total. Este valor se debe principalmente al uso intensivo y poco eficiente del recurso hídrico en el cultivo de arroz, el cual es tradicionalmente el más presente en la región. Según el estudio realizado por la PUJ el consumo de las actividades agrícolas es superior a  $10\text{m}^3/\text{s}$  la mayor parte del año y en promedio dicho consumo es de  $16\text{ m}^3/\text{s}$ . La subcuenca donde se presenta la mayor demanda de uso agrícola corresponde a la subcuenca donde se localiza el distrito de riego USOCOELLO.

## **3. Metodología para la modelación**

En el presente capítulo se describen las metodologías implementadas para el desarrollo de los objetivos del estudio. La selección de las metodologías aquí presentadas se fundamentó, en la exploración de los antecedentes en los diferentes ejes temáticos, y las experiencias profesionales y académicas del autor y directores.

Con base en el objetivo de la modelación se eligieron tres modelos mensuales de balance hídrico agregados, parsimoniosos en el uso de parámetros e información de entrada y ampliamente utilizados para la evaluación de los recursos hídricos. Adicionalmente se seleccionó el modelo de balance del modelo WEAP, el cual a pesar de requerir información detallada de un gran número de variables y utilizar una cantidad significativa de parámetros, ha sido implementado en la cuenca del río Coello en estudios anteriores demostrando buenos resultados. Los modelos seleccionados fueron:

- GR2M (Makhlouf & Michel, 1994).
- Modelo WAPABA (Zhang) (Q. J. Wang et al., 2011).
- Modelo de Témez (Témez, 1977).
- Water Evaluation And Planning System (Stockholm Environment Institute, 2009).

La implementación del modelo WEAP requiere información de entrada sustancialmente diferente a la requerida por los modelos de balance hídrico. Adicionalmente, al ser un software comercial no se tiene la flexibilidad en la elección de las métricas de desempeño ni en la selección del optimizador. Por esto en este capítulo se formulan metodologías diferentes para la implementación del modelo WEAP respecto a las formuladas para los demás modelos.

### **3.1 Modelos de balance hídrico**

Los modelos seleccionados establecen diferentes balances de humedad, abordando los procesos del ciclo hidrológico más representativos en la escala temporal de modelación seleccionada, y sus algoritmos utilizan como información de entrada series mensuales de precipitación y evapotranspiración potencial. Estos algoritmos fueron desarrollados

computacionalmente en MATLAB, bajo los protocolos de modelación que se presentan en el presente capítulo (ver **ANEXO B**).

### 3.1.1 Modelo GR2M

El modelo GR2M (Makhlouf & Michel, 1994) fue desarrollado por la división de hidrología del CEMAGREF (Instituto de Investigación Francés para la Ingeniería Agrícola y Ambiental) en la década de 1990. Es un modelo parsimonioso de tan solo dos parámetros, los cuales deben ser calibrados o estimados a partir de características físicas de la cuenca. Para su concepción se contó con información para 91 cuencas en Francia, con áreas en el rango de 315 a 5560 km<sup>2</sup>

El GR2M es un modelo agregado empírico para la simulación de caudales a escala mensual. El modelo está compuesto por dos almacenamientos y para un mes dado las entradas son la precipitación ( $P$ ) y la evaporación potencial media ( $E$ ). su algoritmo comienza con una cancelación parcial entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, a las que se resta una cantidad  $U$ , la cual es estimada de la siguiente manera,

$$U = \frac{PE}{(P^{0.5} + E^{0.5})^2} \quad (3.1)$$

Con la sustracción de  $U$  tanto a la precipitación como la evapotranspiración se obtienen:

$$P_n = P - \frac{PE}{(P^{0.5} + E^{0.5})^2} \quad (3.2)$$

$$E_n = E - \frac{PE}{(P^{0.5} + E^{0.5})^2} \quad (3.3)$$

Las cuales son ajustadas por el primer parámetro  $X_1$  para obtener  $P'_n$  y  $E'_n$ :

$$P'_n = X_1 P_n \quad (3.4)$$

$$E'_n = X_1 E_n \quad (3.5)$$

Luego,  $P'_n$  hace que el almacenamiento en el tanque superficial  $H$ , pase a ser  $H_1$ , de la siguiente manera

$$H_1 = \frac{(H + AV)}{[1 + (\frac{HV}{A})]} \quad (3.6)$$

Donde  $A$  es la capacidad máxima del tanque superficial, la cual según el estudio realizado por el CEMAGREF es de aproximadamente 200 mm y  $V$  equivale a  $\tanh\left(\frac{P'_n}{A}\right)$ . El exceso de lluvia se calcula como:

$$P_e = P'_n + H - H_1 \quad (3.7)$$

La evaporación desde el tanque superficial reduce el almacenamiento  $H_1$  a  $H_2$  así:

$$H_2 = H_1 \frac{(1-W)}{\{1+W[1-\left(\frac{H_1}{A}\right)]\}} \quad (3.8)$$

Donde  $W$  equivale a  $\tanh\left(\frac{E'_n}{A}\right)$ .

El segundo reservorio o reservorio profundo, con un nivel inicial  $S$ , recibe  $(4/5) P_e$  y pasa a ser  $S_1$

$$S_1 = S + \frac{4}{5} P_e \quad (3.9)$$

Este reservorio profundo descarga  $Q_s$ :

$$Q_s = X_2 S \quad (3.10)$$

Donde  $X_2$  es el segundo parámetro del modelo. Con lo que el almacenamiento final del segundo reservorio para este intervalo de tiempo será:

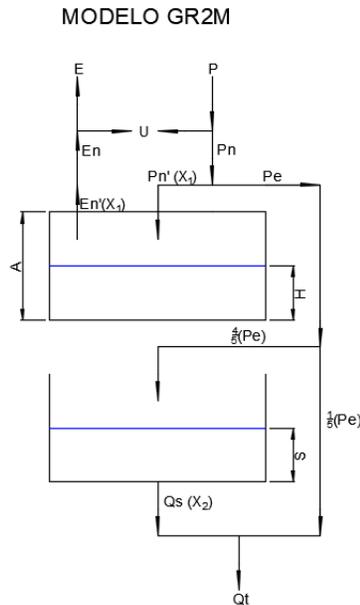
$$S_2 = S_1 - Q_s \quad (3.11)$$

Finalmente, el caudal mensual total es

$$Q_t = Q_s + \frac{1}{5} P_e \quad (3.12)$$

En la **Figura 3-1** se ilustra la arquitectura del modelo. A pesar de que en la estructura descrita se presentan únicamente dos parámetros, puede llegar a ser necesario la calibración de la capacidad máxima del reservorio superficial ( $A$ ) y la fracción de la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía directa ( $1/5$ ). Esto con el fin de explorar el comportamiento fuera de las cuencas de una región con características diferentes a las de las cuencas francesas utilizadas para el desarrollo del modelo.

**Figura 3-1:** Diagrama modelo GR2M. Modificado de: (Makhlouf & Michel, 1994).



En la **Tabla 3-1** se presentan los parámetros del modelo GR2M y su rango de variación teórico. Adicionalmente, el modelador debe conocer los almacenamientos iniciales en cada uno de los reservorios.

**Tabla 3-1:** Rango de parámetros modelo GR2M.

Parámetro	Unidades	Valor mínimo	Valor Máximo
$X_1$	-	0.0	1.0
$A$	mm	0.0	2000
$X_2$	-	0.0	1.0

### 3.1.2 Modelo WAPABA

En un intento por entender las relaciones entre el clima y el balance hídrico Budyko (1961) postuló que a largo plazo la evapotranspiración media de una cuenca, es determinada por la lluvia y la energía disponible. El modelo WAPABA fue desarrollado bajo el enfoque holístico, que asume que el balance hídrico en equilibrio está controlado por la disponibilidad de agua y la demanda atmosférica. La disponibilidad de agua suele ser entendida como la precipitación y la demanda atmosférica como la evapotranspiración potencial. Sin embargo, bajo este enfoque, el efecto del almacenamiento de agua en el suelo de una cuenca empieza a ser significativo y debe tenerse en cuenta en el balance.

Para el desarrollo del modelo, se utilizó la información de aproximadamente 265 cuencas con áreas entre 50 y 2000 km<sup>2</sup>. Las series de caudal contaron con una longitud de al menos 5 años de registro diario. La precipitación fue obtenida de una grilla de 5 km por 5 km, generada a partir de la interpolación de 6000 estaciones pluviométricas en Australia. La evapotranspiración potencial fue estimada a partir de la ecuación de Priestley – Taylor (Lu Zhang, Potter, Hickel, Zhang, & Shao, 2008).

El modelo consiste en 5 pasos:

1. La precipitación total  $P(t)$  es dividida en consumo  $X(t)$  y rendimiento  $Y(t)$ . El consumo corresponde a la parte de la precipitación que se almacena en el suelo y regresa a la atmosfera mediante la evapotranspiración. La precipitación restante corresponde al rendimiento.

$$X(t) = X_0(t)F\left(\frac{P(t)}{X_0(t)}, \alpha\right) \quad (3.13)$$

Donde  $F()$  corresponde a la función  $F_u$  (ver ecuación 3.14) para curvas de consumo y tiene un parámetro  $\alpha$ , interpretado como un índice de la eficiencia del consumo.  $X_0(t)$  es el consumo potencial de la cuenca según la ecuación (3.15)

$$\frac{\text{Consumo}}{\text{Demanda}} = F\left(\frac{\text{Suministro}}{\text{Demanda}}, \alpha\right) = 1 + \frac{\text{Suministro}}{\text{Demanda}} - \left[1 + \left(\frac{\text{Suministro}}{\text{Demanda}}\right)^\alpha\right]^{\frac{1}{\alpha}} \quad (3.14)$$

Donde el consumo es la evapotranspiración actual, el suministro es el total del agua disponible para evapotranspiración y la demanda es la evapotranspiración potencial.

$$X_0(t) = ET_0(t) + S_{max} - S(t - 1) \quad (3.15)$$

Donde  $ET_0(t)$  corresponde a la evapotranspiración potencial,  $S(t - 1)$  la cantidad de agua almacenada en el suelo al final del paso  $t-1$  y  $S_{max}$  es la máxima capacidad de almacenamiento en el suelo (tanque superficial). El rendimiento entonces será estimado como la precipitación restante:

$$Y(t) = P(t) - X(t) \quad (3.16)$$

2. El total del agua disponible para la evapotranspiración  $W(t)$  es a su vez partida en la evapotranspiración actual  $ET(t)$  y el agua almacenada en el suelo  $S(t)$ .

$$W(t) = S(t - 1) + X(t) \quad (3.17)$$

La evapotranspiración actual está dada por

$$ET(t) = ET_0(t)F\left(\frac{W(t)}{ET_0(t)}, \alpha_2\right) \quad (3.18)$$

Donde  $F$  tiene la forma de la ecuación (3.14) y  $\alpha_2$  es el parámetro de la curva de evapotranspiración. El agua almacenada al final del periodo de tiempo  $t$  será:

$$S(t) = W(t) + ET(t) \quad (3.19)$$

3. El agua de rendimiento es repartida en la escorrentía superficial  $Q_s(t)$  y el agua que recarga el almacenamiento profundo  $R(t)$  (ver **Figura 3-2**).

$$R(t) = \beta Y(t) \quad (3.20)$$

$$Q_s(t) = Y(t) - R(t) \quad (3.21)$$

Donde  $\beta$  es la parte del rendimiento de la cuenca que pasa al reservorio profundo.

4. El almacenamiento profundo es asumido como un reservorio de descarga lineal con una constante de tiempo  $K$ , el cual drena y produce el caudal base  $Q_b(t)$  dado como:

$$Q_b(t) = G(t - 1) \left(1 - e^{-\frac{1}{K}}\right) + R(t) \left(1 - K \left(1 - e^{-\frac{1}{K}}\right)\right) \quad (3.22)$$

Donde  $G(t - 1)$  es el agua almacenada en el reservorio profundo en el intervalo de tiempo  $t-1$ . El agua en el almacenamiento profundo al finalizar el periodo  $t$ , es:

$$G(t) = G(t - 1) + R(t) - Q_b(t) \quad (3.23)$$

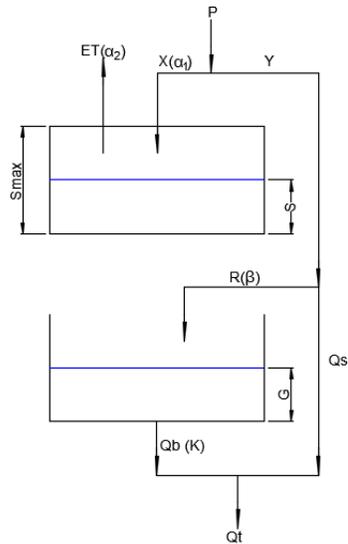
Se resalta que no existe un límite superior en almacenamiento subsuperficial.

5. La escorrentía superficial y el caudal base son sumados para obtener el caudal total mensual  $Q(t)$ .

$$Q_t(t) = Q_s(t) + Q_b(t) \tag{3.24}$$

**Figura 3-2:** Diagrama modelo WAPABA. Modificado de (Q. J. Wang et al., 2011).

MODELO ZHANG (WAPABA)



En la **Tabla 3-2** se presentan los parámetros del modelo WAPABA y su rango de variación teórico. Adicionalmente, el modelador debe conocer los almacenamientos iniciales en cada uno de los reservorios.

**Tabla 3-2:** Parámetros y rangos modelo WAPABA.

Parámetro	Unidades	Valor mínimo	Valor Máximo
$\alpha_1$	-	1.0	10.0
$\alpha_2$	-	1.0	10.0
$S_{max}$	mm	5.0	1000.0
$\beta$	-	0.0	1.0
$K$		1/3650	1.0

### 3.1.3 Modelo de Témez

Es un modelo agregado que realiza balances de humedad entre los distintos procesos de transporte de agua en la representación del ciclo hidrológico. Debido a su carácter agregado se recomienda su implementación en cuencas pequeñas a intermedias, siempre y cuando estas cuenten con características climatológicas y edafológicas uniformes. El intervalo de tiempo más utilizado es el mensual, aunque teóricamente el modelo puede aplicarse para cualquier paso de tiempo (anual, mensual, diario).

Al igual que los modelos anteriormente presentados, el modelo de Téméz representa el sistema hidrológico a partir de dos almacenamientos. El primer almacenamiento corresponde a una fracción no saturada o de humedad del suelo y el segundo es un almacenamiento subterráneo saturado, que descarga a la red de drenaje superficial (Téméz, 1977). A continuación, se describe el algoritmo del modelo de Téméz:

En primera medida se debe establecer los almacenamientos iniciales tanto para el reservorio superficial como para el almacenamiento subsuperficial.

1. El algoritmo planteado por Téméz establece que parte de la precipitación ( $P$ ) es acumulada en el almacenamiento superficial como humedad del suelo ( $S$ ) y que el excedente ( $Ex$ ) se particiona entre una escorrentía superficial y la infiltración hacia el almacenamiento profundo ( $I$ ). El excedente se calcula como:

$$Ex(t) = 0 \text{ si } P(t) \leq P0 \quad (3.25)$$

$$Ex(t) = \frac{(P(t)-P0)^2}{P(t)+\delta-2P0} \quad (3.26)$$

Siendo:

$$P0 = C(S_{max} - S_{t-1}) \quad (3.27)$$

$$\delta = S_{max} - S_{t-1} + ET(t) \quad (3.28)$$

$S_{max}$  corresponde a la capacidad máxima de almacenamiento del reservorio superficial.  $S_{t-1}$  es el almacenamiento al inicio del intervalo de tiempo  $t$  y  $ET(t)$  es la evapotranspiración potencial. El primer parámetro del modelo  $C$ , es un coeficiente de inicio de excedente, teóricamente dicho coeficiente puede tomar valores entre 0.1 y 1.

2. El almacenamiento en el reservorio superficial al final de cada intervalo de tiempo será:

$$S(t) = \max(0; S_{t-1} + P(t) - Ex(t) - E(t)) \quad (3.29)$$

Y la evapotranspiración actual desde el almacenamiento superficial, siempre que haya suficiente agua en el suelo, está dada por:

$$E(t) = \min(S_{t-1} + P(t) - Ex(t); ET(t)) \quad (3.30)$$

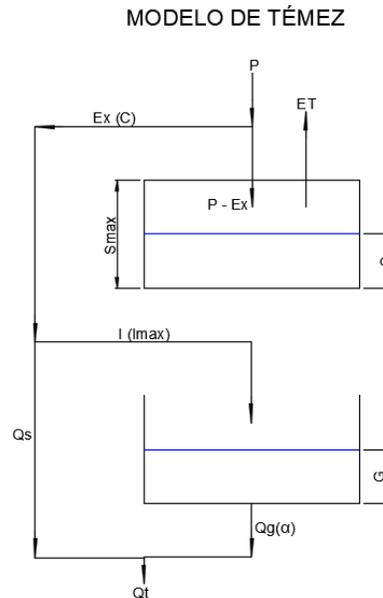
3. La infiltración hacia el reservorio profundo depende del excedente  $Ex(t)$  y del segundo parámetro del modelo correspondiente a la infiltración máxima ( $I_{max}$ ), la cual expresa la máxima cantidad de agua que es posible se infiltre en un intervalo de tiempo.

$$I(t) = I_{max}(t) \frac{Ex(t)}{Ex(t) + I_{max}(t)} \quad (3.31)$$

4. La infiltración pasa a recargar el reservorio subsuperficial bajo el supuesto que el tiempo de tránsito a través de la zona no saturada es inferior al paso de tiempo modelado (mensual en este caso), mientras que el resto del excedente ( $Ex$ ), es tomado en cuenta como la escorrentía superficial

$$Q_s(t) = Ex(t) - I(t) \quad (3.32)$$

**Figura 3-3:** Diagrama modelo de Témez. Modificado de (Témez, 1977).



5. El cambio del almacenamiento subsuperficial es calculado de manera exponencial, del siguiente modo

$$G(t) = G(t - 1)(e^{-\alpha*dt}) + I(t)[1 - (e^{-\alpha*dt})] \quad (3.33)$$

Donde  $\alpha$  corresponde a un parámetro dimensional para la descarga desde el almacenamiento subsuperficial hacia la red de drenaje y  $dt$  es el intervalo de tiempo, que

en este caso es igual a uno. De este modo el aporte subterráneo a la red de drenaje esta dado por

$$Q_g(t) = G(t - 1) - G(t) + I(t) \quad (3.34)$$

6. Finalmente, la escorrentía total de la cuenca estará dada por la suma de la escorrentía superficial y el aporte subterráneo.

$$Q_t(t) = Q_s(t) + Q_g(t) \quad (3.35)$$

En la **Tabla 3-3** se presentan los parámetros del modelo Témez y su rango de variación teórico. Adicionalmente, el modelador debe conocer los almacenamientos iniciales.

**Tabla 3-3:** Parámetros y rangos modelo de Témez.

Parámetro	Unidades	Valor mínimo	Valor Máximo
$C$	-	0.2	1.0
$\alpha$	-	0.001	0.9
$S_{max}$	mm	5.0	1000.0
$I_{max}$	mm/mes	10.0	50.0

## 3.2 Modelo WEAP

El modelo WEAP fue creado en 1988 como una herramienta de planeación flexible e integral, para la evaluación de la sustentabilidad de los patrones de suministro y demanda de agua. Su desarrollo y distribución es administrado por el Instituto del Ambiente de Estocolmo (SEI, por sus siglas en inglés). WEAP contiene un modelo hidrológico y otros módulos que permiten la integración con modelos de aguas subterráneas y de calidad del agua. Esta herramienta de planeación de recursos hídricos realiza un balance entre la oferta del recurso y la demanda de este. WEAP es un modelo forzado por variables climáticas, lo que lo hace ventajoso para la realización de estudios de cambio climático, en los que se desea estimar cambios en la oferta de agua (Stockholm Environment Institute, 2009).

El modelo hidrológico es agregado espacialmente, dispuesto como un grupo de subcuencas anidadas que cubren la totalidad del área de análisis. Para cada una de las subcuencas se debe incluir un conjunto de datos climáticos como: la precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento. WEAP es un modelo cuasi físico unidimensional constituido por dos almacenamientos, uno para la zona radicular y otro para la zona profunda. A partir de este par de almacenamientos, se establecen las relaciones para los procesos de evapotranspiración, escorrentía superficial, infiltración y flujo base. El modelo puede ser aplicado en intervalos de tiempo anuales, mensuales o diarios; la selección del intervalo de tiempo para la corrida del modelo dependerá tanto del objetivo de la modelación, como de la resolución temporal de la información de entrada disponible para esta.

El modelo WEAP consta de 7 parámetros asociados al uso del suelo, los cuales deben ser estimados para cada una de las subcuencas establecidas para la zona de interés. En la **Figura 3-4** se presenta el diagrama del balance que realiza el modelo WEAP. Cada cuenca es dividida entonces en N subcuencas y el balance es realizado para cada j de N subcuencas.

En el almacenamiento correspondiente a la zona radicular el modelo efectúa el siguiente balance:

$$Sw_j \frac{dz_{1,j}}{dt} = P_e(t) - ETP(t)K_{c,j}(t)\left(\frac{5z_{1,j} - 2z_{1,j}^2}{3}\right) - P_e(t)z_{1,j}^{\frac{RRF_j}{2}} - f_j k_s z_{1,j}^2 - (1 - f_j)k_s z_{1,j}^2 \quad (3.36)$$

Donde el término de la parte izquierda  $Sw_j \frac{dz_{1,j}}{dt}$ , corresponde al cambio en el almacenamiento de agua en la zona radicular. La precipitación efectiva es  $P_e(t)$ .

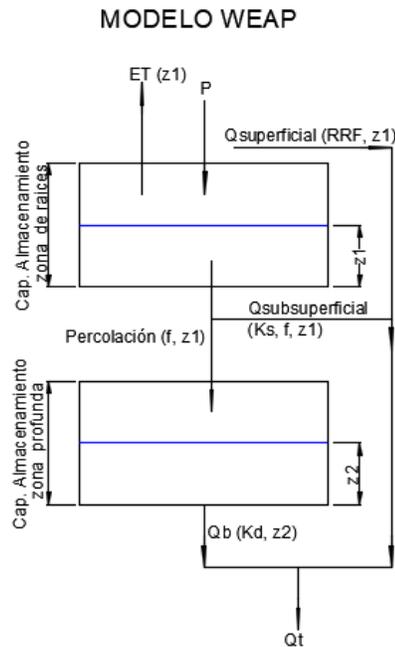
La evapotranspiración real es estimada a partir de la evapotranspiración potencial ETP, el coeficiente del cultivo  $K_c$ , así:

$$RET = ETP(t)K_{c,j}(t)\left(\frac{5z_{1,j} - 2z_{1,j}^2}{3}\right) \quad (3.37)$$

El tercer y cuarto término de la ecuación (3.36) corresponde a la escorrentía superficial y el interflujo, donde el parámetro  $RRF$  en el tercer término corresponde al factor de

resistencia a la escorrentía. Adicionalmente se introduce el parámetro  $k_s$  como un estimado de la conductividad hidráulica del almacenamiento superior y el parámetro de ajuste físico  $f_j$  relacionado con la dirección preferencial de flujo del suelo. Finalmente, se estima la percolación profunda o infiltración hacia el almacenamiento profundo, a través del quinto término de la ecuación (3.36), donde la dirección de flujo es visiblemente vertical.

**Figura 3-4:** Balance hídrico realizado por el modelo WEAP. Modificado de (SEI, 2009).



El balance de masa para el almacenamiento profundo esta dado por:

$$Dw_j \frac{dz_{2,j}}{dt} = (1 - f_j)k_s z_{1,j}^2 - k_d z_{2,j}^2 \quad (3.38)$$

Donde el término  $Dw_j \frac{dz_{2,j}}{dt}$  equivale al cambio en el almacenamiento profundo. Se introduce el parámetro  $k_d$  como la conductividad profunda para el cálculo del flujo base y donde se tiene en cuenta la percolación como flujo de entrada.

En la **Tabla 3-4** se presentan los parámetros del modelo WEAP y su rango de variación teórico. Adicionalmente, el modelador debe conocer los almacenamientos iniciales en cada uno de los reservorios.

**Tabla 3-4:** Parámetros del modelo WEAP.

Parámetro	Nombre	Unidades	Valor mínimo	Valor Máximo
Kc	Coeficiente cultivo	-	0.0	1.2
Sw	Capacidad almacenamiento zona de raíces	mm	5.0	500
Dw	Capacidad de almacenamiento zona profunda	mm	500	10000
RRF	Factor de resistencia a la escorrentía	-	0	1000
Ks	Conductividad zona de raíces	mm/mes	0.0	5000
Kd	Conductividad zona profunda	mm/mes	0.0	5000
f	Dirección preferencial de flujo	-	0.0	0.5

### 3.3 Implementación modelos GR2M, WAPABA y Témez en la cuenca del río Coello

Para la implementación de los modelos de balance hídrico teniendo en cuenta el objetivo de la modelación y los procesos representativos en la escala de modelación mensual, se propuso seguir el protocolo propuesto por Domínguez (2000) presentado en la sección 1.2.3.

#### 3.3.1 Estrategia para la calibración

La cuenca del río Coello, cuenta con 6 estaciones hidrométricas localizadas tanto en sus afluentes principales como en sitios estratégicos del río Coello (ver **Figura 2-3**). Por esto, se planteó la calibración de los modelos de balance hídrico en cada uno de estos puntos de control, a partir de la delimitación de las correspondientes subcuencas, siendo la cuenca 21217070 la que comprende toda la zona de estudio.

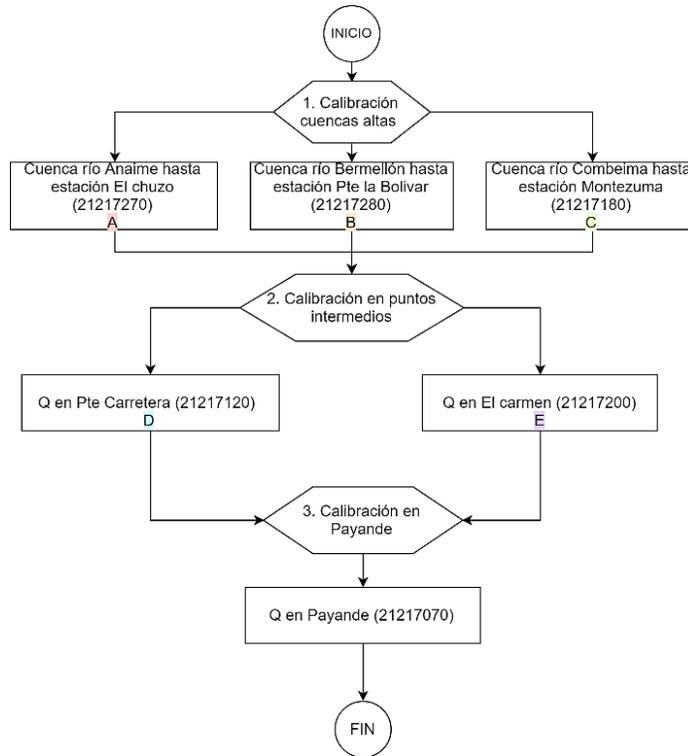
*Nota: Para simplificar la nomenclatura, se denominó a las cuencas con el número de la estación a partir de la cual fueron cerradas.*

El periodo de referencia para la modelación definido con base en la disponibilidad de información hidrológica fue el comprendido entre los años 1990 y 2015, contando así con series de 26 años para las variables: precipitación, temperatura (media, máxima y mínima) y caudales en cada una de las estaciones limnigráficas o limnimétricas.

Inicialmente se planteó utilizar para el proceso de calibración 2/3 de la longitud de la serie disponible (17 años). Sin embargo, se identificó que la mayoría de los datos faltantes de las series de caudal se encontraban concentrados en los últimos 5 años (2010 - 2015) por lo que se hizo necesario reducir del periodo de calibración al comprendido entre los años 1990 y 2004. Adicionalmente, se estableció el periodo 1990-1992, como etapa de

calentamiento para los modelos implementados, por lo que lo simulado en este periodo de tiempo no se tuvo en cuenta para el cálculo de las métricas de desempeño utilizadas.

**Figura 3-5:** Estrategia para la calibración de subcuencas.



- Calibración automática

La calibración de los modelos en la cuenca del río Coello comprende la solución de un problema inverso de como mínimo 18 parámetros (mínimo 3 en cada subcuenca), cada uno con un rango de variación considerable; lo que hace inviable en términos de costo computacional la utilización de metodologías de iteraciones aleatorias, lo que apoya la idea del uso del algoritmo SCE-UA.

Debido a su versatilidad, el algoritmo de optimización global SCE-UA (Q. Y. Duan et al., 1993) presentado en la sección 1.2.4, fue seleccionado para la calibración automática de los parámetros de cada uno de los modelos en cada una de las subcuencas. Este algoritmo fue utilizado con la función objetivo de Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) debido a su capacidad para la reproducción de los picos y el tiempo de ocurrencia de estos.

Con el fin de tener diferentes criterios para la evaluación del desempeño comparativo de los modelos, también se calcularon las siguientes métricas de desempeño: RMSE, Máximo Error Absoluto (AME) y Error Medio Absoluto (MAE). A continuación, se presentan las métricas absolutas y relativas para lo que es importante tener en cuenta que,  $Q_i$  es el caudal observado,  $Qs_i$  es el valor simulado,  $Qm_i$  es el medio de los datos observados y  $Qms_i$  es el medio de los datos simulados donde  $i=1$  hasta  $n$  datos.

- Máximo error absoluto (AME)

Esta métrica señala en unidades reales la magnitud del peor error positivo o negativo que el modelo ha producido (ver ecuación (3.39)).

$$AME = \max(|Q_i - Qs_i|) \quad (3.39)$$

- Error medio absoluto (MAE)

Esta métrica registra en unidades reales el nivel general de coincidencia entre los conjuntos de datos observados y simulados. Esta métrica no tiene límite superior y su valor óptimo es cero. Esta métrica evalúa todas las desviaciones de manera igual sin importar signo o magnitud (ver ecuación (3.40)).

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_i - Qs_i| \quad (3.40)$$

- Raíz del error medio cuadrático (RMSE)

Esta métrica al igual que el MAE registra en unidades reales el nivel general de coincidencia entre los conjuntos de datos observados y simulados. No tiene límite superior ni toma valores negativos y su valor óptimo es cero. Realiza una medida ponderada del error en la que las mayores desviaciones entre los conjuntos de datos son los que contribuyen más. Esta métrica es más sensible que otras al gran error ocasional ya que el componente cuadrático da un peso desproporcionado a los errores grandes.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Qs_i)^2}{n}} \quad (3.41)$$

- Nash Sutcliffe efficiency (NSE)

Quizá la métrica más popular en el ámbito de modelación hidrológica. Corresponde a la relación de la suma del error cuadrático (SSE) y la varianza estadística del conjunto de datos observados sobre la media de los datos observados. El valor óptimo para un modelo perfecto es cero y valores mayores a uno significan que el modelo no es mejor que el pronóstico de la media en todos los intervalos de tiempo. Esta métrica representa una mejora al coeficiente de determinación para fines de evaluación de modelos, pues este es sensible a las diferencias de las medias y varianzas de los datos observados y simulados. La métrica NSE es poco sensible a los errores sistemáticos y a condiciones de baja magnitud debido a su forma cuadrática, lo que ha hecho que se tenga problemas con su interpretación ya que es posible que se obtengan malas métricas para modelos buenos (Krause et al., 2005).

$$NSE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{s_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{m_i})^2} \quad (3.42)$$

Como regla general se estableció como valor óptimo de las funciones implementadas el cero. Además, se calculó una métrica que relacionó NSE de los datos de caudal con NSE de los volúmenes anuales (ver ecuación (3.43)), con el fin de evaluar la capacidad del modelo para reproducir los volúmenes a largo plazo independientemente de la variabilidad mensual de la región.

$$F1 = \frac{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{s_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{m_i})^2} + \frac{\sum_{i=1}^n (vol_i - vols_i)^2}{\sum_{i=1}^n (vol_i - volm_i)^2}}{2} \quad (3.43)$$

Donde  $Q_i$  es el caudal observado;  $Q_{s_i}$  es el valor simulado;  $Q_{m_i}$  es el medio de los datos observados;  $Q_{ms_i}$  es el medio de los datos simulados;  $i=1$  hasta  $n$  datos. Por otra parte  $vol_i$  es el volumen anual;  $vols_i$  es el volumen simulado;  $volm_i$  es el volumen medio anual.

Simultáneamente, se deseó verificar la capacidad del SCE-UA en la identificación del mínimo global del espacio paramétrico para lo que se planteó la realización de "múltiples arranques", 100 para cada uno de los modelos, cambiando el conjunto de valores iniciales

de cada uno de los parámetros, el número de complejos para la optimización y el valor semilla para la generación de aleatorios.

### 3.3.2 Información de entrada

Los modelos GR2M, WAPABA y Témez de naturaleza parsimoniosa, requieren como información de entrada únicamente series mensuales de precipitación y evapotranspiración potencial para cada una de las subcuencas. Adicionalmente, para el presente estudio a través de la consulta de la información secundaria disponible, como lo son el estudio de suelos y zonificación de tierras del departamento del Tolima y el mapa de coberturas y uso del suelo, entre otros, se propone el refinamiento de los valores iniciales de las capacidades de almacenamiento y almacenamientos iniciales.

- Precipitación (P)

Debido al carácter agregado de los modelos fue necesaria la estimación de las series de precipitación en cada una de las subcuencas. Para esto se implementó el método determinístico de polígonos de Thiessen (ver **Figura 3-6**), mediante el cual es posible determinar el porcentaje de influencia espacial de las estaciones en cada subcuenca y finalmente obtener la serie representativa, mediante la ponderación de las áreas respectivas a través de la siguiente ecuación:

$$P_c = \sum_{i=1}^n \frac{P_i * A_i}{A} \quad (3.44)$$

Donde  $P_c$  es la precipitación en la subcuenca,  $P_i$  la precipitación en la estación  $i$ ,  $A_i$  en área de influencia de la estación  $i$  en la subcuenca y  $A$  el área total de la subcuenca.

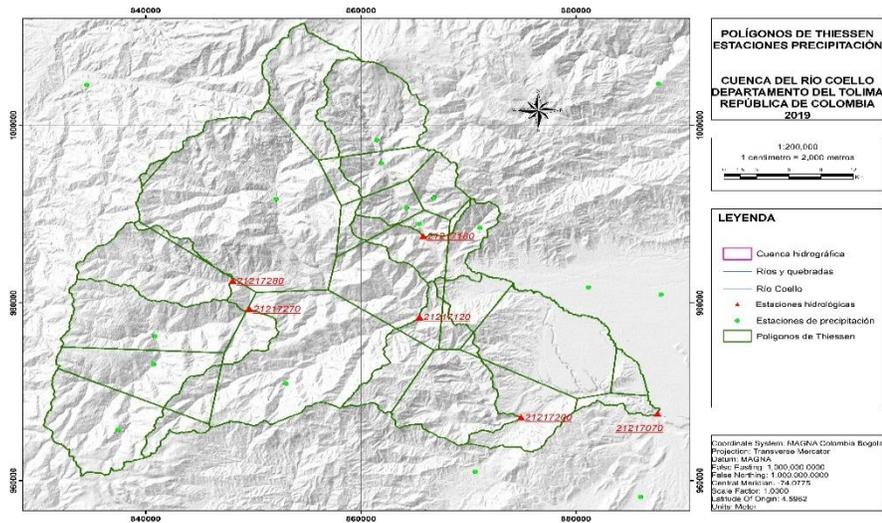
- Evapotranspiración potencial (ETo)

Se propone estimar la evapotranspiración potencial para la cuenca del río Coello a partir de la ecuación FAO Penman – Monteith (Allen, Pereira, Raes, Smith, 2006). El modelo de FAO Penman - Monteith estima la evapotranspiración para un cultivo de referencia hipotético de 0.12m de altura, con una resistencia superficial de  $70\text{sm}^{-1}$  y un albedo de 0.23. La ecuación básica del modelo es:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left( \frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (3.45)$$

Donde  $ET_0$  es la evapotranspiración del cultivo de referencia ( $\text{mm día}^{-1}$ );  $\Delta$  es la pendiente de la curva de presión de saturación del aire ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  equivale a radiación neta ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ );  $G$  es el flujo de calor desde el suelo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ );  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T$ : temperatura media del aire ( $^\circ\text{C}$ );  $u_2$  es la velocidad media del aire a 2 metros de altura;  $(e_s - e_a)$ : déficit de presión de vapor.

**Figura 3-6:** Polígonos de Thiessen en la cuenca del río Coello.



Los datos meteorológicos para estimar la  $ET_0$  son la temperatura del aire, la humedad atmosférica, velocidad del viento y radiación. Sin embargo, ante la falta de alguna de estas variables Allen, Pereira, Raes, Smith (2006) proponen una metodología para el cálculo a partir de los datos de temperatura media o máxima y mínima. De este modo las temperaturas media, máxima y mínima toman gran importancia en la determinación de la evapotranspiración potencial y por consiguiente en la incertidumbre asociada a los datos.

La necesidad de generar una serie agregada de temperatura para cada una de las subcuencas motivó, con base en la relación directa de la temperatura con la orografía, el planteamiento de su estimación basados en la regresión lineal de la temperatura respecto

a la elevación. De este modo se propone una ecuación para cada intervalo de tiempo ( $i$ ) en la serie de la forma:

$$T_{i,j} = m_i Z + b_i \quad (3.46)$$

Donde:  $T_{i,j}$  es la temperatura para el mes  $i$ , con  $j=1,2,3$  para las temperaturas media, máxima y mínima respectivamente;  $m$  y  $b$  son los parámetros de una ecuación lineal y  $Z$  corresponde a la elevación (m.s.n.m) a la que se desea conocer la temperatura.

Finalmente, a partir del DEM se estima la elevación media en cada una de las subcuencas con el fin de calcular las series de temperatura máxima, media y mínima a la altura media de cada unidad hidrológica.

- Caudal medio mensual

Las series de caudal medio mensual de las 6 estaciones hidrométricas fueron sometidas a un proceso de validación a través de las respectivas curvas de calibración suministradas por el IDEAM. La curva de calibración de las estaciones es un constituyente significativo de incertidumbre en el proceso de calibración con caudales observados. Las estaciones limnimétricas y limnigráficas generalmente: no cuentan con la cantidad de aforos suficiente para ser representativa o la frecuencia con la que son realizados los aforos no es suficiente, teniendo en cuenta los procesos dinámicos y constantes que se presentan en los ríos.

El proceso de validación propuesto consiste en la revisión de los valores máximos y mínimos aforados, así como de la revisión de la estabilidad de la sección transversal en la cual son realizados los aforos. Una vez determinados dichos límites, se realiza el análisis caso por caso de los registros fuera del rango y se eliminan los registros que se encontraron anómalos (ver **Tabla 3-5**). Las series de caudal a diferencia de las series de precipitación y temperatura no fueron completadas en los casos de datos faltantes.

**Tabla 3-5:** Valores para la validación de las series de caudal.

Estación	Código	Máximo (m <sup>3</sup> /s)	Máximo confiable (m <sup>3</sup> /s)	Mínimo (m <sup>3</sup> /s)
El Chuzo	21217270	24.74	10	1.2
Pte La Bolívar	21217280	5.35	3	0.72
Montezuma	21217180	23.15	15	0.58
Pte Carretera	21217120	77.72	40	2.71
El Carmen	21217200	64.11	40	8.32
Payande	21217070	204.48	100	5.24

*\*El valor de caudal máximo corresponde al máximo aforo realizado, mientras que el máximo confiable se determinó como el valor máximo en el que el conjunto de aforos muestra continuidad. El valor mínimo por su parte corresponde al aforo de caudal mínimo realizado.*

### 3.3.3 Validación de los modelos

Una vez estimados los parámetros óptimos para cada uno de los modelos y subcuencas, mediante la implementación de la estrategia de calibración propuesta, se debe evaluar la robustez de los modelos. Esto se realiza resolviendo el problema directo para un periodo de tiempo no contemplado en la etapa de calibración, en el cual también se cuente con series de caudales observados. Para ello se propone el periodo restante de la serie comprendido entre los años 2005 y 2015. La validación de los modelos genera un nuevo conjunto de métricas, las cuales en conjunto con el análisis gráfico de los resultados, deben ser analizadas a profundidad, con el fin de identificar si es coherente o no, utilizar el modelo en una etapa de simulación.

## 3.4 Implementación del modelo WEAP en la cuenca del río Coello

La implementación del modelo WEAP inicia con la construcción de la topología de la cuenca en el modelo. Para esto con la ayuda de herramientas SIG se cargan capas vectoriales para de manera esquemática representar las corrientes y las subcuencas del área de estudio. En la **Figura 3-7** se presenta el esquema generado para el modelo implementado en WEAP.

El software ofrece 5 metodologías para la estimación de la oferta en cada una de las unidades hidrológicas, estas son:

- Esguerrimiento de lluvia (Método del coeficiente simplificado).
- Solo demandas de riego (Método del coeficiente simplificado)
- Esguerrimiento de lluvia (Método de la humedad del suelo)
- MABIA (Doble KC, diario, FAO 56)
- Desarrollo de Plantas (diario, CO<sub>2</sub>, efectos de estrés por agua y temperatura)



(1990-2015). La información que se ingresa al año de cuentas corrientes puede ser replicada para el resto del periodo de modelación o se puede ingresar con longitud del periodo de modelación, esto dependerá de la variabilidad de los datos ingresados.

***Para el presente estudio no se contempla variación en las coberturas de la tierra ni en el área ocupada por cada una de ellas. Se parte del supuesto que los usos y coberturas del suelo revisadas en la sección 2.6, se mantiene constante para el periodo de referencia y el periodo de simulación (2020-2100).***

- Uso del suelo

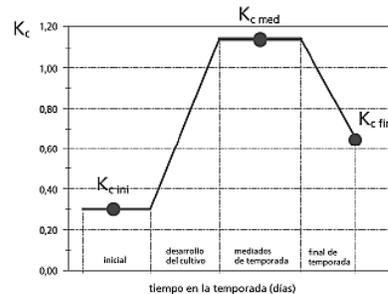
La información de uso de suelo requerida por el modelo se resume en los siguientes elementos:

- **Capacidad de agua del suelo:** Esta profundidad está determinada por el primer horizonte del suelo y/o por la profundidad radicular del cultivo. Estos valores fueron extraídos del estudio general de suelos (IGAC, 2004) y del documento FAO 56 (Allen et al., 2006).
- **Capacidad de agua profunda:** El modelo solo acepta un valor de capacidad de agua profunda para cada unidad hidrológica. Debido a que no existe información disponible que pueda dar indicios sobre la profundidad de esta capa, se decidió establecer esta variable como un parámetro de calibración (key Assumptions).
- **Factor de resistencia a la escorrentía (RRF):** utilizado para controlar la respuesta de la escorrentía superficial para cada una de las coberturas en cada unidad hidrográfica. Debido a la dificultad para caracterizar físicamente este parámetro se optó por incluirlo dentro de los parámetros a calibrar.
- **Conductividad de la zona radicular (mm/mes):** Esta conductividad fue calculada a partir del promedio ponderado de las conductividades registradas en el estudio general de suelos (IGAC, 2004).
- **Coefficiente de cultivo Kc:** Dado para cada una de las coberturas vegetales, este coeficiente combina los efectos de la transpiración de un determinado cultivo y la evaporación del suelo. Generalmente para cada cultivo se tiene un Kc inicial, medio y final dados como se muestra en la **Figura 3-8**. Estos valores fueron extraídos de

las tablas presentes en el documento FAO 56 (Allen et al., 2006) para cada una de las coberturas presentes en las subcuencas.

- **Conductividad de la zona profunda (mm/mes):** hace referencia a la tasa de conductividad hidráulica de la capa profunda, la cual controla la transmisión del flujo base. Este parámetro es objeto de calibración debido a que no se posee para la cuenca del río Coello información al respecto.
- **Dirección preferencial de flujo:** utilizado para la división del flujo de salida de la zona de raíces en interflujo y el flujo hacia el almacenamiento profundo. Debido a que no se conoce la dirección de flujo preferencial para las unidades hidrográficas, se estableció este parámetro como objeto de calibración.

**Figura 3-8:** Tendencia típica de los coeficientes de cultivo. Fuente: (Allen et al., 2006).



- Información de clima

WEAP requiere información de las siguientes variables meteorológicas: precipitación, temperatura media, humedad relativa, velocidad del viento, fracción de nubosidad, punto de congelación, punto de fusión y límites inferior y superior del albedo. Sin embargo, en la cuenca del río Coello se posee únicamente información de precipitación, temperatura y humedad relativa, por lo que los valores de las demás variables fueron asumidos con el valor por defecto del modelo.

Las series de precipitación y temperatura corresponden a las series utilizadas en los modelos de balance hídrico GR2M, WAPABA y Témex, en la sección 3.3.2 se detalla la metodología implementada para la obtención de estas. Por su parte las series de humedad relativa corresponden a las utilizadas para la sección de la caracterización climática.

### 3.4.2 Estrategia de calibración

Para la calibración del modelo WEAP se utilizó el mismo periodo utilizado para los modelos de balance hídrico, de este modo se estableció como periodo de calibración el comprendido entre los años 1990 y 2004, mientras que para la validación se utilizó el periodo 2005 – 2015. El punto de calibración seleccionado fue la estación de PAYANDE - 21217070, cuya serie para el periodo 1990 – 2015 fue cargada al modelo como un 'medidor de caudal'.

El modelo WEAP no es de código abierto, por lo que el usuario se ve limitado al momento de establecer una estrategia de calibración. El proceso de calibración puede llegar a ser bastante desgastante al realizarse a través de la interfaz gráfica del software, la cual a pesar de ser amigable, es equivalente a una calibración manual que no garantiza la optimización de los parámetros establecidos. El modelo construido para la cuenca del río Coello por la Pontificia Universidad Javeriana (2016) fue calibrado de este modo, lo que implicó un gran número de días del modelador dedicado a dicho objetivo.

Recientemente los desarrolladores de WEAP incorporaron un módulo de calibración automática basado en la metodología PEST (Doherty, 2010) mediante la cual es posible optimizar los parámetros del modelo. La metodología PEST se basa en métodos de descomposición del valor singular y en su modo de estimación minimiza una función objetivo de mínimos cuadrados de la forma:

$$\phi = \sum (w_i r_i)^2 \quad (3.47)$$

Esta es la suma de las diferencias ponderadas cuadráticas ( $\phi$ ). Donde  $r_i$  es la diferencia entre las observaciones y la correspondiente salida del modelo, conocido como residual.  $w_i$  es el peso asociado a la  $i$ -ésima observación.

Para la calibración del modelo WEAP se optó por la utilización del módulo de calibración automática, el cual realiza el proceso de optimización paramétrica de una manera más eficiente que la calibración manual. Adicionalmente, este garantiza la exploración completa del espacio paramétrico y la identificación de un conjunto óptimo de parámetros. Para la

utilización del módulo de calibración usando PEST, se requiere que todos los parámetros a calibrar hayan sido establecidos como 'Key Assumptions'. Para cada uno de ellos se debe establecer el valor inicial y los límites superior e inferior del rango de variación que cada parámetro puede tener. En la **Tabla 3-6** se presentan los 'Key Assumptions' o parámetros a calibrar y su rango de variación. Estos parámetros deben definirse para cada tipo de cobertura por lo que el número final de parámetros a calibrar estará definido por el número de coberturas presentes en la cuenca.

**Tabla 3-6:** Parámetros a calibrar con PEST.

Key Assumptions	Parámetro	Valor mínimo	Valor Máximo
Capacidad de almacenamiento zona profunda	Dw	500	10000
Factor de resistencia a la escorrentía	RRF	0	1000
Conductividad zona profunda	Kd	0.0	5000
Dirección preferencial de flujo	f	0.0	1
Consumo	Co	0	100

### 3.5 Evaluación del desempeño de los modelos

Las métricas de desempeño consideradas fueron seleccionadas con base en las recomendaciones dadas por Legates, David & McCabe, Gregory (1999) los cuales sugieren para un proceso de evaluación de desempeño de modelos:

- La inclusión de como mínimo una métrica estadística adimensional (NSE, F1).
- La inclusión de una métrica basada en el error absoluto (AME, MAE, RMSE).
- La realización de una evaluación gráfica de lo simulado vs lo observado.

El trabajo realizado por Moriasi et al. (2007) con el objetivo de determinar técnicas de evaluación de modelos recomendadas, realizó la revisión de publicaciones en las que se hubiese establecido rangos de valores para métricas de desempeño frecuentemente utilizadas, con las cuales se realizó un compilado y se propuso una clasificación. Estos rangos fueron acogidos para la evaluación del desempeño de los modelos de balance hídrico utilizados en el presente trabajo.

En la **Tabla 3-7** se presentan los rangos establecidos para las métricas consideradas y su interpretación. Adicionalmente, se dio una puntuación según la interpretación de los rangos, de modo que esta permitiera clasificar los modelos con base al grupo de métricas.

Procedimientos similares han sido utilizados en la evaluación del desempeño de modelos en trabajos como el de Bressiani, Srinivasan, Jones, & Mendiondo (2015) en el que se realizó la evaluación a través de escenarios climáticos.

**Tabla 3-7:** Rangos para la evaluación del desempeño de los modelos.

NSE	F1	AME	MAE, RMSE	Interpretación Modelo	Puntuación
< 0.25	< 0.25	<0.30Sd	<0.20Sd	Muy bueno	3
0.25 - 0.35	0.25 - 0.35	0.31Sd - 0.4Sd	0.20Sd - 0.3Sd	bueno	2
0.35 - 0.50	0.36 - 0.50	0.41Sd - 0.7Sd	0.31Sd - 0.5Sd	Satisfactorio	1
>0.50	>0.51	>0.71Sd	>0.51Sd	Insatisfactorio	0

\* Sd hace referencia a la desviación estándar de los datos observados.

Las puntuaciones obtenidas para cada una de las métricas son sumadas y se establece una puntuación total que permite la clasificación de los modelos como se muestra en la **Tabla 3-8**.

Además de las puntuaciones definidas, se propone la validación gráfica de las series a través de:

- Gráfico de líneas caudal observado vs caudal simulado.
- Gráfico de dispersión entre los caudales observados y simulados.
- Gráfico de líneas entre volúmenes anuales observados y simulados.

**Tabla 3-8:** Clasificación de los modelos según su puntuación.

Interpretación	Puntuación Total (pt)
Muy bueno	11 < pt ≤ 15
Bueno	7 < pt ≤ 10
Satisfactorio	4 < pt ≤ 6
Insatisfactorio	pt ≤ 4

### 3.6 Escenarios de cambio climático

El presente estudio contempló inicialmente la utilización de las series de cambio climático entregadas por el IDEAM en su Tercera Comunicación Nacional de Cambio Climático (IDEAM; PNUD; MADS; DNP, 2015). Estas series fueron generadas para la precipitación y la temperatura en el periodo 2011 – 2100 y para cuatro RCP diferentes (2.6, 4.5, 6.0 y 8.5). De estos cuatro RCP se consideró que bajo las políticas ambientales actuales y teniendo en cuenta la posición que las diferentes naciones han asumido respecto al cambio climático, es improbable que se den las condiciones de RCP 2.6. Por esto, se decidió evaluar únicamente los RCP 4.5 y 8.5 que representan los límites inferior y superior equivalentes al escenario más positivo y negativo.

Los escenarios de cambio climático generados por el IDEAM fueron analizados y se identificaron las siguientes limitaciones:

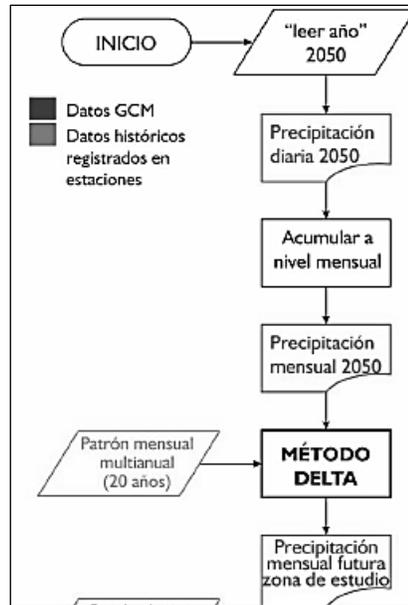
- Las series no fueron generadas para las estaciones de precipitación y temperatura utilizadas en la modelación hidrológica para el periodo de referencia (1990-2015). Esto hace que los análisis hidroclimáticos entre el periodo de referencia y los escenarios de cambio climático no sean afines, pues no se cuenta con el mismo número de estaciones, ni su distribución espacial es similar.
- El IDEAM aclara que las series de precipitación y temperatura generadas no muestran las fluctuaciones debidas a la variabilidad climática característica del país, sino que representan los posibles cambios tendenciales en la media de las variables.

Las anteriores limitaciones motivaron la consulta de otras fuentes y se encontró que el trabajo realizado por Güiza V. (2019) en la cuenca del río Coello, contempló la generación de escenarios de cambio climático en las estaciones de la zona de estudio. Sin embargo, solo fueron generadas las series para el periodo 2020 – 2050 para las variables de temperatura y precipitación teniendo como periodo de referencia 1976 - 2010.

La metodología implementada por Güiza V. (2019) se basó en la utilización de 3 MCG de los 20 utilizados por el IDEAM, justificando que debido al régimen de precipitaciones de la región de estudio, los modelos **IPSL-CM5A-LR**, **IPSL-CM5A-MR** y **MIROC5** son los que

mejor representan los trimestres secos y húmedos. La metodología planteada por Güiza V. (2019) es presentada en la **Figura 3-9**.

**Figura 3-9:** Metodología para la generación de escenarios de cambio climático. (Güiza V, 2019)



La reducción de escala espacial de los datos fue realizada con el método delta, siguiendo el procedimiento propuesto por Anandhi et al. (2011). El método Delta contempla dos tipologías las cuales deben aplicarse según sea el caso de la variable evaluada. La primera tipología corresponde a la aditiva y es utilizada para las temperaturas, en la cual se calcula la diferencia entre la variable simulada en el periodo de referencia y la variable en un escenario futuro en la misma celda de ubicación. Por otro lado, la tipología multiplicativa utilizada para la variable precipitación, estima la relación entre los dos valores simulados y en el periodo de referencia.

El primer paso del método delta corresponde a la estimación de los valores medios de los datos del MCG para el periodo de referencia y para los escenarios futuros seleccionados:

$$\overline{GCM_b} = \sum_{i=1}^n \frac{GCM_{b,i}}{n} \quad (3.48)$$

$$\overline{GCM_f} = \sum_{i=1}^n \frac{GCM_{f,i}}{n} \quad (3.49)$$

Donde  $\overline{GCM_b}$  y  $\overline{GCM_f}$  son las medias de los modelos de circulación global para el periodo de referencia y el escenario futuro respectivamente;  $n$  es el número de datos en el dominio del GCM que corresponda.

En el segundo paso se realiza el cálculo de los factores de cambio (CF) para la tipología aditiva (ver ecuación 3.50) y multiplicativa (ver ecuación 3.51)

$$CF_a = \overline{GCM_f} - \overline{GCM_b} \quad (3.50)$$

$$CF_m = \frac{\overline{GCM_f}}{\overline{GCM_b}} \quad (3.51)$$

Finalmente, se obtienen los valores futuros escalados (LS) para cada una de las tipologías:

$$LS_{a,i} = LS_{obs,i} + CF_a \quad (3.52)$$

$$LS_{f,i} = LS_{obs,i} * CF_m \quad (3.53)$$

Donde  $LS_a$  y  $LS_f$  corresponden a las series bajo las tipologías aditiva y multiplicativa respectivamente;  $LS_{obs,i}$  corresponde a los valores observados.

**Los escenarios de cambio climático utilizados para la realización del presente trabajo corresponden a las series calculadas por Güiza V (2019) para el periodo 2020 – 2050. La estimación de las series para el periodo 2050 – 2100 se realizó siguiendo la metodología anteriormente descrita.**

### **3.7 Hidrogramas considerando escenarios de cambio climático**

Una vez concluido el proceso de calibración de los modelos y realizada la evaluación del desempeño comparativo entre ellos, se propone una etapa de simulación en la cual, a través de los modelos que demuestren un desempeño satisfactorio se simulen los escenarios de cambio climático para el periodo 2020 -2100 y se generen los hidrogramas para dicho periodo.

Para la generación de hidrogramas futuros contemplando escenarios de cambio climático, se parte del supuesto de invarianza de los parámetros identificados en la etapa de calibración de los modelos. Este supuesto se fundamenta principalmente en que dichos parámetros, asociados principalmente a características del suelo y coberturas, al mantenerse los usos de suelo contemplados para el periodo de referencia (actuales), no deberían variar significativamente a pesar de los cambios que se presenten en las condiciones climáticas.

La información de entrada a los modelos seleccionados son las series climáticas de precipitación y temperatura generadas siguiendo la metodología planteada en la sección 3.6, para los RCP 4.5 y 8.5 bajo los modelos IPSL-LR, IPSL-MR y MIROC5.

Los hidrogramas para el periodo 2020 - 2100 serán presentados en los intervalos 2020 - 2040, 2041 - 2070 y 2071 - 2100, con el fin de comparar los cambios en la oferta hídrica respecto al periodo de referencia. Para esto, se generaron series mensuales multianuales que permitan la identificación de cambios y tendencias globales, así como la intercomparación de los periodos mencionados. Además, a través de la curva de duración de caudal se espera determinar el cambio en la frecuencia con la que ocurren caudales altos y bajos respecto al periodo de observaciones 1990-2015.

## **4.Resultados modelación y análisis**

En este capítulo se presentan los resultados de la implementación de los modelos de balance hídrico WAPABA, GR2M, Témez y el modelo WEAP en la cuenca del río Coello. En primer lugar se presentan los resultados para las etapas de calibración y validación para los modelos GR2M, WAPABA y Témez. Seguidamente se presentan los resultados para las etapas de calibración y validación del modelo WEAP. Con los resultados de los modelos se realiza la evaluación de su desempeño bajo la metodología propuesta en la sección 3.5. Posteriormente, se presentan las simulaciones hidrológicas bajo escenarios de cambio climático siguiendo los RCP 4.5 y RCP 8.5 para el periodo 2020-2100.

El análisis del efecto del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca se enfoca en los cambios del caudal medio mensual bajo cada uno de los escenarios simulados, para los periodos 2020 – 2040, 2041 – 2070 y 2071 - 2100. Finalmente, se realizan consideraciones de la incertidumbre para soportar la confiabilidad de los resultados obtenidos.

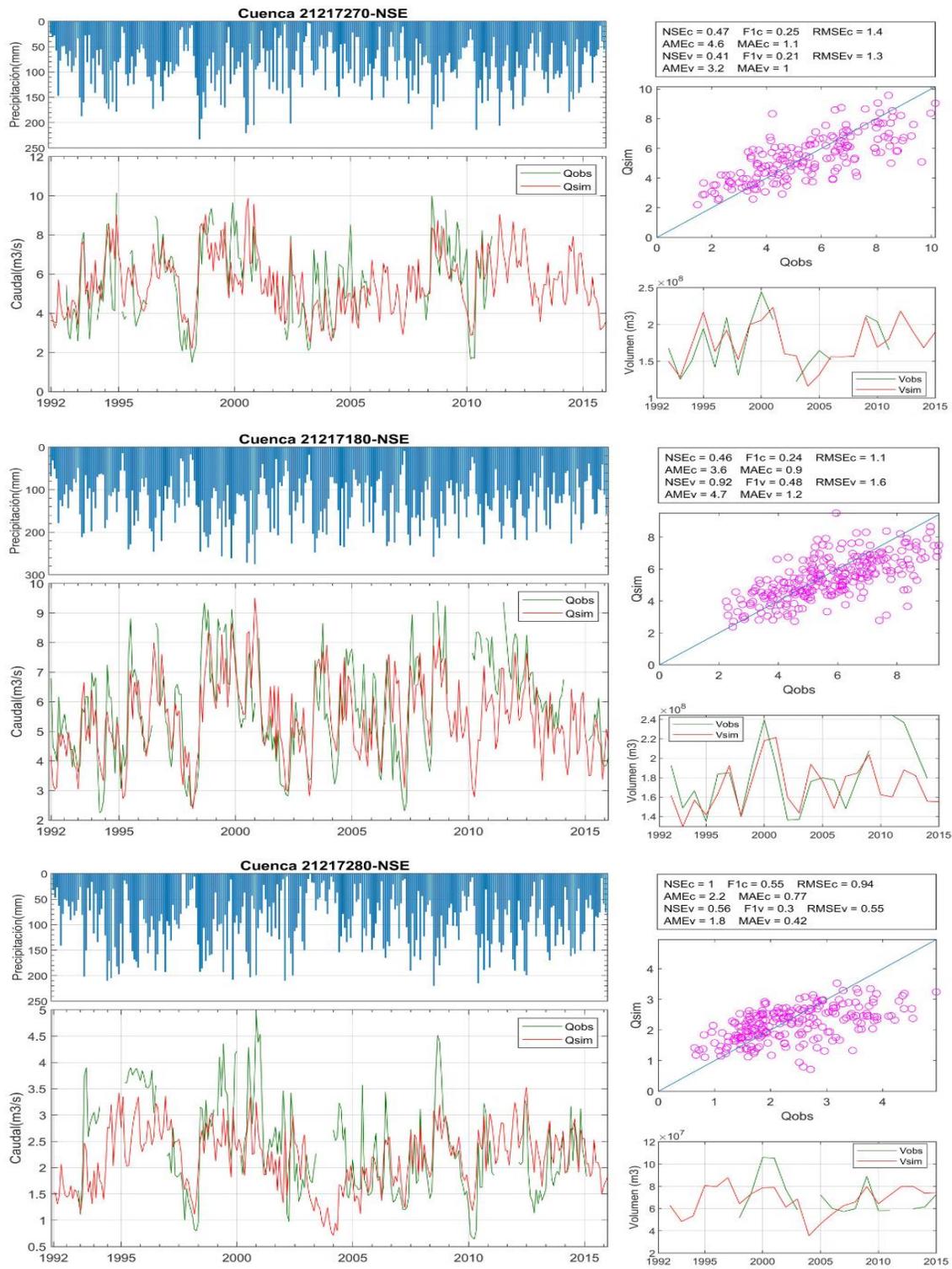
### **4.1 Calibración y validación modelos de balance hídrico**

En primer lugar, se generaron las series agregadas mensuales de precipitación, temperatura (máxima, media y mínima) y evapotranspiración potencial, para cada una de las subcuencas, siguiendo las metodologías propuestas en el capítulo anterior. En el **ANEXO C** se presentan las series que constituyen la información de entrada de los modelos para cada una de las subcuencas.

#### **4.1.1 Modelo GR2M**

Los resultados del proceso de calibración del modelo GR2M para las estaciones localizadas en las subcuencas de la parte alta de la cuenca, correspondientes a los ríos Anaime (21217270), Bermellón (21217280) y Combeima (21217180) se presentan en la **Figura 4-1**.

**Figura 4-1:** Resultados modelo GR2M en 21217270, 21217280 y 21217180.



Es importante resaltar, que para el modelo GR2M fue necesaria la calibración de 3 parámetros, ya que en las aproximaciones iniciales se identificó que el valor de 300 mm sugerido por el CEMAGREF para la capacidad de almacenamiento del tanque superficial (A), no permitía al modelo alcanzar valores de caudal en el rango de los observados, en general el valor del A fue inferior a 50 mm en la cuenca estudiada.

Las subcuencas 21217280, 21217270 y 21217180 con áreas de 80.9, 259.1 y 165.4 km<sup>2</sup> respectivamente, presentaron resultados satisfactorios de NSE excepto la subcuenca 21217280.

A partir de la observación gráfica de las series de caudal simuladas respecto a las observadas, en general se aprecia una gran dependencia de los caudales con la precipitación de entrada al modelo. Sin embargo, esta condición genera diferentes respuestas en cada una de las subcuencas. La subcuenca 21217280 con un NSE de 1 (siendo 0 el valor óptimo), tiende a subestimar los caudales altos, aun cuando la precipitación asociada a dicho paso de tiempo indicaría un aumento de escorrentía significativo. De este modo, se apreció que la regulación a través de los almacenamientos que realiza el modelo GR2M es superior a la capacidad de regulación real de la cuenca. Con caudales observados en el rango 0.5 - 5 m<sup>3</sup>/s, las mejores respuestas del modelo para esta subcuenca se presenta para el rango entre 1.5 y 2.5 m<sup>3</sup>/s.

Por otra parte, en las subcuencas 21217270 y 21217180, se presentaron resultados significativamente superiores con NSE para el periodo de calibración de 0.47 y 0.46 respectivamente. El modelo reproduce en la mayoría de los casos satisfactoriamente las curvas de incremento y decremento de caudal. Sin embargo, en los meses en los que se han presentado los caudales más altos y bajos, le cuesta reproducir dicho comportamiento; esto puede deberse nuevamente, a que el modelo a través de sus almacenamientos del suelo regula excesivamente la respuesta de las subcuencas, evitando que se alcancen las magnitudes reales. No obstante, la reproducción de los caudales base fue superior en la subcuenca 21217180 que en la subcuenca 21217270. Respecto a los volúmenes de agua anuales, se observa que el modelo reproduce adecuadamente los años húmedos y secos, a pesar de la falta de datos continuos para su caracterización. El error medio absoluto entre las series es de aproximadamente 1.1 m<sup>3</sup>/s en las dos subcuencas.

Para la etapa de validación el modelo en la subcuenca 21217280 presentó una mejora significativa, presentando un NSE de 0.56. Esto se debe a que los caudales observados en el periodo de validación (2005 – 2015), se encuentran mayoritariamente en el rango de 1.5 – 3 m<sup>3</sup>/s y existen pocos registros fuera de este rango. Debido a lo anterior se obtuvo una reducción en el error medio absoluto, el cual pasó a ser 0.42 m<sup>3</sup>/s.

Así mismo, en la subcuenca 21217270 se presentaron mejoras respecto a la etapa de calibración. Se obtuvo un NSE de 0.41 en validación, aunque dicho comportamiento puede deberse a que existen pocos datos para la etapa de validación; por lo que el modelo pudo reproducir de manera satisfactoria los caudales únicamente en el periodo con registro de datos, por lo que la incertidumbre respecto al periodo donde no se registraron datos es alta. Para este caso el error medio absoluto se mantiene en 1 m<sup>3</sup>/s.

Además, el desempeño del modelo en la etapa de validación en la subcuenca 21217180, fue inferior al obtenido en la etapa de calibración, obteniéndose un NSE de 0.92 y aumentando el error medio absoluto a 1.2 m<sup>3</sup>/s. Esto se hace evidente en los años posteriores al 2010, tras un periodo en el que no se registraron caudales, viene una temporada de caudales altos asociada al evento ENSO niña ocurrido para los años 2010 y 2011. Sin embargo, los registros de las estaciones pluviométricas no evidencian un aumento significativo en las precipitaciones. Para el periodo posterior al año 2010 el modelo genera caudales inferiores a los registrados, esto puede deberse a un cambio en la sección transversal donde se registran los caudales, debido al incremento de caudales durante los años 2010 y 2011. En la validación de las curvas de calibración (nivel-caudal), no fue posible identificar el número de aforos realizados en la estación 21217180, después del evento niña de los años 2010 y 2011.

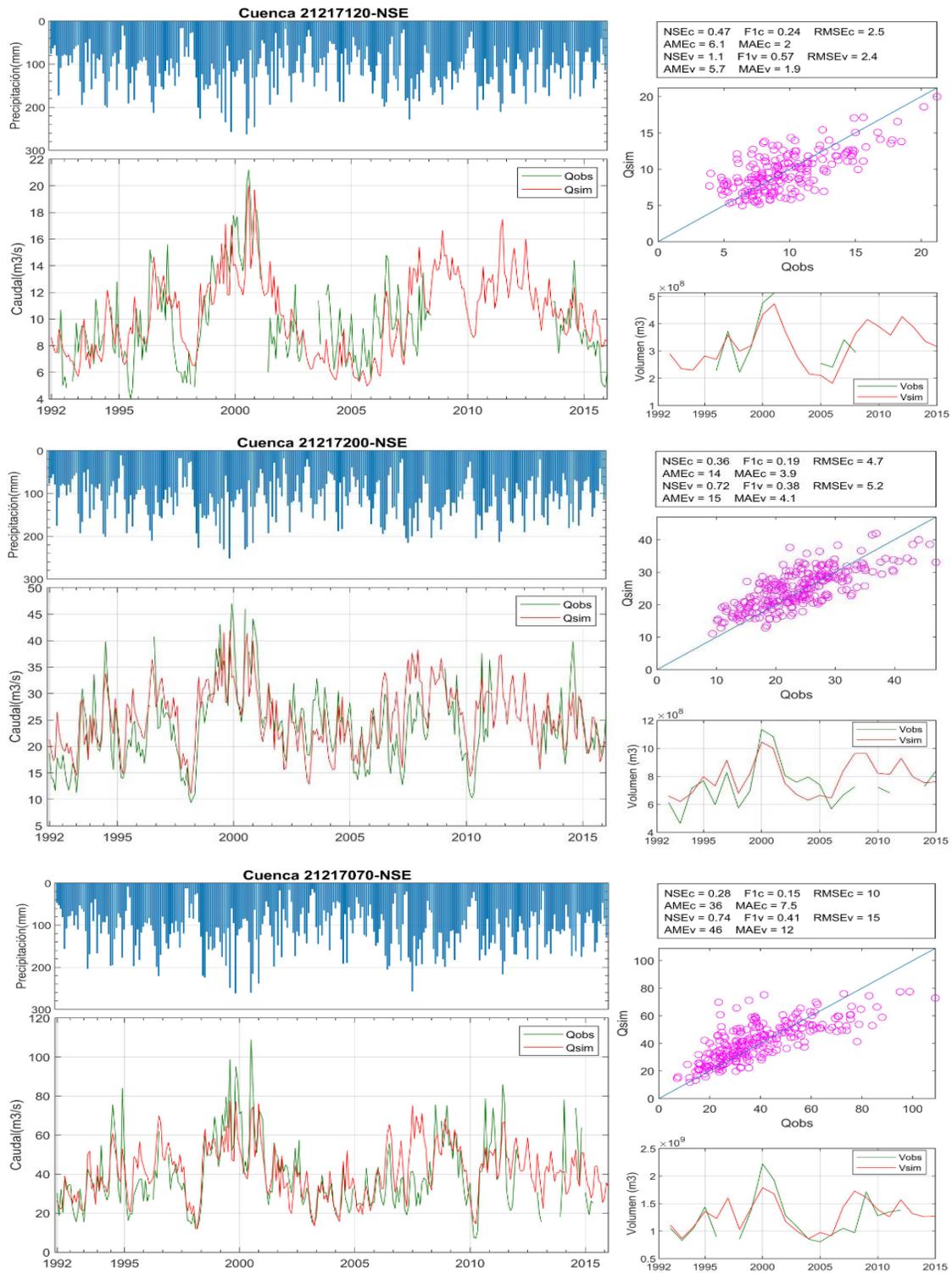
En cuanto a las cuencas delimitadas a partir de las estaciones sobre el río Coello: 21217120 (Pte Carretera), 21217200 (El Carmen) y 21217070 (Payande); se observó un desempeño del modelo entre bueno y satisfactorio para la etapa de calibración, evidenciándose un mejor NSE con el aumento del área de la cuenca asociada así: 21217120 (957 km<sup>2</sup>) con un NSE de 0.47, 21217200 (1091 km<sup>2</sup>) con un NSE de 0.36 y un NSE de 0.28 para la cuenca delimitada hasta la estación Payande (21217070), la cual tiene

---

un área de 1525 km<sup>2</sup>. Los resultados para el proceso de calibración y validación en estas cuencas son presentados en la **Figura 4-2**.

En Payande (21217070), es posible ver que el modelo tiene la capacidad suficiente para simular los caudales base, que pueden estar un poco debajo de los 20 m<sup>3</sup>/s. Sin embargo, son los picos de caudal asociados a meses con precipitaciones superiores a los 200 mm los que no alcanza a representar. No obstante estos valores de precipitación son poco comunes. El rango de caudales que fue simulado de manera satisfactoria corresponde al establecido entre los caudales de 17 y 55 m<sup>3</sup>/s y para el periodo de calibración, se tuvo un error medio absoluto de 7.5 m<sup>3</sup>/s, el cual es bajo si se tiene en cuenta que la desviación estándar de la serie observada para el mismo periodo es de 19.57 m<sup>3</sup>/s.

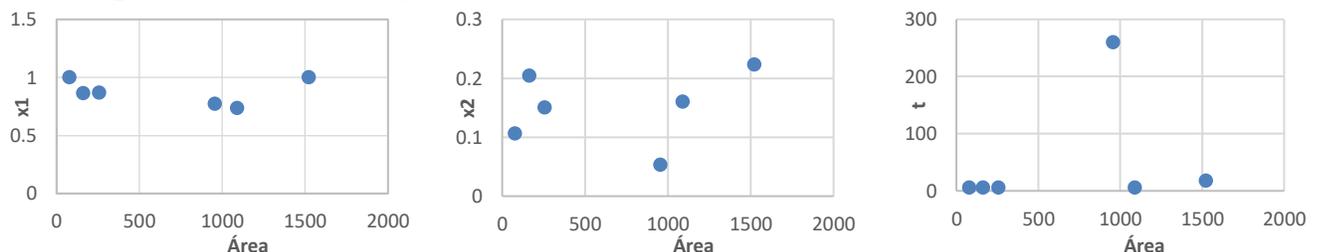
**Figura 4-2:** Resultados modelo GR2M en 21217120, 21217200 y 21217070.



En la etapa de calibración de las cuencas 21217120 y 21217200 a pesar de que el estadístico indica un desempeño satisfactorio del modelo (NSE de 0.47 y 0.36 respectivamente), se aprecia claramente una tendencia a sobreestimar los caudales medios bajos y a subestimar los caudales medios altos. Dada la alta dependencia que demuestra el modelo con la precipitación, esto puede deberse a que la serie de precipitación no es la más representativa de dicho proceso en la cuenca 21217200. Por otra parte, puede deberse a un error sistemático introducido por unas curvas de calibración desactualizadas o con pocos aforos. A pesar de lo anteriormente mencionado, el modelo representa adecuadamente el tiempo de ocurrencia de los incrementos y descensos de caudal.

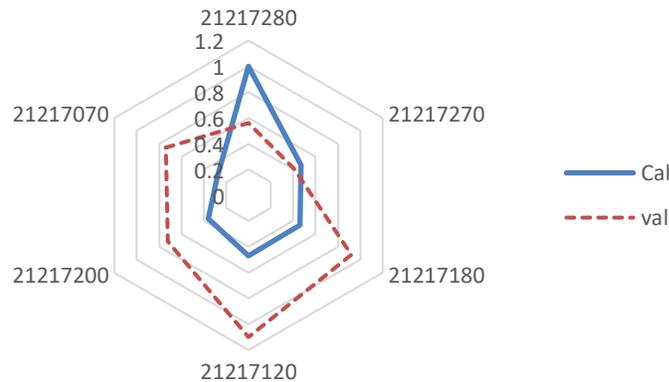
Adicionalmente, con el fin de verificar la existencia de alguna relación o tendencia entre los parámetros óptimos del modelo y el área de las subcuencas, que permita la extrapolación de los resultados obtenidos hacia sitios de la cuenca del río Coello que no son monitoreados, se realizaron los diagramas de dispersión presentados en la **Figura 4-3**. A partir de estos se encontró que en general no existen relaciones definidas en ninguno de los parámetros. Sin embargo, en cuanto al parámetro  $x1$  es perceptible una tendencia a estar por encima de 0.7 y debajo de 1 independientemente del área de la cuenca. En cuanto al parámetro  $x2$ , las cuencas con área inferior a 500 km<sup>2</sup> presentan un rango de variación entre 0.1 y 0.2, mientras que las cuencas con áreas superiores a los 1000 km<sup>2</sup>, es posible que el rango de variación sea más amplio (0.05 – 0.25). Para el parámetro A, asociado a la capacidad de almacenamiento de la capa superficial del suelo, se identificó que dicho valor suele estar por debajo de los 25 mm, aunque en la cuenca 21217120 dicho valor fue de un poco más de 259 mm. Lo anteriormente descrito puede deberse al efecto de regulación interpuesto por el páramo, el cual pese a no ser perceptible en las cuencas de la parte alta, se ve reflejado en cuenca 21217120, la cual contiene toda el área de paramo

**Figura 4-3:** Relación parámetros del GR2M con el área.



En cuanto a la etapa de validación los resultados del modelo empeoraron para las tres subcuencas. En la cuenca 21217070 el NSE pasó de 0.28 a 0.74; en la cuenca 21217200 el NSE pasó de 0.36 a 0.72 y en la 21217120 el NSE pasó de 0.47 a 1.1; todo esto nuevamente asociado a la intermitencia de la serie durante el periodo de validación. En la **Figura 4-4** se presenta los NSE de la etapa de calibración vs la etapa de validación.

**Figura 4-4:** NSE en etapa de calibración vs validación (GR2M).



### 4.1.2 Modelo Témez

El modelo de Témez fue implementado en las 6 subcuencas delimitadas con 4 parámetros. En general los resultados obtenidos fueron no satisfactorios tanto en la etapa de calibración, como en la etapa de validación en la mayoría de las subcuencas.

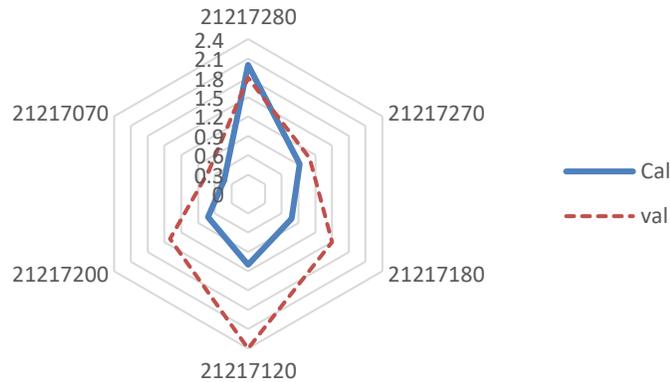
Únicamente para la cuenca 21217070 se obtuvieron resultados satisfactorios en la etapa de calibración con un NSE de 0.43, posiblemente debido a que una mayor área, le permite regular en mayor medida los pulsos de precipitación en su almacenamiento superficial y el caudal base a través de su almacenamiento profundo. El error medio absoluto para esta cuenca en la etapa de calibración fue de 9.4 m<sup>3</sup>/s y se observó que la mayor dificultad se presenta en la representación de los meses con caudales medios altos. Sin embargo, los caudales base son reproducidos satisfactoriamente en la mayoría de los casos (ver **Figura 4-7**). En el diagrama de dispersión se observa que la tendencia general del modelo para esta subcuenca fue la subestimación del caudal, lo cual también se ve reflejado al

obtenerse volúmenes anuales mayoritariamente inferiores a los volúmenes de agua observados.

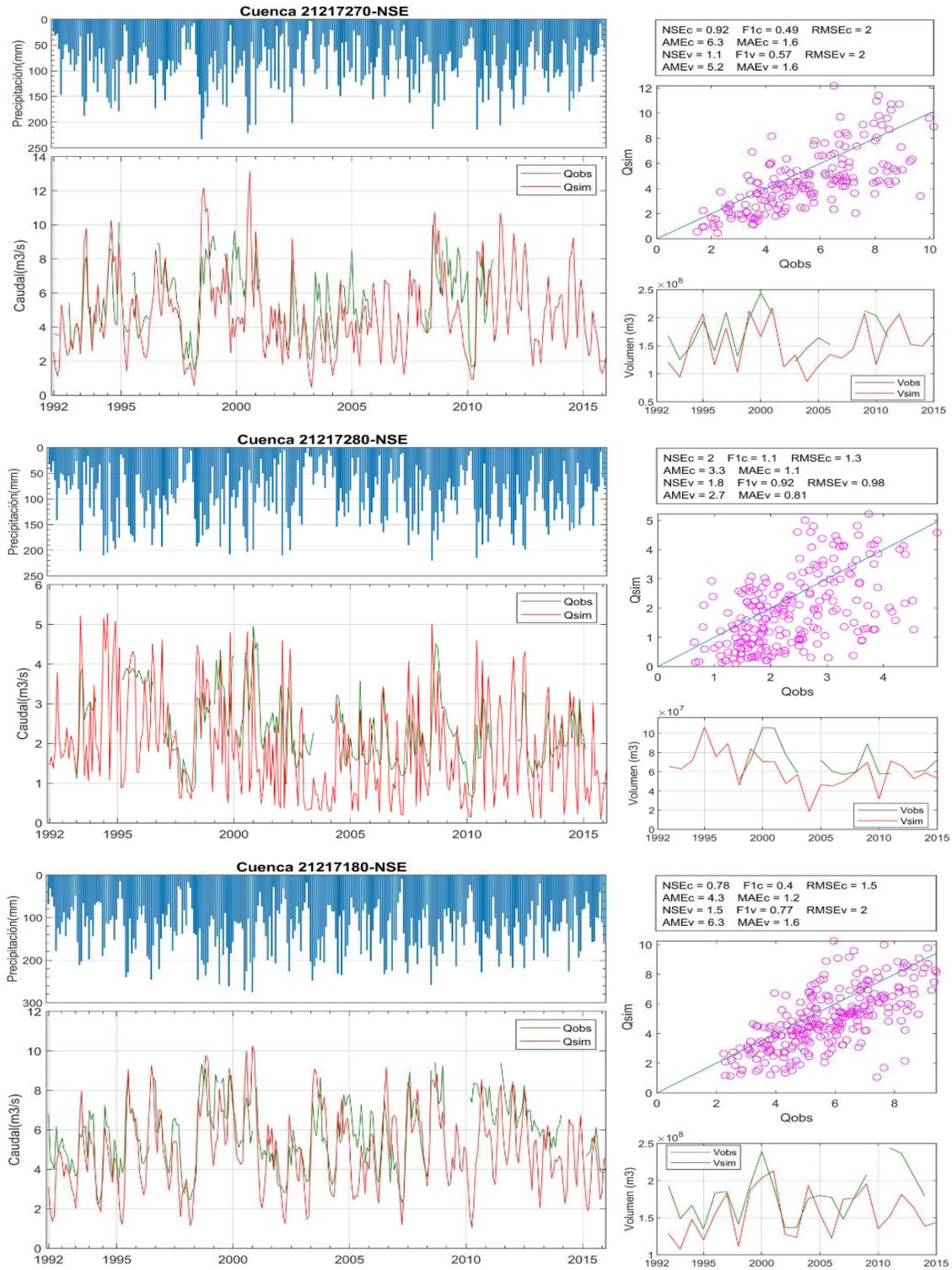
Para las demás subcuencas, se evidenció una tendencia general a subestimar caudales bajos y medios, y la sobreestimación de los caudales medios altos (ver **Figura 4-6**). Esta condición es aun más evidente en la cuenca 21217280 en la que debido a la pequeña área (80.88 km<sup>2</sup>) asociada, se observa un comportamiento del caudal altamente dependiente de la precipitación. Un NSE de 2 para esta subcuenca indica que el valor medio de los caudales observados es una mejor aproximación que lo generado por este modelo.

Para la etapa de validación, los resultados fueron inferiores a los presentados en la etapa de calibración. Los peores resultados corresponden a los de la cuenca 21217120 con NSE de 1.1 y 2.4 para las etapas de calibración y validación respectivamente. En esta cuenca se puede apreciar que a pesar de que el área de la cuenca es significativamente grande (957 km<sup>2</sup>), el modelo fue incapaz de reproducir el comportamiento y la magnitud de los caudales registrados. En la **Figura 4-5** se presentan los NSE para las etapas de calibración y validación en cada una de las subcuencas analizadas.

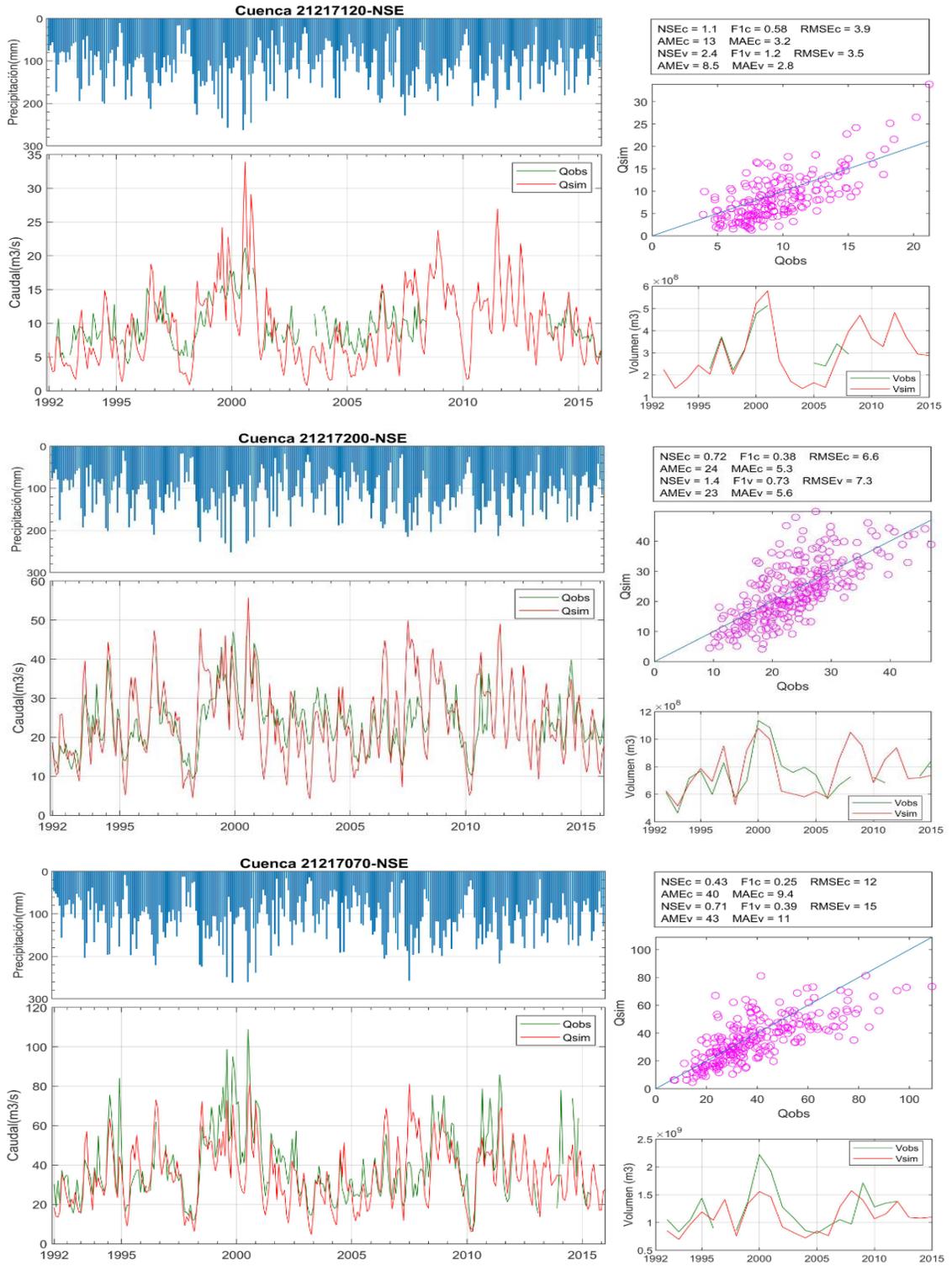
**Figura 4-5:** NSE en etapa de calibración vs validación (TÉMEZ).



**Figura 4-6:** Resultados modelo TEMEZ en 21217270, 21217280 y 21217180.



**Figura 4-7:** Resultados modelo TEMEZ en 21217120, 21217200 y 21217070.



### 4.1.3 Modelo WAPABA

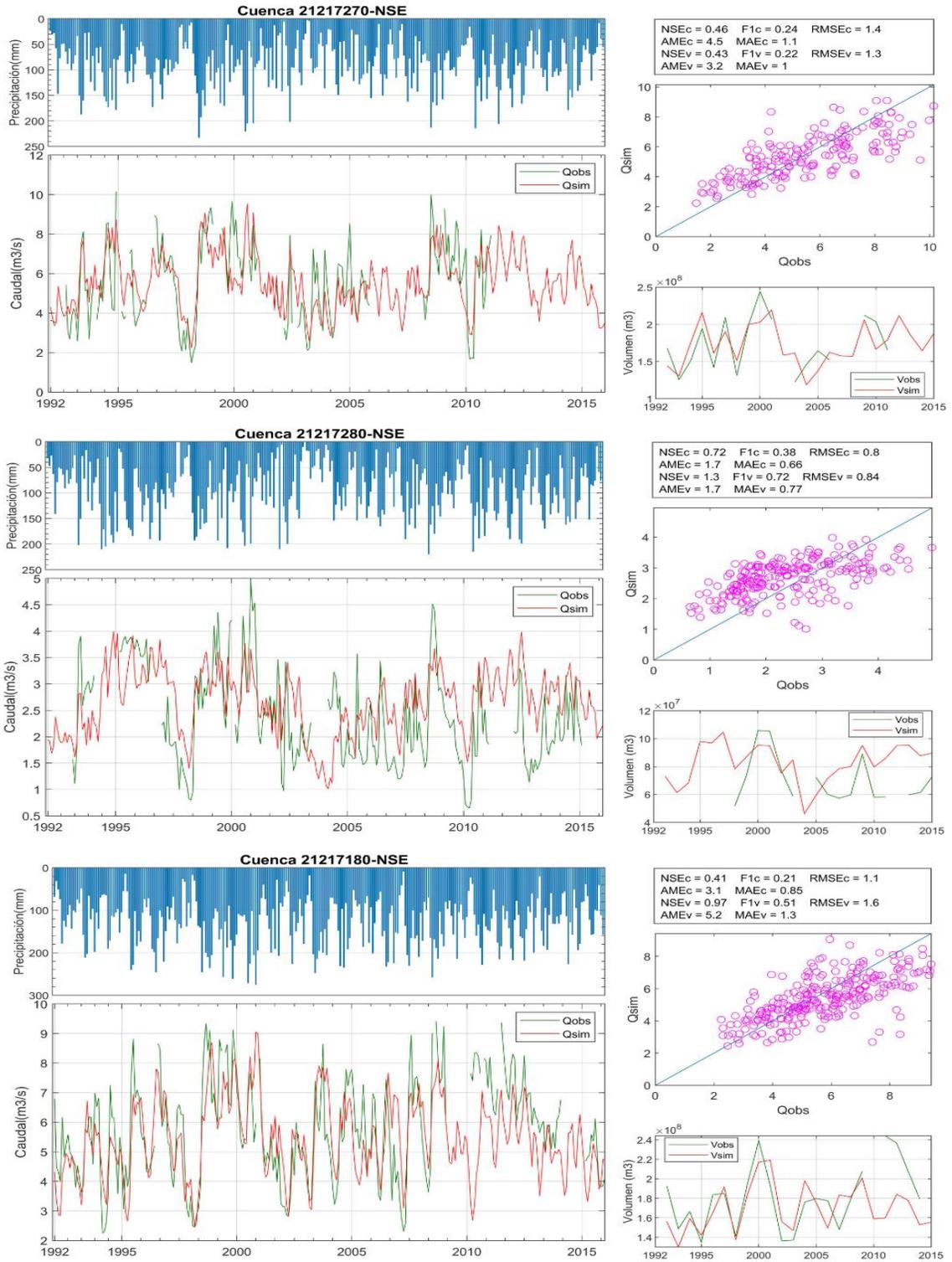
Dentro de los modelos de balance hídrico implementados el modelo WAPABA fue el que contó con más parámetros, 5 en total ( $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $S_{max}$ ,  $\beta$  y  $K$ ), por lo que fue el modelo que requirió mayores tiempos computacionales para su calibración.

Los resultados del proceso de calibración para las subcuencas localizadas en la parte alta de la cuenca, correspondientes a los ríos Anaimé (21217270), Bermellón (21217280) y Combeima (21217180) se presentan en la **Figura 4-8**. Las subcuencas 21217270 y 21217180 presentaron resultados satisfactorios en la etapa de calibración con NSE de 0.46 y 0.41 respectivamente. Por otra parte, la subcuenca 21217280 presentó un comportamiento no satisfactorio al obtenerse un NSE de 0.76.

A partir del examen gráfico de las series de caudal simuladas y observadas, se evidencia que la respuesta del modelo es menos dependiente de la precipitación de entrada que en los modelos anteriores. Esto se debe a una mejor conceptualización de los procesos de infiltración y almacenamiento del agua en el suelo, dando mayor participación a procesos de humedad antecedente e interflujo que en los modelos anteriormente presentados y regulando a través de dichos procesos la descarga. Esta condición hace que para la subcuenca 21217280 el régimen de caudales altos y bajos se vea “suavizado” excesivamente, acercando los caudales simulados hacia la media de los observados pero omitiendo la variabilidad existente.

Por otra parte, las subcuencas 21217270 y 21217180 presentaron resultados significativamente superiores, en estas el modelo representa satisfactoriamente la ocurrencia de temporadas de caudales altos y bajos. Sin embargo, existe una leve tendencia a subestimar principalmente los caudales altos, a lo largo del periodo contemplado. El error medio absoluto para las series de estas subcuencas es de 0.85 m<sup>3</sup>/s para la 21217180 y 1.1 m<sup>3</sup>/s para la 21217270. El volumen anual también es bien reproducido por el modelo pues se aprecia que se sigue la tendencia de años húmedos y secos marcada por los datos observados.

**Figura 4-8:** Resultados modelo WAPABA en 21217270, 21217280 y 21217180.



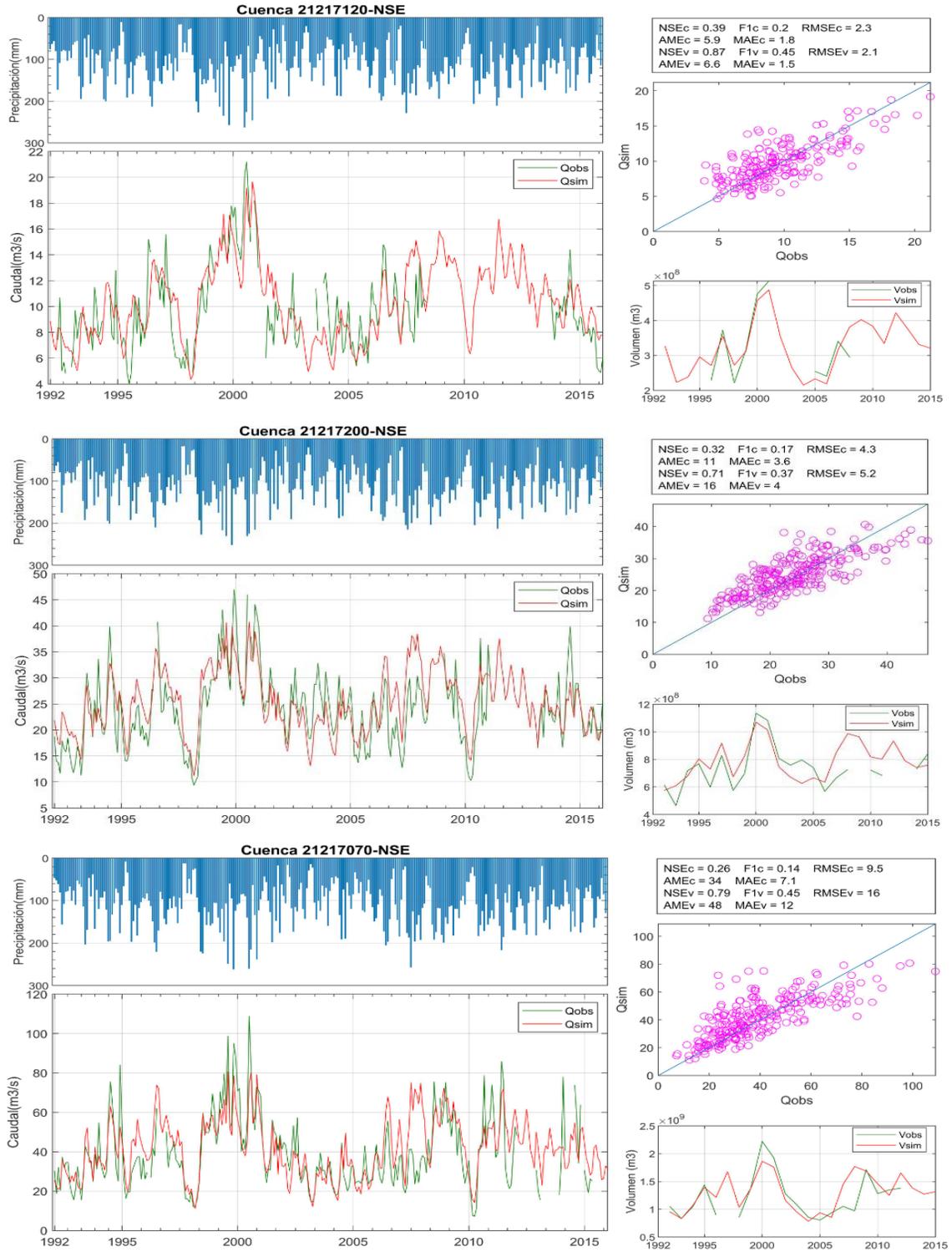
Durante la etapa de validación del modelo en la subcuenca 21217270, se presentaron mejoras respecto a la etapa de calibración. Se obtuvo un NSE de 0.43, dicho comportamiento puede deberse a que los datos existentes para el periodo de la validación oscilan alrededor de la media de los valores observados. El error medio absoluto también fue reducido de modo que para esta etapa se estimó en  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ .

El desempeño del modelo en la etapa de validación, en las subcuencas 21217180 y 21217280 fue inferior al obtenido en la etapa de calibración obteniéndose un NSE de 0.97 y  $1.3 \text{ m}^3/\text{s}$  respectivamente. En la estación 21217180 para los años entre 2010 y 2015 se registraron caudales superiores a los generados por el modelo. Para el periodo mencionado, se observa que los caudales simulados siguen la tendencia de los caudales observados, sin embargo, existe un desfase en la magnitud de estos, el cual puede deberse a un cambio en la sección transversal donde se registran los caudales.

Por otra parte, para las subcuencas 21217120, 21217200 y 21217070 se encontró un buen ajuste entre los caudales observados y los simulados por el modelo WAPABA, presentándose para la etapa de calibración NSE de 0.39, 0.32 y 0.26 respectivamente. Con esto, se evidencia una mejora en el ajuste respecto a las subcuencas de la parte alta de la cuenca y una relación directa con el área de la subcuenca asociada a cada uno de los puntos de control. Los resultados para las etapas de calibración y validación en estas subcuencas son presentados en la **Figura 4-9**.

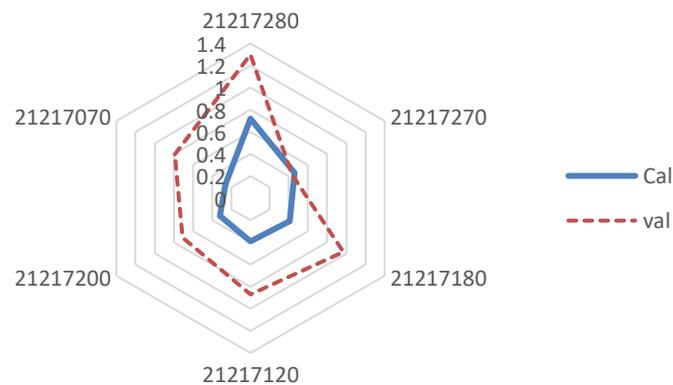
Para la cuenca 212127070 (Payande) la cual abarca la totalidad de la superficie de estudio, se observó un buen ajuste de lo simulado con lo observado, especialmente en el rango comprendido entre los caudales de  $15$  y  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ; los caudales fuera de este rango tienden a ser subestimados. El error medio absoluto para la etapa de calibración es de  $7.1 \text{ m}^3/\text{s}$  y se aprecia un ajuste satisfactorio en la reproducción de los caudales base y el volumen anual. En las subcuencas 21217120 y 21217200 en general, se observó un buen comportamiento del modelo en la reproducción de las épocas de incremento y descenso de caudal. Sin embargo, la representación del caudal base, así como de los caudales altos precedidos por un caudal bajo no es del todo bueno, no obstante en la zona media de los caudales lo simulado se ajusta adecuadamente.

**Figura 4-9:** Resultados modelo WAPABA en 21217120, 21217200 y 21217070.

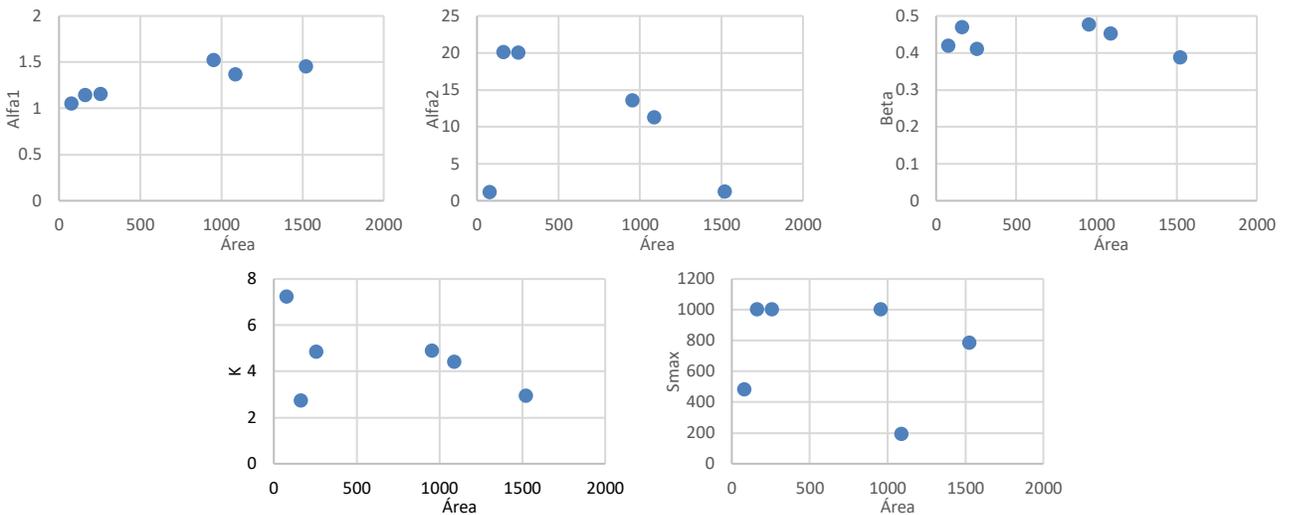


Para la etapa de validación, los resultados del modelo decayeron para las tres subcuencas. En la cuenca 21217070 el NSE pasó de 0.26 a 0.79; en la cuenca 21217200 el NSE pasó de 0.32 a 0.71 y en la 21217120 el NSE pasó de 0.39 a 0.87. Esto quizá debido, a la alta interrupción en el registro de los datos observados durante el periodo 2005 - 2015. En la **Figura 4-10** se presenta los NSE de la etapa de calibración vs la etapa de validación.

**Figura 4-10:** NSE en etapa de calibración vs validación (WAPABA).



Para la verificación de la existencia de relaciones o tendencias entre los parámetros del modelo y el área de las subcuencas, se realizaron los diagramas de dispersión presentados en la **Figura 4-11**. En cuanto al parámetro  $\alpha_1$  se evidenció tendencia a estar en el rango 1 – 1.6 independientemente del área de la cuenca, aunque las cuencas con áreas inferiores a 500 km<sup>2</sup> los parámetros se concentran en el rango 1 – 1.2. Para el parámetro  $\beta$ , se identificó tendencia a tomar valores entre 0.38 y 0.48. Para los demás parámetros no se identificó ninguna relación ni tendencia dominante.

**Figura 4-11:** Relación parámetros del WAPABA con el área.

## 4.2 Calibración y Validación modelo WEAP

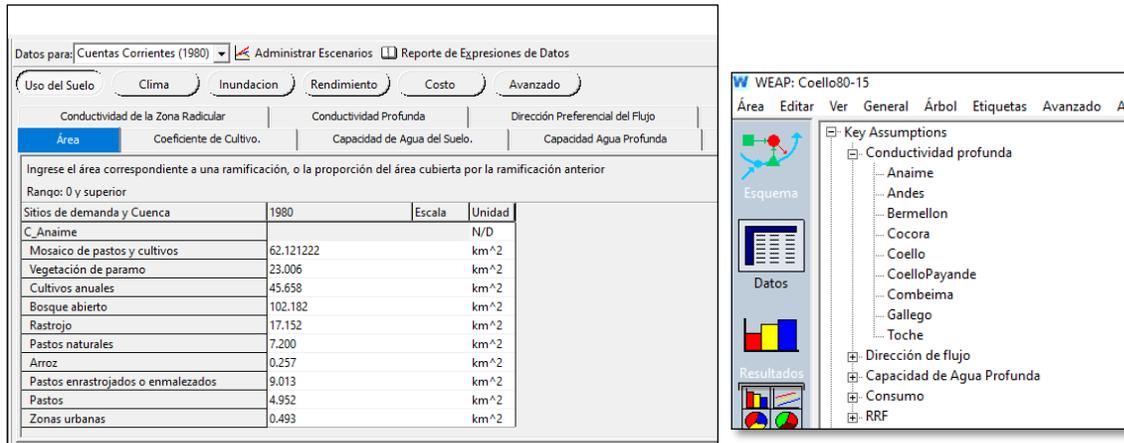
El proceso de calibración del modelo WEAP, requirió de metodologías completamente diferentes a las utilizadas con los modelos de balance hídrico implementados. El software del modelo WEAP cuenta con una interfaz gráfica amigable con el usuario, a través de esta se generó esquemáticamente el modelo conceptual de la cuenca y se establecieron las relaciones, entre la oferta hídrica y demanda en cada una de las 9 subcuencas delimitadas para la modelación en WEAP (ver **Figura 3-7**).

Seguidamente, se cargaron los datos estáticos correspondientes al de uso del suelo en cada subcuenca y se establecieron los parámetros objeto de calibración o “*key assumptions*” como se presenta en la **Figura 4-12**. Estos parámetros fueron determinados para cada subcuenca.

Luego se ingresó la información climática en cada una de las subcuencas, específicamente se ingresaron series de precipitación, temperatura y humedad relativa. Para las demás variables se conservaron los valores por defecto definidos por el modelo debido a la falta de información (ver **Figura 4-13**).

Una vez introducida la información climática se ingresaron las demandas mensuales asociadas a cada una de las subcuencas. Para esto se utilizó las demandas estimadas por la Pontificia Universidad Javeriana (2016) presentadas en la sección 2.7.

**Figura 4-12:** Carga de datos de uso de suelo y generación de key assumptions.

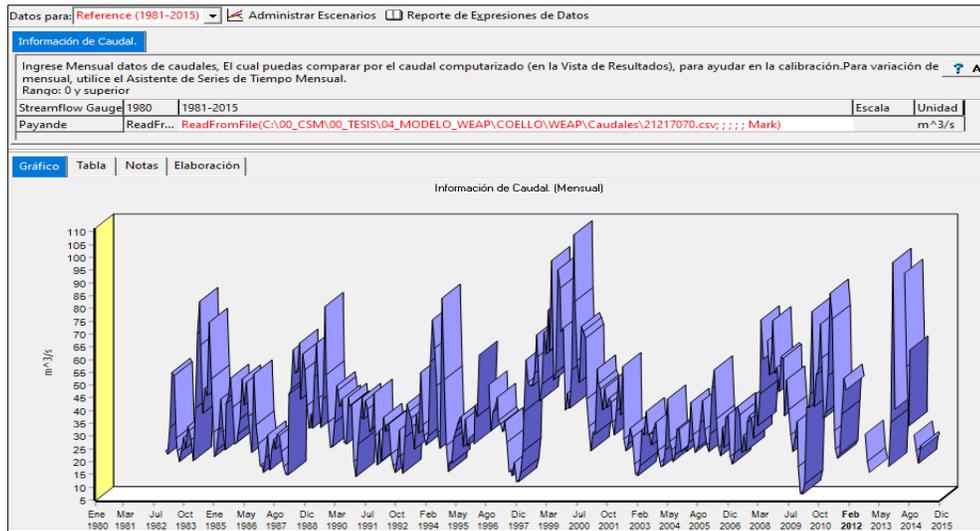


**Figura 4-13:** Carga de datos de precipitación en la sección de clima.

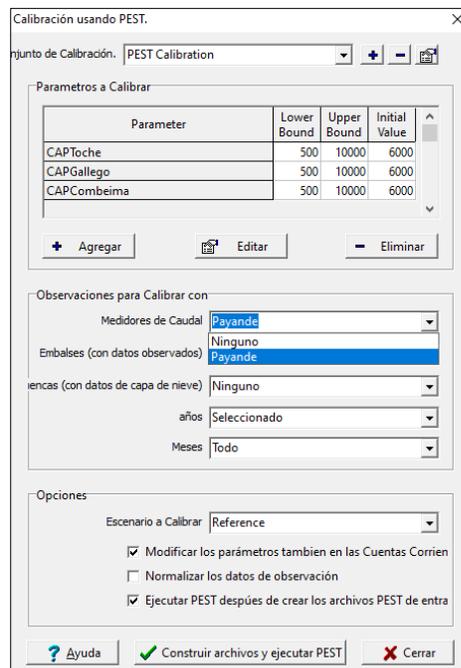


Con el fin de hacer compatible esta modelo con el realizado por la PUJ (2016) se introdujo el punto de calibración en la localización de la estación PAYANDE (21217070) con la serie de caudales respectiva (ver **Figura 4-14**).

**De este modo el modelo WEAP solo fue calibrado sobre la estación 21217070 y solo en este punto se obtuvieron métricas de desempeño.**

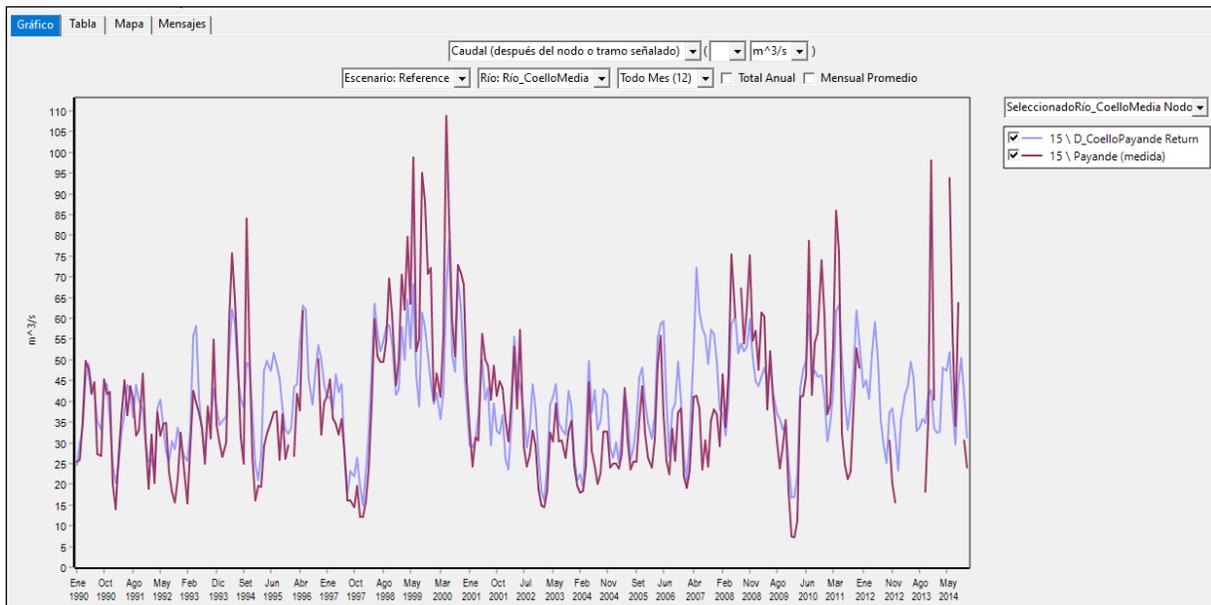
**Figura 4-14:** Carga de la serie de caudales en la estación Payande (21217070).

El proceso de calibración se llevó a cabo mediante el módulo avanzado de calibración con PEST (Doherty, 2016), en el cual se introdujeron los parámetros a calibrar con los respectivos valores iniciales y rango de variación. Adicionalmente se especificó la estación 21217070 como las observaciones para calibrar y se definieron los años para el periodo de calibración (ver **Figura 4-15**).

**Figura 4-15:** Uso del módulo de calibración con PEST.

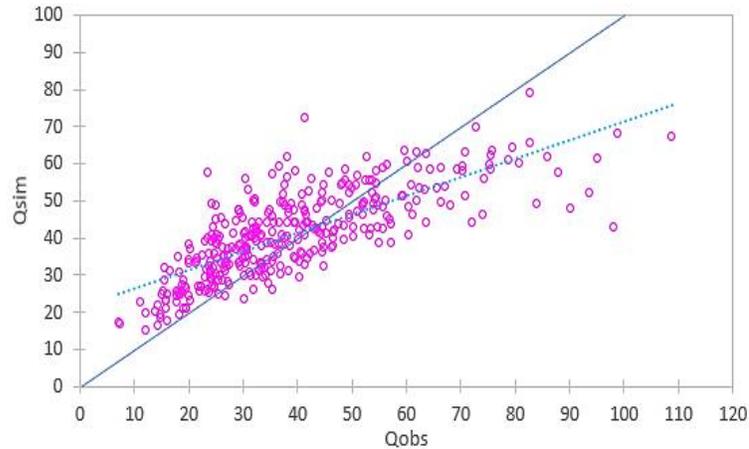
Una vez ejecutado el proceso de calibración se obtuvo la serie de caudales simulados con el conjunto de parámetros óptimos, la cual es presentada en el explorador de escenarios del software en la **Figura 4-16**. Sin embargo, no fue posible revisar el valor del estadístico utilizado para la calibración, por lo que se tuvo que exportar los resultados y realizar el cálculo de las métricas a través de una hoja de cálculo.

**Figura 4-16:** Resultados modelo WEAP para la etapa de calibración – validación.



Para la etapa de calibración (1990 – 2004) se obtuvo un ajuste satisfactorio con un NSE de 0.3. Durante esta etapa se identificó una gran influencia de los parámetros de conductividad de la zona radicular y la zona profunda en los resultados obtenidos. Estos parámetros inciden significativamente en el ajuste de los caudales base. Por otra parte el ajuste del parámetro de la dirección preferencial de flujo ( $f$ ) afecta la reproducción de los caudales pico observados, pues este parámetro determina la cantidad de agua que se infiltra hacia el almacenamiento profundo y la que genera escorrentía directa.

En la **Figura 4-17** se presenta el diagrama de dispersión de los datos a partir del cual se identificó una clara tendencia de sobreestimación de los caudales medios y bajos (inferiores a  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Adicionalmente, este gráfico permite apreciar que los caudales medios altos están siendo subestimados en la mayoría de los casos.

**Figura 4-17:** Diagrama de dispersión caudales observados vs simulados - WEAP.

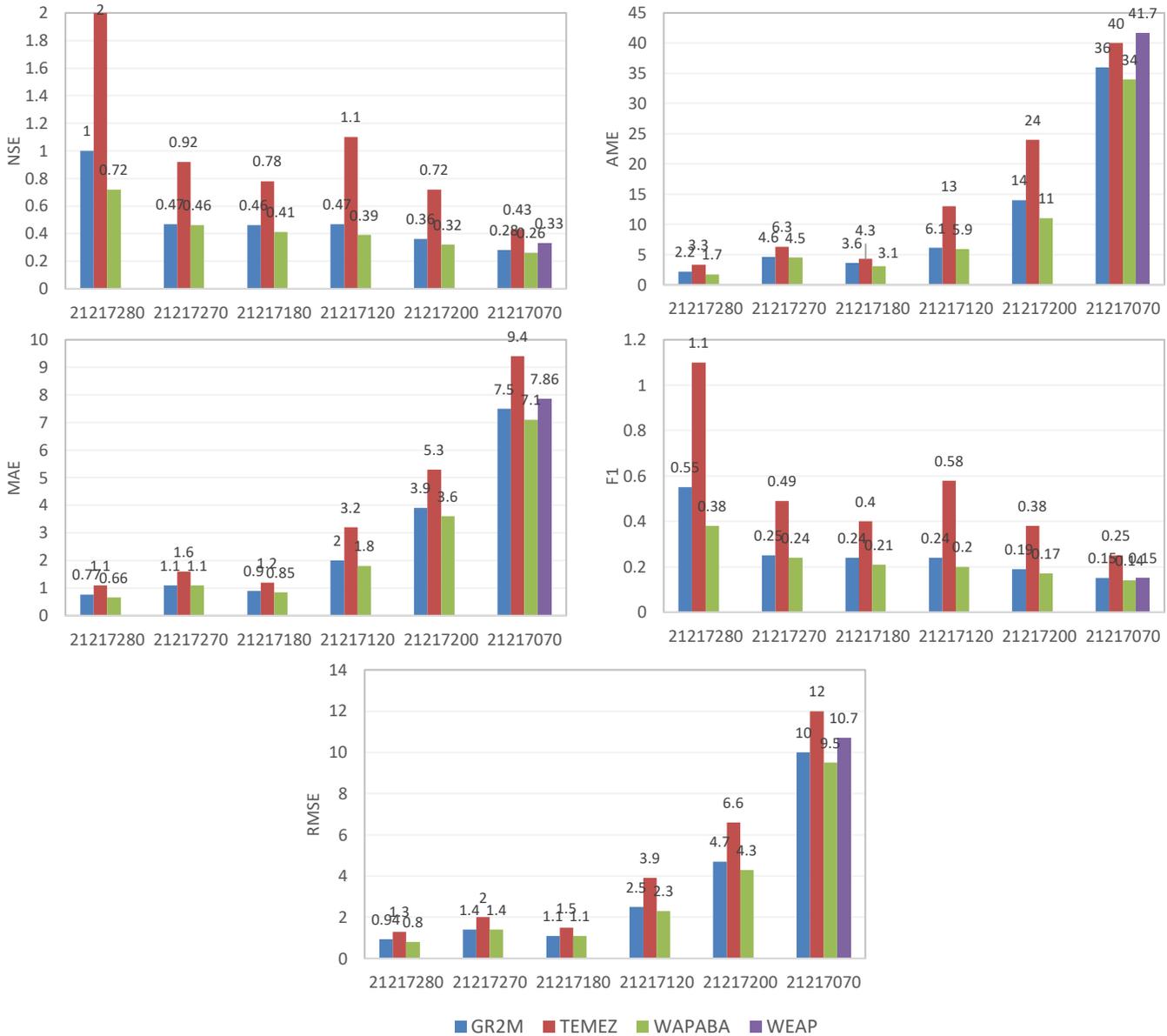
Para la etapa de validación, al igual que en los modelos anteriores, los resultados decayeron pues el NSE pasó a ser 0.59. Sin embargo para el periodo 2005 – 2015, se aprecia que el modelo sigue la tendencia de los datos observados y presenta un error medio absoluto de aproximadamente  $11 \text{ m}^3/\text{s}$ , inferior a la desviación estándar de la serie en la estación 21217070 ( $19 \text{ m}^3/\text{s}$ ) por lo que en la representación de caudales medios se tendría un error inferior.

### 4.3 Evaluación desempeño comparativo de los modelos

Complementario al análisis realizado en la sección anterior, en la **Figura 4-18** se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los modelos implementados a través de las métricas evaluadas.

A partir de los gráficos generados se puede apreciar un desempeño similar entre los modelos WAPABA y GR2M para todas las cuencas estudiadas, lo cual es interesante debido a que el modelo WAPABA maneja una estructura en el balance que pareciera ser mucho más acertada y haciendo uso de dos parámetros más que el modelo GR2M, el cual es conceptualmente más simple. Adicionalmente, para la cuenca delimitada hasta Payande (21217070) el modelo WEAP presentó un desempeño similar al de los modelos mencionados anteriormente, a excepción del error absoluto máximo el cual fue superior al presentado en los otros modelos.

**Figura 4-18:** Resultados métricas de desempeño para los modelos implementados.



Por otra parte, se identifica que el modelo de Temez obtuvo los peores resultados. A partir del análisis gráfico y a través de las métricas de desempeño es claramente visible que el modelo no representó de manera adecuada los procesos predominantes en las cuencas estudiadas. Es probable que esta situación se deba a la manera en que se genera la escorrentía superficial a través del cálculo del excedente y su interacción con la infiltración hacia el almacenamiento profundo.

A través de la metodología propuesta en la sección 3.5, se realizó en análisis comparativo de los modelos a partir de los resultados obtenidos con las métricas: NSE (de calibración), AME, MAE, F1 y RMSE. Con base en la desviación estándar de las series de tiempo de caudal asociadas a las subcuencas se definieron los rangos para la interpretación de los resultados para cada una de las métricas en cada una de las subcuencas. Posteriormente, con los rangos definidos se estimó la puntuación para cada uno de los modelos a partir del conjunto de métricas. En la **Tabla 4-1**, **Tabla 4-2**, **Tabla 4-3** y **Tabla 4-4** se presentan las puntuaciones obtenidas por los modelos GR2M, Témez, WAPABA y WEAP respectivamente, en cada una de las subcuencas y su interpretación.

**Tabla 4-1:** Evaluación desempeño modelo GR2M.

Cuenca	GR2M					Puntuación Total	Desempeño del Modelo
	NSE	AME	MAE	F1	RMSE		
21217280	0	0	0	0	0	0	Insatisfactorio
21217270	1	0	1	2	0	4	Satisfactorio
21217180	1	0	1	3	0	5	Satisfactorio
21217120	1	0	1	3	1	6	Satisfactorio
21217200	1	0	1	3	0	5	Satisfactorio
21217070	2	0	1	3	0	6	Satisfactorio

El modelo GR2M a pesar de las dificultades mencionadas anteriormente, presentó a través del análisis gráfico y del conjunto de métricas utilizadas un buen desempeño en las subcuencas 21217180, 21217120, 21217200 y 21217070. Esto resulta interesante debido a la simplicidad del balance hídrico que realiza. Sin embargo, al ser un modelo conceptual sus parámetros difícilmente pueden ser relacionados con aspectos físicos de la cuenca.

Sin embargo, el desempeño del modelo en las cuencas 21217280 y 21217270 localizadas en la parte alta fue insatisfactorio. Debido a la dependencia evidente de la respuesta del modelo con la precipitación de entrada, la caracterización de esta debe ser lo más acertada posible. Además, estas cuencas al estar localizadas en parte por encima de los 3,000 m.s.n.m. poseen vegetación como las de páramo que incrementan la interceptación de la lluvia y regulan la escorrentía, dicho proceso no se encuentra contemplado en el modelo GR2M.

En cuanto al modelo de Témez, este presentó un desempeño insatisfactorio tanto en el análisis gráfico como a través del conjunto de métricas, dejando ver que su

conceptualización no es la adecuada para el tipo de cuencas aquí estudiadas y que un mayor número de parámetros no significa mejores resultados per se. **Por esto, este modelo fue descartado para la etapa de simulación bajo escenarios de cambio climático.**

**Tabla 4-2:** Evaluación desempeño modelo de Témez.

Cuenca	TEMEZ					Puntuación Total	Desempeño del Modelo
	NSE	AME	MAE	F1	RMSE		
21217280	0	0	0	0	0	0	Insatisfactorio
21217270	0	0	0	1	0	1	Insatisfactorio
21217180	0	0	0	1	0	1	Insatisfactorio
21217120	0	0	0	0	0	0	Insatisfactorio
21217200	0	0	0	2	0	2	Insatisfactorio
21217070	0	0	1	2	0	3	Insatisfactorio

Destaca el modelo WAPABA, el cual fue satisfactorio en cinco de las seis subcuencas evaluadas. Dentro de los modelos de balance hídrico implementados es el que presentó mejor desempeño y para las cuencas agregadas del río Coello hasta la estación Payande (21217070) y El Carmen (21217200) obtuvo un ajuste bueno con NSE inferiores a 0.3. La conceptualización del modelo WAPABA basada en las curvas de oferta - demanda - consumo, reprodujo de manera satisfactoria la hidrología a partir de la precipitación y evapotranspiración potencial en la mayoría de las cuencas. Sin embargo, al igual que el modelo GR2M, el modelo WAPABA tuvo un desempeño insatisfactorio en la cuenca asociada al río Bermellón (21217280).

**Tabla 4-3:** Evaluación desempeño modelo WAPABA.

Cuenca	WAPABA					Puntuación Total	Desempeño del Modelo
	NSE	AME	MAE	F1	RMSE		
21217280	0	0	1	1	0	2	Insatisfactorio
21217270	1	0	1	3	0	5	Satisfactorio
21217180	1	0	1	3	0	5	Satisfactorio
21217120	1	0	1	3	1	6	Satisfactorio
21217200	2	0	1	3	1	7	Bueno
21217070	2	0	1	3	1	7	Bueno

El modelo WEAP ampliamente utilizado en la cuenca del río Coello (Deltares & Institute for Water Education IHE, 2014; Droogers, Kraaijenbrink, & Lutz, 2014; Pontificia Universidad

Javeriana, 2016) mostró un desempeño satisfactorio en la cuenca delimitada hasta la estación Payande y bajo la estructura planteada se obtuvo un NSE de 0.33 levemente superior al obtenido por la PUJ en el estudio base. Una de sus ventajas es su aspecto cuasi físico que asocia algunos de sus parámetros a variables medibles en la cuenca. Sin embargo, el desempeño sobresaliente de los modelos WAPABA y GR2M, con una implementación más sencilla y lograda aun con la existencia de poca información, muestra un camino alternativo a seguir si no se cuenta con información tanto estática como dinámica, necesaria para alimentar un modelo como WEAP.

**Tabla 4-4:** Evaluación desempeño modelo WEAP

Cuenca	WEAP					Puntuación Total	Desempeño del Modelo
	NSE	AME	MAE	F1	RMSE		
21217070	2	0	1	3	0	6	Satisfactorio

Las métricas del máximo error absoluto y el RMSE fueron insatisfactorias en todas las subcuencas, esto puede estar fundamentado en la existencia de error ocasional de caudales obtenidos con curvas de calibración no adecuadas, o que corresponden a extrapolaciones fuera del rango medido.

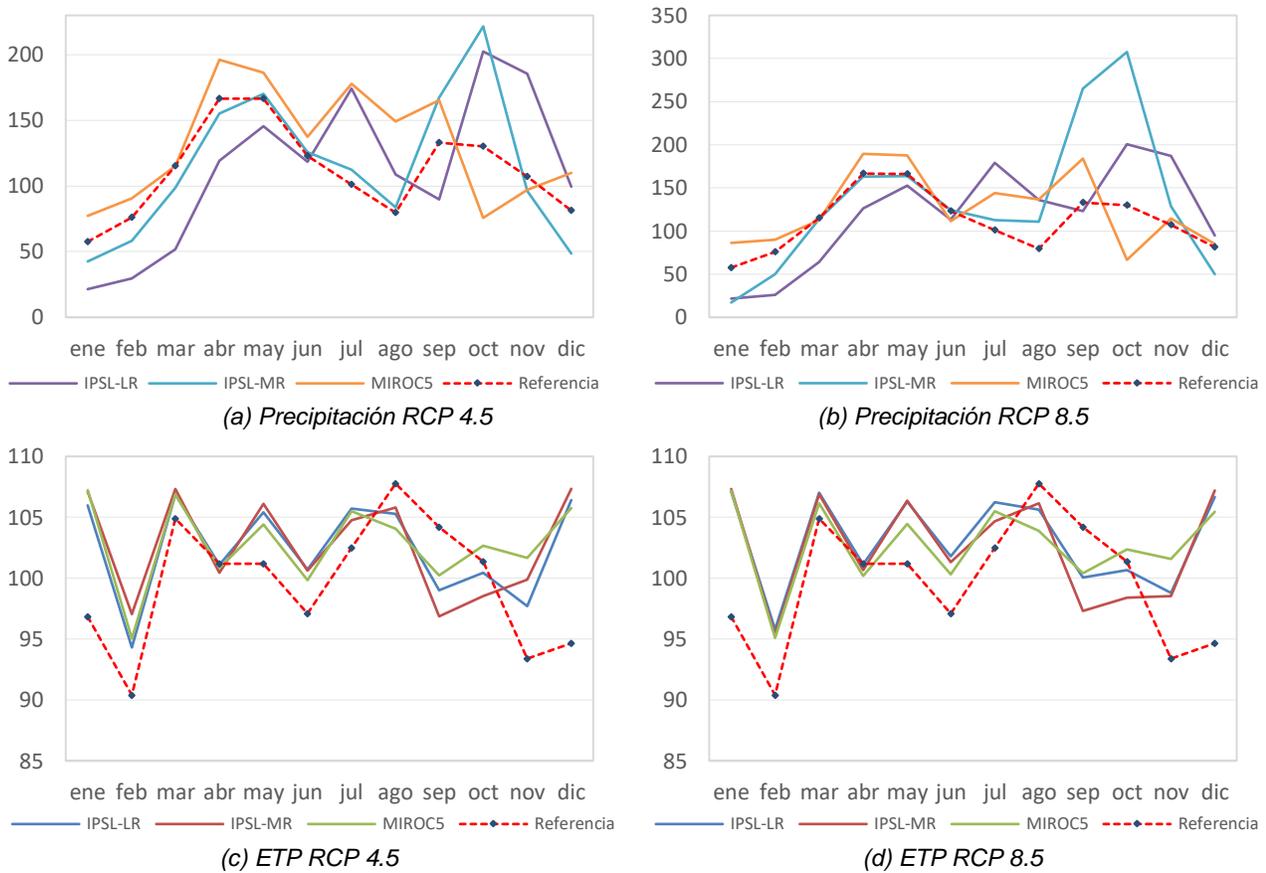
El objetivo base en la comparación del desempeño de los modelos fue esencialmente la identificación de los modelos que pueden ser utilizados satisfactoriamente para la evaluación del recurso hídrico y/o su gestión en la zona estudiada. Aunque los modelos de balance hídrico implementados en este estudio no pueden ser catalogados como una herramienta de gestión del recurso hídrico (como si lo puede llegar a ser WEAP), si se constituyen una herramienta útil para la evaluación del estado actual del recurso hídrico y de escenarios de cambio climático, la cual proporciona señales a considerar en los procesos de gestión del recurso.

#### 4.4 Escenarios de cambio climático para la cuenca del río Coello

Se generaron los escenarios de cambio climático para las variables precipitación y temperatura máxima y mínima la cuenca del río Coello, a través de la implementación del método delta o factor de cambio (Anandhi et al., 2011) presentado en la sección 3.6. En total se evaluaron tres MCG (IPSL-LR, IPSL-MR y MIROC5) para dos caminos

representativos de concentración (RCP4.5 y RCP8.5). En la **Figura 4-19**, **Figura 4-20** y **Figura 4-21**, se presentan los resultados obtenidos en la cuenca 21217070 (hasta Payande), para las variables precipitación y evapotranspiración potencial (estimada a partir de las temperaturas máxima y mínima) para los periodos 2020-2040, 2041-2070 y 2071-2100 respectivamente. Estas series corresponden al promedio mensual multianual, y fueron agregadas para la cuenca según las metodologías planteadas en la sección 3.3.2.

**Figura 4-19:** Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2020 - 2040



Durante el periodo 2020 – 2040 para los RCP4.5 y RCP8.5 se evidencia una disminución en la precipitación durante el primer semestre del año en los modelos IPSL-MR y IPSL-LR, siendo más marcada la disminución en el modelo IPSL-LR. El modelo MIROC5 por el contrario señala un incremento en la precipitación para este periodo, el cual es más evidente durante los meses de abril a junio. Adicionalmente se evidencia que el modelo

IPSL-MR es el único que mantiene la tendencia bimodal en el régimen de precipitaciones, los modelos IPSL LR y MIROC5 transforman significativamente dicho comportamiento. El modelo MIROC5 desplaza la temporada de bajas precipitaciones, identificada en el periodo de referencia en los meses de julio y agosto, hasta octubre cambiando por completo el régimen del periodo de referencia.

En cuanto a la segunda temporada de lluvias los modelos IPSL-MR y IPSL-LR señalan un incremento en la precipitación mensual para los meses de septiembre a noviembre con pico de lluvias en octubre. Este incremento en la precipitación para el RCP 4.5 es de aproximadamente 50 mm, mientras que para el RCP 8.5 el modelo IPSL-MR se presenta un incremento de más de 140 mm en el mes de octubre, alcanzando en promedio 300 mm.

Respecto a la evapotranspiración potencial (ETP) se evidencia un incremento general para los dos RCP. Sin embargo, ocurre un fenómeno interesante para los meses agosto a octubre en los que la ETP cae por debajo del promedio en el periodo de referencia (1990 – 2015), justificado por el incremento significativo de las precipitaciones durante este periodo.

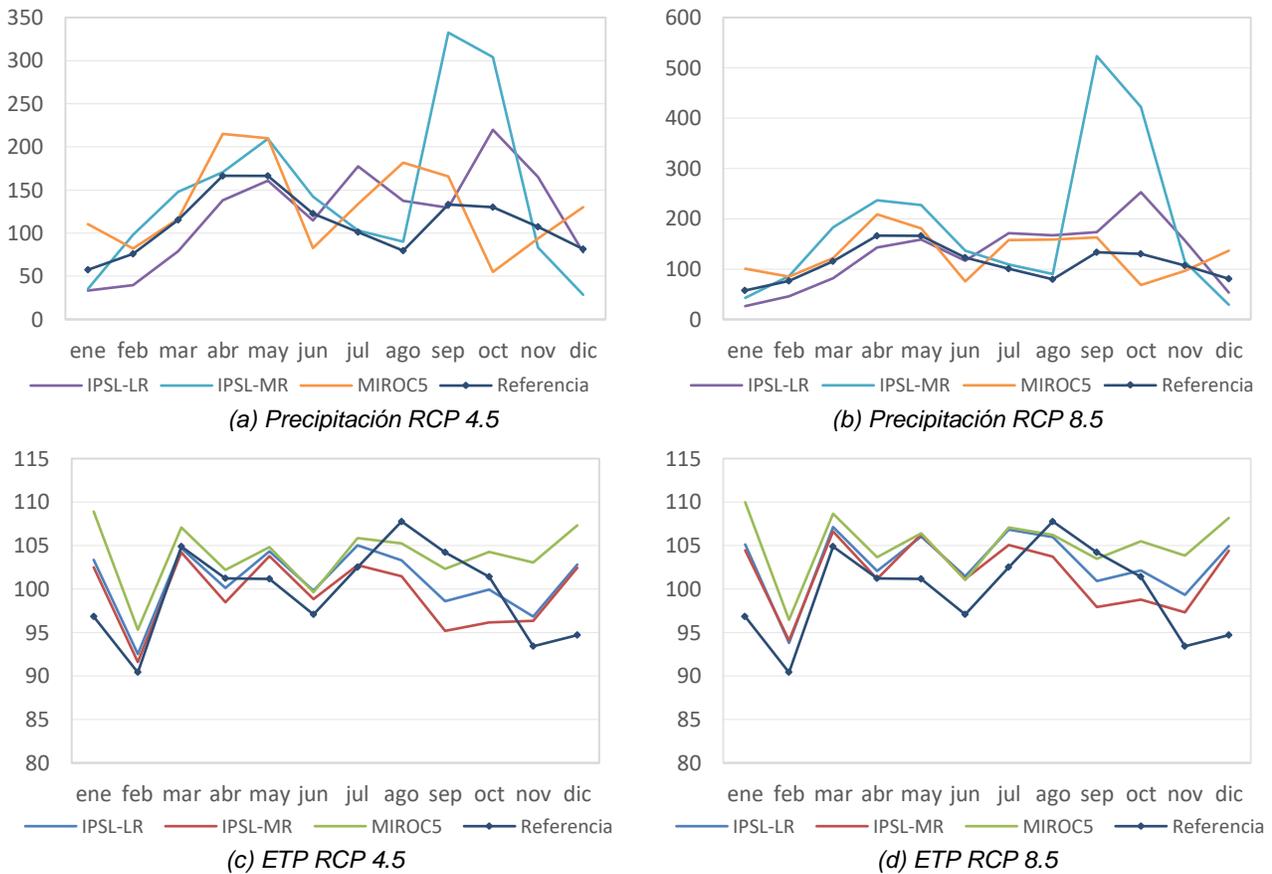
Para el periodo 2041 – 2070 los modelos MIROC5 y IPSL-MR señalan un aumento en las precipitaciones para los meses de enero a mayo, con el incremento mayor presentándose durante los meses de abril y mayo. Por el contrario, el modelo IPSL-LR señala disminución en las precipitaciones para estos meses. Durante los meses de junio a septiembre se pierde la temporada de bajas precipitaciones evidenciada en el periodo de referencia.

En la segunda temporada de altas precipitaciones nuevamente los modelos IPSL-MR y IPSL-LR muestran un incremento en las precipitaciones y el pico es desplazado para el mes de septiembre. Cabe resaltar que las precipitaciones medias presentadas por el modelo IPSL-MR son exageradamente altas, excediendo hasta en un 300% la media de los registros existentes. Estos resultados deben ser interpretados con precaución ya que puede que no sean del todo acertados para la climatología de la región estudiada.

Por otra parte, la ETP durante el periodo 2041 – 2070 mantiene la tendencia evidenciada en el periodo 2020 – 2040, siendo inferior que la ETP del periodo de referencia en los meses en que incrementa significativamente la precipitación. Sin embargo para los meses

de julio a noviembre los resultados de los tres modelos toman valores significativamente diferentes entre ellos, siendo el IPSL – MR el que indica una mayor disminución respecto al periodo de referencia.

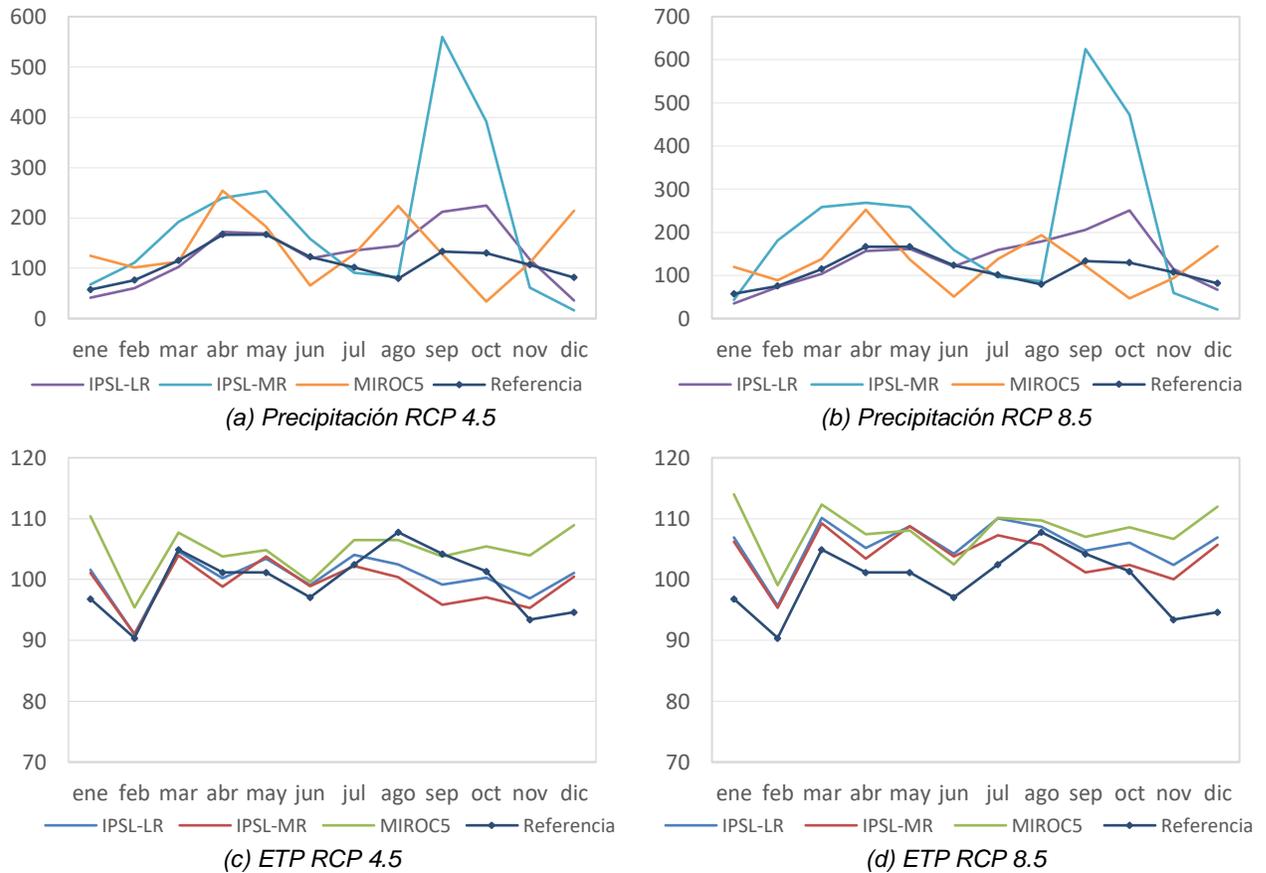
**Figura 4-20:** Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2041 - 2070



Finalmente, para el periodo 2071 – 2100 la precipitación a través de los 3 modelos y para los dos RCP tiende a ser mayor a la media del periodo de referencia. Particularmente se evidencia que el modelo IPSL–LR señala una precipitación media para los meses de enero a junio muy similar a la del periodo de referencia, bajo los dos escenarios. Sin embargo, para los meses siguientes su comportamiento cambia significativamente, señalando que las precipitaciones seguirán incrementando hasta el mes de octubre, siguiendo un tipo de régimen monomodal. Por su parte el modelo MIROC5 bajo los dos RCP, señala 3 picos de precipitación en el año, lo que es bastante inusual climatológicamente hablando, por lo que

sus resultados deben ser considerados con precaución. El modelo IPSL-MR centra el pico de las precipitaciones en el mes de septiembre, pero nuevamente estas aumentan respecto al periodo anterior (2041 – 2070) de manera abundante, sobrepasando los 500 mm/mes en los dos RCP.

**Figura 4-21:** Precipitación y evapotranspiración potencial mensual multianual para el periodo 2071 - 2100



La ETP estimada para el RCP 4.5 sigue la tendencia presentada en los periodos anteriores. Sin embargo, la estimada para el RCP 8.5 incrementa considerablemente para este periodo. Para el RCP 8.5 se evidencia un aumento en la ETP para todos los meses del año, excepto en el modelo IPSL-MR el cual es levemente inferior a la ETP media del periodo de referencia en el mes de septiembre. Los series obtenidas para las demás subcuencas son presentadas en el **ANEXO D**.

## 4.5 Simulación bajo escenarios de cambio climático

Para la generación de los hidrogramas bajo escenarios de cambio climático (RCP 4.5 y RCP 8.5) presentados en esta sección, se seleccionó el modelo de balance hídrico con mejor desempeño en la etapa de calibración en cada una de las cuencas estudiadas (ver **Tabla 4-5**) y se utilizó como información climatológica de entrada los escenarios de cambio climático generados para los periodos 2020 – 2040, 2041 – 2070 y 2071 – 2100.

Para la cuenca hasta la estación Payande (21217070), se evaluaron adicionalmente los escenarios de cambio climático a través del modelo WEAP. Además, debido a que ninguno de los modelos presentó un desempeño satisfactorio en la cuenca 21217280, no se generaron escenarios de cambio climático para esta cuenca. Los hidrogramas para las subcuencas 21217270, 21217180, 21217120 y 21217200 se presentan en el **ANEXO E**.

**Tabla 4-5:** Modelos con mejor desempeño por subcuenca.

Cuenca	Estación	Corriente	Modelo mejor desempeño
21217270	El chuzo	Río Anaime	WAPABA
21217180	Montezuma	Río Combeima	WAPABA
21217120	Pte carretera	Río Coello	WAPABA
21217200	El Carmen	Río Coello	WAPABA
21217070	Payande	Río Coello	WAPABA, WEAP

En la **Figura 4-22** se presentan los hidrogramas para los periodos 2020 – 2040, 2041 – 2070 y 2071 – 2100 para el RCP 4.5, entendido dentro de los escenarios evaluados en este trabajo como la condición de cambio climático menos crítica. En general para el periodo 2020 – 2040 se identificó un comportamiento conservador para los modelos IPSL-LR y IPSL-MR, mientras que el modelo MIROC5 refleja un incremento tanto del caudal base, como de los caudales mensuales más altos. La condición presentada por el modelo MIROC5 está justificada en las precipitaciones desproporcionadas que el MCG estima bajo este escenario.

Para los periodos 2041 – 2070 y 2071 – 2100 es el modelo IPSL-MR quien genera un incremento significativo en la magnitud de la escorrentía mensual con caudales que llegan a superar los 300 m<sup>3</sup>/s y con un caudal medio muy superior a la respuesta de los otros

MCG. Esta condición hace plantear las preguntas ¿puede un incremento en la temperatura de 1 o 2°C causar el incremento de los caudales en más de un 200% ?. Probablemente no, precipitaciones superiores a 500 mm/mes son enormes para la zona de estudio, por lo que la respuesta hidrológica a estos impulsos también lo será.

Los hidrogramas generados a través del modelo WAPABA bajo el RCP 8.5 son presentados en la **Figura 4-23**. Para el RCP 8.5 en el periodo 2020 – 2040 se aprecia una respuesta hidrológica similar a través de los tres modelos. Sin embargo, existen temporadas en las que el modelo IPSL-LR marca una curva de incremento mientras que el MIROC5 está señalando una de disminución. Esto es interesante pues se genera una banda bastante amplia dentro de la cual podría variar la escurrentía. Respecto a los periodos 2041 – 2070 y 2071 – 2100 del RCP 8.5, el modelo IPSL-MR marca un notable incremento en los caudales base y en la ocurrencia de meses con caudales medios altos, dicho incremento se hace mayor con el paso de los años.

Respecto a los periodos 2041 – 2070 y 2071 – 2100 del RCP 8.5, el modelo IPSL-MR señala un notable incremento en los caudales base y en la ocurrencia de meses con caudales medios altos, dicho incremento se hace mayor con el paso de los años. En cuanto a los modelos IPSL-LR y MIROC5 estos son disimiles en la ocurrencia de picos a pesar de que su valor medio y rango de variación son similares. Adicionalmente, se observa que los picos generados por el modelo IPSL-LR suelen perdurar por un par de meses, mientras que en el modelo MIROC5 estos son más agudos.

**Figura 4-22:** Hidrogramas RCP 4.5 (2020-2100) modelo WAPABA.

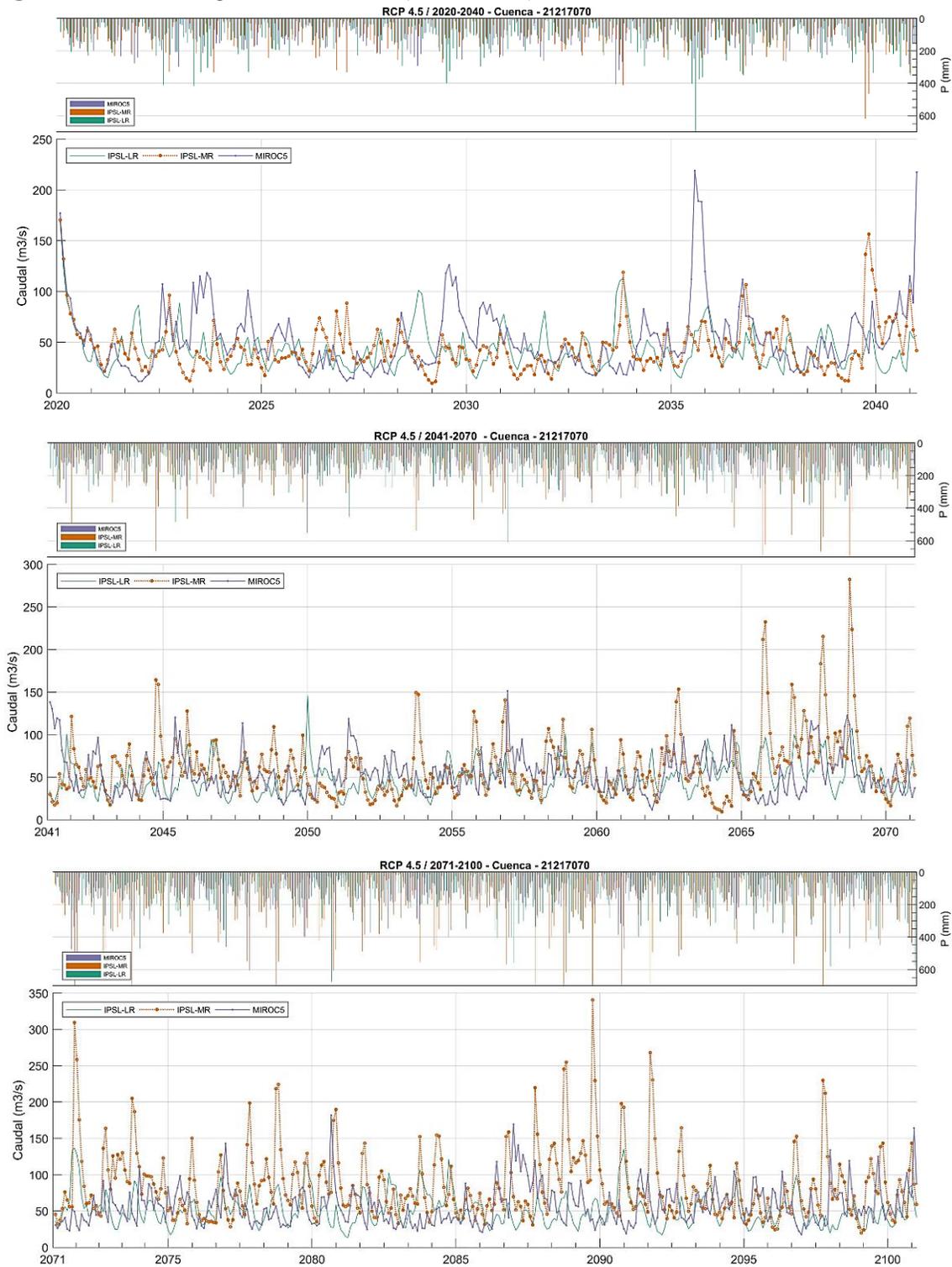
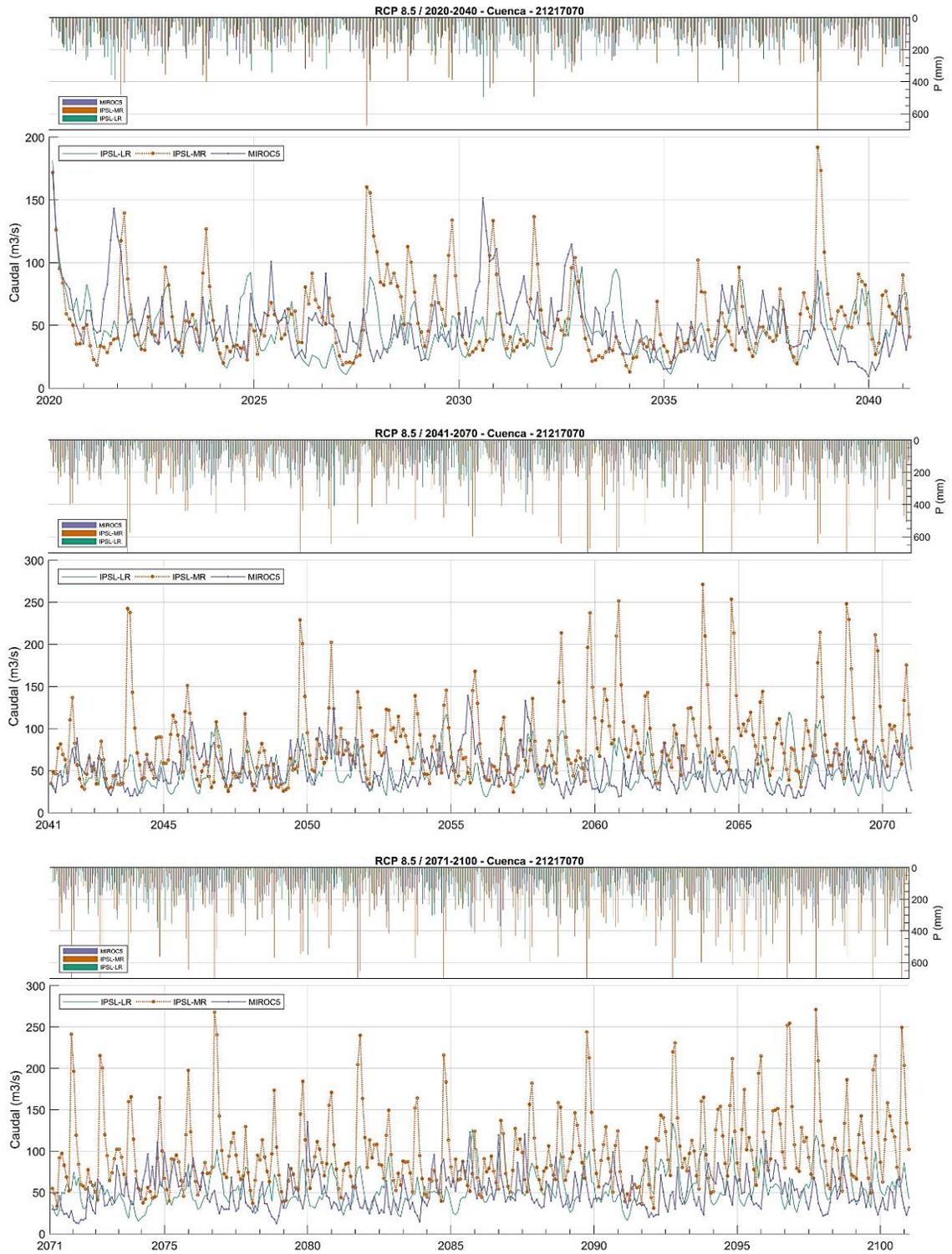
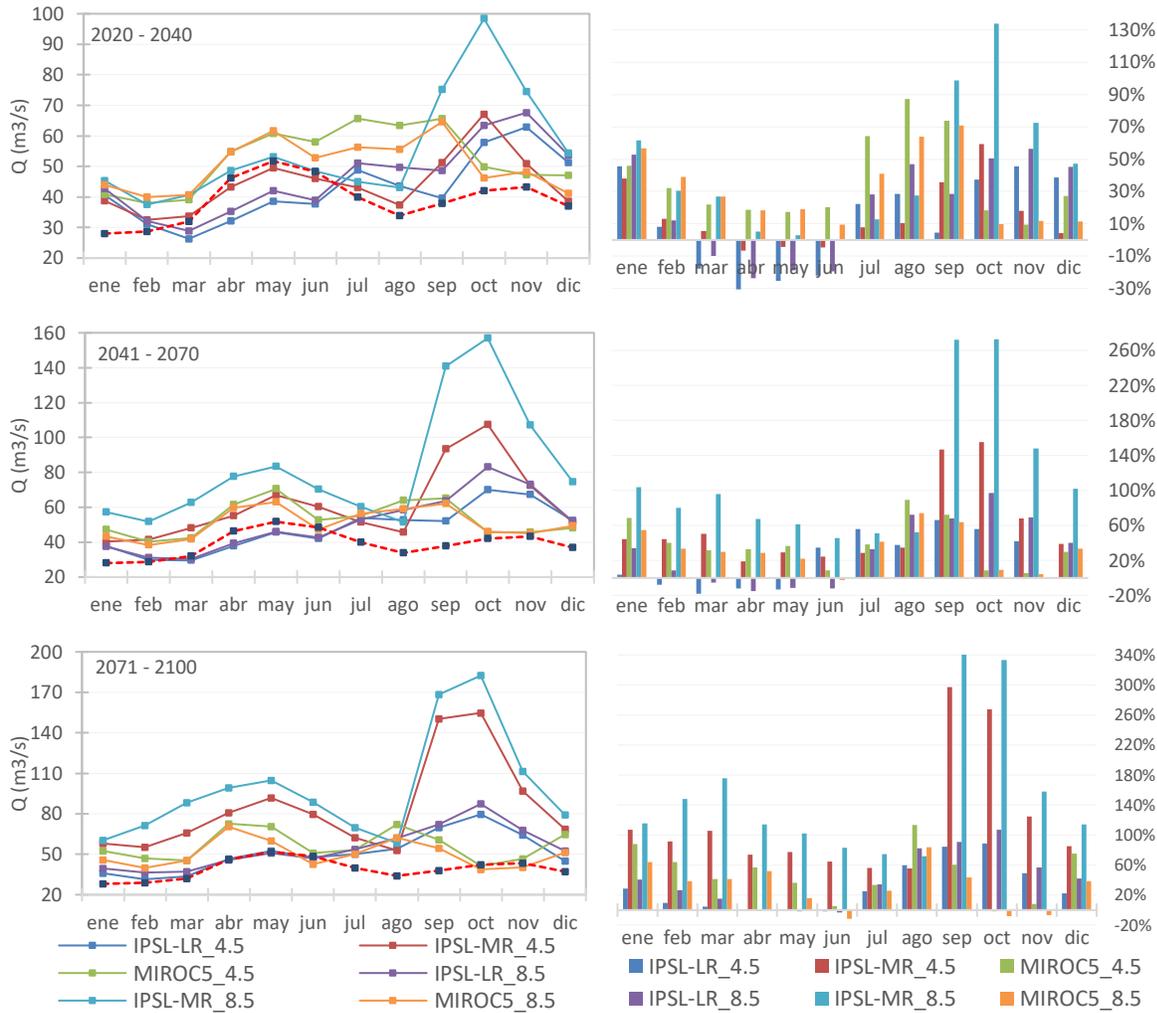


Figura 4-23: Hidrogramas RCP 8.5 (2020-2100) modelo WAPABA.



Para la identificación del efecto del cambio climático sobre la disponibilidad natural del recurso hídrico, entendido como el cambio en la magnitud de los caudales bajo los escenarios de cambio climático respecto al periodo de referencia, se estimaron los promedios mensuales multianuales para cada una de las series y su variación respecto al periodo de referencia (1990 – 2015) como se presenta en la **Figura 4-24**.

**Figura 4-24:** Cambios en el caudal bajo escenarios de cambio climático (WAPABA).



A partir de los promedios mensuales multianuales se identificó que:

- El modelo IPSL-MR tanto en el RCP 4.5 como en el RCP 8.5 es el que representa las condiciones de incremento del caudal medio más significativas respecto al periodo

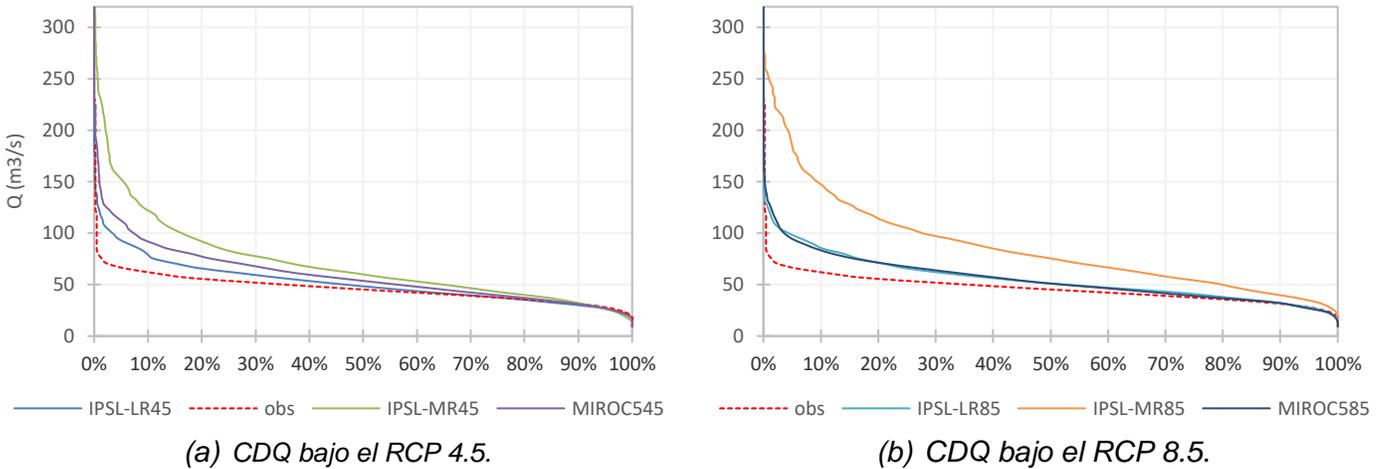
1990 – 2015, especialmente en los meses de septiembre a noviembre, con incrementos de hasta el 340% (RCP8.5). Sin embargo, este es el modelo que mejor reproduce el régimen de dos picos de caudal anuales en la región de estudio; aunque la temporada de mayores caudales pasa de los meses de abril a junio (1990-2015) a los meses de septiembre a noviembre.

- El modelo IPSL-LR para el periodo 2020 – 2070 en los dos RCP, señala una reducción del caudal para los meses de febrero a junio en promedio del 20%, para luego incrementar constantemente hasta llegar a los meses de octubre y noviembre donde alcanza el máximo y empieza a descender nuevamente. De este modo se aprecia una eliminación de la época de caudales bajos que se tenía hacia la mitad del año en el periodo de referencia y se intensifica la magnitud de la segunda temporada de caudales altos en aproximadamente un 30%.
- El modelo MIRCO5 para el periodo 2041 – 2100, tiende a reproducir los dos picos intranuales de caudal. Sin embargo, se aprecia un traslado con el que los picos se presentan anticipadamente respecto al periodo de referencia. Para el periodo 2020 – 2040 al igual que en el modelo IPSL-LR se pierde la temporada de caudales bajos de los meses de julio a septiembre, por lo que la respuesta pareciera monomodal. Para la mayoría del periodo simulado los caudales medios multianuales son superiores a los observados en el periodo 1990-2015.
  - En general el incremento en la magnitud de los caudales mensuales multianuales es progresivo para los periodos 2020 – 2040, 2041 – 2070 y 2071-2100. Es decir, que para los dos RCP (4.5 y 8.5) se hace mayor la diferencia a medida que se avanza en los periodos analizados.
  - La mirada en conjunto de la respuesta hidrológica para los 3 modelos permite identificar un amplio rango de posibilidades futuras que se pueden llegar a presentar bajo cada uno de los escenarios. Por esto, los resultados NO pueden ser interpretados como predicciones sino que se debe considerar la incertidumbre que se hace evidente en los resultados.

Además, a partir de las curvas de duración de caudales (CDQ) presentadas en la **Figura 4-25**, fue posible apreciar el incremento en la frecuencia con la que se exceden caudales de determinada magnitud para cada escenario de cambio climático. Para el RCP 4.5 se aprecia que caudales inferiores a 30 m<sup>3</sup>/s son excedidos con una frecuencia muy similar a la de la serie de caudales observados. Sin embargo, a partir de este punto para los 3

modelos se identifica que, para un mismo porcentaje del tiempo se exceden caudales de mayor magnitud. Por ejemplo, mientras en los datos observados un caudal de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  es excedido a lo mucho el 1% del tiempo, para los modelos IPSL-LR, MIROC5 y IPSL-MR este mismo caudal es excedido el 3, 8 y 16% del tiempo respectivamente. Esto indica un aumento en el caudal medio mensual para este RCP.

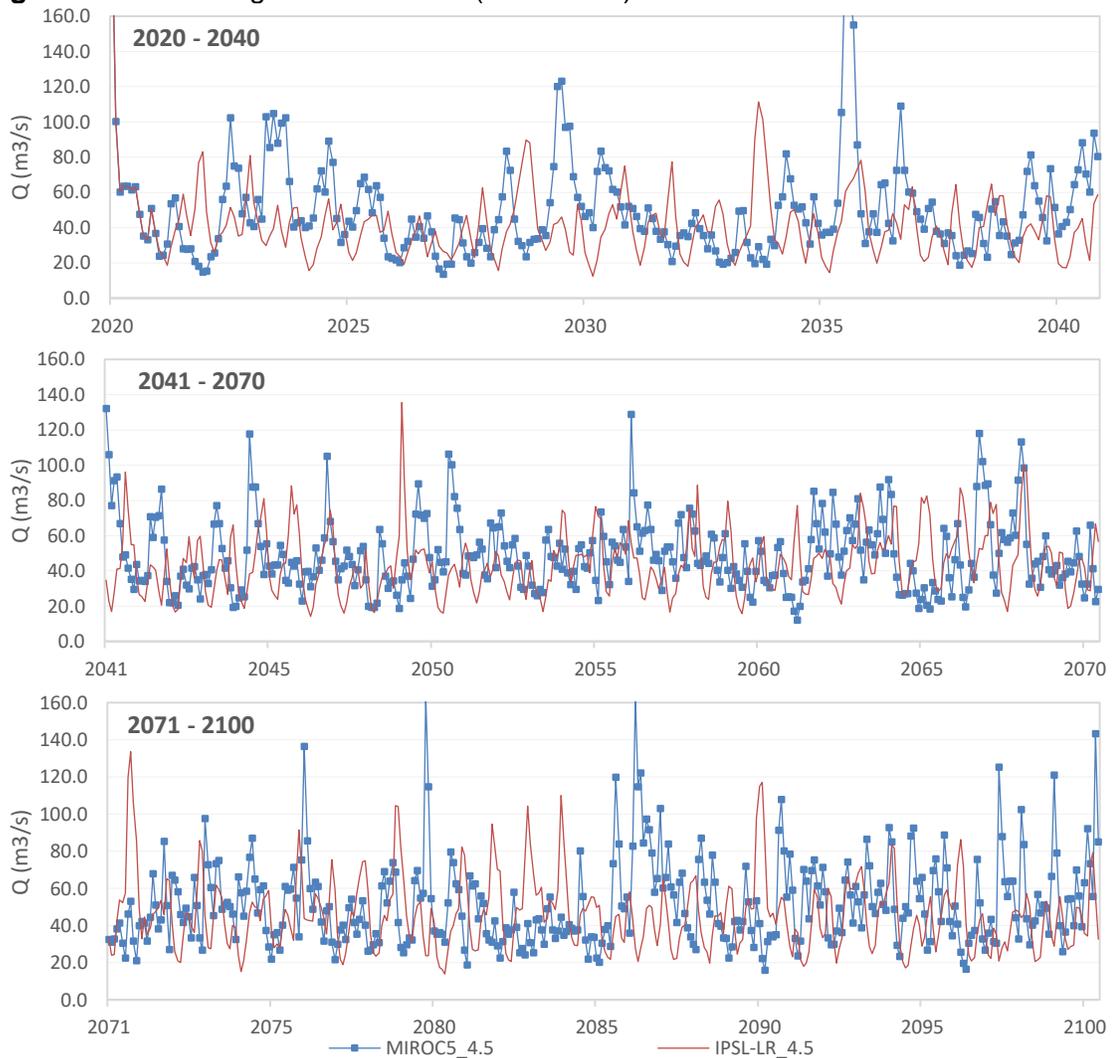
**Figura 4-25:** CDQ bajo escenarios de cambio climático (WAPABA).



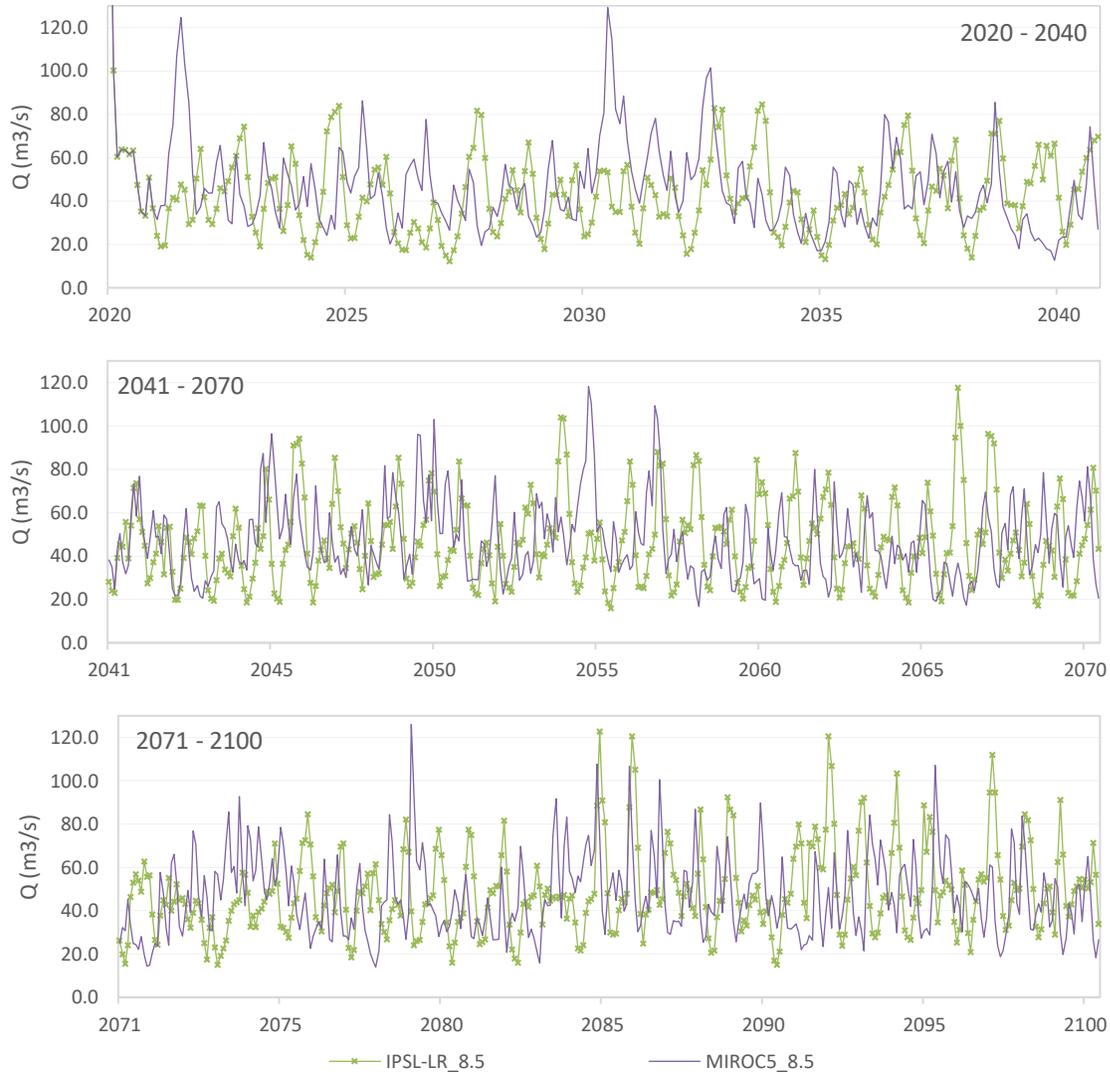
La CDQ para el RCP 8.5 presenta un comportamiento similar al anteriormente descrito para el RCP4.5. No obstante, para este RCP el modelo IPSL-MR muestra una curva con un desplazamiento significativo hacia arriba, de modo que ni siquiera para la zona de caudales medios y bajos se conserva la tendencia de la CDQ del periodo de referencia. Con esto, un caudal con una magnitud de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  se estaría excediendo cerca del 29% del tiempo. Las CDQ bajo los otros dos MCG evaluados, tienen un comportamiento similar con el RCP 4.5, solamente que la frecuencia con la que se exceden los caudales incrementa levemente.

La generación de hidrogramas para la cuenca del río Coello con el modelo WEAP, contemplo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 para el periodo 2020 – 2100. Sin embargo, con base en los resultados obtenidos para los escenarios de cambio climático de la sección 4.4 y los hidrogramas generados para el modelo WAPABA, no se incluyó el modelo IPSL-MR, por lo que esta vez solo se evaluaron los modelos IPSL-LR y MIROC5. Los hidrogramas para el RCP 4.5 son presentados en la **Figura 4-26**, mientras que para el RCP 8.5 son presentados en la **Figura 4-27**.

**Figura 4-26:** Hidrogramas RCP 4.5 (2020-2100) modelo WEAP.



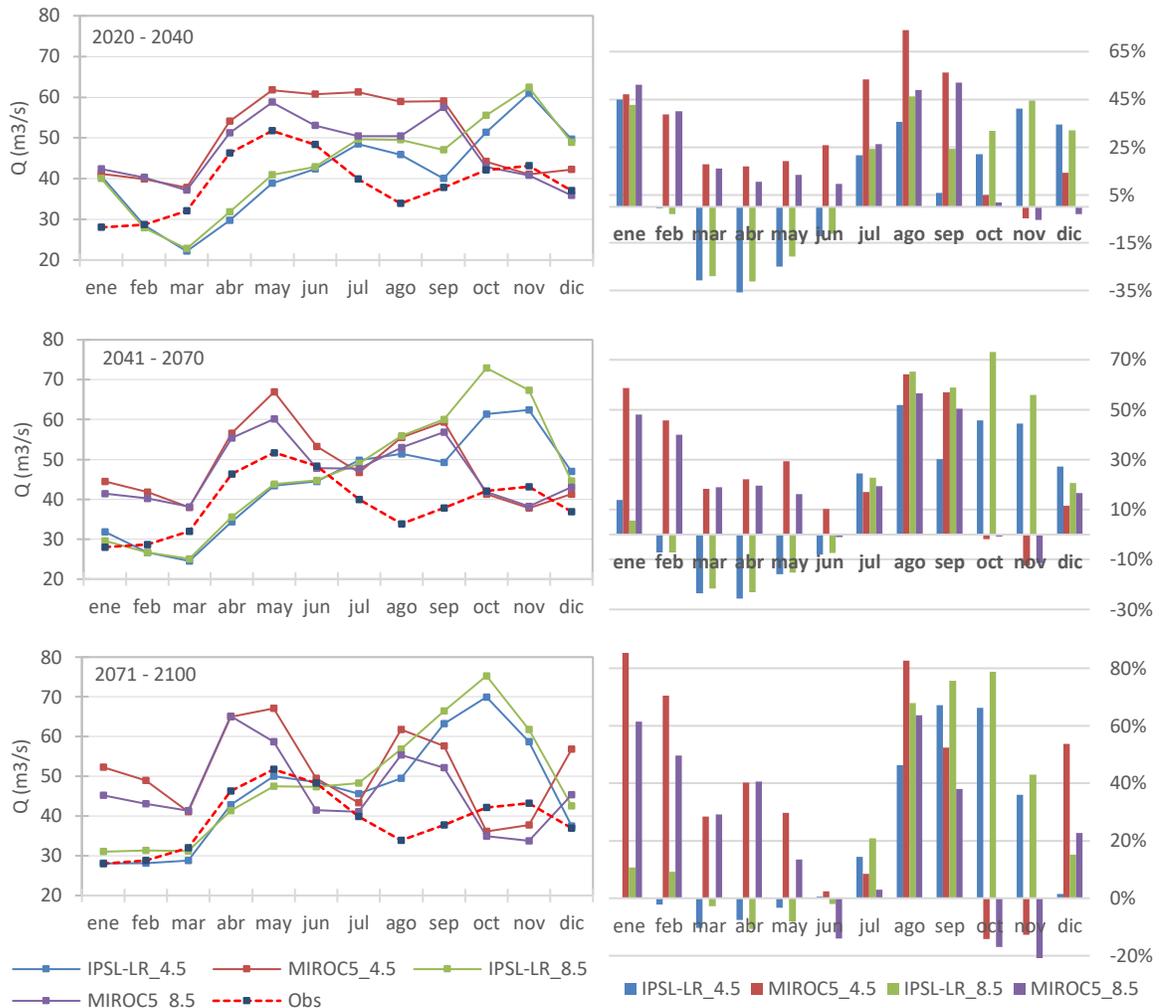
**Figura 4-27:** Hidrogramas RCP 8.5 (2020-2100) modelo WEAP.



A partir de los promedios mensuales multianuales de los hidrogramas obtenidos se identificaron los siguientes cambios en el caudal medio mensual, respecto al periodo de referencia y a los hidrogramas generados con el modelo WAPABA:

- El modelo IPSL-LR para los RCP 4.5 y 8.5 muestra una reducción en el caudal para los meses de febrero a junio. Este decremento es de aproximadamente un 35% durante el mes de abril en el periodo 2020 – 2040 y se reduce de modo que para el periodo 2071 – 2100 es inferior al 10%. De este modo, el caudal medio en los meses de enero a julio para este periodo es de una magnitud similar al del periodo de referencia.

**Figura 4-28:** Cambios en el caudal bajo escenarios de cambio climático (WEAP).



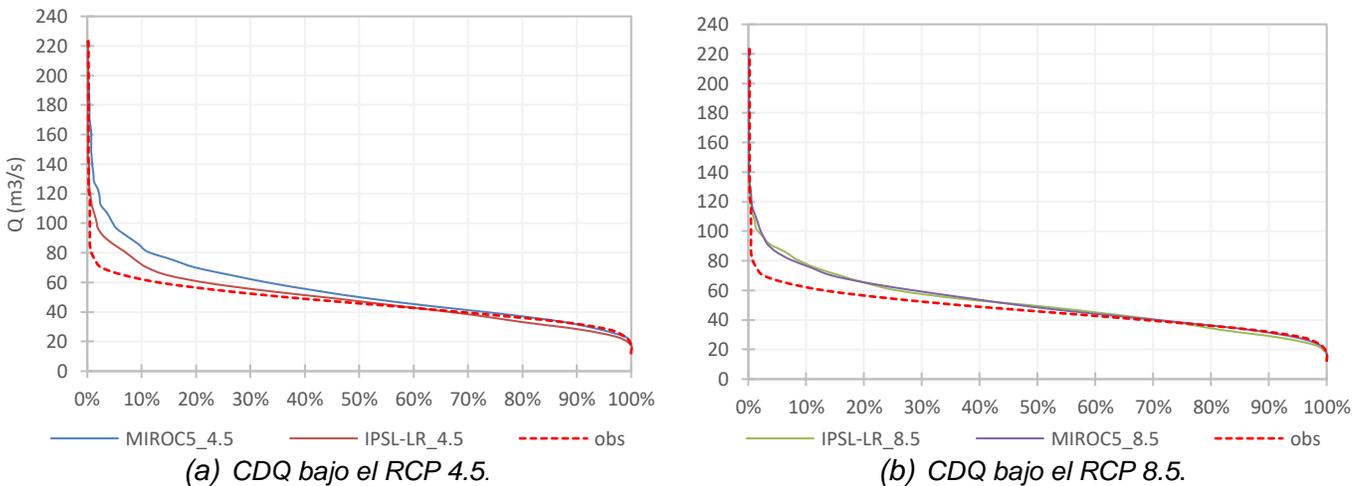
- Para los meses de julio a septiembre se presentan los mayores incrementos en el caudal medio en los tres periodos analizados. Este incremento aumenta a razón del 10% con el cambio de periodo de 30 años, comenzando en aproximadamente el 50% de incremento en el periodo 2020 – 2040 para el mes de agosto (donde se presenta el pico del incremento), a un 80% de incremento durante el periodo 2071 – 2100, respecto al periodo de referencia.
- Durante los meses de octubre a diciembre se observa un comportamiento inverso entre los caudales medios para los modelos MIROC5 y IPSL-LR. El primero de ellos señala una reducción del caudal medio, mientras que el segundo señala un fuerte incremento de los caudales respecto al periodo de referencia.
- La tendencia intranual del modelo MIROC5 para el RCP 4.5 durante el periodo 2020 – 2040, es presentar un solo pico continuo a lo largo de la mayor parte del año (abril

a septiembre). Sin embargo bajo el RCP 8.5 se aprecia una leve reducción durante los meses de julio y agosto, generando una tendencia similar a la del periodo de referencia, pero anticipando el segundo pico de año el cual se presentaría hacia septiembre y no en octubre como ocurre en el periodo 1990 – 2015.

- Finalmente, para el primer trimestre del año el modelo MIROC5, bajo los dos escenarios evaluados, indica un incremento de los caudales del orden del 45% para el periodo 2020 – 2070. Durante el periodo 2071 – 2100 este incremento aumenta a más del 60%.
- Los modelos WAPABA y WEAP presentan resultados similares, los dos son altamente influenciados por las tendencias intranuales de la precipitación producto de los MCG considerados en el presente estudio.

A partir de las CDQ para los RCP 4.5 y 8.5 presentadas en la **Figura 4-29**, se identificó que al igual que en los hidrogramas resultado del modelo WAPABA, se produce un incremento en la frecuencia con la que se exceden caudales medios mensuales de mayor magnitud. Sin embargo, la CDQ generada con los hidrogramas obtenidos a través del modelo WEAP, señala que el modelo IPSL-LR bajo los dos escenarios, incrementa también la frecuencia con la que se exceden los caudales medios bajos.

**Figura 4-29:** CDQ bajo escenarios de cambio climático (WEAP).



## 4.6 Consideraciones de la incertidumbre

En esta sección se pretende hacer un recuento de las principales fuentes de incertidumbre que se considera inciden directamente en los resultados obtenidos, con el fin de que estas sean consideradas al momento de interpretar los resultados presentados.

Según Montanari, Shoemaker, & Van De Giesen (2009) la incertidumbre es un producto de la falta de comprensión de los fenómenos hidrológicos y procesos involucrados; esta puede surgir de cuatro fuentes:

- La aleatoriedad propia de las variables climáticas.
- El error estructural de los modelos que le impide reproducir con precisión el comportamiento real de los sistemas.
- El error asociado a los parámetros del modelo
- Error de los datos utilizados.

### ***Datos de entrada***

Las variables precipitación, evapotranspiración y caudal utilizadas como datos de entrada para los modelos están sometidas a más de una de las condiciones listadas. En primer lugar la generación de series agregadas de precipitación posee considerables incertidumbres de muestreo y representatividad de un fenómeno que es altamente variable en el tiempo y espacio. En segundo lugar, la ETP estimada como una medida indirecta, contando solo con datos de temperatura y a través de un modelo, sin posibilidad de realizar una verificación de los datos obtenidos, posee incertidumbres asociadas también al muestreo y representatividad, pero esta vez se añade la asociada al modelo de ETP.

Por último, se considera que los caudales son una fuente potencial de incertidumbre que inicia desde el momento en que se realiza la medición del nivel, en ríos dinámicos que constantemente cambian su geometría, alterando así la sección en la que se realizan las mediciones y los aforos de caudal. Las limitaciones logísticas y económicas que impiden la realización de aforos en las secciones de medición con una mayor frecuencia que reduzca la incertidumbre asociada a estos caudales, se traducen en series de caudales que pasan a ser el objetivo difuso al que deben apuntar los modelos implementados. Por lo que se intentó validar estas series a partir de la información de aforos registrados en la curva de calibración de las estaciones.

La incertidumbre asociada a estas variables se propaga a lo largo de la modelación, por lo que para la realización del trabajo se trató dar uso de las herramientas existentes para la reducción de dichas fuentes de incertidumbre. Sin embargo, al ser la hidrología una ciencia altamente incierta, la presencia de esta es inevitable.

### ***Estructura de los modelos***

Los modelos de balance hídrico implementados, con aproximaciones conceptuales de los procesos involucrados en el balance de masa de las cuencas, a pesar de generar resultados satisfactorios, representan incertidumbre al ser incapaces de reproducir a la perfección un proceso real. No obstante, debido a la ausencia del entendimiento de los procesos que no se pueden apreciar o medir, se puede aceptar este error estructural para dar respuesta a interrogantes o problemas, sin dejar de contemplar la existencia de este.

Los parámetros, su sensibilidad y su falta de carácter físico, los convierten en otra de las fuentes de incertidumbre. La búsqueda de un conjunto de parámetros en un espacio n-dimensional no es una tarea fácil, sin los avances tecnológicos con los que contamos hoy en día, quizá el pensar en optimizar un conjunto de cuatro parámetros significaría mucho trabajo. Para la reducción de la incertidumbre asociada a la estimación de los parámetros a partir de la información secundaria presentada en el capítulo dos, se intentó dar sentido a las condiciones iniciales y de frontera. En lo que respecta a las condiciones iniciales del modelo (almacenamientos iniciales) desconocidas en la zona de estudio, también se utilizó un periodo de calentamiento de dos años para evitar que estas incidieran en los resultados.

Adicionalmente, se seleccionó una metodología de calibración con un componente evolutivo (SCE-UA), que transfiere información entre las diferentes iteraciones y que demostró ser versátil en la optimización global. No obstante este no permite la realización de análisis de sensibilidad, se tuvo que acoplar MCAT (Wagener, Wheeler, & Lees, 2001) para la obtención de dichos resultados, los cuales son presentados en el **ANEXO F**.

***Escenarios de cambio climático***

Döll, Douville, Güntner, Müller Schmied, & Wada (2016) mencionan que existen a lo menos las siguientes fuentes de incertidumbre en los análisis de cambio climático:

- La asociada a los procesos que son o no son incluidos en los MCG y a la escala espacial en la que son realizadas dichas modelaciones.
- La proveniente de las fluctuaciones inherentes del sistema climático, en ausencia de intervenciones antrópicas.
- La proveniente de perturbaciones antrópicas como los cambios en el uso del suelo y la emisión de GEI.

La utilización de caminos representativos de concentración (RCP) reduce en cierta medida la incertidumbre asociada a las perturbaciones antrópicas al considerarse trayectorias y no condiciones finales. Para reducir la incertidumbre asociada a este tipo de perturbaciones, se seleccionaron los RCP 4.5 y 8.5 que delimitan todo el espectro de trayectorias (caminos) que se considera pueden tener lugar para los próximos 80 años. De este modo se engloban todos los escenarios posibles y se establecen: una condición crítica (RCP 8.5) y una condición de cambio mínimo esperado (RCP 4.5).

Respecto a la incertidumbre asociada a los MCG en primera medida se intentó utilizar los escenarios resultados del ensamble realizado por el IDEAM et al. (2015). Sin embargo, la ausencia de resultados en las estaciones de la cuenca estudiada forzó la búsqueda de estudios de cambio climático, que proporcionaran las series de precipitación y temperatura para los escenarios contemplados. El trabajo realizado por Güiza V (2019) determinó los modelos de circulación general que representan mejor comportamiento climático de la subzona hidrográfica del río Coello. Sin embargo, cada uno de ellos está sujeto a limitaciones estructurales diferentes, por lo que generaron resultados distintos. Esto permitió tener una visión directa de la incertidumbre asociada a los MCG que debe ser interpretada con precaución.



# 5. Conclusiones y recomendaciones

## 5.1 Conclusiones

A partir de la evaluación del desempeño comparativo de los modelos, realizado a través de 5 métricas de desempeño y un análisis gráfico de las series, se identificó que el modelo WEAP obtuvo resultados satisfactorios en la representación de los caudales en la zona hidrográfica estudiada. Además, el módulo de calibración automática con PEST, permitió la identificación de un conjunto de parámetros con los que fue posible obtener métricas levemente superiores (NSE 0.3) a las alcanzadas por el estudio base de la Pontificia Universidad Javeriana (2016), donde se calibró manualmente (NSE de 0.35).

El modelo de Témez fue el único de los modelos implementados que obtuvo resultados insatisfactorios en la representación de los caudales en la cuenca del río Coello. Los resultados obtenidos con este modelo muestran un comportamiento bastante sensible a los pulsos de precipitación altos y una capacidad de regulación a través de sus almacenamientos muy baja. Para las cuencas de la parte alta, caracterizadas por altas precipitaciones y pequeñas áreas, no se recomienda su implementación a nivel mensual. Sin embargo, en las cuencas con área superior a los 1000 km<sup>2</sup> su desempeño mejoró considerablemente, por lo que en cuencas con áreas iguales o de mayor magnitud pueda considerarse su implementación.

Los modelos GR2M y WAPABA con 3 y 5 parámetros respectivamente, requieren como información de entrada únicamente series de precipitación y evapotranspiración. Su implementación computacional no es muy compleja y permitieron la realización de la evaluación del recurso hídrico de manera satisfactoria en la mayoría de las subcuencas estudiadas en la subzona hidrográfica del río Coello. Para el caso específico de la cuenca del río Coello delimitada hasta la estación Payande (21217070) los resultados del modelo WAPABA fueron superiores a los del modelo WEAP. Este es un hallazgo importante pues conociendo los bajos requerimientos de información del modelo, este puede ser de aplicación potencial en una gran cantidad de cuencas poco instrumentadas en el territorio nacional.

Sobre el rendimiento general de los modelos implementados, se identificó que los datos de entrada constituyen una fuerte limitación para la modelación, especialmente los datos de precipitación y caudal observado. Para el periodo de verificación en donde se presentó un evento ENSO-NIÑA (2010-2011), la falta de registros de caudal impidió la adecuada verificación de los modelos en su capacidad de representar adecuadamente la escorrentía bajo la ocurrencia de fenómenos de variabilidad climática.

El proceso de calibración de los modelos de balance hídrico en varios puntos de la cuenca, además de permitir conocer el comportamiento de las subcuencas bajo escenarios de cambio climático, permitió la identificación de tendencias en los valores de los parámetros de los modelos al interior de la cuenca. Estas tendencias podrían ser utilizadas para la evaluación del recurso hídrico en puntos de interés al interior de la cuenca del río Coello, en los que no se cuente con instrumentación.

Se generaron hidrogramas para el periodo 2020 – 2100, los cuales fueron presentados y analizados en los subperiodos 2020-2040, 2041-2070 y 2071-2100, con el fin de tener una visión a futuros de corto, mediano y largo plazo. Con los hidrogramas generados se realizó la evaluación del impacto del cambio climático sobre la oferta hídrica, los principales efectos de los escenarios contemplados fueron:

- Para los meses de julio a noviembre bajo los dos escenarios de cambio climático y para los tres MCG, se presentan los mayores incrementos en el caudal medio, durante los tres periodos analizados respecto al periodo de referencia. Este incremento aumenta a razón del 10% con cada cambio de periodo de 30 años.
- Así mismo, durante los meses de diciembre y febrero la tendencia general para los tres MCG, bajo los dos escenarios de cambio climático, indicaría un aumento de entre el 30 y 70% de los caudales medios mensuales, el cual se acentúa más a través de los periodos de 30 años evaluados.

- Para el periodo 2020-2040, bajo los dos escenarios de cambio climático, el MCG IPSL-LR, señala una reducción del caudal medio mensual del orden del 20-30%. Sin embargo, para los mismos meses durante los periodos 2041-2070 y 2071-2100, la diferencia respecto al periodo de referencia disminuye, de modo que para el periodo 2071-2100 el modelo IPSL-LR indica caudales medios mensuales muy similares a los que se han presentado en el periodo de referencia.
- El modelo MIROC5 bajo los dos escenarios, durante el periodo 2020-2040 tiende a representar un comportamiento monomodal con caudales medios superiores en promedio un 40% a lo largo del año. Sin embargo, para lo periodos 2041-2070 y 2071-2100, a pesar de generar caudales significativamente superiores, a los del periodo de referencia, se aproxima a una tendencia bimodal de caudales entre los meses de junio-julio y octubre-noviembre, con lo que se estaría aproximadamente un 10% por encima del periodo de referencia. Esta tendencia unimodal de simulación que muestra el modelo pone en duda la utilización del mismo en esta cuenca hidrográfica.
- El modelo IPSL-MR es quien señala los mayores cambios respecto a los caudales medios del periodo de referencia. Durante el periodo 2020-2040 los meses de marzo a agosto, son muy similares a los observados. Sin embargo, de allí en adelante hasta enero, bajo los dos RCP, se presentan incrementos que llegan a ser del orden del 60 y 130% para los RCP 4.5 y 8.5 respectivamente; presentando el pico intranual en el mes de octubre. Para el periodo 2041-2070 y 2071-2100, la tendencia estar por encima del periodo observado se mantiene y se hace en cada periodo más crítica, a tal punto que durante el último periodo de 30 años, el caudal medio de los meses de septiembre y octubre es 300% superior al caudal de los periodos observados.

No obstante, es necesario resaltar que los escenarios de cambio climático generados a partir de la información de los tres MCG, presentaron resultados para la precipitación que deben ser cuestionados. En primer lugar, a través el modelo IPSL-MR se obtuvieron precipitaciones mensuales exageradas, con valores por encima de 600 mm que equivalen a más del 300% de las precipitaciones observadas durante el periodo de referencia. En segundo lugar, los modelos MIROC5 y IPSL-LR, eliminan el carácter bimodal de la cuenca.

Esto último puede no ser real, considerando que dicho régimen en las precipitaciones está marcado en la zona de estudio, principalmente por el doble paso de la zona de confluencia intertropical sobre el país.

Considerando las limitaciones presentadas por los MCG a través de los cuales se generó los escenarios de cambio climático, los hidrogramas generados antes que mostrar una predicción futura, señalan la identificación de las incertidumbres existentes en una amplia banda de futuros potenciales. Por lo tanto, a medida que se cuente con información nueva u obtenida por otros medios, la modelación puede mejorar y cambiar la proyección del recurso generada en este estudio.

## 5.2 Recomendaciones

En primera medida se recomienda trabajar sobre las fuentes de incertidumbre identificadas en el presente trabajo, especialmente en las asociadas a los escenarios de cambio climático. Podría contemplarse por ejemplo, la realización de un acople de múltiples MCG que reduzca la incertidumbre asociada a la estructura propia de cada MCG. Adicionalmente, debería trabajarse en el acople de condiciones meteorológicas locales a estos modelos de macroescala con el fin de mejorar los resultados.

También debe realizarse el análisis del efecto de la incertidumbre asociada a los datos de entrada (precipitación, ETP y caudal), puesto que estos inciden directamente en los resultados de cada una de las etapas de la modelación. Un punto de partida puede ser el cambio de las metodologías de agregación de las series de precipitación y temperatura utilizadas o la utilización de niveles en lugar de caudales en el proceso de calibración.

Es deseable que el trabajo aquí realizado sea complementado con un análisis de los escenarios de cambio en las coberturas y uso de suelos que se puedan presentar para el periodo futuro evaluado. Esto con el fin de determinar con claridad como estos cambios influyen sobre los parámetros de los modelos y su influencia sobre la disponibilidad del recurso.

Se recomienda la realización de post auditoria a la modelación para la generación de hidrogramas bajo escenarios de cambio climático aquí entregados, con el fin de tener una mejora continua en el entendimiento de los procesos involucrados y una aproximación más cercana a los efectos del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca.

Los resultados de la evaluación del efecto del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico indican que es probable que se haya incrementado el número de eventos extremos. Se considera importante la realización de estudios de amenaza por inundaciones en las zonas que presenten vulnerabilidad, con el fin de evaluar el riesgo y realizar acciones para su mitigación.

Finalmente, para los modelos de balance hídrico implementados se recomienda trabajar en la inclusión de un módulo que contemple la demanda del recurso, para así, pasar de una herramienta para la evaluación a una herramienta para la gestión del recurso en la cuenca.

## A. Anexo: Análisis de calidad información hidrometeorológica.

A continuación se presenta el procedimiento seguido para la realización del análisis de calidad de la información de precipitación, temperatura y caudal, utilizada para la caracterización climática de la zona de estudio y a partir de la cual se agregaron las series para el periodo de referencia.

El análisis de calidad de la información hidrometeorológica inicio con la identificación del porcentaje de datos faltas, con el cual se descartaron las series con más de un 30% de faltantes (ver Anexo A-1).

### Anexo A-1. Identificación datos faltantes.

Resumen de procesamiento de casos

	Casos					
	Incluido		Excluido		Total	
	N	Porcentaje	N	Porcentaje	N	Porcentaje
21180040	421	97,2%	12	2,8%	433	100,0%
21180120	402	92,8%	31	7,2%	433	100,0%
21180160	432	99,8%	1	0,2%	433	100,0%
21180210	429	99,1%	4	0,9%	433	100,0%
21185030	396	91,5%	37	8,5%	433	100,0%
21185040	431	99,5%	2	0,5%	433	100,0%
21210020	407	94,0%	26	6,0%	433	100,0%
21210030	385	88,9%	48	11,1%	433	100,0%
21210080	353	81,5%	80	18,5%	433	100,0%
21210110	390	90,1%	43	9,9%	433	100,0%
21210120	380	87,8%	53	12,2%	433	100,0%
21210130	371	85,7%	62	14,3%	433	100,0%
21210140	354	81,8%	79	18,2%	433	100,0%

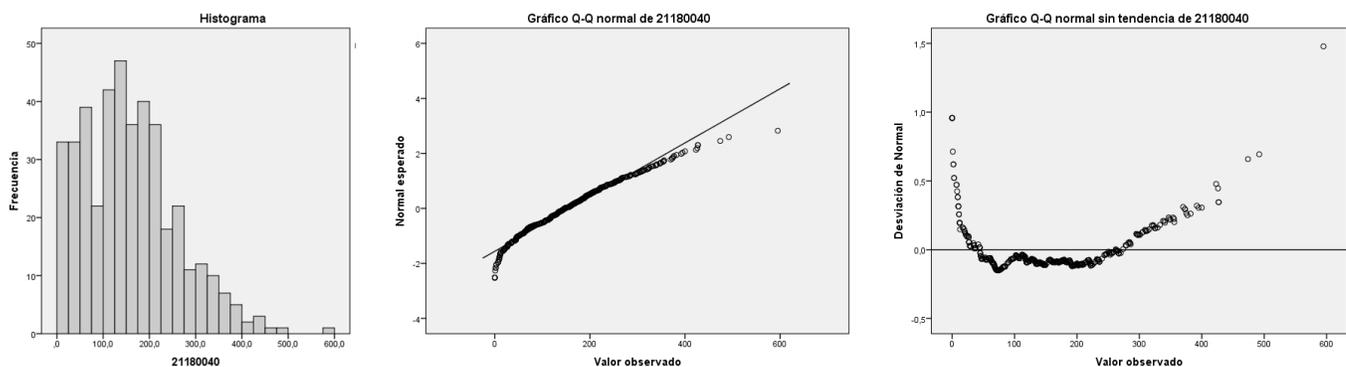
En segundo lugar, se estimaron los estadísticos descriptivos de cada una de las series para identificar el comportamiento de las variables en cada una de las estaciones del área de estudio.

### Anexo A-2. Estadísticos descriptivos en una serie de precipitación.

Descriptivos			Estadístico	Error estándar
21180040	Media		158,263	4,9476
	95% de intervalo de confianza para la media	Límite inferior	148,538	
		Límite superior	167,988	
	Media recortada al 5%		153,125	
	Mediana		147,000	
	Varianza		10305,358	
	Desviación estándar		101,5153	
	Mínimo		,0	
	Máximo		595,0	
	Rango		595,0	
	Rango intercuartil		144,5	
	Asimetría		,713	,119
	Curtosis		,575	,237

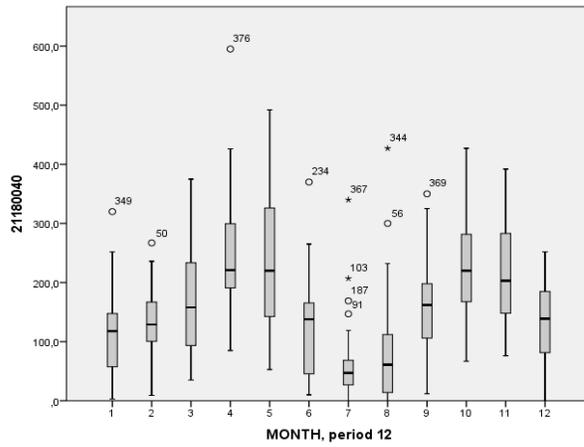
También se generó el histograma de los datos por estación para todo el periodo de referencia con el fin de visualizar las frecuencias con las que se presentan los datos e identificar los rangos a partir de los cuales los datos pudiesen llegar a considerarse anómalos. Adicionalmente, se verificó si estos se ajustaban a una distribución normal a través de gráficos Q-Q (cuantil – cuantil) normal y sin tendencia.

### Anexo A-3. Histograma y gráficos Q-Q.

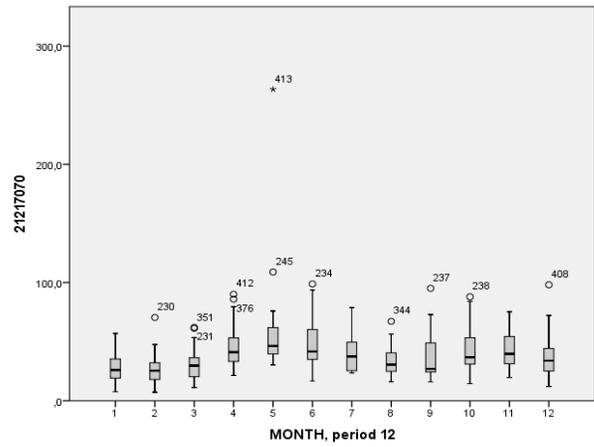


Finalmente, para la visualización de la variabilidad intranual de las variables se generaron los box-plot para cada una de las estaciones. Los datos identificados como anómalos a partir de los box-plot generados, fueron extraídos de las series (ver Anexo A-4).

**Anexo A-4.** Box-plot de valores mensuales multianuales de precipitación (a) y caudal (b).



(a)



(b)



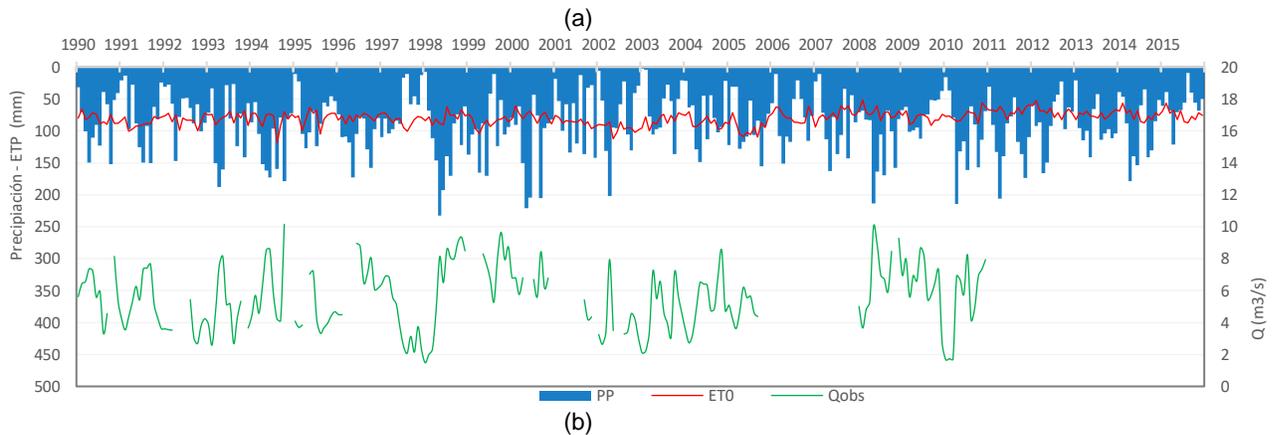
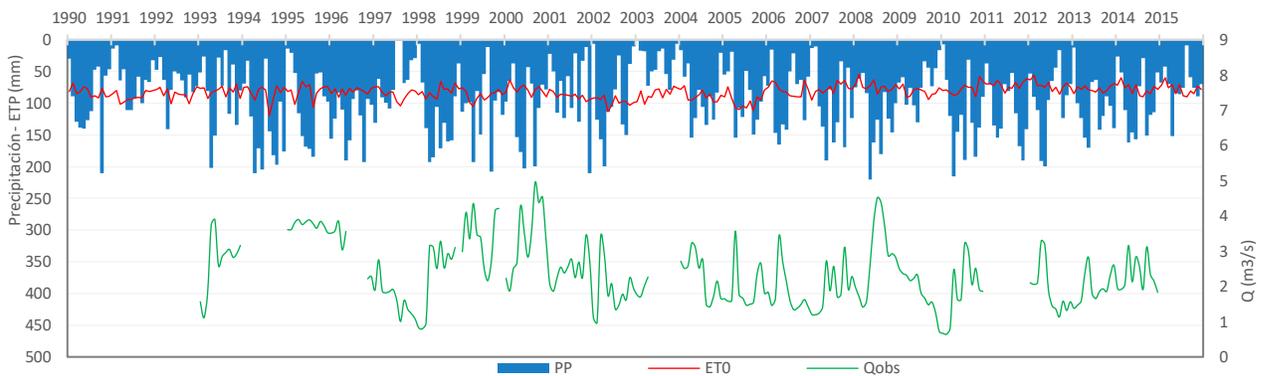
## **B. Anexo: Rutinas modelos de balance hídrico implementados.**

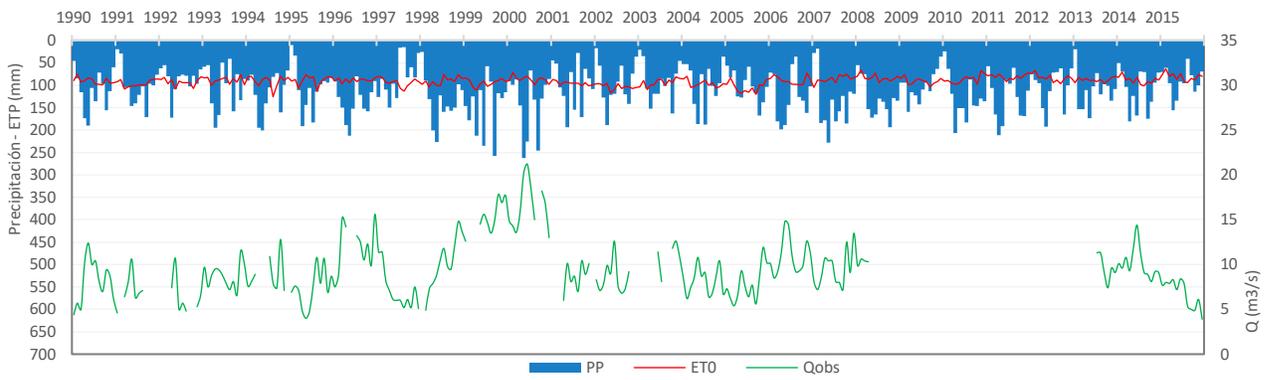
Los algoritmos desarrollados para la implementación computacional de los modelos de Témez, GR2M y WAPABA son presentados digitalmente en la carpeta llamada ANEXO B. Adicionalmente, en esta carpeta se presenta el modelo implementado en WEAP.

## C. Anexo: Series de entrada periodo de referencia.

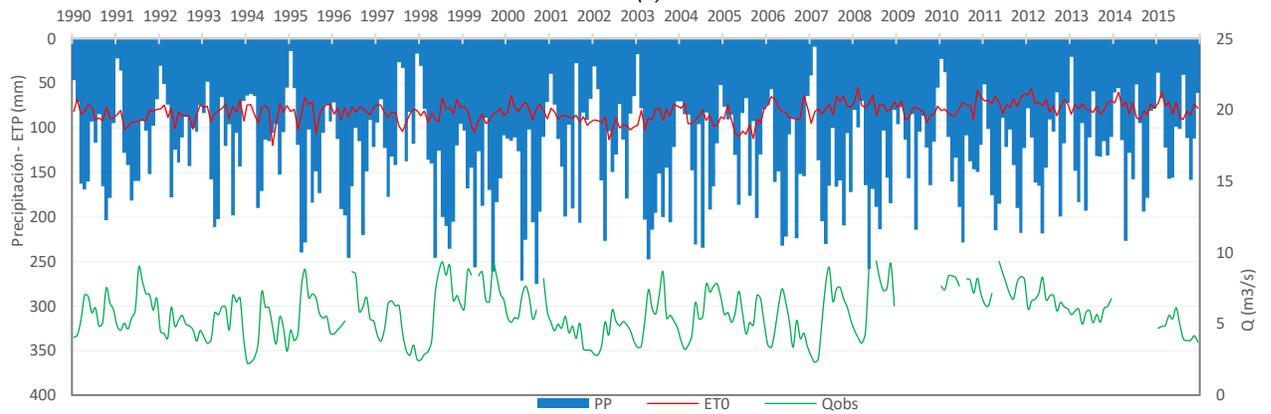
Las series de entrada a los modelos implementados para las etapas de calibración y validación fueron obtenidas a través de las metodologías planteadas en la sección 3.3.2. A continuación, se presentan gráficamente las series de precipitación, evapotranspiración potencial y caudal observado para cada una de las subcuencas.

**Anexo C-1.** Información de entrada para la etapa de calibración en las subcuencas: (a) 21217280; (b) 21217270; (c) 21217120; (d) 21217180; (e) 21217200 y (f) 21217070.

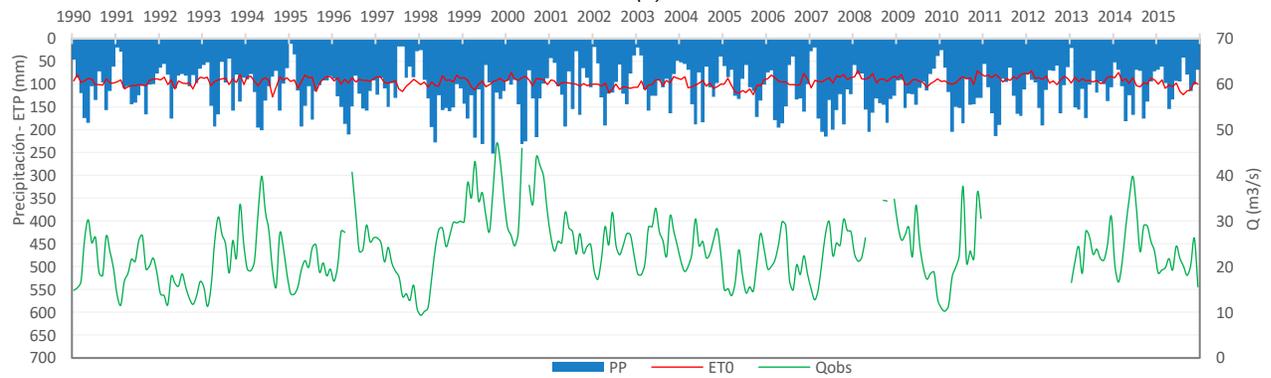




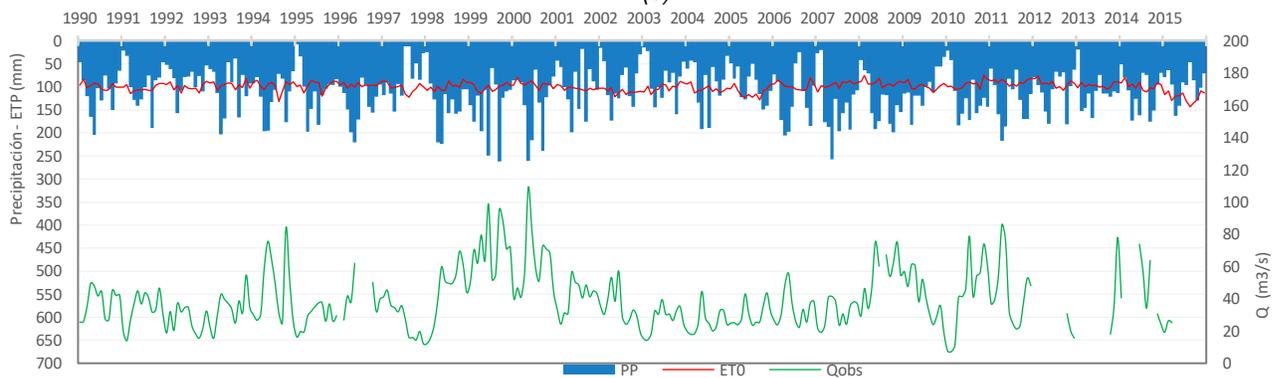
(c)



(d)



(e)



(f)

Adicionalmente, en la tabla Anexo C-2, se presentan los estadísticos descriptivos principales de las series utilizadas.

**Anexo C-2.** Estadísticos descriptivos series de entrada etapa de calibración.

Cuenca	Corriente	Estadístico	P (mm)	Tmax (°C)	Tmed (°C)	Tmin (°C)	ETP (mm)	Q obs (m3/s)
2127280	Río Bermellón	media	93.6	17.6	11.7	7.4	82	2.4
		máximo	220.0	22.3	14.1	10.4	120	5.0
		mínimo	0.0	14.1	10.0	4.6	55	0.6
		Rango	220.0	8.2	4.1	5.8	65	4.3
		Desv. Estándar	53.8	1.5	0.7	1.1	10	0.9
2127270	Río Anaime	media	88.5	16.5	10.8	6.8	80.0	5.5
		máximo	232.9	21.6	21.6	21.6	118.1	10.2
		mínimo	2.3	12.8	12.8	12.8	51.4	1.5
		Rango	230.6	8.7	8.7	8.7	66.6	8.7
		Desv. Estándar	47.2	1.6	1.6	1.6	10.7	2.0
2127180	Río Combeima	media	128.2	17.8	11.9	7.6	82.4	5.7
		máximo	275.4	22.5	22.5	22.5	119.9	9.4
		mínimo	9.2	14.3	14.3	14.3	55.0	2.2
		Rango	266.3	8.2	8.2	8.2	64.9	7.2
		Desv. Estándar	57.4	1.5	1.5	1.5	10.4	1.7
21217120	Río Coello – Pte Carretera	media	112.6	18.7	12.7	8.2	90.6	9.5
		máximo	262.8	23.3	23.3	23.3	125.6	21.2
		mínimo	10.3	15.5	15.5	15.5	63.5	3.9
		Rango	252.5	7.8	7.8	7.8	62.1	17.3
		Desv. Estándar	49.3	1.4	1.4	1.4	9.8	3.2
2127200	Río Coello - El Carmen	media	112.7	19.7	13.5	8.8	94.3	23.6
		máximo	252.1	24.2	24.2	24.2	127.7	47.0
		mínimo	10.7	16.7	16.7	16.7	69.7	9.4
		Rango	241.4	7.5	7.5	7.5	57.9	37.6
		Desv. Estándar	48.5	1.3	1.3	1.3	9.7	7.1
2127070	Río Coello	media	111.4	21.2	14.9	9.9	99.6	39.0
		máximo	262.1	25.5	25.5	25.5	143.3	108.9
		mínimo	7.9	18.5	18.5	18.5	75.1	7.2
		Rango	254.2	7.0	7.0	7.0	68.2	101.7
		Desv. Estándar	51.3	1.3	1.3	1.3	10.4	17.7

## **D. Anexo: Series escenarios de cambio climático.**

A través de la implementación del método DELTA, se generaron las series para los escenarios de cambio climático **RCP4.5 y RCP8.5**, con la información de los MCG **IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR y MIROC5**. En la carpeta llamada ANEXO D, se presentan las series generadas para el periodo 2020 – 2100, las cuales fueron utilizadas como información de entrada para la etapa de simulación de la hidrología bajo escenarios de cambio climático.

## **E. Anexo: Hidrogramas bajo escenarios de cambio climático.**

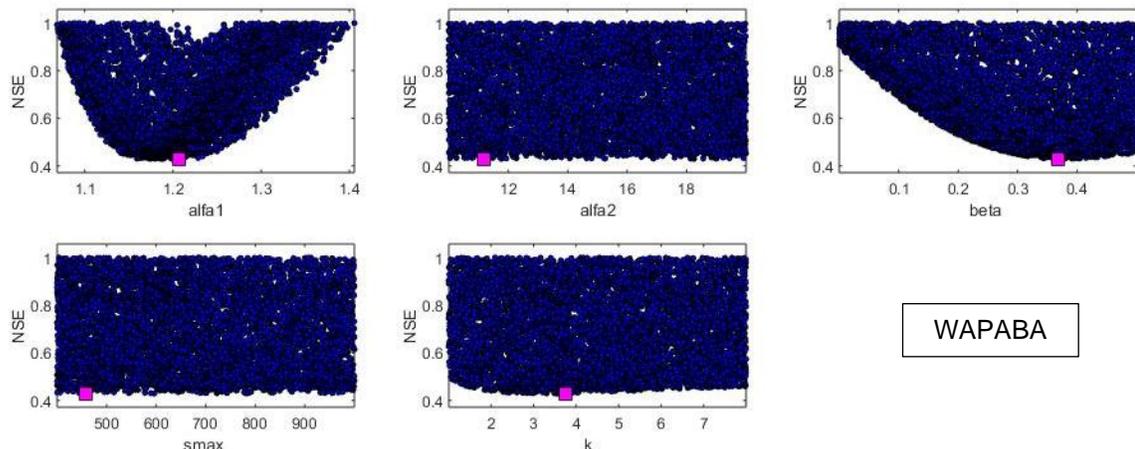
Las gráficas y series de los hidrogramas bajo escenarios de cambio climático, obtenidas a través de los modelos WEAP y GR2M, para cada una de las cuencas estudiadas, son presentadas en la carpeta llamada ANEXO E.

## F. Anexo: Sensibilidad paramétrica.

Se implementó el Toolbox de Análisis de Monte-Carlo del Imperial College MCAT (Wagener et al., 2001) para la realización del análisis de sensibilidad paramétrica. Se ejecutó el análisis para los modelos WAPABA y GR2M; se presentan los resultados para la cuenca del río Coello delimitada hasta la estación 212127070 (Payande). Se utilizó la métrica de desempeño NSE como función objetivo y se realizaron 30,000 iteraciones. Los rango de variación de los parámetros fueron ajustados alrededor de los conjuntos de parámetros óptimos, identificados en la etapa de calibración con el algoritmo SCE-UA.

El modelo WAPABA muestra alta sensibilidad para los parámetros  $\alpha_1$  y  $\beta$ , los cuales están relacionados con la eficiencia del consumo y el porcentaje del rendimiento que se infiltra hacia le reservorio profundo. Lo cual es interesante en la medida que, el modelo que obtuvo un desempeño insatisfactorio presentó dificultades en la regulación a través de sus almacenamientos. Para los demás parámetros no se marca una tendencia, por lo que el modelo en esta cuenca no es muy sensible a estos y su valor no influye significativamente en el desempeño del modelo.

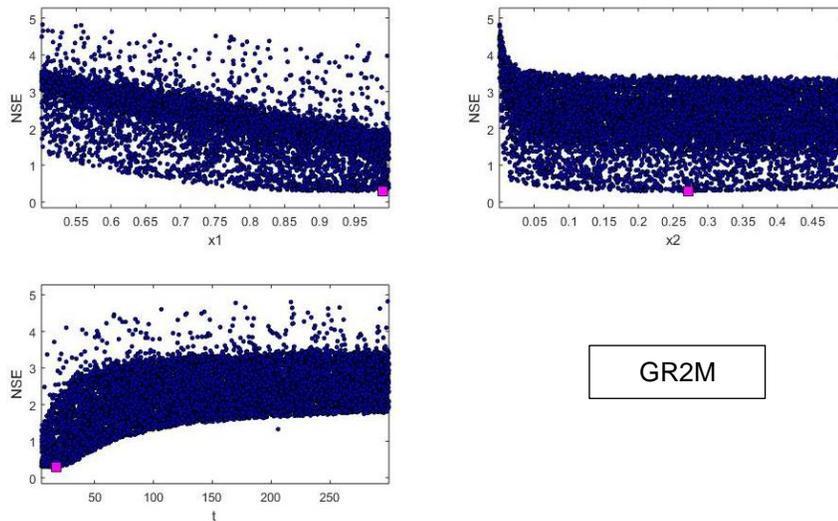
**Anexo F-1.** Gráfico sensibilidad paramétrica modelo WAPABA.



Sin embargo, puede que esta falta de sensibilidad que se aprecia se deba a que el rango de los parámetros fue cerrado muy alrededor de los óptimos identificados.

En cuanto al modelo GR2M especialmente los parámetros  $x_1$  y  $A$  presentaron alta sensibilidad. El parámetro  $A$  asociado a la capacidad de almacenamiento en el tanque superficial, pese a la recomendación de quienes desarrollaron el modelo (300mm), tiende a tomar valores inferiores a los 50 mm. El parámetro  $x_1$  quien determina en gran medida la precipitación efectiva, está definiendo la cantidad de agua que se infiltra al almacenamiento profundo, regulando los picos de caudal que se generaron en modelo de Témez.

#### Anexo F-2. Gráfico sensibilidad paramétrica modelo GR2M.



Para los dos modelos se identificó que a pesar de las 30,000 iteraciones, no se logró alcanzar los mismos conjuntos de parámetros óptimos que se obtuvieron a través de la implementación del SCE-UA.

## 6. Bibliografía

- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., Smith, M., & FAO. (2006). *Evapotranspiración del cultivo*. Roma.
- Alley, W. M. (1984). On the Treatment of Evapotranspirationm Soil Moisture Accounting, and Aquifer Recharge in Monthly Water Balance Models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137–1149. <https://doi.org/10.1029/WR020i008p01137>
- Anandhi, A., Frei, A., Pierson, D. C., Schneiderman, E. M., Zion, M. S., Lounsbury, D., & Matonse, A. H. (2011). Examination of change factor methodologies for climate change impact assessment. *Water Resources Research*, 47(3), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2010WR009104>
- Benavides, H., & Rocha, C. (2012). INDICADORES QUE MANIFIESTAN CAMBIOS EN EL SISTEMA CLIMÁTICO DE COLOMBIA (Años y décadas más calientes y las más y menos lluviosas). *Nota Técnica Del IDEAM*, (0025), 1–26.
- Beven, K. (2012). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781119951001>
- Bressiani, D., Srinivasan, R., Jones, C. A., & Mendiondo, E. M. (2015). Effects of different spatial and temporal weather data resolutions on the stream flow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, 8(3), 1–16. <https://doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.970>
- Budyko, M. I. (1961). The Heat Balance of the Earth's Surface. *Soviet Geography*, 2(4), 3–13. <https://doi.org/10.1080/00385417.1961.10770761>
- Burlando, P., Pellicciotti, F., & Strasser, U. (2002). Modelling Mountainous Water Systems Between Learning and Speculating Looking for Challenges. *Hydrology Research*, 33(1), 47–74. <https://doi.org/10.2166/nh.2002.0004>
- Chen, Y. D. (2009). Simulating hydrologic impacts of climate change in the Dongjiang Basin , South China : Comparison of six monthly models.
- Chow, V. Te. (1965). Handbook of applied hydrology. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*. <https://doi.org/10.1080/02626666509493376>
- CORTOLIMA. (2006). 2. Área Biofísicos. Fase Ii. *Diagnostico Río Coello*, 55–69. Retrieved from [http://cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/centro\\_documentos/pom\\_coello/diagnostico/b2.pdf](http://cortolima.gov.co/sites/default/files/images/stories/centro_documentos/pom_coello/diagnostico/b2.pdf)
- Dawson, C. W., Abraham, R. J., & See, L. M. (2007). HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environmental Modelling and Software*, 22(7), 1034–1052. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.06.008>
- Deltares, & Institute for Water Education IHE. (2014). Adaptation to Climate Change in Colombia : a tipping point analysis Final summary, 1–20.

- 
- Doherty, J. (2010). Methodologies and Software for PEST-Based Model Predictive Uncertainty Analysis. *Bericht*, (September), 33. Retrieved from <http://www.pesthomepage.org/Downloads.php>
- Doherty, J. (2016). PEST Model-Independent Parameter Estimation User Manual Part I: PEST, SENSAN and Global Optimisers. *Watermark Numerical Computing*, 279.
- Döll, P., Douville, H., Güntner, A., Müller Schmied, H., & Wada, Y. (2016). Modelling Freshwater Resources at the Global Scale: Challenges and Prospects. *Surveys in Geophysics*, 37(2), 195–221. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9343-1>
- Domínguez, E. (2000). *Protocolo para la modelacion matematica de procesos hidrológicos. Meteorología Colombiana* (Vol. 2).
- Droogers, P., Kraaijenbrink, P., & Lutz, A. (2014). Water allocation planning in Coello-Combeima basin Colombia. *FutureWater*, 31(July), 1–34. Retrieved from <http://www.water.wa.gov.au/PublicationStore/first/100774.pdf>
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3–4), 265–284. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Duan, Q. Y., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3), 501–521. <https://doi.org/10.1007/BF00939380>
- Guerra, F., & González, J. (2002). Caracterización morfométrica de la cuenca de la quebrada La Bermeja, San Cristóbal, Estado Táchitara, Venezuela. *Geoenseñanza*, 7, 88–108.
- Güiza V, N. (2019). *Estimación de los cambios en los índices asociados a la oferta y la demanda del recurso hídrico en la cuenca del río Coello bajo escenarios de cambio climático*. Universidad Nacional de Colombia.
- IDEAM; PNUD; MADS; DNP. (2015). *Escenarios de Cambio Climático para Precipitación y Temperatura para Colombia 2011-2100 Herramientas Científicas para la Toma de Decisiones – Estudio Técnico Completo : Tercera Comunicación Nacional de Cambio Climático*. Retrieved from <http://www.ideam.gov.co/web/atencion-y-participacion-ciudadana/cambio-climatico>
- IDEAM; PNUD; MADS; DNP. (2016). *Conocer: El primer paso para adaptarse. Guía básica de conceptos sobre el cambio climático*.
- IDEAM. (2014). Régimen térmico en Colombia. *Atlas Interactivo Climatológico*.
- IDEAM. (2015). *Atlas climatológico de Colombia*. Bogotá.
- IDEAM, IGAC, & CORMAGDALENA. (2008). Mapa de cobertura de la tierra - cuenca Magdalena Cauca; Metodología Corine Land Cover adaptada para Colombia a escala 1:100.000. *Imprenta Nacional de Colombia*, 364.

- IGAC. (2004). Estudio General De Suelos Y Zonificación De Tierras Departamento De Tolima.
- IPCC. (2013a). *Annex III: Glossary, In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge.*  
<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.031>
- IPCC. (2013b). *Preguntas frecuentes Cambio climático 2013 Bases físicas Resumen para responsables de políticas. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*
- IPCC. (2014a). *Cambio climático 2014 Impactos, adaptación y vulnerabilidad. Resúmenes, preguntas frecuentes y recuadros multicapítulos. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.* Ginebra (Suiza): Organización Meteorológica Mundial.
- IPCC. (2014b). Informe de síntesis. *Quinto Informe de Evaluación Del Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre El Cambio Climático*, 33. [https://doi.org/10.1016/S1353-8020\(09\)70300-1](https://doi.org/10.1016/S1353-8020(09)70300-1)
- IPCC. (2014c). Quinto Informe de Evaluación, 2013–2014. Retrieved from <http://www.ipcc.ch/report/ar5/>
- Jiang, T., Chen, Y. D., Xu, C. yu, Chen, X., Chen, X., & Singh, V. P. (2007). Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology*, 336(3–4), 316–333. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.010>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Legates, David, R., & McCabe, Gregory, J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233–241.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A., & Paulhus, J. L. H. (1982). *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill. Retrieved from <https://books.google.com.co/books?id=9vROAAAAMAAJ>
- Makhlouf, Z., & Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162(3–4), 299–318. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90233-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90233-X)
- Mayorga, R., Hurtado, G., Benavides, H., & Hurtado, G. (2011). Evidencias de cambio climático en colombia con base en información estadística. *Nota Técnica Del IDEAM*, 47. Retrieved from <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21138/Evidencias+de+Cambio+Climático+en+Colombia+con+base+en+información+estadística.pdf/1170efb4-65f7-4a12-8903-b3614351423f>
- Montanari, A., Shoemaker, C. A., & Van De Giesen, N. (2009). Introduction to special section on Uncertainty Assessment in Surface and Subsurface Hydrology: An overview of issues and

- challenges. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1029/2009WR008471>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model Evaluation Guidelines For Systematic Quantification Of Accuracy In Watershed Simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Muttil, N., & Jayawardena, A. W. (2008). Shuffled Complex Evolution model calibrating algorithm: Enhancing its robustness and efficiency. *Hydrological Processes*, 22(23), 4628–4638. <https://doi.org/10.1002/hyp.7082>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nelder, J. A., & Mead, R. (1965). A Simplex Method for Function Minimization. *The Computer Journal*, 7(4), 308–313. <https://doi.org/10.1093/comjnl/7.4.308>
- NOAA. (2017). 200yearsNOAA. Retrieved from [https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate\\_model/modeling\\_schematic.html](https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/modeling_schematic.html)
- Ocampo, O. L., & Velez, J. J. (2014). Análisis comparativo de modelos hidrológicos de simulación continua en cuencas de alta montaña: caso del Río Chinchiná. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 13(24), 43–58.
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3–4), 275–301. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00393-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00393-0)
- Pontificia Universidad Javeriana. (2016). *Modelación hidrológica e hidráulica de la cuenca del río Coello, de acuerdo con los lineamientos conceptuales y metodológicos para la Evaluación Regional de Agua-ERA*.
- Poveda, G. (2004). La Hidroclimatología De Colombia: Una Síntesis Desde La Escala Inter-Decadal. *Clencias De La Tierra*, 201.
- Prinzato, L., Walter, E., Venot, A., & Lebruchec, J. F. (1984). A general-purpose global optimizer: Implimentation and applications. *Mathematics and Computers in Simulation*, 26(5), 412–422. [https://doi.org/10.1016/0378-4754\(84\)90105-8](https://doi.org/10.1016/0378-4754(84)90105-8)
- Refsgaard, J. C., & Henriksen, H. J. (2004). Modelling guidelines - Terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources*, 27(1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2003.08.006>
- Stockholm Environment Institute. (2009). Guía Metodológica-Modelación Hidrológica y de Recursos Hídricos con el Modelo WEAP. *Universidad Catolica de Chile*, 86.

- Teegavarapu, R., & Elshorbagy, A. (2005). Fuzzy set based error measure for hydrologic model evaluation. *Journal of Hydroinformatics*, 7(3), 199–208. <https://doi.org/10.2166/hydro.2005.0017>
- Témez, J. . (1977). Modelo matemático de transformación-Aportación. *Asociación de Investigación Industrial Eléctrica*, 39pp.
- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1955). The water balance. *Publication in Climatology*, 8(8), 1–104.
- Unidas, N. (1992). Convención marco de las Naciones Unidas sobre el cambio climático. *Convención Marco de Las Naciones Unidas Sobre El ...*, 62301, 98. [https://doi.org/FCCC/INFORMAL/84.GE.05-62301\(S\)220705220705](https://doi.org/FCCC/INFORMAL/84.GE.05-62301(S)220705220705)
- Wagener, T., Wheeler, H. S., & Lees, M. J. (2001). Monte-Carlo Analysis Toolbox. *Environmental Engineering*, 27.
- Wang, L. K., & Yang, C. T. (2014). *Modern water resources engineering. Modern Water Resources Engineering*. <https://doi.org/10.1007/978-1-62703-595-8>
- Wang, Q. J., Pagano, T. C., Zhou, S. L., Hapuarachchi, H. A. P., Zhang, L., & Robertson, D. E. (2011). Monthly versus daily water balance models in simulating monthly runoff. *Journal of Hydrology*, 404(3–4), 166–175. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.027>
- WMO. (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. In *Operational Hydrology*.
- WMO. (2017). *Boletín de la OMM sobre los gases de efecto invernadero*.
- Xiong, L., & Guo, S. (1999). A two-parameter monthly water balance model and its application. *Journal of Hydrology*, 216(1–2), 111–123. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00297-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00297-2)
- Xu, C. (1999). Operational testing of a water balance model for predicting climate change impacts. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98–99, 295–304. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00106-9](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00106-9)
- Xu, C., & Singh, V. P. (1998). A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations, 31–50.
- Xu, C. Y. (2000). Modelling the effects of climate change on water resources in central Sweden. *Water Resources Management*, 14(3), 177–189. <https://doi.org/10.1023/A:1026502114663>
- Yates, D. N. (1996). WatBal An Integrated Water Balance Model for Climate Impact Assessment of River Basin Runoff. *Water Resources Development*, 12(2), 121–139. <https://doi.org/10.1080/07900629650041902>
- Ye, W., Bates, B. C., Viney, N. R., & Sivapalan, M. (1997). Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments catchments with ephemeral streams involve highly nonlinear appreciation of the ability to predict streamflow in these very difficult cases than in humid Austra, 33(1), 153–166.
- Zhang, L., Hickel, K., & Shao, Q. (2005). Water balance modelling over variable time scales. In

*MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, December 2005* (pp. 2988–2994). Retrieved from [http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-](http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-80053103465&partnerID=40&md5=19fa6081f24ff88c9f26e02c8e8d3cbb)

[80053103465&partnerID=40&md5=19fa6081f24ff88c9f26e02c8e8d3cbb](http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-80053103465&partnerID=40&md5=19fa6081f24ff88c9f26e02c8e8d3cbb)

Zhang, Lu, Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., & Shao, Q. (2008). Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework - Model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360(1–4), 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.021>