



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

**Desarrollo de un modelo de uso conjunto de aguas
superficiales y subterráneas para estimar la
disponibilidad hídrica en una cuenca con déficit de
agua por uso**

Autor

Carolina María Valencia Tobón

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2020



Desarrollo de un modelo de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para estimar la disponibilidad hídrica en una cuenca con déficit de agua por uso

Carolina María Valencia Tobón

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ingeniería Ambiental

Asesores (a):

M.Sc. Nora Elena Villegas Jiménez

Ph.D. Oscar David Álvarez Villa

Línea de Investigación:

Recursos hídricos

Grupo de Investigación:

Grupo de Investigación en Gestión y Modelación Ambiental

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2020.

Dirección del autor

Carolina María Valencia Tobón

Grupo de Investigación en Gestión y Modelación Ambiental - GAIA
Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental
Universidad de Antioquia
Calle 70 # 52 - 2
Medellín, Colombia

e-mail: carolinavalencia0330@gmail.com

“Las palabras nunca alcanzan cuando
lo que hay que decir desborda el alma”.
Julio Cortázar

Agradecimientos

*En el fluir de la vida,
esta te premia de muchas maneras.
Con el amor de una madre,
el ejemplo de un padre,
el apoyo y la alegría de una hermana,
experimentando el amor en pareja,
encontrando a tu mejor amiga,
conociendo el amor en un ser chiquito,
encontrando tutores que te guíen y apoyen,
encontrando personas que te ayuden
sin esperar nada a cambio.
A mi la vida me premió con todas
y a las personas que representan
cada uno de estos regalos,
mil y mil gracias.*

Resumen

Si se considera que las aguas superficiales y subterráneas están conectadas hidráulicamente y que la explotación de cada una de ellas tiene influencia sobre la otra, el uso conjunto es una necesidad evidente en zonas con déficit de agua por uso. Las herramientas más aceptadas en la actualidad para gestionar los recursos hídricos superficiales y subterráneos son los modelos de uso conjunto. En ellos, el acoplamiento de modelos hidrológicos y modelos de flujo subterráneo, permite conocer las relaciones río-acuífero y estimar la oferta hídrica.

En este trabajo, se seleccionó el esquema de modelación SHIA (Simulación Hidrológica Abierta) para representar la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos en la cuenca. Dado que en la perspectiva del uso conjunto se pretende conocerla variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo, esta componente del SHIA se representó con el Modelo Pluricelular Englobado - MPE. Este modelo soluciona la ecuación de flujo subterráneo por el método de los autovalores para un acuífero con comportamiento lineal y parámetros hidráulicos distribuidos. Ambos modelos fueron acoplados usando el lenguaje de programación FORTRAN 90, generando el modelo nombrado SHIA-MPE.

Posteriormente, dada la necesidad de abordar nuevos horizontes de gestión en cuencas donde se haya identificado déficit de agua superficial y un potencial hidrogeológico medio o alto, se validó la estrategia de modelación en la cuenca de la quebrada La Pereira, la cual presenta las características mencionadas. El modelo hidrológico fue aplicado de manera distribuida y el modelo de flujo subterráneo de manera agregada con parámetros distribuidos, considerando las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero y la variabilidad de las conexiones río - acuífero. Tanto el modelo hidrológico como el de flujo subterráneo fueron calibrados satisfactoriamente usando datos reales de la cuenca de estudio, y se logró desarrollar e implementar con éxito una estrategia conceptual de acoplamiento de ambos modelos.

Con el modelo SHIA-MPE fue posible estimar la disponibilidad hídrica actual y futura, para la cuenca de la quebrada La Pereira, considerando escenarios de cambio de uso del suelo y crecimiento en las demandas de agua; y aproximar mediante una estrategia de uso conjunto alternante, como el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca permite aumentar la disponibilidad hídrica superficial y las garantías del sistema.

Palabras claves: modelación hidrológica, Simulación Hidrológica Abierta – SHIA, Modelo Pluricelular Englobado – MPE, relaciones río-acuífero, modelos acoplados, FORTRAN 90, Modelo SHIA – MPE, uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, disponibilidad hídrica, cuenca de la quebrada La Pereira.

Abstract

If surface and ground water are hydraulically connected and the use of each source of water influences the availability of the other, a model of conjunctive use is a necessity in areas with deficit of water. Nowadays, the most commonly accepted tools for conjunctive management of surface and ground water resources are based on modelling. In such models, the coupling of surface and ground water components allows to quantify the river-aquifer relation and to estimate the water availability.

The SHIA modeling scheme was selected to represent the spatial and temporal variability of hydrological processes in the basin. Given that, in the perspective of conjunctive use, it is intended to know the spatial and temporal variability of the state variables involved in the groundwater flow, this component of SHIA will be represented by the Pluricellular Model Encompassed. This model solves the groundwater flow equation by the eigenvalue method for an aquifer with linear behavior and distributed hydraulic parameters. Both models were coupled using the FORTRAN 90 programming language, generating the model named SHIA-MPE.

Subsequently, given the need to address new management horizons in basins with identified deficits because of the use of surface water and a medium or high hydrogeological potential, the modeling strategy was validated in the La Pereira basin, which has the aforementioned characteristics. The hydrological model was applied in a distributed way and the groundwater flow model in an aggregate way with distributed parameters, considering the physical and hydraulic properties of the aquifer and the variability of the river-aquifer connections. Both the hydrological and groundwater flow models were successfully calibrated using real data from the study basin, and a conceptual strategy for coupling both models was successfully developed and implemented.

With the SHIA-MPE model it was possible to estimate actual and future water availability for the La Pereira basin, considering scenarios of land use change and growth in water demands; and approximate using an alternating conjunctive use strategy, such as the conjunctive use of surface and ground water in the basin allows increasing surface water availability and system guarantees.

Keywords: hydrological modelling, SHIA modeling scheme, Pluricellular Model Encompassed, river-aquifer relation, coupled models, FORTRAN 90, SHIA – MPE model, conjunctive use of surface and ground water, water availability, La Pereira basin.

Glosario de abreviaturas

SHIA: Simulación Hidrológica Abierta.
MDE: Modelo Digital de Elevación.
CORNARE: Corporación Autónoma Regional de las Cuencas de los Ríos Negro y Nare.
IDW: Inverse Distance Weighting.
ETP: Evapotranspiración Potencial
CENICAFÉ: Centro Nacional de Investigaciones de Café
UNAL: Universidad Nacional de Colombia
POMCA: Plan de Ordenación y Manejo de Cuencas Hidrográficas
IVH: Índice de Vulnerabilidad por Desabastecimiento Hídrico
IDEAM: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
CLC: CORINE Land Cover
CTA: Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia
ENSO: El Niño-Oscilación del Sur
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
MEI: Multivariate ENSO index
MPE: Modelo Pluricelular Englobado
EB: Error de balance
ENS: índice de Eficiencia de Nash-Sutcliffe
VSN: Valle de San Nicolás
PSO: Particle Swarm Optimization

Índice general

Agradecimientos	v
Resumen	vii
Abstract	ix
Glosario de abreviaturas	xi
1. Generalidades	1
1.1. Introducción	1
1.2. Antecedentes	2
1.3. Propósitos y alcances	5
1.4. Objetivos	5
1.4.1. Objetivo general	5
1.4.2. Objetivos específicos	5
1.5. Organización del documento	6
2. Descripción del modelo	7
2.1. Introducción	7
2.2. Modelos acoplados	7
2.2.1. Modelo hidrológico	7
2.2.2. Modelo de flujo subterráneo	14
2.3. Estructura del modelo acoplado	17
2.3.1. Modelo acoplado	17
2.3.2. Definición de acuífero en el marco del uso conjunto	19
3. Elementos para la aplicación del modelo	21
3.1. Introducción	21
3.2. Insumos para el modelo SHIA	21
3.2.1. Modelo Digital de Elevación - MDE	21
3.2.2. Precipitación	22
3.2.3. Evapotranspiración	22
3.2.4. Representación topológica y puntos de control	23
3.3. Parámetros del modelo SHIA	25
3.3.1. Capacidad máxima de almacenamiento capilar - HU	25
3.3.2. Conductividad hidráulica de la superficie del suelo - Ks	25
3.3.3. Conductividad hidráulica del estrato rocoso - Kp	25
3.3.4. Velocidades de flujo	26
3.4. Calibración del modelo SHIA	26
3.4.1. Serie de caudales observados y análisis de homogeneidad	26

3.4.2.	Condiciones iniciales	27
3.4.3.	Factores de calibración	27
3.4.4.	Medidas de bondad de ajuste	27
3.5.	Insumos para el MPE	28
3.5.1.	Recarga promedio en la zona acuífero	28
3.5.2.	Coefficientes de descarga y factores de reparto	28
3.6.	Disponibilidad hídrica	32
3.6.1.	Estimación de la disponibilidad hídrica	33
3.6.2.	Escenarios de cambio de uso del suelo	33
3.6.3.	Estrategia de uso conjunto alternante	33
4.	Caso de aplicación	35
4.1.	Introducción	35
4.2.	Información utilizada en el SHIA	38
4.2.1.	Modelo digital de elevación incisado	38
4.2.2.	Precipitación en la zona de estudio	38
4.2.3.	Evapotranspiración en la zona de estudio	40
4.2.4.	Tipo de celda y punto de control	41
4.2.5.	Suelos y coberturas en la zona de estudio	41
4.3.	Parámetros utilizados en el SHIA	43
4.3.1.	HU para la zona de estudio	43
4.3.2.	Ks para la zona de estudio	43
4.3.3.	Kp para la zona de estudio	44
4.3.4.	Velocidades de flujo para la zona de estudio	45
4.4.	Calibración del modelo SHIA para la zona de estudio	46
4.5.	Información utilizada en el MPE	51
4.5.1.	Zonificación y red de drenaje	51
4.5.2.	Recarga promedio	51
4.5.3.	Coefficientes de descarga y factores de reparto para la zona de estudio	52
4.5.4.	Algoritmo de optimización: PSO	56
4.5.5.	Implementación del modelo SHIA-MPE en la zona de estudio	58
4.6.	Disponibilidad hídrica para la zona de estudio	60
4.6.1.	Escenarios de cambio de uso del suelo para la zona de estudio	60
4.6.2.	Crecimiento de demanda del agua en la zona de estudio	62
4.6.3.	Estrategia de uso conjunto alternante para la zona de estudio	63
4.6.4.	Disponibilidad hídrica actual y futura para la zona de estudio	64
5.	Conclusiones, limitaciones y recomendaciones	67
5.1.	Conclusiones	67
5.2.	Limitaciones y recomendaciones	68
	Referencias	71

Índice de figuras

2.1. Esquema de conexiones verticales y horizontales de los tanques que representan la generación de la escorrentía en el modelo SHIA. Adaptada de Rendón Álvarez <i>et al.</i> (2018).	9
2.2. Esquema del almacenamiento en el cauce para las celdas tipo Step-pool y Cascade (Izquierda) y tipo Pool-riffle y Plane-bed (Derecha). Adaptada de Rendón Álvarez <i>et al.</i> (2018).	13
2.3. Esquema del Modelo Pluricelular Englobado - MPE. Tomada de Sahuquillo <i>et al.</i> (2010)	15
2.4. Acuífero parcialmente conectado y acción distribuida. Tomada de Álvarez Villa (2014)	16
2.5. Esquema de conexiones verticales y horizontales en el modelo SHIA-MPE. Adaptada de Rendón Álvarez <i>et al.</i> (2018).	18
3.1. Representación de los flujos acumulados a partir del MDE. Tomada de Velásquez Giron (2011).	22
3.2. Ejemplo de clasificación de celdas. Tomada de Velásquez Giron (2011) . . .	23
3.3. Clasificación morfológica de corrientes. Tomada de Flores <i>et al.</i> (2006). . . .	24
3.4. Metodología para estimar los coeficientes de descarga y factores de reparto.	29
3.5. Esquema de movimiento de las partículas hacia <i>gbest</i> en un espacio de parámetros 2-D. Tomada de Robinson y Rahmat Samii (2004)	31
4.1. Cuenca de la quebrada La Pereira.	36
4.2. Potencial hidrogeológico para la cuenca de la quebrada La Pereira. Adaptada de Restrepo Correa <i>et al.</i> (2018)	37
4.3. Modelo digital de elevación incisado y red de drenaje para la cuenca de la quebrada La Pereira.	38
4.4. Estaciones de precipitación y caudal en la zona de estudio. Fuente: IDEAM.	39
4.5. Ciclo anual de precipitación en cada estación para la zona de estudio.	40
4.6. Evapotranspiración potencial en la cuenca de la quebrada La Pereira.	40
4.7. Tipo de celda y punto de control para la cuenca de la quebrada La Pereira.	41
4.8. Capacidad máxima de almacenamiento capilar – <i>HU</i> en la cuenca de la quebrada La Pereira.	43
4.9. Conductividad hidráulica de la superficie del suelo – <i>Ks</i> en la cuenca de la quebrada La Pereira.	44
4.10. Conductividad hidráulica del estrato rocoso - <i>Kp</i> en la cuenca de la quebrada La Pereira.	45
4.11. Velocidad de flujo en la ladera - <i>V1</i> para la cuenca de la quebrada La Pereira.	46
4.12. Análisis de homogeneidad para el periodo 1994-2011 (arriba) y 1994-2008 (abajo) para la estación Casamia.	47
4.13. Serie de caudales observados y variabilidad climática para la estación Casamia.	48

4.14. Hidrogramas (arriba) y curvas de duración (abajo) de caudales observados y simulados con el SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.	50
4.15. Flujo en la ladera, subsuperficial y subterráneo obtenidos con el SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.	50
4.16. Zonificación y red de drenaje para el modelo SHIA-MPE en la cuenca de la quebrada La Pereira.	51
4.17. Ciclo anual de recarga promedio para la cuenca de la quebrada La Pereira.	52
4.18. Distribución de los valores semilla de α (Izquierda) y b (Derecha) para cada uno de los depósitos virtuales del MPE.	53
4.19. Serie de referencia de las relaciones río - acuífero D_{ref} para la cuenca de la quebrada La Pereira.	55
4.20. Mejores valores del ENS obtenidos en cada iteración del PSO.	57
4.21. Distribución de los valores de α (Izquierda) y b (Derecha) para cada uno de los depósitos virtuales del MPE.	58
4.22. Curvas de duración de caudales observados y simulados con el SHIA-MPE para la cuenca de la quebrada La Pereira.	59
4.23. Flujo subterráneo simulado con el SHIA y el SHIA-MPE para la cuenca de la quebrada La Pereira.	59
4.24. Distribución espacial de los cambios de coberturas del suelo para la cuenca de la quebrada La Pereira.	61
4.25. Cambios de coberturas del suelo para la cuenca de la quebrada La Pereira.	61
4.26. Demanda superficial en el año 2016 para la cuenca de la quebrada La Pereira.	62
4.27. Demanda superficial y subterránea en los escenarios de alternancia para la cuenca de la quebrada La Pereira.	63
4.28. Oferta hídrica y precipitación en la cuenca de la quebrada La Pereira para el periodo 2016-2032.	64
4.29. Flujo subterráneo y recarga en la cuenca de la quebrada La Pereira para el periodo 2016-2032.	64
4.30. Disponibilidad hídrica para enero del 2025 considerando el caudal demandado en la cuenca de la quebrada La Pereira en los escenarios de alternancia.	66

Índice de tablas

3.1. Factores de calibración usados para el modelo SHIA.	27
4.1. Tasa de crecimiento poblacional en los municipios de la cuenca de la quebrada La Pereira. Fuente: Cornare (2017).	36
4.2. Estaciones de precipitación y porcentaje de datos faltantes para el periodo 1993-2011.	39
4.3. Unidades cartográficas y parámetros asociados para la cuenca de la quebrada La Pereira.	42
4.4. Coberturas del suelo y profundidad de las raíces asociadas para la cuenca de la quebrada La Pereira.	42
4.5. Unidades hidrogeológicas para la zona de estudio. Adaptado de Restrepo Correa <i>et al.</i> (2018)	45
4.6. Factores de calibración del modelo SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.	48
4.7. Medidas de bondad de ajuste para la calibración del modelo SHIA en la cuenca de la quebrada La Pereira.	49
4.8. Promedio mensual multianual de precipitación y recarga, y porcentaje correspondiente a la recarga en la cuenca de la quebrada La Pereira.	52
4.9. Parámetros del PSO para la cuenca de la quebrada La Pereira.	56
4.10. Límites superior e inferior para las variables de decisión a optimizar.	56
4.11. Medidas de bondad de ajuste para el modelo SHIA-MPE en la cuenca de la quebrada La Pereira.	58
4.12. Porcentaje de crecimiento anual de la demanda en la cuenca de la quebrada La Pereira.	62
4.13. Indicadores de satisfacción de la demanda ambiental y antrópica en la cuenca de la quebrada La Pereira.	65
4.14. Indicadores de satisfacción de la demanda antrópica en la cuenca de la quebrada La Pereira.	65

1

Generalidades

1.1. Introducción

Los efectos del calentamiento global, la alta variabilidad climática y el aumento en la demanda del recurso hídrico a nivel global (Magrin *et al.*, 2014), están generando una crisis en torno al agua. Tanto gestores, usuarios y prestadores de servicios, enfrentan muchos desafíos para superar esta crisis y lograr acceder al agua de manera sostenible, rentable y equitativa. Estos desafíos se deben principalmente a la escasez de agua; sin embargo, en muchas regiones donde se presenta abundancia, la falta de gestión eficiente no permite que el recurso sea accesible. Mejorar esta crisis requiere del compromiso conjunto de diferentes sectores, como la sociedad gubernamental y el sector privado, donde es necesario definir roles y responsabilidades de los diferentes actores, en el desarrollo, manejo y uso eficiente de los recursos hídricos (Zhang *et al.*, 2021) (Millington y Scheba, 2021). Adicionalmente, se debe mejorar la gestión y eficiencia de los sistemas de abastecimiento del recurso hídrico, donde es necesario aumentar la capacidad de almacenamiento de agua para poder disponer de ella en las épocas de sequía. Los acuíferos pueden proporcionar una gran capacidad de almacenamiento subterráneo y su utilización ha aumentado considerablemente en los últimos años, siendo vital para un tercio de los riegos y el abastecimiento de la población mundial (Sahuquillo, 2009). A través de la utilización conjunta con las aguas superficiales, se puede obtener una mayor confiabilidad, resiliencia y disminución de la vulnerabilidad al desabastecimiento hídrico, logrando así una gestión eficiente de los recursos hídricos con medidas de adaptación al cambio climático (Sahuquillo *et al.*, 2010).

Debido a la potencialidad de los modelos de uso conjunto evidenciada en estudios previos (Restrepo Tamayo, 2007) (Estrada Restrepo, 2009) (Restrepo Tamayo *et al.*, 2010) (Mahjoub *et al.*, 2011) (Dogrul *et al.*, 2016) y dada la necesidad de abordar nuevos horizontes de gestión en cuencas donde se haya identificado déficit de agua superficial y un potencial hidrogeológico medio o alto, en este trabajo se desarrolló un modelo de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para estimar la oferta hídrica actual y futura en una cuenca con las características mencionadas. Posteriormente, a partir de la oferta

hídrica y las demandas, se estima la disponibilidad hídrica actual y futura, como insumo para gestionar de manera eficiente las concesiones de agua en la cuenca.

El modelo hidrológico fue aplicado de manera distribuida y el modelo de flujo subterráneo de manera agregada con parámetros distribuidos, considerando las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero y la variabilidad de las conexiones río - acuífero. Adicionalmente, el modelo acoplado fue calibrado con un algoritmo metaheurístico, bajo supervisión continua, usando datos reales de la cuenca de estudio. En cuanto a las perturbaciones externas usadas para estimar la disponibilidad hídrica, las captaciones superficiales fueron tomadas de información secundaria y las subterráneas como un porcentaje de las superficiales. Si bien en trabajos previos se habían presentado aproximaciones similares, nuestro aporte es la inclusión explícita del dominio del acuífero y de sus propiedades hidráulicas, la reducción de un modelo hidrogeológico de base física para mejorar la operatividad y reducir la carga computacional, y la aplicación del modelo en una cuenca con datos reales. Lo cual desde nuestro conocimiento, es la primera vez que se desarrolla y aplica de esta manera en Colombia. Lo anterior permite ampliar el conocimiento de las relaciones río - acuífero para gestionar de manera eficiente las concesiones de agua y así garantizar las demandas mediante el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

Por lo tanto, el modelo desarrollado consta del acoplamiento de un modelo hidrológico basado en el esquema de modelación SHIA, el cual será descrito en la Sección 2.2.1 de este documento, y el Modelo Pluricelular Englobado - MPE, que corresponde a un modelo de flujo subterráneo y será descrito en la Sección 2.2.2. Ambos modelos fueron acoplados usando el lenguaje de programación FORTRAN 90, generando el modelo nombrado SHIA-MPE.

En el documento se presentarán mapas para ilustrar la información cartográfica recopilada y generada. Dichos mapas fueron elaborados en el software de Sistemas de Información Geográfica, ArcGIS.

1.2. Antecedentes

En cuencas donde la regulación de agua superficial es insuficiente para satisfacer la demanda, se recurre a la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas. Esta forma de manejo, propone la integración de ambas fases del recurso hídrico teniendo en cuenta su relación mutua y los cambios en el flujo, niveles y calidad que se puede producir en los ríos y acuíferos para el aprovechamiento de cualquiera de ellos (Sahuquillo *et al.*, 2010). Para plantear alternativas de uso conjunto que permitan garantizar las demandas, se hace necesario recurrir a los modelos de uso conjunto, los cuales consisten en el acoplamiento entre un modelo hidrológico y un modelo de flujo subterráneo. Este acoplamiento permite conocer las relaciones río - acuífero y determinar de manera conjunta la variabilidad espacial de la oferta hídrica superficial y subterránea a una escala determinada (Restrepo Tamayo *et al.*, 2010).

A nivel internacional, España junto con Estados Unidos e Israel han sido los pioneros en el ámbito de la gestión conjunta de aguas superficiales y subterráneas, especialmente en zonas donde se presentan largos periodos de sequía. El Sistema de la Mancha Oriental, que es uno de los acuíferos más grandes de España y el río Mijares, son ejemplos de gestión conjunta, donde la problemática se centra en la explotación intensiva del recurso hídrico

para satisfacer las demandas agrícolas, principalmente. En ambos sistemas se realizó una modelación conjunta (Sahuquillo *et al.*, 2010), donde las simulaciones muestran que para el río Mijares el uso de modelos de simulación facilitan la evaluación de diferentes alternativas de gestión y permiten encontrar reglas de gestión conjunta de recursos superficiales y subterráneos. Para el Sistema de la Mancha Oriental se concluyó que el modelo implementado es una herramienta útil que permite la evaluación, la cuantificación y la predicción espacial de las interacciones río - acuífero bajo la influencia de las captaciones de agua subterránea.

Similarmente, el Departamento de Recursos Hídricos de California ha promovido el desarrollo de modelos para ayudar en la gestión y planificación del agua subterránea. Este recurso satisface una parte o la totalidad de la demanda de agua en muchas cuencas en el Valle Central del Estado de California. El Departamento de Recursos Hídricos, ha desarrollado y mantenido el Modelo de Flujo de Agua Integrado (IWFIM) como una herramienta de modelación y ha realizado varias aplicaciones innovadoras dentro de California (Dogrul *et al.*, 2016).

En la llanura de Maraghe situada en el noroeste de Irán, se investigó el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas (Mahjoub *et al.*, 2011). Para simular el acuífero se utilizó el software Groundwater Modeling System Introduction - GMS y para modelar el agua superficial se desarrolló un programa en Visual Basic. Adicionalmente, se definieron dos tipos de escenarios, anuales y estacionales, especificando la relación entre la asignación de agua superficial y el bombeo de agua subterránea a nivel de cultivo para toda el área regada. Se encontró que los recursos hídricos superficiales, por sí solos, no eran capaces de proveer el requerimiento hídrico de las tierras cultivables, y los cultivos enfrentaban más escasez de agua con solo su aplicación. Por otro lado, solo el uso del agua subterránea provocó una fuerte caída del nivel freático, lo que provocó más problemas para el acuífero. La mejor alternativa de gestión para suplir las necesidades de riego y evitar que se produzca una fuerte extracción del nivel freático en los acuíferos, fue el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

Otro tipo de aplicación del uso conjunto corresponde al control de la salinización del suelo. En Li *et al.* (2018), se propone una forma eficaz de controlar la salinización del suelo utilizando aguas superficiales y subterráneas conjuntamente para riego. En dicho estudio se propusieron escenarios de uso conjunto de agua superficial y subterránea con cinco diferentes proporciones de riego de pozos (5 %, 10 %, 15 %, 20 % y 25 %), donde la proporción representa el agua subterránea extraída de los pozos como porcentaje de la demanda total de agua de riego. Estos escenarios fueron simulados por un modelo de flujo de agua subterránea tridimensional basado en la plataforma MODFLOW y se determinó que el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para riego es una forma eficaz y eficiente de aliviar el problema de la salinización del suelo.

En cuanto a las aplicaciones económicas del uso conjunto, en Pulido Velázquez *et al.* (2006) se presenta un marco integrado de modelado hidrológico-económico para optimizar el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas a escala de cuenca. En dicho estudio, se integró un modelo de cuencas fluviales con simulación distribuida de aguas subterráneas y la interacción dinámica río - acuífero para representar de manera realista el uso conjunto y los resultados económicos asociados. Se utilizaron dos técnicas para incorporar representaciones de agua subterránea de parámetros distribuidos en los modelos de gestión, los métodos englobados y de matriz de respuesta. En cuanto a los métodos englobados, se

utilizó el modelo pluricelular englobado. Los resultados del modelo sugieren una variedad de estrategias de manejo y operación del agua e indican dónde se pueden obtener importantes beneficios económicos mediante la expansión de la capacidad.

En Colombia, Restrepo Tamayo (2007), Estrada Restrepo (2009) y Restrepo Tamayo *et al.* (2010) han realizados estudios donde se ha desarrollado o aplicado un modelo de uso conjunto. En Restrepo Tamayo (2007), se desarrolló el Modelo de Utilización Conjunta Agua Superficial y Agua Subterránea - UCASS y se calibró bajo la suposición de la existencia de un acuífero rectangular en la parte baja de la cuenca de estudio. La coherencia de los resultados obtenidos en el modelamiento fue validada con perturbaciones externas supuestas como vertimientos, captaciones superficiales y/o subterráneas; por tanto, una de las recomendaciones del trabajo es validar el modelo con datos reales y considerar otro tipo de conexiones río - acuífero. Por su parte en Estrada Restrepo (2009), se acopló un modelo hidrológico agregado con un modelo de aguas subterráneas (MODFLOW), para tener una aproximación cuantitativa de la interacción río - acuífero. La metodología de modelación acoplada fue implementada en casos teóricos de aplicación, considerando intervenciones antrópicas supuestas que permitieron aproximar el impacto que tendría la explotación del acuífero sobre los caudales superficiales. En Restrepo Tamayo *et al.* (2010), a partir de la información disponible para la cuenca de la quebrada La Mosca, ubicada en el departamento de Antioquia, se calibró un modelo hidrológico distribuido y un modelo de flujo subterráneo agregado. Posteriormente ambos modelos fueron acoplados para permitir representar de manera continua los caudales en la red de drenaje, los almacenamientos en el acuífero y las relaciones río - acuífero. El modelo acoplado fue aplicado bajo la suposición de un acuífero ideal con conexión río - acuífero perfecta, y fue calibrado de manera subjetiva. En este trabajo se evidenció la potencialidad de usar un modelo hidrológico acoplado a un modelo de flujo subterráneo, como herramienta de apoyo para la gestión del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

El uso conjunto permite aumentar los grados de libertad en el sistema, lo cual se traduce en un aumento de la flexibilidad ante eventos como sequías o contaminación antrópica, con el objetivo de que el sistema sea más sostenible en el tiempo. En González y Peláez (2013), se presenta un plan de uso conjunto, donde se emplean aguas subterráneas para el abastecimiento de la población, servida por redes de acueducto, y aguas superficiales embalsadas para riego a la agricultura. La regla de operación del plan consiste en que cuando no existe déficit de agua superficial, se riega con ellas, y las aguas subterráneas se emplean para el abastecimiento humano, pues algo más del 80% de los habitantes en la zona de estudio, reciben el servicio mediante pozos, incluidas las servidas a las industrias. Dicho plan, permitió disminuir la explotación de un acuífero de la zona de estudio, en el cual se estaba presentando intrusión marina, además contribuyó a reducir la salinización de suelos y poder contar con agua de buena calidad. Por lo tanto, en el estudio se concluye que el empleo conjunto de las aguas superficiales y subterráneas sin lugar a dudas proporciona más estabilidad y seguridad tanto económica como social, y además ofrece mayores oportunidades para crear iniciativas e ideas innovadoras tanto a los gestores como a los planificadores.

Estos planes deben ser acompañados de la protección tanto de los recursos hídricos superficiales como subterráneos. La comunidad de usuarios del valle inferior y delta del río Llobregat, ubicado en Barcelona, España; es un ejemplo de gestión asociativa de aguas subterráneas, donde los miembros tienen acceso a la información sobre el estado del acuífero

(niveles piezométricos, usos, calidad del agua subterránea, etc.). Así, los usuarios comprenden la necesidad de tener una gestión integrada del sistema y el valor de comprender la gestión del agua subterránea a nivel local y regional (Alvar Closas, 2016).

Para Sahuquillo *et al.* (2010), a pesar de que parecen evidentes las ventajas de la utilización conjunta, la experiencia a nivel mundial no es muy grande, quizás porque presenten una mayor complejidad para su planificación y gestión, y por falta de educación formal en hidrología subterránea de una mayoría de los profesionales de la planificación hidráulica y de los políticos y responsables de la toma de decisiones. Por lo tanto, en este trabajo se desarrolló un modelo de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para estimar la oferta hídrica actual y futura en una cuenca donde se haya identificado déficit de agua superficial y un potencial hidrogeológico medio o alto. Lo anterior permite formular un marco conceptual para la gestión del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, donde a partir de la oferta hídrica y las demandas, se estima la disponibilidad hídrica actual y futura, como insumo para gestionar de manera eficiente las concesiones de agua en la cuenca.

1.3. Propósitos y alcances

Con este trabajo de investigación se dará respuesta a las siguientes preguntas:

¿Cómo influye el uso del agua subterránea sobre el aumento o disminución de la disponibilidad hídrica en la cuenca?

¿Es posible garantizar las demandas en los diferentes escenarios planteados mediante el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca?

Y se pretende obtener los siguientes productos:

- (i) Un modelo piloto de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para estimar la oferta hídrica en una cuenca.
- (ii) La disponibilidad hídrica, actual y futura, para la cuenca de la quebrada La Pereira estimada mediante la aplicación del modelo de uso conjunto.
- (iii) Un marco conceptual de las relaciones río - acuífero como alternativa ante fenómenos de variabilidad climática.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Desarrollar un modelo de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas para estimar la disponibilidad hídrica bajo diferentes escenarios de aprovechamiento.

1.4.2. Objetivos específicos

- (i) Seleccionar el modelo hidrológico y el modelo de flujo subterráneo a implementar de acuerdo con la información disponible y las características particulares de la cuenca.

- (ii) Plantear una estrategia conceptual para acoplar el modelo hidrológico con el modelo de flujo subterráneo seleccionados.
- (iii) Obtener la disponibilidad hídrica a partir de los caudales estimados para la cuenca de la quebrada La Pereira en los diferentes escenarios.
- (iv) Determinar las conexiones existentes entre el agua superficial y subterránea en la cuenca de la quebrada La Pereira a partir de información secundaria.
- (v) Cuantificar los cambios del volumen almacenado en los acuíferos de la cuenca de la quebrada La Pereira a partir de cambios en la demanda.
- (vi) Formular un marco conceptual para la gestión del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en cuencas donde se haya identificado déficit de agua superficial y un potencial hidrogeológico medio o alto.

1.5. Organización del documento

Este documento se ha organizado en capítulos. El capítulo 1 corresponde a las generalidades, donde se presenta la introducción, antecedentes, propósitos y objetivos del trabajo de investigación. En el capítulo 2 se describe el modelo hidrológico y de flujo subterráneo seleccionados y se presenta la estructura del modelo acoplado. En el capítulo 3 se presentan los elementos necesarios para la aplicación del modelo acoplado, donde se enuncian y describen los insumos y parámetros que se requieren para implementar el modelo hidrológico, y se presenta la calibración del mismo; adicionalmente, se presentan los insumos necesarios para el modelo de flujo subterráneo y el marco conceptual y metodológico para obtener la disponibilidad hídrica. En el capítulo 4 se presenta el caso de aplicación del modelo acoplado y la estimación de la disponibilidad hídrica en la cuenca objeto de estudio. Finalmente, en el capítulo 5 se presentan las conclusiones, limitaciones y recomendaciones.

2

Descripción del modelo

2.1. Introducción

Estudios previos demuestran la potencialidad del uso conjunto para mejorar la gestión del agua en cuencas con déficit. En este sentido, los modelos de uso conjunto juegan un papel fundamental en el planteamiento de reglas de operación en sistemas donde se haya identificado déficit de agua superficial y un potencial hidrogeológico medio o alto.

Dada la necesidad de abordar nuevos horizontes de gestión, en este trabajo se propone un esquema acoplado de modelación del uso conjunto con énfasis en cuencas que carecen de regulación y poseen alta variabilidad hidrológica. En este sentido, se combina el marco conceptual de un modelo hidrológico y un modelo de flujo subterráneo. El modelo hidrológico fue aplicado de manera distribuida para simulación continua y el modelo de flujo subterráneo de manera agregada con parámetros distribuidos, considerando las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero y la variabilidad de las conexiones río - acuífero. La componente de generación de escorrentía es distribuida y permite calcular la recarga, que es el principal insumo del modelo de flujo subterráneo, el cual permite representar las relaciones río - acuífero de manera eficiente. Adicionalmente, el modelo implementado permite gestionar conjuntamente las aguas superficiales y subterráneas. A continuación se describe el modelo hidrológico y el modelo de flujo subterráneo seleccionados, y se presenta la estructura del modelo acoplado.

2.2. Modelos acoplados

2.2.1. Modelo hidrológico

Los modelos hidrológicos permiten representar los procesos del ciclo hidrológico que ocurren sobre y al interior del suelo en una cuenca, y considerando los parámetros como una función del espacio y del tiempo, estos pueden ser clasificados en agregados y distribuidos (Devi *et al.*, 2015). En los modelos agregados, la cuenca se considera como una sola

unidad donde no se tiene en cuenta la variabilidad espacial. Por lo tanto, la precipitación y las características físicas son tomadas como un promedio de toda el área de drenaje, y se asume que solo una parte de la lluvia efectiva produce escorrentía en la cuenca. En cambio en los modelos distribuidos, se divide la cuenca en unidades pequeñas, de modo que los parámetros, entradas y salidas pueden variar espacialmente. Específicamente en este tipo de modelos, la variación espacial de la precipitación y de las características físicas de la cuenca se consideran mediante una discretización, dividiendo la cuenca en unidades más homogéneas (Devi *et al.*, 2015).

El esquema de modelación SHIA desarrollado por (Vélez Upegui, 2001), considera cada celda de la malla como una unidad de respuesta hidrológica, para la cual los procesos que determinan la producción de escorrentía se pueden representar como el flujo y el almacenamiento en un sistema de varios tanques interconectados entre sí. Cabe anotar que los procesos considerados en el SHIA son la interceptación, detención, infiltración, evapotranspiración, recarga del acuífero, escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los cauces de la red de drenaje. En este trabajo se implementó un modelo hidrológico distribuido basado en el esquema de modelación SHIA. Para ello, se utilizó el lenguaje FORTRAN 90. Por lo tanto, en la fase de implementación y calibración del modelo se consideró la variabilidad espacial de las entradas y de los variables que afectan la distribución espacial de la producción de escorrentía y su propagación.

Las conexiones verticales entre los tanques describen los procesos de producción de escorrentía y las conexiones horizontales describen la transferencia de flujo. Para cada intervalo temporal de simulación j , con $j = 1, 2, \dots, n_{sim}$, y en cada celda i , con $i = 1, 2, \dots, n_{cel}$, se efectúa un balance hidrológico que estima los diferentes componentes de la escorrentía. n_{sim} representa el número de intervalos de simulación, que en este trabajo corresponde al número de días simulados y n_{cel} representa el número de celdas en las que se divide la cuenca, que depende de la resolución de la información espacial utilizada en el modelo. En la Figura 2.1 se presenta el esquema de conexiones verticales y horizontales en el modelo SHIA, donde cada tanque representa una componente particular de los procesos de generación de escorrentía en el ciclo hidrológico. La transferencia de las componentes de la escorrentía desde los tanques 2, 3 y 4 depende del tipo de celda, que para este trabajo se clasificó de acuerdo con la metodología descrita en la sección 3.2.4.

El primer tanque representa el almacenamiento capilar y las salidas de agua por evapotranspiración. El segundo tanque representa el agua que llega a la superficie del terreno y forma el flujo superficial. El tercer tanque representa el agua que se infiltra en el suelo y que puede formar el flujo subsuperficial. En el cuarto tanque se almacena el agua que percola hasta el acuífero y que puede salir como flujo base. El quinto tanque representa el almacenamiento de agua en los canales. A continuación se describen los procesos representados en cada uno de los tanques del modelo SHIA.

2.2.1.1. Almacenamiento capilar - Tanque 1

El tanque de almacenamiento capilar representa la interceptación de la lluvia por la vegetación, la detención de agua en depresiones del terreno y el agua que se retiene en el nivel superior del suelo por fuerzas capilares y que es utilizada por las plantas para sus procesos fisiológicos. Por lo tanto, el agua almacenada en este tanque no tiene la posibilidad de escurrir y la única salida de agua es la evapotranspiración. Este tanque no contribuye a la escorrentía superficial.

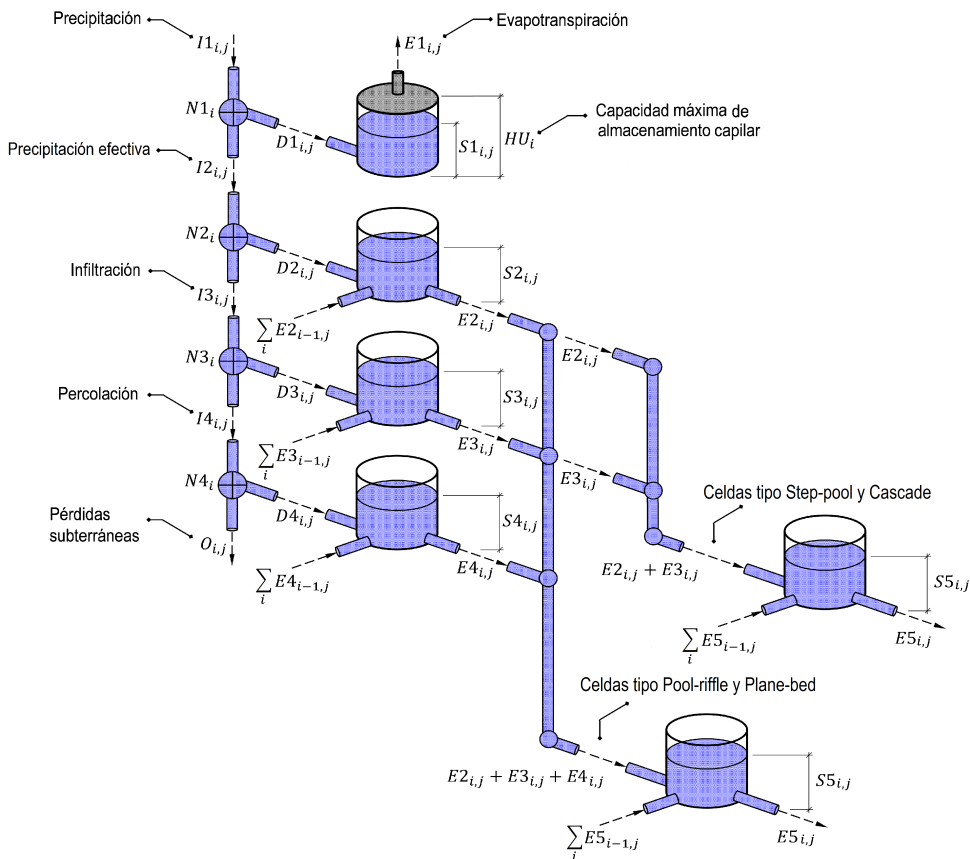


Figura 2.1. Esquema de conexiones verticales y horizontales de los tanques que representan la generación de la escorrentía en el modelo SHIA. Adaptada de Rendón Álvarez *et al.* (2018).

La precipitación $I_{1i,j}$ llega al nodo distribuidor N_{1i} , donde se deriva una cantidad $D_{1i,j}$ hacia el Tanque 1. Esta cantidad se estima usando la Ecuación 2.1.

$$D_{1i,j} = \text{Mín} \left\{ I_{1i,j} \left[1 - \frac{S_{1i,j-1}}{HU_i} \right]^2 ; HU_i - S_{1i,j-1} \right\} \quad (2.1)$$

donde $I_{1i,j}$ es el agua que se precipita sobre cada celda en cada intervalo de tiempo, estimada mediante un método de interpolación espacial. En este trabajo se usó el método IDW. $S_{1i,j-1}$ es el contenido de agua en el tanque al final del intervalo anterior. HU_i corresponde a la capacidad máxima del tanque que equivale a la suma de la capacidad de almacenamiento capilar del suelo, el almacenamiento de agua en depresiones y la capacidad de almacenamiento de la cobertura vegetal. En la sección 3.3.1 será descrita la metodología de estimación del parámetro HU .

El excedente del almacenamiento capilar $I_{2i,j}$ que continúa el descenso vertical desde N_{1i} hacia N_{2i} , se calcula de acuerdo con la Ecuación 2.2.

$$I_{2i,j} = I_{1i,j} - D_{1i,j} \quad (2.2)$$

El volumen de agua en el Tanque 1 al inicio del intervalo de tiempo j ($S1_{i,j}^*$), se calcula usando la Ecuación 2.3.

$$S1_{i,j}^* = S1_{i,j-1} + D1_{i,j} \quad (2.3)$$

Como se mencionó anteriormente la única salida del Tanque 1 es la evapotranspiración, de modo que, a partir de la Evapotranspiración Potencial - ETP, se debe calcular la evapotranspiración real $E1_{i,j}$ usando la expresión descrita en Vélez Upegui (2001). Usando esta expresión se asegura que el volumen evapotranspirado no sea mayor al agua disponible en el almacenamiento estático. Dicha expresión se presenta en la Ecuación 2.4.

$$E1_{i,j} = \text{Mín} \left\{ \text{ETP}_{i,j} \left[\frac{S1_{i,j}^*}{HU_i} \right]^\beta ; S1_{i,j}^* \right\} \quad (2.4)$$

En los modelos GR-2 y GR-3 del Cemagref (Michel, 1989), se utiliza una expresión similar a la anterior, donde el parámetro β tiene un valor de 0.5. Para este trabajo se utilizó un valor de 0.6.

Finalmente, para cada intervalo de tiempo se actualiza el almacenamiento en el Tanque 1 descontando la cantidad de agua evapotranspirada (Ecuación 2.5).

$$S1_{i,j} = S1_{i,j}^* - E1_{i,j} \quad (2.5)$$

2.2.1.2. Almacenamiento superficial - Tanque 2

El tanque de almacenamiento superficial representa el agua que llega a la superficie del terreno y que drena como escorrentía superficial directa, cuya generación depende de diferentes factores físicos y agrológicos como lo son la textura del suelo, la cobertura vegetal y el uso del suelo. La cantidad de agua que fluye como escorrentía superficial directa depende de la diferencia entre la precipitación y el excedente del almacenamiento capilar, así como del flujo hacia el interior del suelo. La escorrentía superficial directa es la componente más rápida de la escorrentía total, contribuyendo directamente en los caudales pico.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento superficial $D2_{i,j}$, es la diferencia entre el excedente del almacenamiento capilar $I2_{i,j}$ y la cantidad de agua que ingresa en el suelo por infiltración $I3_{i,j}$ (Ecuación 2.6).

$$D2_{i,j} = I2_{i,j} - I3_{i,j} \quad (2.6)$$

$I3_{i,j}$ es función de la capacidad de infiltración del suelo, la cual depende de las condiciones antecedentes de humedad del mismo. En condiciones de saturación, es la conductividad hidráulica de la superficie del suelo Ks_i y no puede exceder el valor de $I2_{i,j}$ como se muestra en la Ecuación 2.7. En la sección 3.3.2 será descrita la metodología de estimación del parámetro Ks .

$$I3_{i,j} = \text{Mín} \{ I2_{i,j} ; Ks_i \} \quad (2.7)$$

Una vez se conoce el volumen que ingresa al Tanque 2, se actualiza el almacenamiento al inicio del intervalo de tiempo j ($S2_{i,j}^*$) utilizando la Ecuación 2.8.

$$S2_{i,j}^* = S2_{i,j-1} + D2_{i,j} + \sum_i E2_{i-1,j} \quad (2.8)$$

donde $E2_{i-1,j}$ representa el flujo horizontal del almacenamiento superficial de las celdas ubicadas aguas arriba, en el intervalo de tiempo j .

Dado que en este trabajo, se realiza simulación continua con resolución temporal diaria, se puede considerar el método del embalse lineal para determinar la cantidad de agua que sale como excedente en cada uno de los tanques. Así, la velocidad del flujo se considera constante e independiente del volumen almacenado. Por lo tanto, para determinar la cantidad de agua que sale como excedente del Tanque 2 ($E2_{i,j}$), se usa la Ecuación 2.9.

$$E2_{i,j} = \left(1 + \frac{\Delta x}{V1_i \Delta t}\right) S2_{i,j}^* \quad (2.9)$$

donde Δt es la magnitud del intervalo de tiempo y Δx es la resolución de la celda. $V1_i$ es la velocidad de flujo en la ladera. El cálculo de este parámetro se presentará en la sección 3.3.4.

Finalmente, el volumen de agua en el tanque superficial se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 2.10).

$$S2_{i,j} = S2_{i,j}^* - E2_{i,j} \quad (2.10)$$

2.2.1.3. Almacenamiento subsuperficial - Tanque 3

El tanque de almacenamiento subsuperficial representa el agua almacenada en la capa superior del suelo y que drena como escorrentía subsuperficial hacia la red de drenaje que no se encuentra conectada con el acuífero, regulando los caudales de recesión tras una tormenta. La escorrentía subsuperficial fluye a una velocidad menor a la superficial hacia la red de drenaje.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento subsuperficial $D3_{i,j}$ es la diferencia entre el volumen de agua que se ha infiltrado a la primera capa del suelo $I3_{i,j}$ y la cantidad de agua que percola al acuífero $I4_{i,j}$ (Ecuación 2.11).

$$D3_{i,j} = I3_{i,j} - I4_{i,j} \quad (2.11)$$

$I4_{i,j}$ es función de la conductividad hidráulica en la interfaz entre los horizontes superficiales y los horizontes profundos del suelo Kp_i , y no puede exceder el valor de $I3_{i,j}$, como se muestra en la Ecuación 2.12. En la sección 3.3.3 será descrita la metodología de estimación del parámetro Kp .

$$I4_{i,j} = \text{Mín}\{I3_{i,j} ; Kp_i\} \quad (2.12)$$

Una vez se conoce el volumen que ingresa al Tanque 3, se actualiza el almacenamiento al inicio del intervalo de tiempo j ($S3_{i,j}^*$), de acuerdo con la Ecuación 2.13.

$$S3_{i,j}^* = S3_{i,j-1} + D3_{i,j} + \sum_i E3_{i-1,j} \quad (2.13)$$

donde $E3_{i-1,j}$ representa el flujo horizontal del almacenamiento subsuperficial de las celdas ubicadas aguas arriba, en el intervalo de tiempo j .

Como se mencionó anteriormente, dado que en este trabajo se realiza simulación continua con resolución temporal diaria, se puede considerar el método del embalse lineal para

determinar la cantidad de agua que sale como excedente del Tanque 3 ($E_{3,i,j}$), utilizando la Ecuación 2.14.

$$E_{3,i,j} = \left(1 + \frac{\Delta x}{V_2 \Delta t} \right) S_{3,i,j}^* \quad (2.14)$$

donde V_2 es la velocidad de flujo subsuperficial.

Finalmente, el volumen de agua en el tanque subsuperficial se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 2.15).

$$S_{3,i,j} = S_{3,i,j}^* - E_{3,i,j} \quad (2.15)$$

2.2.1.4. Almacenamiento subterráneo - Tanque 4

El tanque de almacenamiento subterráneo representa el agua almacenada en los estratos profundos del suelo y que drena como escorrentía subterránea hacia la red de drenaje, regulando los caudales de estiaje. Este tanque representa el flujo en un medio subterráneo, posiblemente en medio poroso poco conductivo o en roca fracturada, con lo cual las velocidades de flujo del agua son bajas, o al menos más lentas que en los tanques superiores.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento subterráneo $D_{4,i,j}$ es la diferencia entre el volumen de agua que percola hasta el acuífero $I_{4,i,j}$ y las pérdidas subterráneas de la cuenca $O_{i,j}$ (Ecuación 2.16).

$$D_{4,i,j} = I_{4,i,j} - O_{i,j} \quad (2.16)$$

Las pérdidas subterráneas $O_{i,j}$ corresponden a la cantidad de agua que no retorna en el cauce, ya sea porque se percoló aguas abajo del mismo acuífero, aguas abajo al mar o en otro acuífero, o fluye hacia cuencas vecinas. Este valor depende de la conductividad hidráulica en las zonas de pérdida K_{pp_i} y no puede exceder el valor de $I_{4,i,j}$ (Ecuación 2.17). K_{pp_i} puede ser calibrado, pero usualmente se considera cero.

$$O_{i,j} = \text{Mín}\{I_{4,i,j}; K_{pp_i}\} \quad (2.17)$$

Una vez se conoce el volumen que ingresa al Tanque 4, se actualiza el almacenamiento al inicio del intervalo de tiempo j ($S_{4,i,j}^*$), de acuerdo con la Ecuación 2.18.

$$S_{4,i,j}^* = S_{4,i,j-1} + D_{4,i,j} + \sum_i E_{4_{i-1},j} \quad (2.18)$$

donde $E_{4_{i-1},j}$ representa el flujo horizontal del almacenamiento subterráneo de la celda ubicadas aguas arriba, en el intervalo de tiempo j .

Para determinar la cantidad de agua que sale como excedente del Tanque 4 ($E_{4,i,j}$), se emplea el método del embalse lineal (Ecuación 2.19).

$$E_{4,i,j} = \left(1 + \frac{\Delta x}{V_3 \Delta t} \right) S_{4,i,j}^* \quad (2.19)$$

donde V_3 es la velocidad de flujo subterráneo.

Finalmente, el volumen de agua en el tanque subterráneo se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 2.20).

$$S4_{i,j} = S4_{i,j}^* - E4_{i,j} \quad (2.20)$$

2.2.1.5. Almacenamiento en el cauce - Tanque 5

El Tanque 5 representa la cantidad de agua almacenada en el cauce. Como se puede observar en la Figura 2.1, el Tanque 5 no se encuentra conectado con el conducto distribuidor vertical que tienen los demás tanques, sino que recibe el agua excedente de los tanques de las celdas ubicadas aguas arriba, de acuerdo con la representación topológica presentada en la Sección 3.2.4, la cual esta basada en la clasificación descrita en Flores *et al.* (2006). Con base en dicha representación no todas las celdas tienen presencia de cauce. Por lo tanto, cada uno de los excedentes que se generan en la celda para el intervalo de tiempo j , por los almacenamientos superficial $E2_{i,j}$, subsuperficial $E3_{i,j}$ y subterráneo $E4_{i,j}$, se van acumulando en las celdas tipo ladera a lo largo de las direcciones de drenaje hasta que se encuentra una celda conectada horizontalmente de acuerdo con la clasificación topológica dada. Las celdas tipo Step-pool y Cascade, solo están conectadas horizontalmente con los tanques de almacenamiento superficial y subsuperficial, y las celdas tipo Pool-riffle y Plane-bed están conectadas horizontalmente con los tanques de almacenamiento superficial, subsuperficial y subterráneo. El esquema del almacenamiento en el cauce se presenta en la Figura 2.2, el cual representa una modificación al esquema de modelación SHIA.

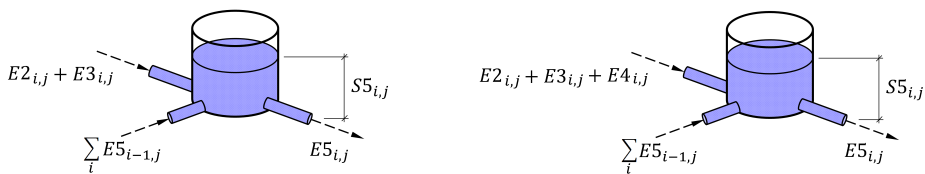


Figura 2.2. Esquema del almacenamiento en el cauce para las celdas tipo Step-pool y Cascade (Izquierda) y tipo Pool-riffle y Plane-bed (Derecha). Adaptada de Rendón Álvarez *et al.* (2018).

Para las celdas tipo Step-pool y Cascade, el almacenamiento en el Tanque 5 al inicio del intervalo de tiempo j ($S5_{i,j}^*$), se obtiene como el contenido de agua en el tanque al final del intervalo anterior $S5_{i,j-1}$, mas el flujo aportado por los tanques de almacenamiento superficial $E2_{i,j}$ y subsuperficial $E3_{i,j}$, más el aporte del tanque de almacenamiento en el cauce de las celdas ubicadas aguas arriba con presencia de cauce $E5_{i-1,j}$. Dicha sumatoria se presenta en la Ecuación 2.21.

$$S5_{i,j}^* = S5_{i,j-1} + E2_{i,j} + E3_{i,j} + \sum_i E5_{i-1,j} \quad (2.21)$$

Para las celdas tipo Pool-riffle y Plane-bed, la sumatoria se realiza de manera similar, solo que en este caso hay conexión con el tanque de almacenamiento subterráneo. Por consiguiente, se debe sumar el flujo aportado por dicho tanque ($E4_{i,j}$). La sumatoria se presenta en la Ecuación 2.22.

$$S5_{i,j}^* = S5_{i,j-1} + E2_{i,j} + E3_{i,j} + E4_{i,j} + \sum_i E5_{i-1,j} \quad (2.22)$$

Posteriormente, para determinar la cantidad de agua que sale como excedente del Tanque 5 ($E5_{i,j}$), se emplea el método del embalse lineal (Ecuación 2.23).

$$E5_{i,j} = \left(1 + \frac{\Delta x}{V4\Delta t} \right) S5_{i,j}^* \quad (2.23)$$

donde $V4$ es la velocidad de flujo en el cauce.

Finalmente, el almacenamiento en el cauce se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 2.24).

$$S5_{i,j} = S5_{i,j}^* - E5_{i,j} \quad (2.24)$$

2.2.2. Modelo de flujo subterráneo

Existen varios modelos para representar las relaciones río - acuífero y dependiendo de los objetivos de la modelación y la información disponible sobre el sistema, se puede seleccionar un modelo agregado o distribuido. Los agregados permiten obtener las variaciones medias de la piezometría y de los intercambios de flujo con el sistema superficial. Por su parte, los modelos distribuidos consideran la distribución espacial del acuífero y de sus propiedades hidrodinámicas, la localización y características de sus límites y la posición de las acciones exteriores, sean éstas puntuales o distribuidas (Sahuquillo *et al.*, 2010).

Entre los modelos agregados utilizados para representar las relaciones río - acuífero se encuentra el modelo unicelular, el cual representa el acuífero como una celda con un volumen almacenado al que se le aplican unas entradas y unas salidas. Este modelo tiene la desventaja de simplificar excesivamente el sistema que se quiere estudiar, ya que no tiene en cuenta la distancia entre el río y las acciones exteriores, por lo que entrega resultados de forma aproximada. Otro modelo disponible es el modelo de Glover Jenkis, el cual está basado en la solución analítica de la ecuación del flujo de agua subterránea para el caso ideal de un acuífero homogéneo e isótropo con extensión semiinfinita que limita con un río recto totalmente penetrante y perfectamente conectado con el acuífero; y por último se encuentra el Modelo Pluricelular Englobado - MPE, el cual esta basado en la solución de la ecuación de flujo de agua subterránea por el método de los autovalores, a partir del cual se deduce que el comportamiento de un acuífero puede asimilarse al de un número infinito de depósitos virtuales, cada uno de ellos con un coeficiente de descarga (Sahuquillo *et al.*, 2010). El MPE al tratarse de un modelo agregado con solución analítica, que tan solo requiere de unos cuantos depósitos virtuales (Pulido Velázquez *et al.*, 2005) para obtener errores admisibles en la estimación de los intercambios de flujo entre el río y el acuífero, es un modelo eficiente computacionalmente.

Dada la eficiencia computacional y las capacidades del MPE para representar de forma continua los almacenamientos en el acuífero y las relaciones río - acuífero, en este trabajo se seleccionó este modelo para representar la interacción entre las aguas superficiales y subterráneas. El MPE se implementó en el lenguaje de programación FORTRAN 90 de manera agregada con parámetros distribuidos, los cuales fueron obtenidos a partir de un proceso de optimización, donde los valores de referencia se estimaron con un modelo de flujo subterráneo distribuido en diferencias finitas. A continuación se presenta la descripción del modelo MPE.

El Modelo Pluricelular Englobado - MPE, soluciona la ecuación de flujo de agua subterránea por el método de los autovalores para un acuífero con comportamiento lineal y parámetros hidráulicos distribuidos, y permite simular los cambios de almacenamiento

en el acuífero, la descarga natural a las corrientes superficiales y el efecto que sobre esta tienen las acciones externas como los bombeos y/o la recarga (Sahuquillo *et al.*, 2010). Las acciones exteriores Q_j , se distribuyen entre infinitos depósitos virtuales de acuerdo con los factores de reparto b_n , que dependen de cada acción exterior concreta y de los parámetros del sistema; y dado que se considera un acuífero con comportamiento lineal, su salida es equivalente a la suma del drenaje del número infinito de depósitos virtuales, cada uno con un coeficiente de descarga α_n que corresponde a cada uno de los autovalores del sistema y un volumen almacenado V_n por encima del nivel de salida, como se muestra en la Figura 2.3.

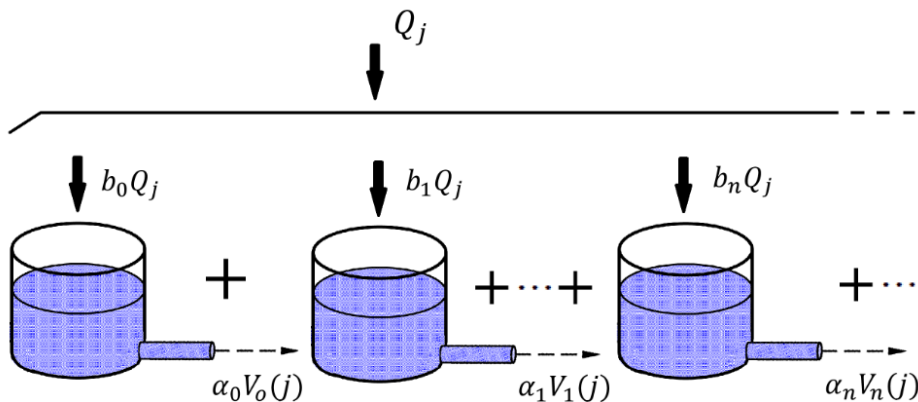


Figura 2.3. Esquema del Modelo Pluricelular Englobado - MPE. Tomada de Sahuquillo *et al.* (2010)

La salida de cada almacenamiento $D_n(j)$ [L^3/T] para cada intervalo de tiempo j , viene dada por la Ecuación 2.25.

$$D_n(j) = \alpha_n V_n(j) \tag{2.25}$$

donde α_n [$1/T$] corresponde a los coeficientes de descarga de cada depósito virtual y $V_n(j)$ [L^3] a los volúmenes en cada depósito virtual para cada intervalo de tiempo.

Así, el intercambio total río - acuífero $D(j)$ [L^3/T] viene dado por la Ecuación 2.26.

$$D(j) = \sum_{n=0}^{\infty} D_n(j) = \sum_{n=0}^{\infty} \alpha_n V_n(j) \tag{2.26}$$

La Ecuación 2.27, representa la solución analítica general del problema de la detracción o aumento del caudal de un río en respuesta a un bombeo o recarga en un acuífero conectado a él, para los infinitos depósitos virtuales cuyas salidas de agua se expresan como una función de decrecimiento exponencial (Estrela y Sahuquillo, 1997) y (Álvarez Villa, 2014).

$$D(j) = \sum_{n=1}^{\infty} [D_n(j-1)e^{-\alpha_n \Delta t} + b_n(1 - e^{-\alpha_n \Delta t})Q_j] \tag{2.27}$$

donde el intercambio total río - acuífero viene dado por el intercambio en el intervalo de tiempo anterior $D_n(j-1)$ [L^3/T], por las acciones exteriores en cada intervalo de tiempo

$Q_j [L^3/T]$ y por los valores de $b_n [adim]$ y $\alpha_n [1/T]$ de cada depósito virtual. Δt es la magnitud del intervalo de tiempo.

Teniendo en cuenta la Ecuación 2.26, el volumen para los infinitos depósitos virtuales $V(j) [L^3]$, esta dado por la Ecuación 2.28.

$$V(j) = \sum_{n=1}^{\infty} \left[V_n(j-1)e^{-\alpha_n \Delta t} + b_n \left(\frac{1 - e^{-\alpha_n \Delta t}}{\alpha_n} \right) Q_j \right] \quad (2.28)$$

Cabe anotar que los depósitos virtuales no representan porciones físicas del acuífero, como sucede cuando se discretiza espacialmente un acuífero al utilizar modelos de elementos infinitos o diferencias finitas. Estos depósitos virtuales solo tienen existencia conceptual estando englobadas o embebidas en la solución analítica resultante, presentada en la Ecuación 2.27.

En la solución analítica del MPE es posible estimar α_n y b_n considerando un acuífero rectangular y homogéneo con un tipo de conexión hidráulica existente entre el río y el acuífero, que puede ser parcial o perfecta, y con una forma de la acción exterior, que puede ser puntual o distribuida. En la Figura 2.4, se esquematiza el caso de un acuífero parcialmente conectado y acción distribuida, donde la conexión del río con el acuífero es parcial debido a la existencia de una capa semipermeable que dificulta las transferencias de flujo entre ellos. En Álvarez Villa (2014), se pueden consultar los diferentes casos de conexiones y formas de la acción exterior.

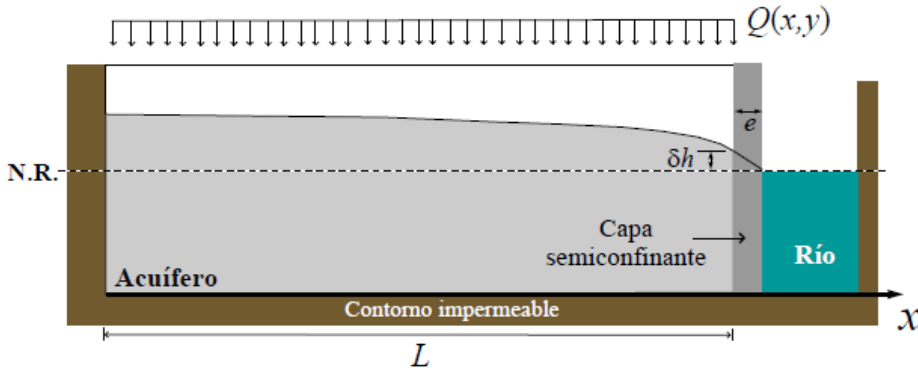


Figura 2.4. Acuífero parcialmente conectado y acción distribuida. Tomada de Álvarez Villa (2014)

Para acuífero parcialmente conectado y acción distribuida, los valores de $\alpha_n [1/T]$ se obtienen usando la Ecuación 2.29.

$$\alpha_n = \rho_n^2 \alpha \text{ con } \alpha = \frac{\pi^2 T_x}{4SL^2} \quad (2.29)$$

donde el factor $\rho_n [adim]$ corresponde a las infinitas soluciones de la Ecuación 2.30, $T_x [L^2/T]$ es la componente en la dirección x de la transmisividad del acuífero, $S [adim]$ es el coeficiente de almacenamiento del acuífero y $L [L]$ es la distancia del río al borde impermeable del acuífero, la cual se muestra en la Figura 2.4.

$$\frac{\pi\rho_n}{2} \tan\left(\frac{\pi\rho_n}{2}\right) = \lambda \text{ con } \lambda = \frac{KBL}{eT_x} \quad (2.30)$$

donde λ [adim] es el parámetro de conexión hidráulica, K [L/T] es la conductividad hidráulica del acuífero, B [L] es el espesor saturado del acuífero y e [L] es el espesor de la capa semipermeable, el cual se muestra en la Figura 2.4. Las infinitas soluciones de la Ecuación 2.30, pueden ser estimadas numéricamente utilizando el método de Newton-Raphson.

Considerando una acción exterior distribuida uniformemente en todo el acuífero, como la infiltración de lluvia o los retornos de riego, se puede demostrar que los valores de b_n [adim] vienen dados por la Ecuación 2.31.

$$b_n = \frac{8}{\pi\rho_n} \frac{\sin^2(\pi\rho_n/2)}{[\pi\rho_n + \sin(\pi\rho_n)]} \quad (2.31)$$

De acuerdo con el principio de conservación de masa, la suma de los factores de reparto de los depósitos virtuales debe ser igual a uno, como se muestra en la Ecuación 2.32.

$$\sum_{n=0}^{\infty} b_n = 1 \quad (2.32)$$

De acuerdo con las Ecuaciones 2.29 y 2.31, para estimar α y b , se debe considerar un tipo de conexión y luego, obtener las propiedades físicas e hidráulicas de manera agregada para el acuífero. Dado que esta perspectiva representa simplificaciones que pueden generar desfases en la estimación de las interacciones río - acuífero, en este trabajo se propone una metodología para estimar de manera distribuida dichos parámetros y así considerar la variabilidad espacial de los parámetros físicos e hidráulicos del acuífero, y de las conexiones existentes entre el río y el acuífero.

La metodología consiste en obtener la variabilidad temporal de las relaciones río - acuífero usando un modelo que represente matemáticamente el flujo subterráneo por diferencias finitas, teniendo en cuenta la distribución espacial de las propiedades físicas e hidráulicas de las unidades hidrogeológicas; posteriormente, se realiza un procedimiento de optimización con el objetivo de encontrar el conjunto de parámetros α_n y b_n que generen la mejor aproximación de la serie de referencia obtenida con el modelo de flujo subterráneo distribuido en diferencias finitas y la serie obtenida con el MPE. Lo anterior, permite representar por medio de dos conjuntos de parámetros (α_n y b_n), la variabilidad espacial de las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero. Dado que el MPE permite simular las relaciones río - acuífero en menor tiempo, comparado con un modelo de diferencias finitas, obtener los parámetros del MPE representa una ventaja operativa en la simulación de las relaciones río - acuífero. El procedimiento para obtener los parámetros del MPE será presentando con mayor detalle en el Capítulo 3.

2.3. Estructura del modelo acoplado

2.3.1. Modelo acoplado

Aunque las series hidrológicas tienen englobadas las aportaciones de los acuíferos a los ríos, muy pocos modelos de simulación consideran expresamente como las acciones exteriores modifican las relaciones río acuífero y la disponibilidad de agua (Sahuquillo *et al.*,

2010). Por lo tanto, en este trabajo se seleccionó el esquema de modelación SHIA para representar la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos, y la componente subterránea de este esquema se representó con el MPE, para conocer la variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo. En la Figura 2.5 se presenta el esquema de conexiones verticales y horizontales en el modelo acoplado SHIA-MPE.

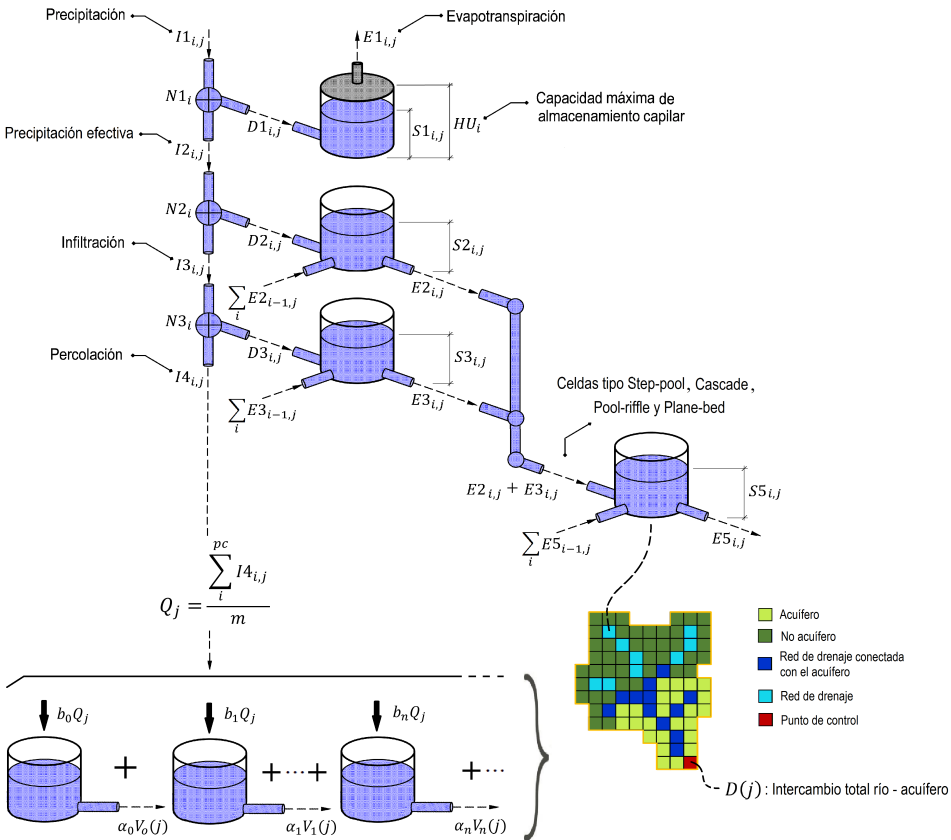


Figura 2.5. Esquema de conexiones verticales y horizontales en el modelo SHIA-MPE. Adaptada de Rendón Álvarez *et al.* (2018).

En este esquema se considera que el almacenamiento subterráneo (Tanque 4) del modelo SHIA es representado por el MPE. Así, las acciones exteriores Q_j [L/T] son calculadas como un promedio espacial de la percolación $I4_{i,j}$ [L/T], como se muestra en la Ecuación 2.33.

$$Q_j = \frac{\sum_i^{pc} I4_{i,j}}{m} \tag{2.33}$$

donde pc corresponde a la celda del punto de control donde se agregan los flujos en el modelo y m el número de celdas donde se implementa el modelo SHIA-MPE.

Posteriormente, el intercambio río - acuífero se acumula a lo largo de la red de drenaje conectada con el acuífero, hasta la celda correspondiente al punto de control. Para esta celda el almacenamiento en el cauce (Tanque 5) al inicio del intervalo j ($S5_{i=pc,j}^*$), puede ser estimado usando la Ecuación 2.34.

$$S5_{i=pc,j}^* = S5_{i=pc,j-1} + D(j) + \sum_i^{pc} E5_{i-1,j} \quad (2.34)$$

donde $S5_{i,j-1}$ es el contenido de agua en el punto de control al final del intervalo anterior, $D(j)$ [L/T] es el intercambio total río - acuífero y $\sum_i^{pc} E5_{i-1,j}$ es el aporte del tanque de almacenamiento en el cauce de las celdas ubicadas aguas arriba del punto de control con presencia de cauce.

Posteriormente para determinar la cantidad de agua que sale como excedente del tanque de almacenamiento en el cauce en el punto de control ($E5_{i=pc,j}$), se emplea el método del embalse lineal (Ecuación 2.35).

$$E5_{i=pc,j} = \left(1 + \frac{\Delta x}{V4\Delta t}\right) S5_{i=pc,j}^* \quad (2.35)$$

donde Δt es la magnitud del intervalo de tiempo, Δx es la resolución de la celda y $V4$ es la velocidad de flujo en el cauce.

Finalmente, el almacenamiento en el cauce para el punto de control se actualiza considerando el flujo de salida durante el intervalo de tiempo (Ecuación 2.36).

$$S5_{i=pc,j} = S5_{i=pc,j}^* - E5_{i=pc,j} \quad (2.36)$$

2.3.2. Definición de acuífero en el marco del uso conjunto

La función de un acuífero, como elemento de distribución de agua está asociada estrechamente a su papel como elemento de almacenamiento (Sahuquillo *et al.*, 2010). Dado que algunas zonas pueden presentar un mayor almacenamiento, en este trabajo se considera la siguiente zonificación:

- Zona acuífero: corresponde a la zona de la cuenca donde se presenta disponibilidad de grandes cantidades de agua almacenada en el subsuelo con posibilidad de ser aprovechadas, teniendo en cuenta el coste de las perforaciones, la profundidad del nivel de agua y el caudal de los pozos. Es una zona de baja pendiente donde se favorecen los procesos de percolación y representan un reservorio de agua continuo en el tiempo.
- Zona no acuífero: en esta zona la mayor cantidad de agua que ingresa por precipitación se transforma en escorrentía superficial. Es una zona de alta pendiente y de bajo interés hidrogeológico, donde el almacenamiento subterráneo es menor o no es potencialmente utilizable.

Para la zona no acuífero, el modelo SHIA logra representar la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos; en cambio, para la zona acuífero, se requiere

del MPE para representar la variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo. Por lo tanto, en la zona no acuífero se implementó el modelo SHIA presentado en la Figura 2.1 y para la zona acuífero, se implementó el modelo SHIA-MPE presentado en la Figura 2.5.

3

Elementos para la aplicación del modelo

3.1. Introducción

El modelo SHIA-MPE permite estimar la variabilidad espacial y temporal de la oferta hídrica conjunta superficial y subterránea, considerando las interacciones río - acuífero. Para aplicar el modelo SHIA-MPE, en primera medida, se requiere conocer la variabilidad espacial y temporal de la recarga, la cual se obtiene a partir del modelo SHIA. Después, conociendo la recarga se obtienen los valores de referencia para estimar los coeficientes de descarga y los factores de reparto del MPE. En este capítulo, se describen los insumos y parámetros necesarios para calibrar el modelo SHIA y para estimar los coeficientes de descarga y factores de reparto del MPE. Finalmente, se presentan los elementos necesarios para calcular la disponibilidad hídrica actual y futura, a partir de la oferta hídrica estimada. El modelo de uso conjunto SHIA-MPE, representa una herramienta para gestionar de manera eficiente las concesiones de agua y así garantizar las demandas mediante el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, con horizontes de planificación de meses a años, considerando escenarios de cambios de uso del suelo y cambios en las demandas superficiales y subterráneas, en cuencas no reguladas para sistemas hidrológicos con amplia variabilidad climática.

3.2. Insumos para el modelo SHIA

3.2.1. Modelo Digital de Elevación - MDE

Un MDE representa la distribución espacial de la elevación del terreno y es uno de los insumos más importantes para el modelo SHIA, dado que permite obtener las direcciones de drenaje del agua y determinar los flujos acumulados a través del terreno. En la Figura 3.1 se ilustra la representación de los flujos acumulados a partir del MDE.

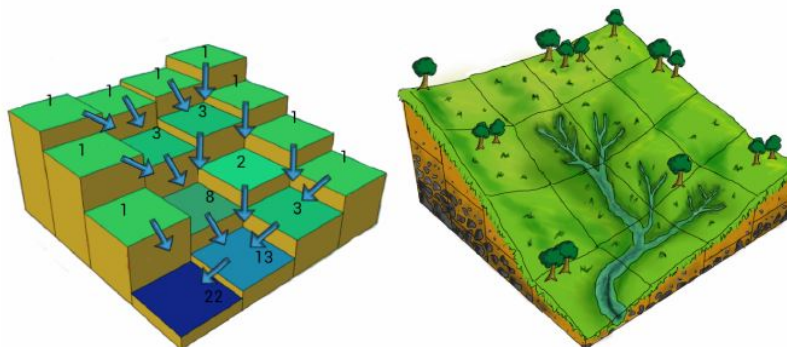


Figura 3.1. Representación de los flujos acumulados a partir del MDE. Tomada de Velásquez Giron (2011).

En algunos casos, el MDE debe ser incisado con la red de drenaje para eliminar zonas planas y sumideros, y lograr representar de manera adecuada las direcciones de drenaje superficiales y los flujos acumulados. Dicho procedimiento puede ser implementado en el software HydroSIG 4.0 y es descrito en detalle por Ramírez Osorio (2002), UNAL (2011) y Quintero D. *et al.* (2005).

3.2.2. Precipitación

Dado que el modelo SHIA es un modelo lluvia-escorrentía, la precipitación constituye la principal entrada del modelo. La longitud de las series disponibles para la zona de estudio determinan, junto con la longitud de la serie de caudales, el periodo de simulación. Suele ocurrir que para dicho periodo se presenten datos faltantes y se deban completar con un método de estimación. Para este trabajo se utilizó el método del vecino más cercano incorporado en el paquete “Visualization and Imputation of Missing Values (VIM)” del programa R, este método y su aplicación en R es descrito por Kowarik y Templ (2016).

Una vez las series de datos estén completas para el periodo de simulación, se debe proceder a interpolar espacialmente la variable, dado que como se menciono anteriormente, se va a realizar una modelación distribuida. Por lo tanto, se usaron campos diarios distribuidos de precipitación que se estiman usando las observaciones disponibles en estaciones, y se utiliza el método de interpolación IDW para determinar los valores de precipitación en cada celda, a través de una combinación ponderada linealmente del conjunto de puntos considerados. La ponderación es una función de la distancia inversa. En este caso, la interpolación fue programada en el lenguaje de programación FORTRAN 90, donde para cada día de simulación, se estimó la distribución espacial de la precipitación.

3.2.3. Evapotranspiración

La evapotranspiración potencial se define como el valor máximo teórico que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación y constantemente abastecido de agua. Este valor se puede determinar como un reflejo de la topografía usando la ecuación planteada por el Centro Nacional de Investigaciones de Café (Cenicafé), la cual fue hallada mediante regresión a los valores obtenidos de aplicar el método de Penman con los datos de estaciones climáticas de Colombia. Esta ecuación permite hallar la ETP

de una manera sencilla, ya que la única variable de la que depende directamente es la altura sobre el nivel del mar (CTA y UNAL, 2001). La ecuación de Cenicafé se presenta a continuación:

$$ETP = 4.658e^{-0.002h} \quad (3.1)$$

donde ETP la evapotranspiración potencial en mm/día y h la altura en m.s.n.m.

A partir de la evapotranspiración potencial se estima la evapotranspiración real usando la expresión descrita en Vélez Upegui (2001); mediante la que se obtiene la evapotranspiración en función del agua disponible en el primer tanque. De este modo, se restringe a que la evapotranspiración real no puede ser mayor al agua disponible para evaporación en el almacenamiento estático. Por consiguiente, la distribución espacial de la evapotranspiración potencial en la zona de estudio se ingresa como insumo del modelo SHIA y la evapotranspiración real es estimada en el modelo.

3.2.4. Representación topológica y puntos de control

Existen diferentes metodologías para clasificar las celdas de un modelo y determinar la interacción entre ellas y la conexión con los diferentes tanques del modelo SHIA. En Velásquez Giron (2011), se presenta uno de los esquemas de clasificación topológica de celdas basado en la definición de umbrales sobre el mapa de áreas acumuladas que se obtiene del procesamiento del MDE presentado en la sección 3.2.1. En dicha clasificación se diferencia entre las celdas tipo ladera, con presencia de cárcavas y que presentan cauce (Figura 3.2). Las celdas tipo ladera solo están conectadas horizontalmente con el tanque de flujo superficial; las celdas con presencia de cárcavas están conectadas horizontalmente con los tanques de flujo superficial y subsuperficial, y por último, las celdas que presentan cauce están conectadas horizontalmente con los tanques de flujo superficial, subsuperficial y subterráneo.

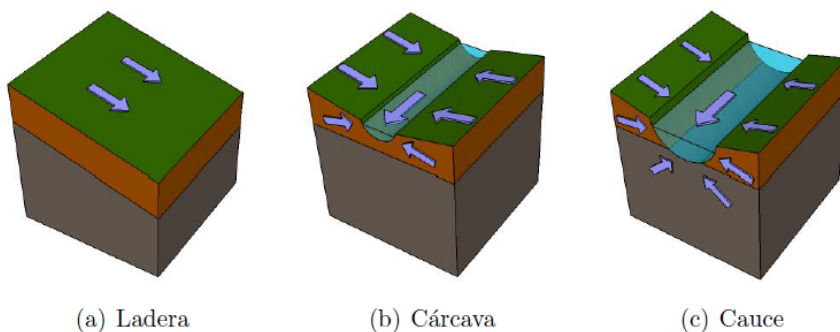


Figura 3.2. Ejemplo de clasificación de celdas. Tomada de Velásquez Giron (2011)

En Jiménez Jaramillo (2015), se presenta una clasificación más robusta, basada en las características geomorfológicas de los tramos de la red de drenaje presentada en Flores *et al.* (2006) y la definición de nodos hidrológicos y topográficos. Dicha clasificación se basa en el índice de potencia de flujo específico presentado en la Ecuación 3.2.

$$\text{Índice de potencia de flujo específico} = S_0 A^{0.4} \quad (3.2)$$

Siendo S_0 la pendiente media adimensional del tramo y A el área de drenaje aguas arriba del tramo en Km^2 .

A partir de los valores hallados para el índice, se clasifican las corrientes como se muestra en la Figura 3.3.

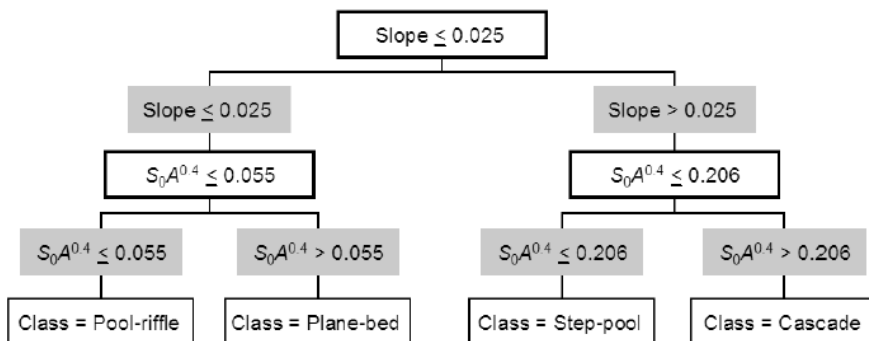


Figura 3.3. Clasificación morfológica de corrientes. Tomada de Flores *et al.* (2006).

Dado que la clasificación presentada solo aplica para las celdas que presentan cauce, un paso previo es definir un umbral para diferenciar entre las celdas tipo ladera y que presentan cauce. De acuerdo con Tarboton (1989), el área crítica, que corresponde al valor por encima del cual se establece un canal, tiene un media de $0.45 Km^2$, esto a partir del estudio de la relación pendiente-área para un total de 20 terrenos de diferentes características. Con dicho valor de área crítica se puede obtener un umbral de celdas acumuladas a partir del cual se represente de una manera coherente la red de drenaje, asegurando que el ancho de un canal no exceda el tamaño de la resolución del modelo de áreas acumuladas.

Una vez obtenido el umbral, se determina la conexión de la red de drenaje con los diferentes tanques del modelo SHIA. Las celdas tipo Step-pool y Cascade que conforman tramos con alta capacidad de transporte, no poseen una conexión con el medio subterráneo, entonces, solo están conectadas horizontalmente con los tanques de almacenamiento superficial y subsuperficial. Las celdas tipo Pool-riffle y Plane-bed que conforman tramos limitadas por capacidad, poseen un flujo base de caudales y por ende, están conectadas horizontalmente con los tanques de almacenamiento superficial, subsuperficial y subterráneo. Finalmente, las celdas tipo ladera son aquellas con valores menores al umbral definido y que no cuentan con cauce formado, de modo que, no están conectadas horizontalmente con ningún tanque.

Dicha clasificación debe ser categorizada con valores de 0 a 4, donde 0 corresponde a las celdas tipo ladera, 1 a las celdas Cascade, 2 a las celdas Step-pool, 3 a las celdas Plane-bed y 4 a las celdas Pool-riffle.

Una vez representada topológicamente las celdas de la zona de estudio, se deben definir los puntos de control que corresponden a las celdas donde se quiere conocer la serie de caudales simulados. Para estos puntos se debe conocer la fila y la columna del arreglo rectangular dispuesto como el área de estudio, que corresponde a la extensión de todos los archivos espaciales ingresados en el modelo SHIA.

3.3. Parámetros del modelo SHIA

3.3.1. Capacidad máxima de almacenamiento capilar - HU

La capacidad máxima de almacenamiento capilar HU , es igual a la suma de la capacidad de almacenamiento de “agua útil” en el suelo y la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua. La capacidad de almacenamiento de “agua útil” está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seco, hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible, sin que el agua fluya por la acción de la gravedad (Velásquez Giron, 2011). De acuerdo con Puricelli (2003), HU puede ser calculada usando la Ecuación 3.3.

$$HU = \frac{\rho_b P (H_{cc} - H_{pmp})}{100 \rho_w} \quad (3.3)$$

donde:

HU : capacidad máxima de almacenamiento capilar [mm]

ρ_b : densidad aparente del suelo seco [g/cm^3]

P : profundidad del suelo considerado [mm]

H_{cc} : contenido de humedad a capacidad de campo [% en peso de suelo seco]

H_{pmp} : contenido de humedad a punto de marchitez constante [% en peso de suelo seco]

ρ_w : densidad del agua [g/cm^3]

A partir de la clasificación textural de cada una de las unidades cartográficas presentes en la zona de estudio, se pueden determinar los valores de ρ_b , H_{cc} y H_{pmp} usando el software Soil Water Characteristics, el procedimiento es descrito en detalle por Saxton y Rawls (2006). En cuanto a la profundidad del suelo, esta se puede determinar a partir de la profundidad de las raíces asociada a cada cobertura del suelo. Dichos valores para diferentes coberturas del suelo, pueden ser consultados en estudios realizados por Canadell *et al.* (1996), Bradbury *et al.* (2000), Ramírez Solano (2012), CTA (2013), Tapia alvarado (2016), Calderon y Lemus (2016).

3.3.2. Conductividad hidráulica de la superficie del suelo - Ks

Este parámetro corresponde a la conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo y por lo tanto, se define como la capacidad de los medios porosos en condiciones de saturación para dejar pasar el agua de un punto a otro (CTA, 2013). Ks depende del tipo de suelo y de su estructura, y para determinar su valor se debe clasificar texturalmente cada una de las unidades cartográficas presentes en la zona de estudio. A partir de esta clasificación se puede obtener el valor de conductividad hidráulica saturada usando el software Soil Water Characteristics, el procedimiento es descrito en detalle por Saxton y Rawls (2006).

3.3.3. Conductividad hidráulica del estrato rocoso - Kp

Este parámetro corresponde a la conductividad hidráulica en la interfaz entre los horizontes superficiales y profundos del suelo. Por lo general este valor es menor que Ks , puesto que el medio poroso es más compactado o se trata de roca fracturada, y por ende es menos permeable. En el modelo SHIA, este valor es utilizado en los procesos de percolación, pérdidas subterráneas y en la estimación del flujo base. Su estimación presenta mucha incertidumbre, dado que la información acerca del estrato rocoso suele ser

escasa (Ramírez Solano, 2012). Por ende, se recurre a rangos de valores propuestos en la literatura para este parámetro, como los presentados en Domenico y Schwartz (1998), Fetter (2001) y Bussi (2014), donde se consideran litologías típicas descritas en función de la textura. Adicionalmente, se puede recurrir a estudios hidrogeológicos de la zona de estudio, donde se hayan reportado las propiedades hidráulicas de cada una de las unidades hidrogeológicas.

3.3.4. Velocidades de flujo

Para el tanque de almacenamiento superficial - Tanque 2, se debe determinar la velocidad de flujo en la ladera - $V1_i$, la cual se considera estacionaria pero variable en el espacio en función de la pendiente, como se muestra en la Ecuación 3.4, la cual es una simplificación de la ecuación de Manning y ha sido ampliamente usada en estudios hidrológicos como los presentados en CTA y UNAL (2001), Francés *et al.* (2007), Velásquez Giron (2011) y Ramírez Solano (2012).

$$V1_i = 1.4 * S_i^{0.5} \quad (3.4)$$

donde $V1_i$ es la velocidad de flujo en la ladera en m/s y S_i es la pendiente adimensional para cada celda de la zona de estudio.

Para los tanques 3, 4 y 5, se les asignará un valor constante a las velocidades de flujo subsuperficial, subterránea y en el cauce, respectivamente.

3.4. Calibración del modelo SHIA

Dado que la información utilizada para aplicar el modelo SHIA y los parámetros estimados, se obtienen de manera indirecta y con base en información que puede provenir de diversas fuentes, la incertidumbre asociada con su estimación y los efectos de escala espacial y temporal suelen ser significativos. En consecuencia, el modelo puede no alcanzar a reproducir el comportamiento del flujo base, los picos y las recesiones observadas en las estaciones limnimétricas (Francés *et al.*, 2007). Por lo tanto, se recurre al uso de factores de calibración, los cuales mejoran el ajuste de las simulaciones con respecto a la serie de caudales observados, el cual es evaluado con una medida de bondad de ajuste. A continuación se describen los elementos necesarios para realizar la calibración del modelo SHIA.

3.4.1. Serie de caudales observados y análisis de homogeneidad

En primera medida, se debe seleccionar el periodo de calibración, el cual depende de la disponibilidad de datos en la serie de caudales observados y de su homogeneidad, que es evaluada a partir de los cambios en la distribución, la media y la tendencia de la serie.

Una vez elegido el periodo donde la serie de caudales observados es homogénea, se debe verificar que no esté intervenida, es decir que no se presenten captaciones de agua superficial y/o subterránea significativas, dado que en primera medida se pretende simular las condiciones naturales de la cuenca (Restrepo Tamayo, 2007). Adicionalmente, se debe verificar que este periodo represente la variabilidad climática de la zona de estudio. Una vez cumplidos los aspectos mencionados, se define el periodo de calibración.

3.4.2. Condiciones iniciales

En el proceso de calibración se requiere conocer las condiciones iniciales en cada uno de los almacenamientos del modelo SHIA. Estas condiciones son complejas de definir dado que son difíciles de estimar y por lo general, no se miden continuamente en el tiempo. Por lo tanto, se recurre a un procedimiento alterno, que consiste en elegir condiciones iniciales arbitrarias y un periodo de calentamiento, donde el modelo logre estabilizarse (Perrin *et al.*, 2003). Este periodo de calentamiento puede ser definido de manera visual, como el intervalo hasta donde el caudal simulado se ajuste al observado. Las condiciones iniciales requeridas en el modelo SHIA son:

- Almacenamiento capilar - $S1$ [mm]
- Almacenamiento superficial - $S2$ [mm]
- Almacenamiento subsuperficial - $S3$ [mm]
- Almacenamiento subterráneo - $S4$ [mm]
- Almacenamiento en el cauce - $S5$ [mm]

3.4.3. Factores de calibración

Los factores de calibración deben ser ajustados siguiendo una estrategia como la presentada por Rendón Álvarez *et al.* (2018); donde la búsqueda de los valores óptimos de dichos factores es realizada por etapas y usando un algoritmo metaheurístico, bajo supervisión continua. Esta estrategia busca encontrar el mejor ajuste entre la serie de caudales simulados y observados. Los factores de calibración usados en este trabajo y su respectiva variable a calibrar, se presentan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Factores de calibración usados para el modelo SHIA.

Factor	Variable a calibrar	Expresión matemática
$R1$	Capacidad máxima de almacenamiento capilar	$HU_i^* = R1 \cdot HU_i$
$R2$	Precipitación	$I1_{i,j}^* = R2 \cdot I1_{i,j}$
$R3$	Conductividad hidráulica de la superficie del suelo	$Ks_i^* = R3 \cdot Ks_i$
$R4$	Velocidad de flujo en la ladera	$V1_i^* = R4 \cdot V1_i$
$R5$	Conductividad hidráulica del estrato rocoso	$Kp_i^* = R5 \cdot Kp_i$
$R6$	Velocidad de flujo subsuperficial	$V2^* = R6 \cdot V2$
$R7$	Pérdidas subterráneas	$Kpp_i^* = R7 \cdot Kp_i$
$R8$	Velocidad de flujo subterráneo	$V3^* = R8 \cdot V3$
$R9$	Velocidad de flujo en el cauce	$V4^* = R9 \cdot V4$

Los términos con asterisco en la Tabla 3.1 son los que se utilizan para la modelación y los que se presentan al lado derecho de la expresión matemática, son los obtenidos a partir de la información base.

3.4.4. Medidas de bondad de ajuste

Para evaluar el ajuste de la serie de caudales simulados con los observados, se recurre al uso de medidas de bondad de ajuste como el índice de Eficiencia de Nash-Sutcliffe - ENS descrito en Nash y Sutcliffe (1970) y dos versiones de este índice (ENS_{log} y

ENS_{sqr}) presentadas en Krause *et al.* (2005). El ENS , es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza de los residuales comparada con la varianza de la muestra de referencia. Por lo tanto, indica que tanto se ajustan las series observadas y las simuladas a la línea de pendiente unitaria (Álvarez Villa, 2014). El valor óptimo del ENS y las dos versiones presentadas, ENS_{log} y ENS_{sqr} , es 1. Así, la función objetivo en la calibración es maximizar dichos índices, para lograr una simulación satisfactoria. El ENS se presenta en la Ecuación 3.5 y sus dos versiones se presentan en las Ecuaciones 3.6 y 3.7.

$$ENS = \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^n (O_j - S_j)^2}{\sum_{j=1}^n (O_j - \bar{O})^2} \right] \quad (3.5)$$

$$ENS_{log} = \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^n (\log O_j - \log S_j)^2}{\sum_{j=1}^n (\log O_j - \log \bar{O})^2} \right] \quad (3.6)$$

$$ENS_{sqr} = \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^n (\sqrt{O_j} - \sqrt{S_j})^2}{\sum_{j=1}^n (\sqrt{O_j} - \sqrt{\bar{O}})^2} \right] \quad (3.7)$$

donde O_j y S_j desde $j = 1, 2, 3, \dots, n$, son las series de caudales observados y simulados, respectivamente, y \bar{O} es el valor promedio de la serie de caudales observados. Evaluar el ENS en el campo de los logaritmos y las raíces, permite minimizar su disminución por efecto de los caudales pico y de esta manera enfatizar el análisis en los caudales base, ya que simular de manera eficiente el comportamiento de estos, permite la adecuada toma de decisiones en la gestión y planificación del recurso hídrico.

Adicionalmente, se recomienda verificar el error cometido en el balance, el cual no debe ser, en valor absoluto, mayor al 5% (Rendón Álvarez *et al.*, 2018). El error de balance EB , se calcula usando la Ecuación 3.8.

$$EB = \frac{|\bar{O} - \bar{S}|}{\bar{O}} \quad (3.8)$$

donde \bar{O} y \bar{S} , son los valores promedio de las series de caudales observados y simulados, respectivamente.

3.5. Insumos para el MPE

3.5.1. Recarga promedio en la zona acuífero

Una vez calibrado el modelo SHIA, es posible obtener la recarga promedio en la zona acuífero descrita en la Sección 2.3.2. Esta recarga se obtiene a partir de la cantidad de agua que percola al acuífero $I_{4i,j}$, usando la Ecuación 2.33. Así, el promedio de $I_{4i,j}$ se realiza solo en las celdas que pertenecen a la zona acuífero.

3.5.2. Coeficientes de descarga y factores de reparto

Para obtener los coeficientes de descarga y factores de reparto de cada uno de los depósitos virtuales del MPE, se propone la metodología presentada en la Figura 3.4, la cual consiste en obtener los valores semilla de α_n y b_n y los valores de referencia de las relaciones río - acuífero, y a partir de estos, implementar un algoritmo de optimización

para lograr la mejor estimación de los coeficientes de descarga y factores de reparto para el MPE.

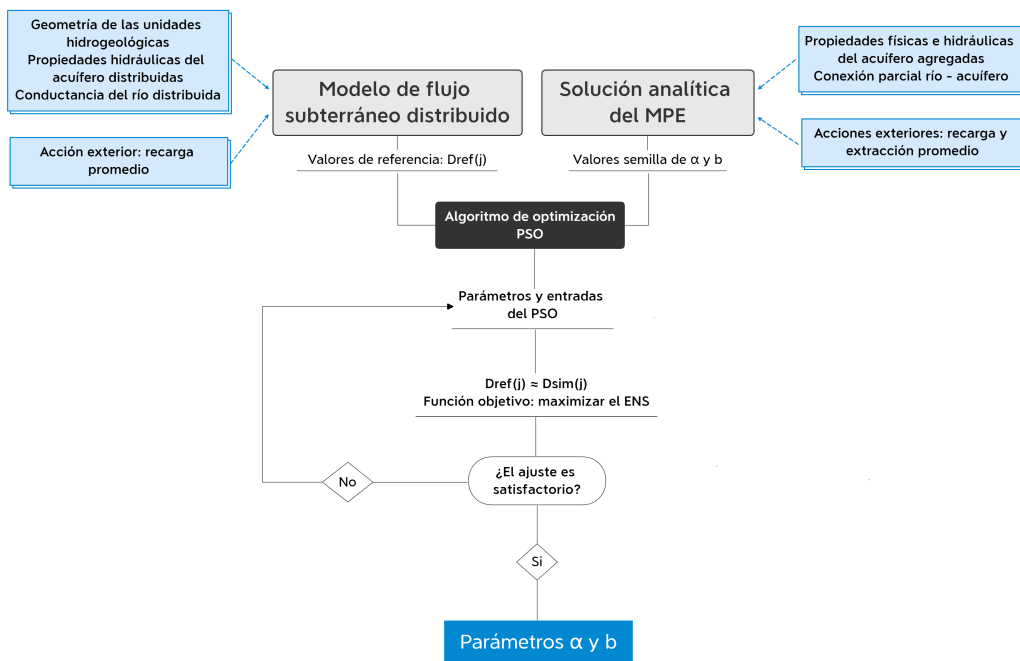


Figura 3.4. Metodología para estimar los coeficientes de descarga y factores de reparto.

3.5.2.1. Valores semilla de α y b

En primer lugar se deben obtener los valores semilla de los coeficientes de descarga y factores de reparto a partir de la solución analítica del MPE, donde se considera un acuífero rectangular y homogéneo con conexión parcial entre el río y el acuífero, y con acción exterior distribuida. Adicionalmente, se consideran alturas piezométricas iniciales en cero y que no hay interacción entre el sistema analizado y el medio exterior, es decir que tanto las condiciones iniciales como las de contorno son nulas.

Para obtener los valores semilla se usan las Ecuaciones 2.29 y 2.31, donde las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero se consideran de manera agregada y las acciones exteriores corresponden a la recarga promedio para cada intervalo de simulación y una acción exterior ficticia correspondiente a un valor de extracción. Esta acción exterior ficticia simula las pérdidas naturales que se presentan debido al efecto de la inclinación del río conectado con el acuífero y que el MPE no logra reproducir, dado que considera el acuífero con un comportamiento próximo al lineal donde las oscilaciones del nivel saturado son pequeñas (Sahuquillo *et al.*, 2010) y por lo tanto, el acuífero es plano y el río casi siempre es ganador, condiciones que no suceden en sistemas hidrológicos naturales.

La cantidad de depósitos virtuales a considerar en el MPE dependerá del grado de conexión entre el río y el acuífero, y del detalle con el que se pretendan representar los picos del hidrograma subterráneo.

3.5.2.2. Valores de referencia: Modelo de flujo subterráneo distribuido

A partir de un modelo de flujo subterráneo distribuido que resuelva la ecuación de flujo por diferencias finitas, se obtiene la serie de referencia de las relaciones río-acuífero $D_{ref}(j)$ desde $j = 1, 2, \dots, n_{sim}$. Esta serie representa las condiciones reales de geometría y la heterogeneidad del acuífero, diferentes conexiones río-acuífero determinadas por la conductancia distribuida en el río y una acción exterior distribuida uniformemente, correspondiente a la recarga promedio para cada intervalo de simulación. Por lo tanto, esta serie representa una aproximación real de las relaciones río acuífero y a partir de ella se puede obtener la mejor estimación de los coeficientes de descarga y factores de reparto. El modelo de flujo subterráneo usado en este trabajo fue desarrollado por Restrepo Correa *et al.* (2018) bajo el marco del código MODFLOW 2005 (Harbaugh, 2005). MODFLOW es un popular código de simulación de flujo de aguas subterráneas, abierto y distribuido por el Servicio Geológico de los EE. UU., que resuelve numéricamente la ecuación de flujo subterráneo de forma general, es decir para cualquier configuración geométrica y configuración de parámetros, empleando el método de las diferencias finitas. Este código ha sido ampliamente utilizado para simular de forma precisa, confiable y eficiente el flujo de aguas subterráneas (Restrepo Correa *et al.*, 2018).

3.5.2.3. Algoritmo de optimización

Una vez obtenidos los valores semilla de α_n y b_n , y los $D_{ref}(j)$, se procede a implementar el algoritmo de optimización con el objetivo de encontrar los valores de α_n y b_n para cada uno de los depósitos virtuales considerados para el MPE, que generen la mejor aproximación a los valores de referencia.

Algunos estudios recientes de aguas subterráneas sugieren el uso de algoritmos para la calibración de aguas subterráneas y la estimación de parámetros, como el Particle Swarm Optimization - PSO. Este se ha utilizado ampliamente en la ingeniería de recursos hídricos e incluso como herramienta de calibración (Lyons *et al.*, 2020), y en ciertos casos, se ha demostrado que esta técnica supera a otros métodos de optimización como los algoritmos genéticos (Robinson y Rahmat Samii, 2004). En este trabajo se utilizó el algoritmo Particle Swarm Optimization - PSO, el cual se describe a continuación.

PSO es una técnica robusta de cálculo evolutivo estocástico basada en el movimiento y la inteligencia de los enjambres de partículas en la naturaleza. Esta técnica permite optimizar un problema a partir de una población de soluciones candidatas, denotadas como "partículas", moviendo éstas por todo el espacio de búsqueda según reglas matemáticas que tienen en cuenta la posición y la velocidad de las partículas. El movimiento de cada partícula se ve influido por su mejor posición local (*pbest*) hallada hasta el momento, así como por la mejor posición global (*gbest*) encontrada por todas las partículas a medida que recorren el espacio de búsqueda. El fundamento teórico de esto es hacer que la nube de partículas converja rápidamente hacia las mejores soluciones (Robinson y Rahmat Samii, 2004). En la Figura 3.5 se presenta el esquema del movimiento de las partículas hacia *gbest*, considerando un problema de optimización en un espacio de parámetros 2-D.

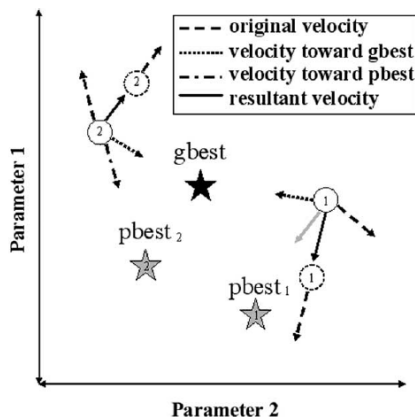


Figura 3.5. Esquema de movimiento de las partículas hacia *gbest* en un espacio de parámetros 2-D. Tomada de Robinson y Rahmat Samii (2004)

Dado que el algoritmo de optimización al comenzar la búsqueda de la mejor solución puede encontrar óptimos locales, es preciso establecer los valores semillas mencionados anteriormente, así la búsqueda estará al rededor del valor óptimo y no del local (Restrepo Tamayo, 2007). Lo anterior se conoce como error de truncamiento y se genera por una convergencia prematura, dado que todos los enjambres avanzan hacia la mejor solución (que puede ser la la mejor solución local) que se encuentra mediante un enjambre específico y si las velocidades de todos los enjambres son muy bajas, los enjambres no pueden salir del punto (Thomas *et al.*, 2019). Para determinar cual es la mejor solución, se debe definir una función objetivo, en este trabajo será maximizar el *ENS* presentado en la Ecuación 3.9, el cual permite comparar los resultados obtenidos aplicando diferentes modelos en el mismos sistema.

$$ENS = \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^{n_{sim}} (D_{ref}(j) - D_{sim}(j))^2}{\sum_{j=1}^{n_{sim}} (D_{ref}(j) - \overline{D_{ref}})^2} \right] \quad (3.9)$$

donde $D_{ref}(j)$ y $D_{sim}(j)$ desde $j = 1, 2, 3, \dots, n_{sim}$, son las series de las relaciones río-acuífero obtenidas con el modelo de flujo subterráneo distribuido y con el MPE, respectivamente; y $\overline{D_{ref}}$ es el valor promedio de la serie obtenida con el modelo de flujo subterráneo distribuido.

Una vez definida la función objetivo, se deben establecer los valores para cada uno de los parámetros del PSO presentados a continuación:

- m : número de dimensiones, que corresponde al número de variables de decisión a optimizar. Con esto se reduce el problema de optimización a un set de valores que representan la posición en el espacio de solución.
- N : tamaño de la población, es decir número de partículas optimizadoras. Todas las partículas en el enjambre actúan individualmente bajo el mismo principio rector: acelerar hacia la mejor ubicación personal y general mientras verifica constantemente el valor de su ubicación actual. No hay consenso sobre cuántas partículas usar para un optimizador. Por tanto, cada usuario debe evaluar el número necesario para optimizar el problema de estudio.

- LB y UB : límites superior e inferior para las variables de decisión.
- $c1$ y $c2$: factor escalar que determina el acercamiento a $pbest$ y $gbest$, respectivamente. Eberhart y Shi (2001) en Robinson y Rahmat Samii (2004) sugirió que la mejor opción para $c1$ y $c2$ es 2.0 para cada uno.
- w : peso inercial. Este valor determina en qué medida la partícula permanece a lo largo de su curso original sin ser afectado por el tirón de $gbest$ y $pbest$. Es un valor entre 0 y 1. Eberhart y Shi (1998) en Robinson y Rahmat Samii (2004), sugirieron variar el peso inercial linealmente de 0.9 a 0.4 en el transcurso de la corrida.
- Factor v : factor de escala de la velocidad de las partículas. Eberhart y Shi (1998) en Robinson y Rahmat Samii (2004) recomiendan usar un factor alrededor del 10-20% del valor de cada dimensión.
- $maxite$ y $maxrun$: número máximo de iteraciones y corridas, respectivamente. Ambos valores deben ser definidos por el usuario dependiendo de la rapidez de convergencia del algoritmo hacia el mejor valor de la función objetivo.
- Random: elemento aleatorio en la optimización para simular el ligero componente impredecible del comportamiento natural del enjambre. La mayoría de las implementaciones utilizan dos números aleatorios independientes para variar estocásticamente la atracción relativa de $gbest$ y $pbest$.

En estudios realizados por Lyons *et al.* (2020) y Thomas *et al.* (2019), se presentan valores para algunos de los parámetros del PSO usados en la calibración de un modelo de flujo subterráneo y en la estimación de los parámetros del acuífero, respectivamente.

Una vez definidos los valores de cada uno de los parámetros del PSO y las entradas que corresponden a la recarga promedio por cada intervalo de simulación, los valores semilla de cada una de las variables de decisión a optimizar que en este caso son α_n y b_n para cada depósito virtual, y la serie de referencia de las relaciones río-acuífero D_{ref} , se implementó el PSO en el software Matlab a partir de una Script de uso libre disponible en un repositorio web. En cada intervalo de simulación, se estima el intercambio total río - acuífero usando la Ecuación 2.26 para los depósitos virtuales seleccionados, los valores obtenidos corresponden a D_{sim} y usando la Ecuación 3.9, se obtiene el ENS y se selecciona el mayor valor para cada iteración. Una vez ejecutado el PSO, es posible obtener los coeficientes de descarga y factores de reparto del MPE considerando la distribución espacial de las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero representados en la serie de referencia de las relaciones río-acuífero con la cual se optimizó el MPE. Así, es posible representar por medio de dos conjuntos de parámetros (α_n y b_n), la variabilidad espacial de las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero.

3.6. Disponibilidad hídrica

De acuerdo con IDEAM (2010a), la oferta hídrica total disponible o disponibilidad hídrica, es el volumen de agua promedio que resulta de sustraer a la oferta hídrica total superficial, el volumen de agua que garantizaría el uso para el funcionamiento de los ecosistemas y de los sistemas fluviales y, en alguna medida, un caudal mínimo para usuarios que dependen de las fuentes hídricas asociadas a estos ecosistemas, es decir, el caudal ambiental. Adicionalmente, considerando las intervenciones antrópicas, para obtener la

oferta hídrica total disponible se deben considerar las demandas en la cuenca, los retornos y las intervenciones en las cuencas como trasvases (Cornare, 2017).

3.6.1. Estimación de la disponibilidad hídrica

En el presente trabajo, para estimar la disponibilidad hídrica superficial (DH), se consideró la oferta hídrica superficial (OH) obtenida con el modelo SHIA-MPE para cada intervalo de simulación, el caudal ambiental (CA) y el caudal demandado (CD), como se muestra en la Ecuación 3.10.

$$DH(j) = OH(j) - CA(j) - CD(j) \quad (3.10)$$

donde $j = 1, 2, \dots, n_{sim}$ con n_{sim} igual al número de intervalos de simulación.

El caudal ambiental corresponde al volumen de agua necesario en términos de calidad, cantidad, duración y estacionalidad para el sostenimiento de los ecosistemas acuáticos y para el desarrollo de las actividades socioeconómicas de los usuarios aguas abajo de la fuente de la cual dependen tales ecosistemas (MAVDT, 2010). Este puede ser estimado siguiendo la metodología propuesta en MAVDT (2004), la cual permite estimar el caudal ambiental como el 25 % del caudal mensual multianual más bajo de la corriente. Para el cálculo del caudal demandado se debe contar con la variabilidad espacial de la demanda hídrica que puede ser obtenida a partir de información secundaria existente en las corporaciones ambientales. Finalmente con los resultados de la oferta y la demanda se obtiene la disponibilidad hídrica.

3.6.2. Escenarios de cambio de uso del suelo

Para determinar los escenarios de cambios de uso del suelo, se utiliza el software de uso libre Dinamica EGO, con el cual se pueden realizar análisis ambientales y de dinámica de paisajes, que permiten la creación de tendencias futuras a partir de un auto-entrenamiento utilizando situaciones previas en distintos momentos temporales. Dinamica EGO consiste en un entorno de autómatas celulares que incorpora algoritmos de transición basados en vecindarios y enfoques de retroalimentación espacial en un marco de simulación estocástica de varios pasos, y a partir de este se puede simular el cambio de las coberturas del suelo con base en la calibración óptima de simulaciones pasadas, donde se determinan las tendencias y patrones espaciales de cambio. La descripción detallada de la implementación de Dinamica EGO para obtener escenarios de cambios de coberturas puede ser consultada en Maeda *et al.* (2011).

3.6.3. Estrategia de uso conjunto alternante

Como se mencionó anteriormente, el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas permite gestionar de manera eficiente las concesiones de agua y así garantizar las demandas. Por lo tanto, se propone el uso alternante de aguas superficiales y subterráneas como una estrategia que permita el suministro de agua en los años secos aumentando los bombeos, y cuando la disponibilidad de agua en ríos y embalses supera a la media, se utiliza más agua superficial lo que permite aumentar las reservas subterráneas que podrían ser utilizadas en periodos secos posteriores Sahuquillo *et al.* (2010). En este trabajo, se propone una regla de operación basada en el uso alternante de aguas superficiales y subterráneas. En las épocas de sequía se propone abastecer un porcentaje de la demanda superficial con agua subterránea, y en las épocas lluviosas la demanda total será abastecida con agua

superficial. Así la disponibilidad hídrica superficial en los periodos más críticos correspondientes a los meses secos, será mayor y se logrará garantizar las demandas.

Una vez determinada la alternancia, se implementa el modelo SHIA-MPE considerando la extracción como acción exterior y se obtiene la oferta hídrica. Para determinar como el uso alternante aumenta las garantías del sistema, se propone aplicar dos indicadores de respuesta del sistema para satisfacer la demanda, la garantía diaria y la volumétrica. Para obtener la garantía diaria se deben determinar los días que el sistema cumple, es decir los días donde se satisface la demanda y el total de días que corresponde a los días simulados; así la garantía diaria se obtiene usando la Ecuación 3.11.

$$\text{Garantía diaria} [\%] = \frac{\text{Días que cumple} * 100}{\text{Total de días}} \quad (3.11)$$

Adicionalmente, se propone estimar la garantía volumétrica [%] para el periodo de simulación, usando la Ecuación 3.12.

$$\text{Garantía volumétrica} [\%] = \frac{\text{Volumen suministrado} * 100}{\text{Volumen demandado}} \quad (3.12)$$

donde el volumen suministrado corresponde al volumen demandado que el sistema logró suplir, y el volumen demandado corresponde a la suma de los volúmenes de agua necesarios para el sostenimiento de los ecosistemas acuáticos (caudal ambiental) y los volúmenes de agua de demandas antrópicas. Finalmente, se propone calcular el volumen de incumplimiento como la suma de los volúmenes de agua que el sistema no logró suplir.

4

Caso de aplicación

4.1. Introducción

En Colombia, se ha evidenciado que una cierta cantidad de cuencas presentan déficit de agua por aumento de la demanda (IDEAM, 2019). Un caso concreto de déficit se presenta en la cuenca de la quebrada La Pereira, ubicada al suroriente del departamento de Antioquia, entre los municipios del Carmen de Viboral, Rionegro y La Ceja, como se muestra en la Figura 4.1. La cuenca de la quebrada La Pereira se encuentra a una altura promedio sobre el nivel del mar de 2200 m y la transición entre las montañas circundantes y el valle plano es sumamente brusca en la zona. La cobertura principal del suelo son los pastos, con un total del 53.59% del área de la cuenca. La temperatura promedio de 16 °C y las condiciones de precipitación están bien definidas, con alternancia de periodos secos y lluviosos, y con una precipitación media anual de 2250 mm (Echeverri, 2003). Tiene un área aproximada de 142 Km^2 y cuenta con cuatro afluentes principales: Pereirita, Palo Santo, Payuco y Santa Fe. La cuenca es de orden 6, con un patrón de drenaje dendrítico influenciado por las lluvias y la topografía de la zona (Cornare y UNAL, 2006). En la cuenca se registran dos microcuencas abastecedoras rurales con áreas de aportación mayores a 1 Km^2 , correspondientes a la Corporación Cívica Acueducto San Antonio de Pereira y la Corporación Acueducto Multiveredal Carmin Cuchillas Mampuesto y Anexos (Cornare, 2017).

Desde el año 2006 cuando se realizó el POMCA de La Pereira (Cornare y UNAL, 2006), se evidenció una presión sobre el recurso suelo debida principalmente a la construcción de fincas de recreo y la ganadería extensiva, lo cual genera deforestación y pone en riesgo la conservación de los nacimientos y corrientes de agua, ya que quedan desprovistos de vegetación protectora. Adicionalmente se evidenció la expansión de la actividad floricultora en la zona, lo que ocasiona un aumento de presión sobre el recurso hídrico. Este panorama no ha cambiado en los últimos años, lo cual se evidencia en el POMCA del Río Negro (Cornare, 2017), donde se reporta que la cuenca tiene una presión constante y creciente de demanda de recursos de todo tipo, debido a los procesos de urbanización acelerada y

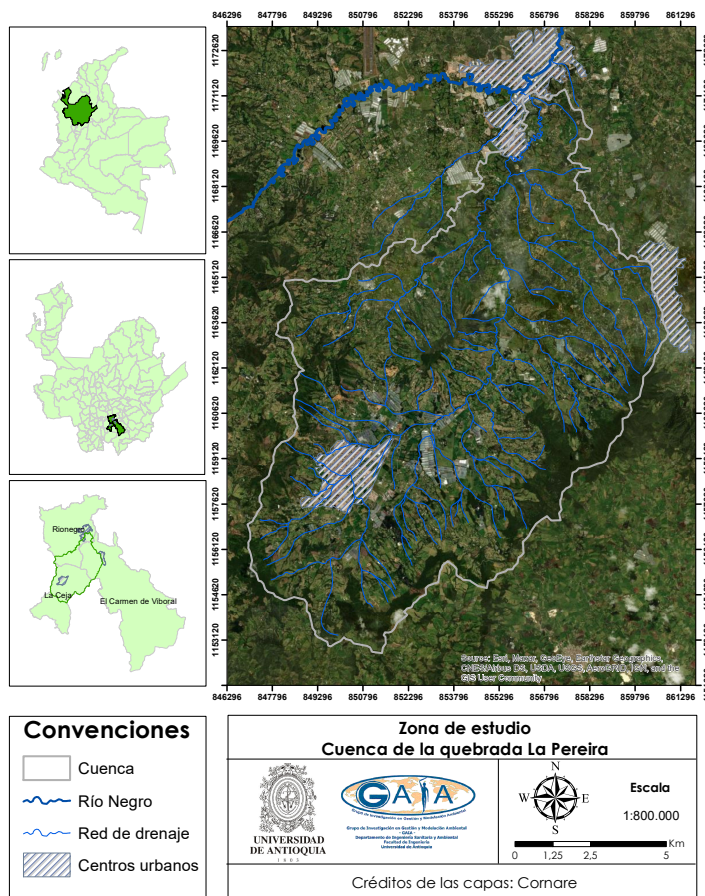


Figura 4.1. Cuenca de la quebrada La Pereira.

transformación socioeconómica. Lo anterior, dado que se encuentra ubicada en la subregión del Oriente antioqueño, la cual se ubica como la segunda en crecimiento del departamento de Antioquia después de la subregión del Valle de Aburrá. En la tabla 4.1 se presenta la tasa de crecimiento poblacional en los tres municipios que hacen parte de la cuenca, siendo Rionegro el que presenta el mayor crecimiento.

Tabla 4.1. Tasa de crecimiento poblacional en los municipios de la cuenca de la quebrada La Pereira. Fuente: Cornare (2017).

Municipio	Población 1993	Población 2005	Variación
El Carmen de viboral	35455	41012	15,67 %
La Ceja	37398	46268	23,72 %
Rionegro	78707	100513	27,71 %

En el año 2006, se proyectó que el incremento poblacional acelerado que se estaba presentando en el municipio de La Ceja, a razón de las migraciones de otros municipios con opción de vincularse al sector floricultor y de construcción (Cornare y UNAL, 2006), generaría un incremento en la demanda del recurso hídrico agudizando la problemática

de déficit que para ese año se presentaba en la cuenca. Teniendo en cuenta estudios más recientes (Cornare y GOTTA, 2011) y (Cornare, 2017), en los cuales se afirma que las demandas proyectadas son mayores que el caudal mínimo calculado para la cuenca y que se presenta una clasificación media para el Índice de Vulnerabilidad por Desabastecimiento Hídrico (IVH), se ratifica que se está presentando un incremento en la demanda del recurso hídrico, generando un déficit de agua por uso.

Por lo tanto, de acuerdo con el balance hídrico superficial entre oferta y demanda, se evidencia que la cuenca de la quebrada La Pereira presenta déficit de agua por uso, debido a que el caudal concedido es mucho mayor que el caudal mínimo (Cornare y UNAL, 2006) (Cornare y GOTTA, 2011) (Cornare, 2017).

Por otro lado, en Restrepo Correa *et al.* (2018) se presenta una zonificación regional del potencial acuífero para el Valle de San Nicolás - VSN, del cual hace parte la cuenca de la quebrada La Pereira. Esta zonificación combina para la parte central del VSN una interpretación a partir del modelamiento numérico y un análisis multicriterio que incluye tanto variables superficiales como del subsuelo, para el área restante. En la Figura 4.2 se presenta dicha zonificación para la cuenca de la quebrada La Pereira.

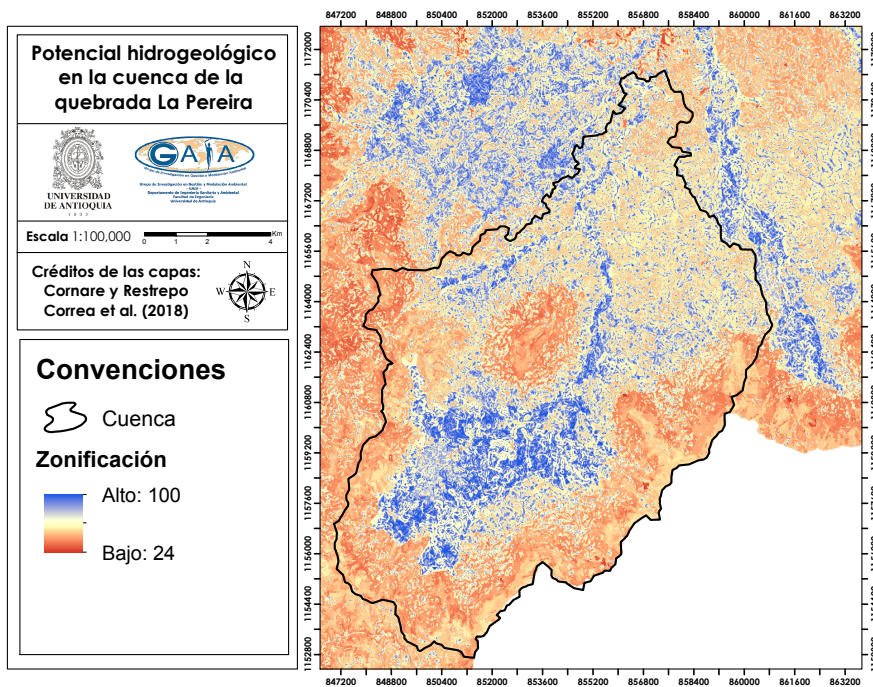


Figura 4.2. Potencial hidrogeológico para la cuenca de la quebrada La Pereira. Adaptada de Restrepo Correa *et al.* (2018)

Los colores azules indican alto potencial y se concentran principalmente en el área del acuífero de la llanura de inundación y de las terrazas aluviales. En color amarillo crema, se ubican las áreas de potencial hidrogeológico medio y en rojo las áreas de potencial hidrogeológico bajo. Debido a que en la cuenca se han identificado zonas con potencial hidrogeológico alto y medio, desarrollar un modelo piloto de uso conjunto de aguas superfi-

ciales y subterráneas para explorar alternativas de uso, permitiría aumentar la flexibilidad del sistema y garantizar las demandas en la cuenca.

4.2. Información utilizada en el SHIA

4.2.1. Modelo digital de elevación incisado

Para este trabajo se utilizó un MDE cuya resolución es 30.71 m, el cual fue incisado con la red de drenaje en escala 1:25000, usando el software HidroSIG 4.0. Ambos insumos fueron suministrado por Cornare y el resultado obtenido se presenta en la Figura 4.3, donde las líneas de color azul representan la red de drenaje con la cual se quemó el MDE. A partir del procesamiento descrito por Ramírez Osorio (2002), UNAL (2011) y Quintero D. *et al.* (2005), se obtuvieron las direcciones de drenaje superficiales y las celdas acumuladas en la cuenca.

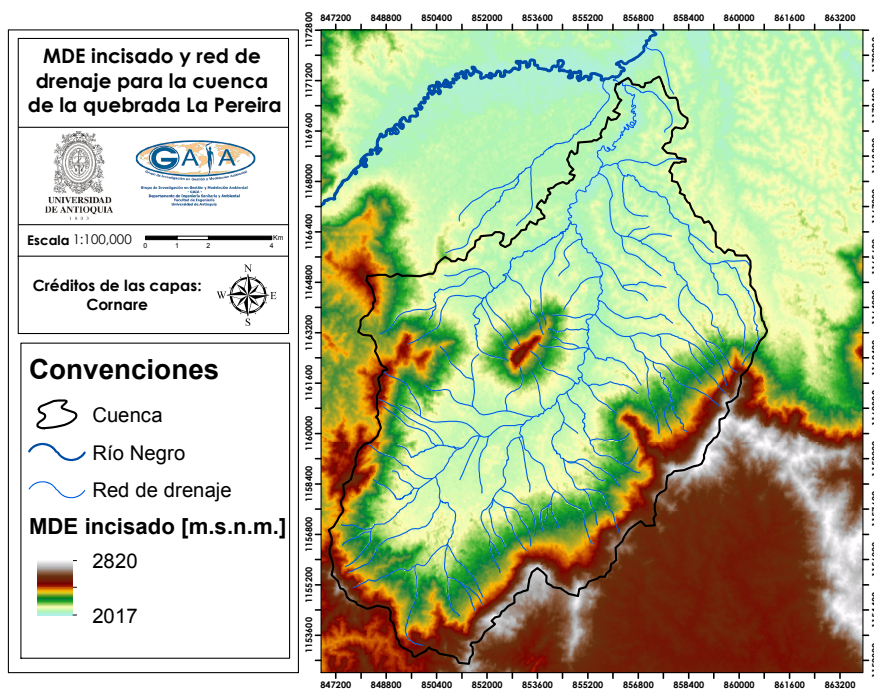


Figura 4.3. Modelo digital de elevación incisado y red de drenaje para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.2.2. Precipitación en la zona de estudio

Para la zona de estudio, se cuenta con ocho estaciones de precipitación cuya ubicación se presentan en la Figura 4.4, donde también se muestra la estación de caudal ubicada a la salida de la cuenca, con la cual se calibrará el modelo SHIA. Estas estaciones presentan un ciclo anual bimodal, con dos temporadas secas (diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto) y dos temporadas de lluvia (marzo-abril-mayo y septiembre-octubre-noviembre), siendo enero y febrero los meses más secos (Figura 4.5). Dicho comportamiento es con-

gruente con estudios realizados en la zona por Echeverri (2003) y Tobón (2003).

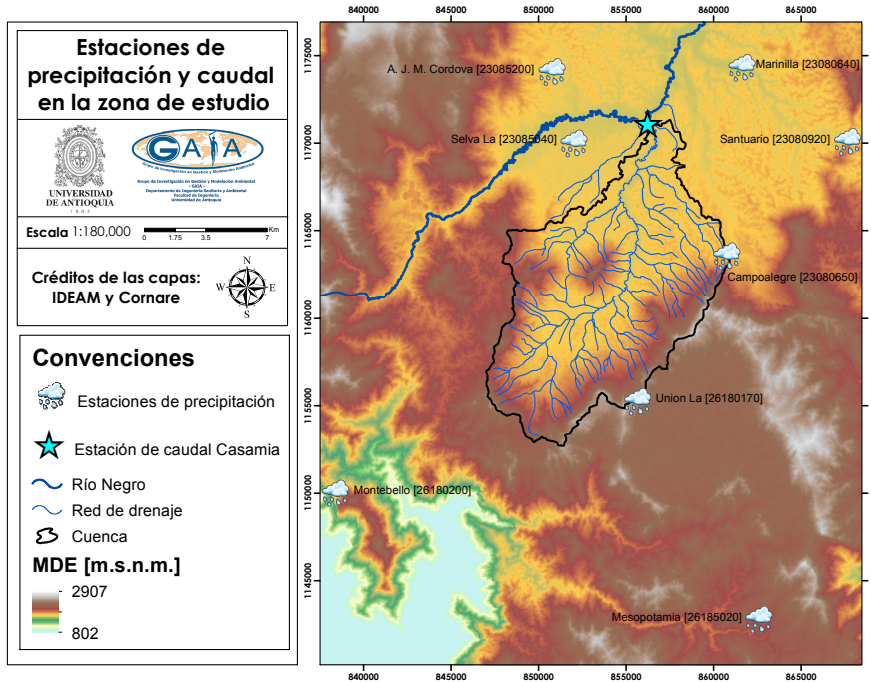


Figura 4.4. Estaciones de precipitación y caudal en la zona de estudio. Fuente: IDEAM.

Al realizar un análisis exploratorio de las series de datos, y teniendo en cuenta la fecha de instalación y suspensión de cada una, así como la cantidad de datos faltantes en cada uno de los años, se eligió el periodo 1993-2011 como el periodo de simulación. En la Tabla 4.2, se presenta el porcentaje de datos faltantes para el periodo de simulación en cada una de las estaciones, los cuales fueron completados en el software R, usando el método del vecino más cercano. Posteriormente, usando el método de interpolación IDW, se estimó la distribución espacial de la precipitación para cada de simulación, usando el lenguaje de programación FORTRAN 90.

Tabla 4.2. Estaciones de precipitación y porcentaje de datos faltantes para el periodo 1993-2011.

Estación	Código IDEAM	Datos faltantes	% datos faltantes
A.J.M.Cordova	23085200	13	0.19
Campoalegre	23080650	1	0.01
Marinilla	23080640	48	0.69
Mesopotamia	26185020	2	0.03
Montebello	26180200	5	0.07
Santuario	23080920	93	1.34
Selva La	23085040	69	0.99
Union La	26180170	135	1.95

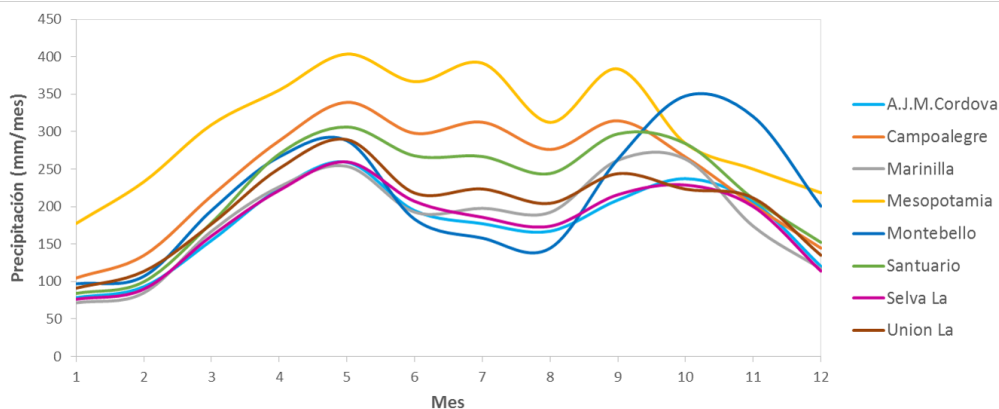


Figura 4.5. Ciclo anual de precipitación en cada estación para la zona de estudio.

4.2.3. Evapotranspiración en la zona de estudio

Aplicando la ecuación de Cenicafé presentada en la Sección 3.2.3, se obtuvo la evapotranspiración potencial en la zona de estudio (Figura 4.6).

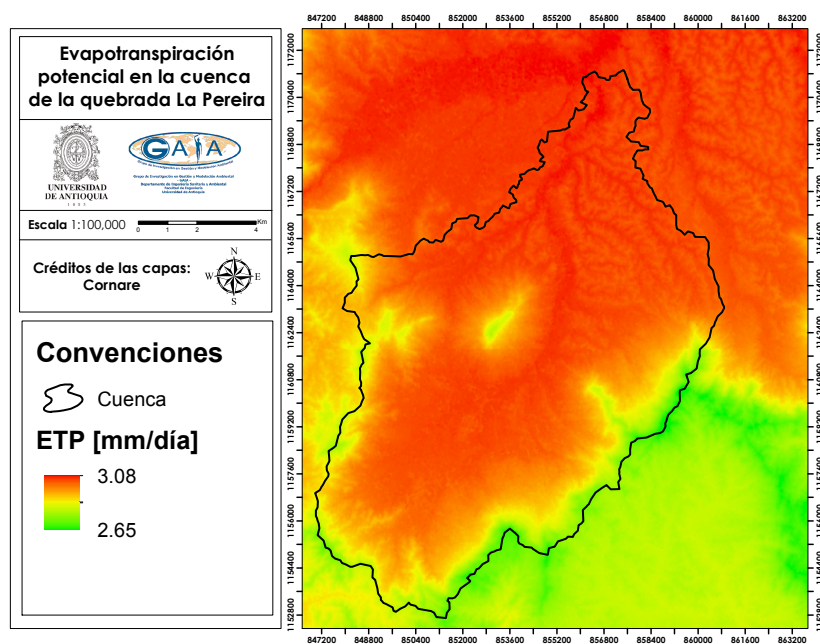


Figura 4.6. Evapotranspiración potencial en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Los valores presentados concuerdan con estudios realizados en la zona, como el presentado en Tobón (2003), donde se comparan varios métodos de estimación de la evapotranspiración y se concluye que la ecuación de Cenicafé es un buen método para calcular la ETP en la zona de estudio.

Posteriormente, en el modelo SHIA para cada día de simulación se obtuvo la distribución espacial de evapotranspiración real utilizando la Ecuación 2.4, con un valor $\beta = 0.6$.

4.2.4. Tipo de celda y punto de control

Como se mencionó en la Sección 3.2.4, previo a la clasificación de Flores se debe definir un umbral de celdas acumuladas teniendo en cuenta el área crítica de 0.45 Km^2 (Tarboton, 1989). Dado que la resolución del MDE con el cual se obtuvo el mapa de celdas acumuladas, es 30.71 m, se requieren 480 celdas de este tamaño para superar el área crítica. Por tanto, dicho valor es el umbral de celdas a partir del cual se define la red de drenaje.

Una vez diferenciadas las celdas tipo ladera de aquellas que presentan cauce, se clasificó morfológicamente la red de drenaje y se obtuvo el mapa tipo de celda presentado en la Figura 4.7, el cual fue categorizado de 0 a 4 como se definió en la Sección 3.2.4. A partir de este mapa se determinaron las conexiones horizontales de los tanques en el modelo SHIA. Igualmente en la Figura 4.7 se presenta el punto de control elegido para la zona de estudio, que corresponden al cierre de la cuenca de la quebrada La Pereira. En dicho punto, mediante el modelo SHIA, se estimará la oferta hídrica.

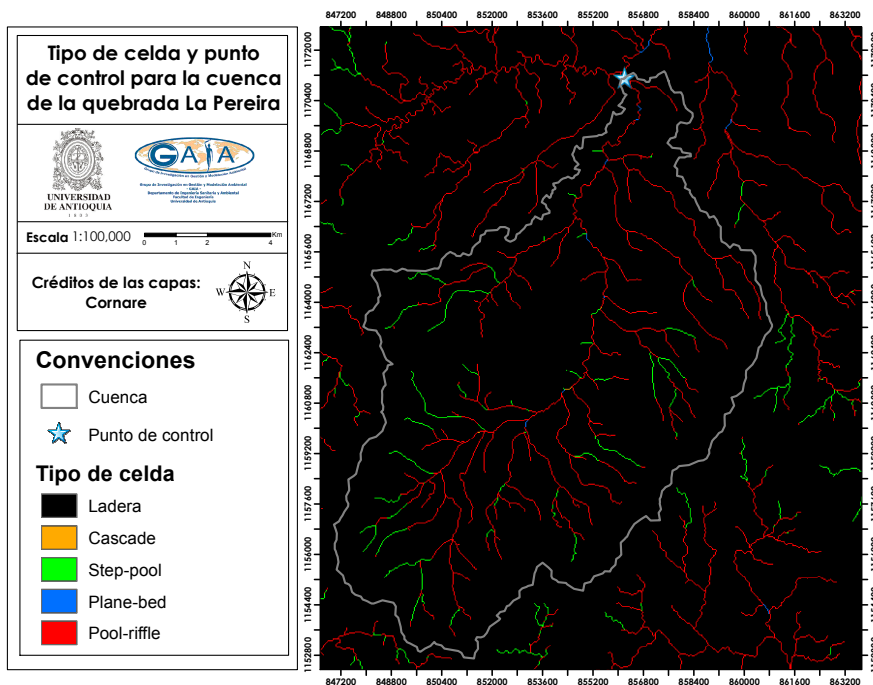


Figura 4.7. Tipo de celda y punto de control para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.2.5. Suelos y coberturas en la zona de estudio

Dado que la cuenca de la quebrada La Pereira se encuentra ubicada en el Departamento de Antioquia, se usó el Estudio general de suelos y zonificación de tierras del departamento de Antioquia (IGAC, 2007) como insumo para hallar los parámetros que dependen del

suelo y las coberturas.

La zona de estudio esta compuesta por cinco unidades cartográficas, donde para cada una se obtuvo la granulometría como un promedio ponderado de cada uno de los perfiles modales que componen cada unidad. Puesto que para cada perfil se obtiene la granulometría por profundidad, se realizo un promedio ponderado con la profundidad para cada perfil. Los valores de granulometría de cada perfil, así como los perfiles modales y el porcentaje que representan en cada unidad, se pueden encontrar en IGAC (2007). Posteriormente conociendo la granulometría de cada unidad, se obtuvieron los valores de ρ_b , H_{cc} , H_{pmp} y K_s , descritos en la Sección 3.3.1 y 3.3.2. Las unidades cartográficas, la clasificación textural y los parámetros obtenidos se presentan en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3. Unidades cartográficas y parámetros asociados para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Unidad cartográfica	% Arenas	% Limos	% Arcillas	Tipo de textura	ρ_b [g/cm ³]	H_{cc} [%]	H_{pmp} [%]	K_s [mm/h]
Asociación Aldana	58.42	25.75	15.81	Franco arenoso	1.47	22.40	11.50	27.15
Asociación Guadua	58.84	22.03	19.17	Franco arenoso	1.48	23.70	13.20	20.87
Asociación Rionegro	63.12	29.26	7.50	Franco arenoso	1.45	17.40	7.00	57.62
Asociación Tequendamita	50.92	28.96	20.30	Franco	1.46	25.80	13.70	17.46
Complejo la Pulgarina	56.87	28.43	14.62	Franco arenoso	1.47	22.10	10.90	29.23

En IGAC (2007), se presenta el resultado de un levantamiento semidetallado de las coberturas terrestres para el departamento de Antioquia con base en la metodología CORINE Land Cover - CLC adaptada para Colombia. A cada cobertura del suelo en la zona de estudio, se le puede asociar un valor de profundidad de las raíces teniendo en cuenta los valores reportados en la literatura presentados en la Sección 3.3.1 y el criterio de expertos.

Teniendo en cuenta el nivel 1 de la leyenda CLC (IDEAM, 2010b), se clasificaron las coberturas de la zona de estudio en territorios artificializados, territorios agrícolas y bosques. Los territorios artificializados corresponden a los centros urbanos de los municipios de La Ceja, El Carmen de Viboral, Marinilla, La Unión y Rionegro, el Aeropuerto José María Córdoba y sus alrededores. Los territorios agrícolas comprenden a los cultivos transitorios y permanentes, los pastos y las áreas agrícolas heterogéneas. En cuanto a la clasificación de bosques, en esta no se incluyeron las áreas abiertas con o sin poco vegetación, ya que aunque forman parte del mismo nivel que los bosques, hidrológicamente su comportamiento es totalmente diferente y la profundidad de las raíces difiere significativamente del valor asociado a los bosques, por tanto estas áreas fueron sumadas a la categoría de territorios artificializados. Dicha clasificación y los valores asociados para la profundidad de las raíces se presentan en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4. Coberturas del suelo y profundidad de las raíces asociadas para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Nivel 1 CLC	Cobertura	Profundidad de las raíces [cm]
1	Territorios artificializados	0.10
2	Territorios agrícolas	50.00
3	Bosques	150.00

4.3. Parámetros utilizados en el SHIA

4.3.1. HU para la zona de estudio

Usando la Ecuación 3.3 y teniendo en cuenta los valores presentados en las Tablas 4.3 y 4.4, se obtuvo la distribución espacial de la capacidad máxima de almacenamiento capilar - Hu , la cual se presenta en la Figura 4.8.

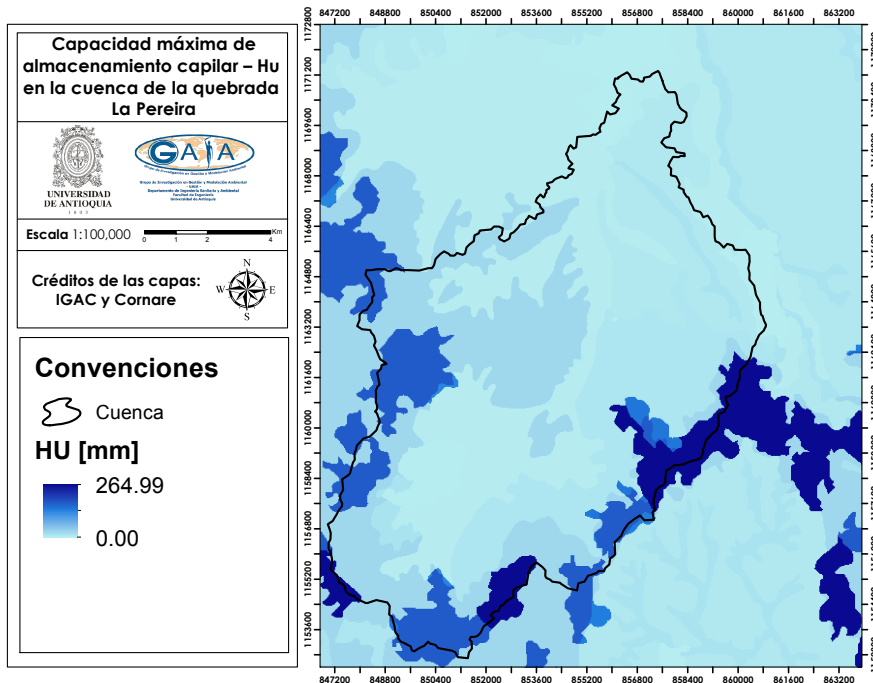


Figura 4.8. Capacidad máxima de almacenamiento capilar - HU en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Los mayores valores de HU se presentan en zonas donde la cobertura corresponde a bosques, dado que tienen el mayor valor de profundidad de las raíces, y donde la unidad cartográfica es la Asociación Tequendamita, puesto que presenta el mayor valor de capacidad de campo; condiciones que favorecen la capacidad del suelo para almacenar agua. Los menores valores de HU se presentan en los territorios artificializados y en la Asociación Rionegro, teniendo en cuenta que se presentan los menores valores de profundidad de las raíces y capacidad de campo, respectivamente.

4.3.2. Ks para la zona de estudio

De acuerdo con los valores presentados en la Tabla 4.3, se obtuvo la distribución espacial de la conductividad hidráulica de la superficie del suelo - Ks , la cual se presenta en la Figura 4.9. Adicionalmente en dicha figura, se presenta la ubicación de dos perforaciones de suelo presentadas en Tobón (2003), las cuales servirán para calibrar el parámetro Ks , como se muestra en la Sección 4.4.

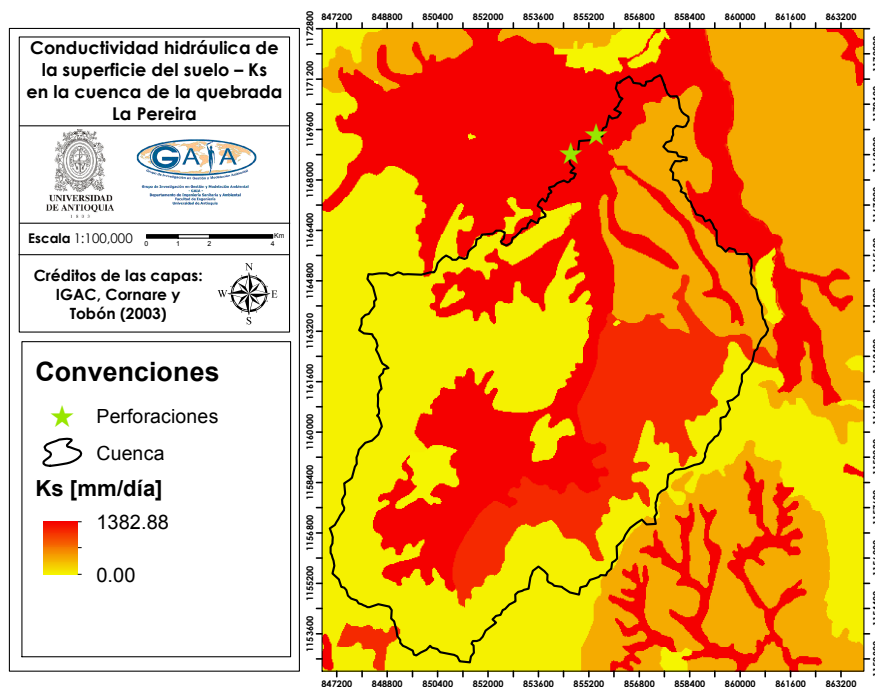


Figura 4.9. Conductividad hidráulica de la superficie del suelo – K_s en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Los mayores valores de K_s se presentan en los suelos con el mayor % de arenas y menor % de arcillas, en este caso la Asociación Rionegro y el menor valor se presenta en la Asociación Tequendamita que presenta el menor % de arenas y mayor % de arcillas. Cabe anotar que dada la heterogeneidad natural de los suelos y la escala a la cual fue realizado el estudio de suelos, los valores presentados pueden presentar un desfase con respecto a los reales. Por tanto, en la Sección 4.4, se presenta el factor de calibración del parámetro K_s , el cual fue hallado con base en estudios de suelos mas locales, como el presentado por Tobón (2003).

4.3.3. K_p para la zona de estudio

Para determinar la distribución espacial de la conductividad hidráulica del estrato rocoso - K_p , se debe conocer la geometría y las características texturales de las unidades hidrogeológicas en la zona de estudio. Por tanto, se recurrió al estudio presentado por Restrepo Correa *et al.* (2018), donde a partir de los resultados de sondeos eléctricos y la integración de información estratigráfica, se distinguieron y caracterizaron tres unidades hidrogeológicas para el Valle de San Nicolás, del cual hace parte la cuenca de la quebrada La Pereira. En la Tabla 4.5, se presentan las unidades hidrogeológicas para la zona de estudio y su característica textural.

Teniendo en cuenta la geometría de las unidades hidrogeológicas presentadas, su característica textural, los rangos reportados en la literatura para litologías típicas (Sección 3.3.3) y los valores de K_p reportados en Cornare (2017), se determinó la distribución es-

Tabla 4.5. Unidades hidrogeológicas para la zona de estudio. Adaptado de Restrepo Correa *et al.* (2018)

Unidad hidrogeológica	Característica textural
Planicie aluvial	Arenas y gravas bien gradadas
Planicie sobre terrazas aluviales	Arenas limosas y arenas finas
Superficie de erosión II nivel Río Negro	Arenas arcillosas y limos

pacial del parámetro Kp para la zona de estudio (Figura 4.10). A partir de estos valores, se calibró el parámetro Kp para el modelo SHIA como se presenta en la Sección 4.4.

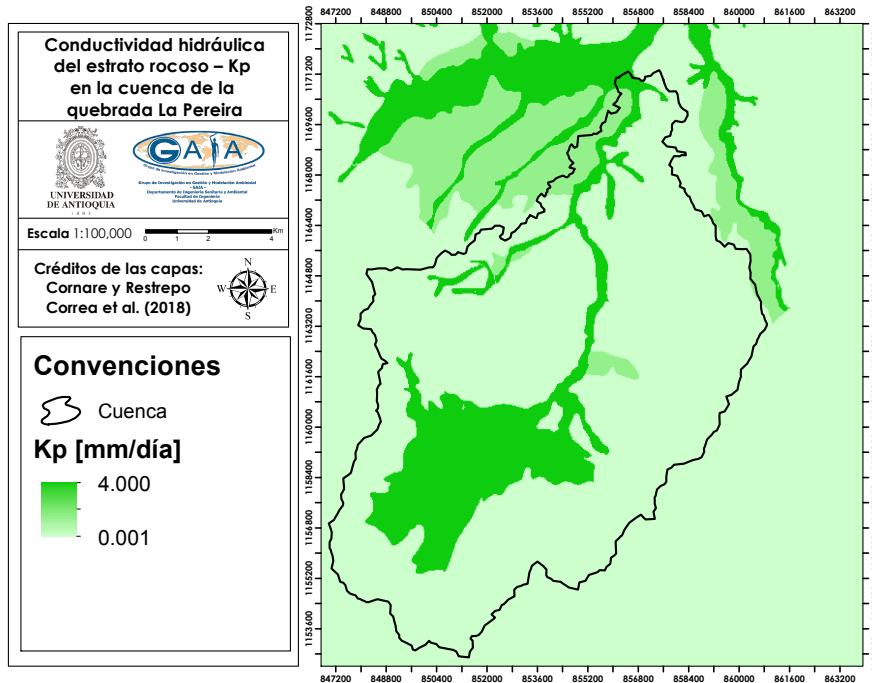


Figura 4.10. Conductividad hidráulica del estrato rocoso - Kp en la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.3.4. Velocidades de flujo para la zona de estudio

A partir del MDE presentado para la zona de estudio, se calculó la pendiente y posteriormente usando la Ecuación 3.4, se obtuvo la distribución espacial de la velocidad de flujo en la ladera - $V1$ que se presenta en la Figura 4.11.

Para los tanques 3, 4 y 5, se les asignó un valor constante a las velocidades de flujo como se presenta a continuación.

- Velocidad de flujo subsuperficial $V2 = 5 * 10^{-4} m/s$
- Velocidad de flujo subterráneo $V3 = 4 * 10^{-6} m/s$
- Velocidad de flujo en el cauce $V4 = 1 m/s$

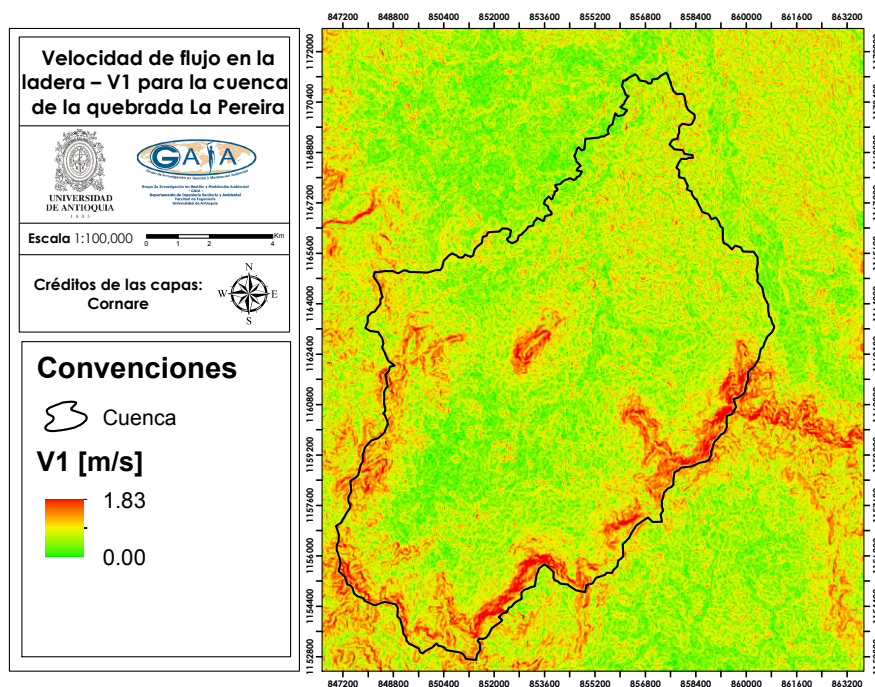


Figura 4.11. Velocidad de flujo en la ladera - V_1 para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Posteriormente, estos valores y la distribución espacial de V_1 , se calibraron como se presenta en la Sección 4.4.

4.4. Calibración del modelo SHIA para la zona de estudio

Para calibrar el modelo SHIA, se usó la serie de caudales registrados por el IDEAM, en la estación denominada Casamia [23087300]. Esta estación está ubicada a la salida de la cuenca como se muestra en la Figura 4.4. Realizando un análisis exploratorio de la serie, considerando la fecha de instalación y suspensión, la cantidad de datos faltantes y el resultado del análisis de homogeneidad presentado en la Figura 4.12, se eligieron los años 2002 a 2007 como el periodo de calibración. Cabe anotar que en primera medida la serie presentó homogeneidad entre las fechas 01/01/1994 y 16/02/2008, posteriormente para este intervalo, se evaluó la homogeneidad y se generó un nuevo intervalo comprendido entre el 04/09/1999 y 16/02/2008. De dicho intervalo, se eligió comenzar la calibración el 01/01/2002 dado que presenta el inicio de una recesión marcada, lo cual es congruente con las condiciones iniciales elegidas para los almacenamientos del modelo SHIA que se presentan más adelante.

El periodo 2002-2007 representa una serie de caudales no intervenida, dado que las captaciones superficiales equivalen al 4% del caudal medio en la cuenca, lo cual es un porcentaje poco significativo y por lo tanto, la serie representa las condiciones naturales de la cuenca. Adicionalmente, en los años 2002-2007, se presentó variabilidad climática dada por las tres fases del Fenómeno ENSO, es decir El Niño, La Niña y Neutral. Esta

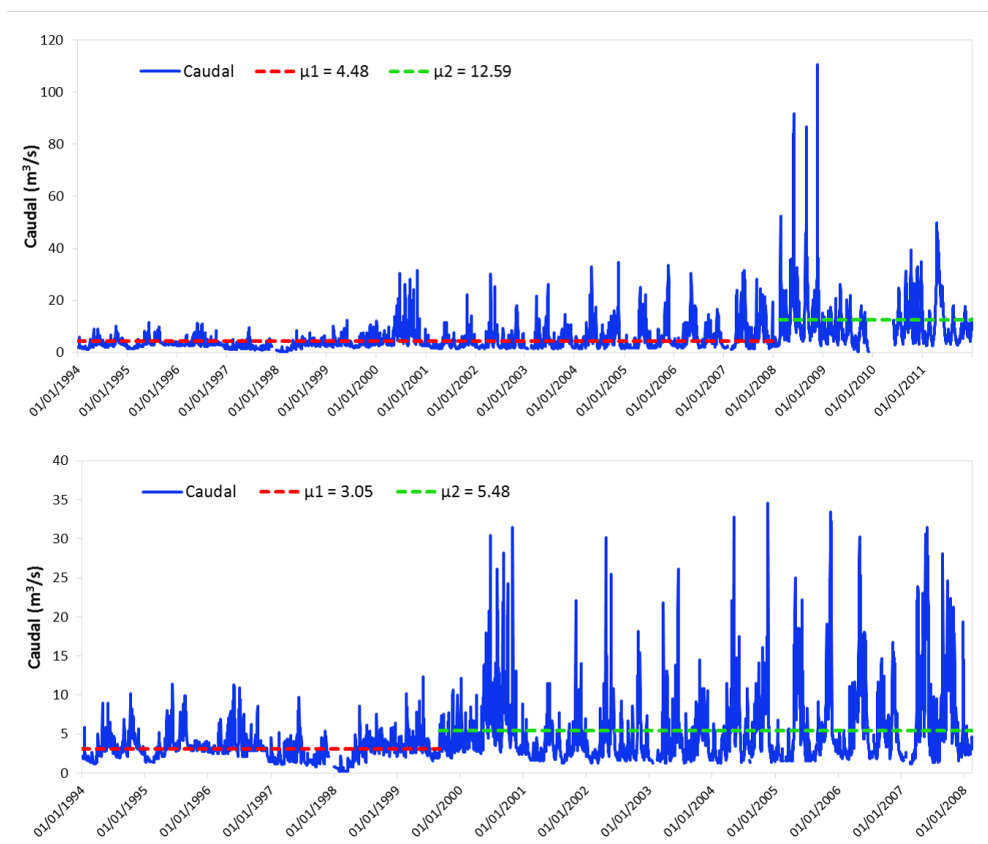


Figura 4.12. Análisis de homogeneidad para el periodo 1994-2011 (arriba) y 1994-2008 (abajo) para la estación Casamia.

variabilidad fue consultada con base en el Índice MEI reportado por la NOAA. La serie de caudales observados y la variabilidad climática asociada se muestran en la Figura 4.13.

Una vez elegido el periodo de calibración, se determinaron las condiciones iniciales arbitrarias, que en este caso son cero para cada uno de los almacenamientos del modelo SHIA presentados en la Sección 3.4.2. A partir de estos valores, se realiza una primera corrida del modelo y se determina un intervalo de 18 años, como el periodo de calentamiento. A pesar de que el modelo SHIA logra estabilizarse en un periodo de tiempo menor, se determina un periodo mayor para posteriormente implementar el MPE, el cual requiere un calentamiento mayor dada la respuesta lenta del flujo subterráneo.

Posteriormente, se procede a determinar el valor de los factores presentados en la Sección 3.4.3. Para comenzar, se obtuvo el valor semilla del factor $R3$, que corrige la distribución espacial de los valores de conductividad hidráulica de la superficie del suelo. Como se mencionó en la Sección 4.3.2, los valores de Ks pueden presentar un desfase con respecto a los reales, debido a la heterogeneidad natural de los suelos y la escala a la cual se realice el estudio de suelos. Por lo tanto, para aproximar el valor de $R3$, se usan los valores de Ks presentados en Tobón (2003), donde se realizaron 15 perforaciones de suelo

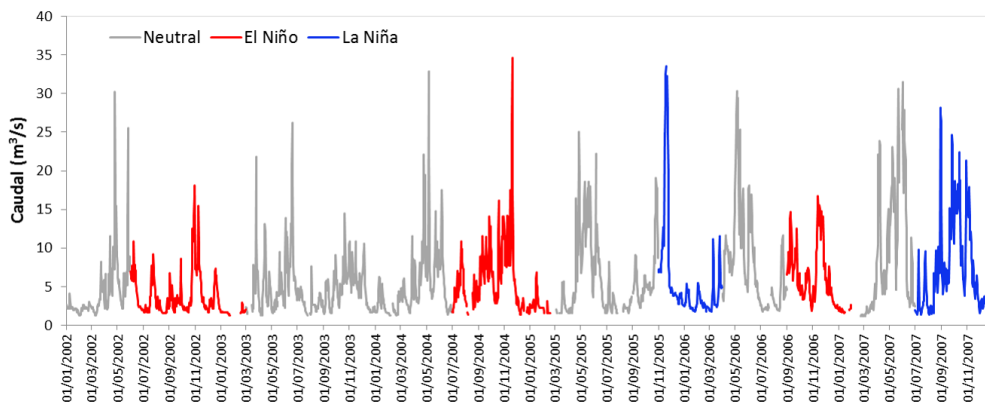


Figura 4.13. Serie de caudales observados y variabilidad climática para la estación Casamia.

en la zona vadosa en la Terraza de Llanogrande y se determinaron sus propiedades físicas e hidráulicas. De las perforaciones realizados, se eligieron las correspondientes a los puntos 2 y 10 del estudio mencionado, por estar ubicadas en la terraza aluvial de la quebrada La Pereira. En la Figura 4.9, se muestra la ubicación espacial de dichas perforaciones. El valor promedio de Ks para las muestras de suelo tomadas en los puntos mencionados, es 131.92 mm/día y los valores de Ks presentados en la Sección 4.3.2, para dichos puntos es 1382.88 mm/día . Así, tomado el valor promedio hallado con los datos de Tobón (2003) como el real, se obtiene un valor de $R3$ igual a 0.095, el cual será el valor semilla del factor $R3$ para la calibración del modelo SHIA.

Por otro lado, en este trabajo se considera que no hay pérdidas subterráneas, es decir que el valor del factor $R7$ es cero. Lo anterior, dado que no se tiene evidencia que se presenten flujos subterráneos que no hagan parte del flujo base de la corriente, es decir que se trasladen aguas abajo del mismo acuífero o que exista una conexión con otro acuífero o formación geológica contigua o inferior.

Una vez definido el valor semilla de $R3$ y el valor de $R7$, se procede a aplicar la estrategia de calibración propuesta por Rendón Álvarez *et al.* (2018), donde en primer lugar se calibran las componentes de flujo de respuesta más lenta y posteriormente, las de respuesta más rápida. Una vez aplicado el procedimiento de calibración, se obtuvieron los factores de calibración presentados en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6. Factores de calibración del modelo SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Factor	$R1$	$R2$	$R3$	$R4$	$R5$	$R6$	$R7$	$R8$	$R9$
Valor	0.90	0.92	0.03	0.10	2.00	2.00	0.00	2.00	0.10

En la Tabla 4.7 se presentan las medidas de bondad de ajuste calculadas al final del proceso de calibración del modelo SHIA.

Los valores presentados revelan un ajuste satisfactorio entre la serie de caudales observados y simulados, siendo mayor el ajuste en los caudales base, ya que el ENS_{sqr} es mayor. Como se mencionó en la Sección 3.4.3, el ENS_{sqr} se enfatiza en el ajuste de los

Tabla 4.7. Medidas de bondad de ajuste para la calibración del modelo SHIA en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Estadístico	Valor	Óptimo
ENS	0.56	1
ENS_{log}	0.55	1
ENS_{sqr}	0.58	1
$EB[\%]$	4.31	0

caudales base, los cuales son el elemento principal para el cálculo de la disponibilidad hídrica. Lo anterior dado que, simular de manera eficiente el comportamiento de estos, permite la adecuada toma de decisiones en la gestión y planificación del recurso hídrico en escenarios críticos, como los presentados en épocas de recesión. Adicionalmente, se verificó que el EB no sea mayor al 5%, como se recomienda en Rendón Álvarez *et al.* (2018).

El ajuste satisfactorio de las series, se puede comprobar visualmente en la Figura 4.14, donde se presenta un comparativo entre los hidrogramas y las curvas de duración de caudales observados y simulados.

Finalmente, para verificar que las simulaciones representan de manera correcta cada una de las componentes del flujo descritos en la Sección 2.2.1, en la Figura 4.15 se presentan los valores obtenidos para el flujo en la ladera, subsuperficial y subterráneo a la salida de la cuenca de la quebrada La Pereira.

En la Figura 4.15, se observa que el flujo en la ladera representa la respuesta más rápida de la escorrentía total, contribuyendo directamente en los caudales pico. Mientras que, el flujo subsuperficial representa una respuesta un poco más lenta y en cantidad, refleja el mayor aporte a la salida de la cuenca. Lo anterior dado que, de acuerdo con la clasificación presentada por Kutilek, 1994 en Vera (2001), la conductividad hidráulica del suelo es media, lo cual favorece la infiltración y posteriormente, el flujo de agua en la zona vadosa. Finalmente, el flujo subterráneo representa la respuesta más lenta, dado que la conductividad hidráulica en el almacenamiento subterráneo es menor y por lo tanto, el tiempo de residencia es mayor.

Una vez calibrado el modelo SHIA, es posible obtener la distribución espacial y temporal de la recarga, que es el principal insumo para el MPE.

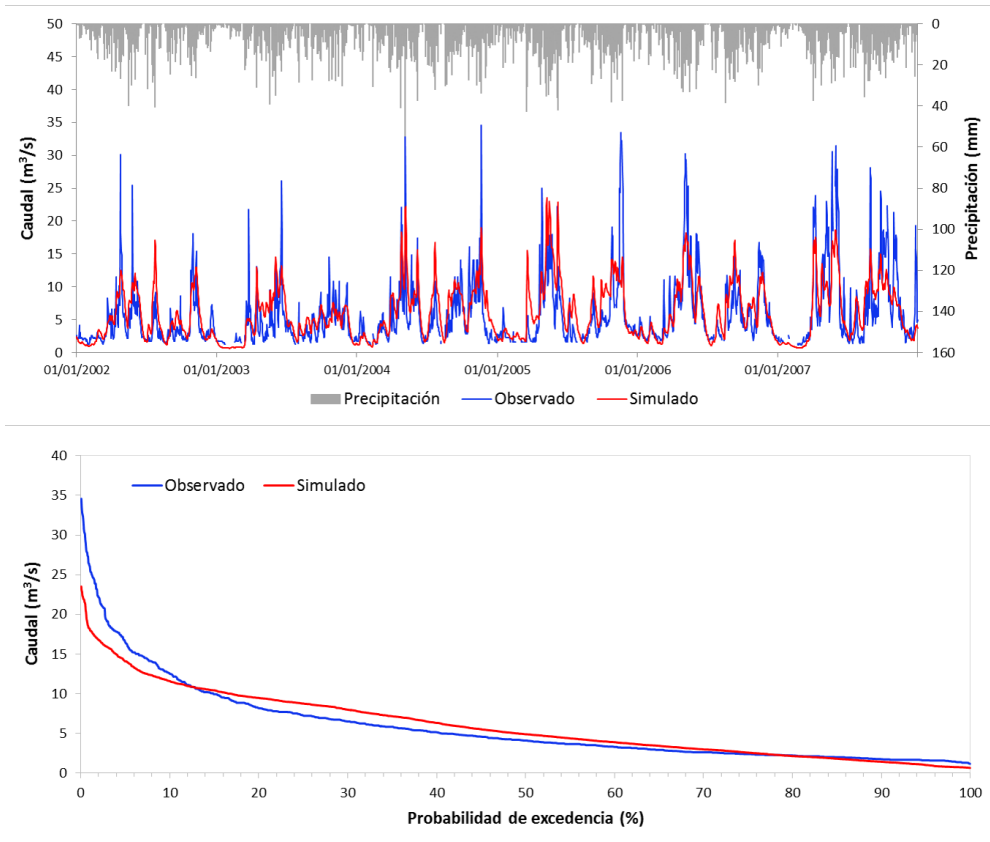


Figura 4.14. Hidrogramas (arriba) y curvas de duración (abajo) de caudales observados y simulados con el SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.

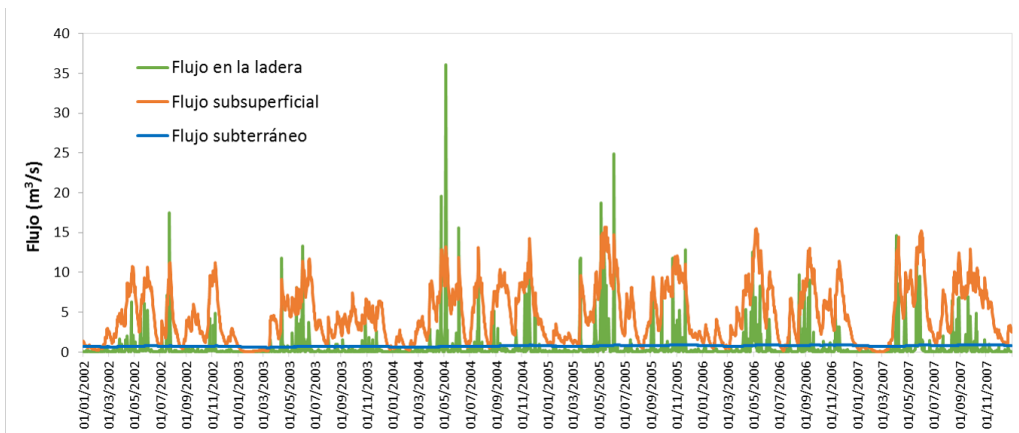


Figura 4.15. Flujo en la ladera, subsuperficial y subterráneo obtenidos con el SHIA para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.5. Información utilizada en el MPE

4.5.1. Zonificación y red de drenaje

De acuerdo con la definición de acuífero en el marco del uso conjunto presentada en la Sección 2.3.2, para implementar el modelo SHIA-MPE se debe definir la zona acuífero, que es donde se presenta disponibilidad de grandes cantidades de agua almacenada en el subsuelo con posibilidad de ser aprovechadas. Para la cuenca de la quebrada La Pereira esta zona se definió como el área de estudio del modelo de flujo subterráneo implementado en Restrepo Correa *et al.* (2018). La zonificación y la red de drenaje conectada con el acuífero se presentan en la Figura 4.16.

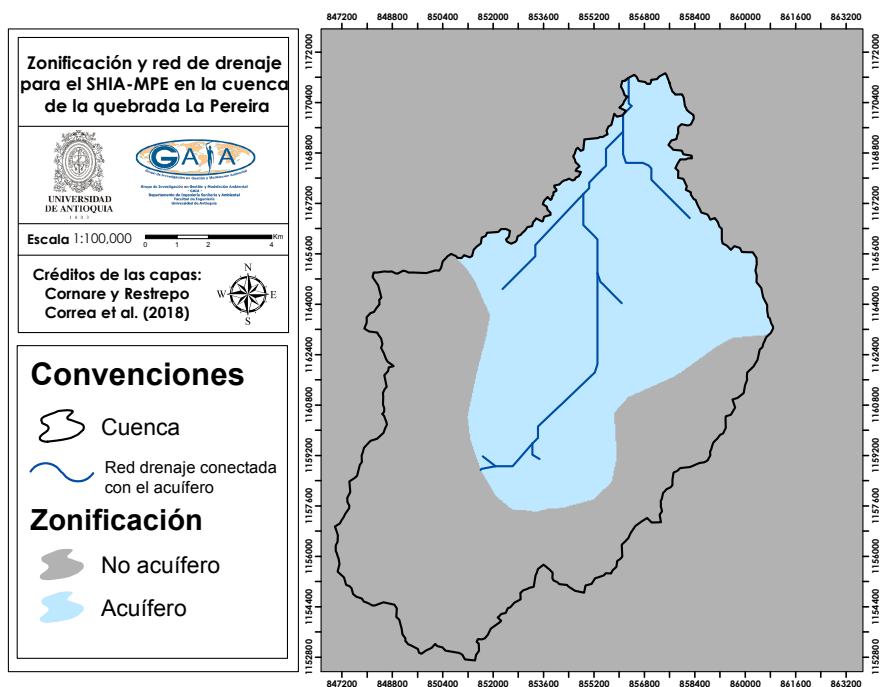


Figura 4.16. Zonificación y red de drenaje para el modelo SHIA-MPE en la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.5.2. Recarga promedio

Una vez calibrado el modelo SHIA, se obtuvo la distribución espacial y temporal de la recarga. En la Figura 4.17, se presenta el promedio mensual multianual de recarga obtenido para el periodo de simulación 1993-2011. Como se mencionó en la Sección 4.2.2, en la cuenca se presenta un ciclo bimodal con dos temporadas secas y dos de lluvia, siendo enero y febrero los meses más secos. Lo anterior es congruente con el comportamiento presentado en la Figura 4.17 para la recarga.

Adicionalmente, en la Tabla 4.8 se presenta el promedio mensual multianual de precipitación obtenido para el mismo periodo de simulación y el porcentaje correspondiente a la recarga, es decir el porcentaje de precipitación que ingresa al tanque de almacenamiento

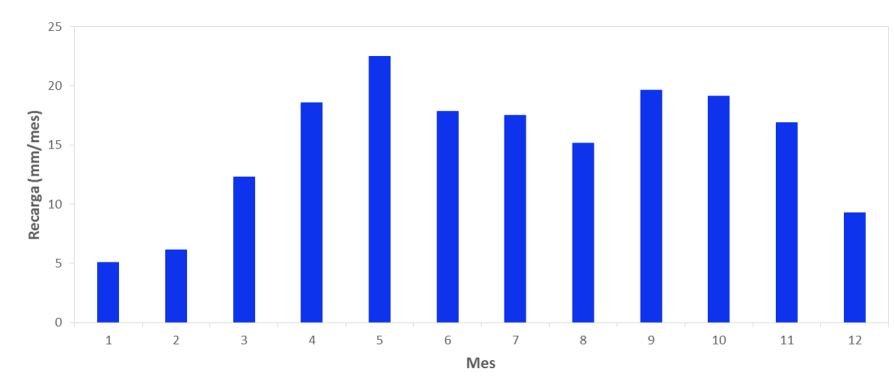


Figura 4.17. Ciclo anual de recarga promedio para la cuenca de la quebrada La Pereira.

subterráneo. Así, la recarga está entre el 5.89 y 8.85 % de la precipitación en el periodo de tiempo evaluado.

Tabla 4.8. Promedio mensual multianual de precipitación y recarga, y porcentaje correspondiente a la recarga en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Mes	\bar{P} [mm/mes]	\bar{R} [mm/mes]	%P para R
1	84.04	5.06	6.02
2	104.31	6.15	5.89
3	169.58	12.28	7.24
4	234.26	18.54	7.91
5	272.61	22.50	8.25
6	219.30	17.84	8.14
7	220.24	17.52	7.95
8	199.61	15.15	7.59
9	238.33	19.62	8.23
10	222.50	19.10	8.59
11	190.90	16.90	8.85
12	123.10	9.29	7.55
Total	2278.77 mm/año	179.96 mm/año	7.90%

Tanto para la solución analítica del MPE como para el modelo de flujo subterráneo distribuido, la recarga distribuida uniforme sobre el dominio espacial del acuífero y variable en el tiempo, representa la principal entrada de agua al sistema.

4.5.3. Coeficientes de descarga y factores de reparto para la zona de estudio

De acuerdo con la metodología presentada en la Sección 3.5.2, para obtener los coeficientes de descarga y factores de reparto es necesario determinar los valores semillas de α_n y b_n , los valores referencia de las relaciones río - acuífero y los parámetros del PSO. A continuación se presentan dichos elementos para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.5.3.1. Valores semilla de α y b para la zona de estudio

Para obtener los valores semilla de α_n y b_n , se asume para la cuenca de la quebrada La Pereira una conexión parcial río - acuífero y dos acciones exteriores distribuidas uniformemente: la recarga promedio sobre el dominio espacial del acuífero, variable en el tiempo y una acción exterior ficticia constante correspondiente a un valor de extracción. Como se mencionó en la Sección 3.5.2, esta acción exterior ficticia simula las pérdidas naturales que se presentan debido al efecto de la inclinación del río conectado con el acuífero y que el MPE no logra reproducir. Las ecuaciones 2.29 y 2.31, permiten obtener los valores semilla de α_n y b_n bajo las condiciones de conexión y acción exterior mencionadas, considerando las propiedades físicas e hidráulicas de manera agregada. A partir del modelo de flujo subterráneo desarrollado en Restrepo Correa *et al.* (2018) para el Valle de San Nicolás - VSN, del cual hace parte la cuenca de la quebrada La Pereira, se obtuvieron los valores promedio de las propiedades físicas e hidráulicas para la zona acuífero presentada en la Figura 4.16.

Como se mencionó en la Sección 2.2.2, la suma de los factores de reparto de los depósitos virtuales debe ser igual a uno y a medida que la conexión entre el río y el acuífero aumenta, el factor de reparto del primer depósito virtual del MPE se vuelve menor y por ende, la influencia de los demás depósitos en la solución total se vuelve mayor y la velocidad de convergencia a uno por parte del factor de reparto es más lenta. Dado lo anterior, a medida que la relación río - acuífero aumenta, se requieren usar una mayor cantidad de depósitos virtuales para representar adecuadamente la descarga al río (Álvarez Villa, 2014). Considerando la distribución de los factores de reparto acumulados para diferentes conductancias con acción exterior distribuida presentados en Álvarez Villa (2014) y dado que en la zona de estudio se han reportado valores de conductancia superiores a $5000 \text{ m}^2/\text{día}$ (Restrepo Correa *et al.*, 2018), se propone considerar 20 depósitos virtuales para el MPE, 10 para la recarga y 10 para la extracción como acción exterior. Los primeros 9 valores de cada acción exterior fueron obtenidos con las Ecuaciones 2.29 y 2.31, y el factor de reparto residual que corresponde al valor para el último depósito virtual de cada acción exterior, los cuales fueron obtenidos usando la Ecuación 2.32 para preservar la ecuación de continuidad en todo momento en el acuífero. En la Figura 4.18 se presenta la distribución de los coeficientes de descarga y factores de reparto semilla, en forma ascendente para cada una de las acciones exteriores.

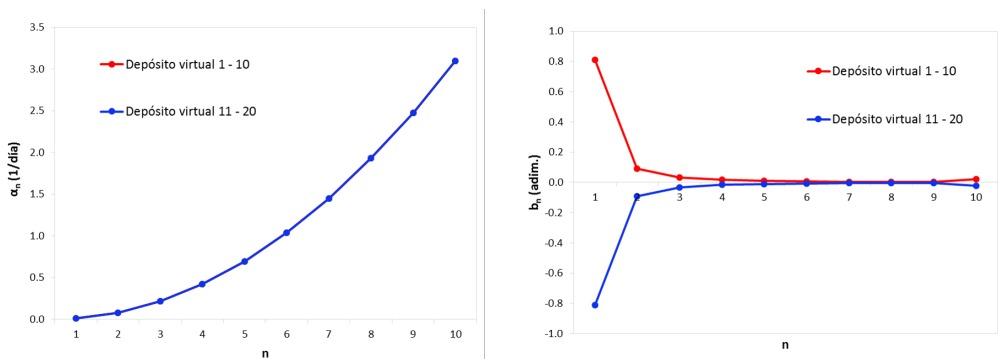


Figura 4.18. Distribución de los valores semilla de α (Izquierda) y b (Derecha) para cada uno de los depósitos virtuales del MPE.

Cabe anotar que los valores de b_n para los depósitos virtuales 11 al 20 son negativos porque corresponden a una acción exterior de extracción, la cual simula las pérdidas naturales que se presentan debido al efecto de la inclinación del río conectado con el acuífero.

4.5.3.2. Valores de referencia: Modelo de flujo subterráneo distribuido para el VSN

Para obtener los valores de referencia de las relaciones río - acuífero, se utilizó el modelo de flujo subterráneo desarrollado por Restrepo Correa *et al.* (2018) bajo el marco del código MODFLOW 2005 (Harbaugh, 2005). El modelo fue realizado con el objetivo de representar matemáticamente el flujo subterráneo e indirectamente validar la geometría, roca y propiedades hidráulicas del modelo hidrogeológico conceptual formulado en Restrepo Correa *et al.* (2018) para el Valle de San Nicolás - VSN. Para implementar el modelo se utilizó la plataforma ModelMuse, que es una interfaz gráfica de usuario para diferentes modelos de aguas subterráneas. El modelo fue implementado usando una malla con un tamaño de celda de 600 x 600 m, compuesta por 49 filas y 28 columnas; donde se incluyó la representación de la geometría del acuífero, las regiones con diferente respuesta hidráulica, los flujos externos de agua (recarga), la interacción entre el acuífero y los ríos, y la información de los puntos de agua proporcionados por Cornare, con la cual se calibró y validó el modelo. Los puntos de agua corresponden a los pozos, aljibes y manantiales, donde se tienen mediciones de niveles piezométricos.

La modelación se realizó en régimen permanente y el área de estudio incluye tres unidades hidrogeológicas que fueron caracterizadas en Restrepo Correa *et al.* (2018), a partir de la interpretación de sondeos eléctricos en la zona y de la información estratigráfica. La conductividad hidráulica del acuífero y la conductancia del río, se consideraron como parámetros de calibración del modelo y se establecieron valores de referencia en función de las características geomorfológicas de la red de drenaje para la conductancia y a partir de valores extraídos de la bibliografía para la conductividad. Las condiciones iniciales en el modelo se definieron como el nivel de la superficie obtenido a partir de un MDE. La recarga se estableció como una condición de contorno de flujo impuesto y fue ingresada como un valor constante en toda la zona de estudio para condiciones promedio de largo plazo para un año hidrológico normal.

En cuanto a la calibración y validación del modelo, se usaron los niveles piezométricos observados, que fueron extraídos del análisis de los puntos de agua. La calidad de la calibración se midió estimando estadísticos bivariados (el residual medio, el residual medio absoluto y el error medio cuadrático) de pares de niveles piezométricos observados y simulados. En el procedimiento de calibración, se observó una dispersión aceptable alrededor de la línea de pendiente unitaria de los niveles piezométricos observados y simulados, concluyendo que se logra capturar la tendencia general de variabilidad de los niveles piezométricos en toda la región de modelación. Adicionalmente, los resultados de calibración obtenidos indican que el error medio de calibración es muy pequeño. Por su parte, en el proceso de validación se muestra consistencia en la representación de las tendencias piezométricas regionales por parte del modelo calibrado.

En Restrepo Correa *et al.* (2018), se concluye que el modelo ha sido calibrado y validado de forma adecuada puesto que, en general, se han reproducido adecuadamente los datos disponibles de niveles piezométricos. Adicionalmente, dadas las limitaciones de información, especialmente de parámetros hidráulicos, y dado que el modelo busca representar

una condición regional de flujo subterráneo, se considera que los resultados obtenidos del proceso de modelación son aceptables.

Dado que el modelo de flujo logra reproducir adecuadamente los datos disponibles de niveles piezométricos, en este trabajo se utilizó el modelo de flujo subterráneo planteado con las siguientes modificaciones.

- En primer lugar, se cambió la geometría de la red de drenaje presente en el modelo, de punto a línea, dado que mejora la convergencia del modelo.
- Se realizó un cambio significativo en el régimen del modelo, ya que pasa de permanente a transitorio, permitiendo así estimar las relaciones río - acuífero para el mismo periodo de simulación usado en el SHIA, correspondiente a los años 1993-2011.
- Usando el paquete Recharge de MODFLOW, se ingresó la serie de recarga obtenida con el modelo SHIA, la cual se considera que esta distribuida uniformemente en todo el dominio espacial correspondiente a la zona acuífero presentada en la figura 4.16. En el resto de la zona de estudio del modelo de flujo subterráneo del VSN, se ingresó el valor estimado en Restrepo Correa *et al.* (2018), para condiciones promedio de largo plazo para un año hidrológico normal. Este valor corresponde a 281 mm/año y se repite en todos los intervalos de simulación. Cabe anotar que este valor de recarga fue estimado para todo el Valle de San Nicolás.
- Se utilizó el paquete Zone Budget de MODFLOW para obtener las relaciones río - acuífero de manera agregada a la salida de la cuenca de la quebrada La Pereira.

Para el modelo de flujo subterráneo se utilizó el mismo periodo de calentamiento del modelo SHIA, correspondiente a 18 años. La serie de referencia de las relaciones río - acuífero D_{ref} para cada intervalo de simulación, obtenidas con el modelo de flujo subterráneo distribuido se presentan en la Figura 4.19.

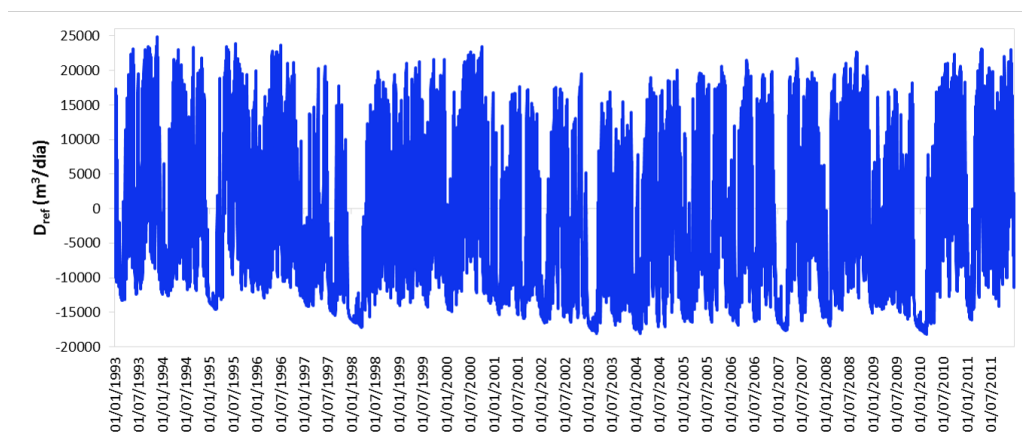


Figura 4.19. Serie de referencia de las relaciones río - acuífero D_{ref} para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Como se puede observar en la Figura 4.19, la red de drenaje conectada con el acuífero es ganadora y perdedora, es decir se presentan intervalos donde el acuífero descarga agua en el río e intervalos donde el río aporta agua al acuífero. Como se mencionó en la Sección

3.5.2.2, este comportamiento representa las condiciones reales de las interacciones río - acuífero, donde se considera un acuífero heterogéneo, con cambios en las conexiones río - acuífero y con un río inclinado conectado con el acuífero.

4.5.4. Algoritmo de optimización: PSO

Como se mencionó en la Sección 3.5.2.3, una vez obtenidos los valores semilla de α_n y b_n , y los $D_{ref}(j)$, se procede a implementar el algoritmo de optimización con el objetivo de encontrar el conjunto de valores de α_n y b_n para el MPE, que generen la mejor aproximación a los valores de referencia. En este trabajo se utilizó el algoritmo Particle Swarm Optimization - PSO, para el cual se definieron los parámetros presentados en la Tabla 4.9, a partir de los valores de referencia presentados en Robinson y Rahmat Samii (2004), Thomas *et al.* (2019) y Lyons *et al.* (2020), y dadas las características propias del sistema a optimizar.

Tabla 4.9. Parámetros del PSO para la cuenca de la quebrada La Pereira.

Parámetro	m	N	c1	c2	w	Factor v	maxite	maxrun
Valor	39	100	1.49	1.49	0.9 - 0.4	0.1	200	6

Tal y como se propuso para obtener los valores semilla de α_n y b_n , para el PSO también se consideran 20 depósitos virtuales para el MPE, 10 para la recarga y 10 para la extracción como acción exterior. Considerar esta cantidad de depósitos permite representar detalladamente los picos del hidrograma subterráneo a resolución temporal diaria y así, evaluar la oferta hídrica disponible para aprovechamiento Álvarez Villa (2014). Por lo tanto, las 39 variables de decisión a optimizar corresponden a los 10 coeficientes de descarga y los 9 factores de reparto de la recarga como acción exterior, a los 10 coeficientes de descarga y los 9 factores de reparto de la extracción como acción exterior, y al valor constante de extracción como acción exterior ficticia. Cabe anotar que solo se consideran 9 factores de reparto para cada acción exterior, dado que se obtuvo un factor de reparto residual que corresponde al valor para el último depósito virtual de cada acción exterior, los cuales fueron obtenidos usando la Ecuación 2.32 para preservar la ecuación de continuidad en todo momento en el acuífero. Se determinó que este factor residual debe englobar menos del 5% de la masa de la recarga. En cuanto, al peso inercial se estableció un decrecimiento lineal de 0.9 a 0.4 en el transcurso de la corrida.

En cuanto a los límites superior e inferior de las variables de decisión a optimizar, para α y b se usaron los límites propuestos en Álvarez Villa (2014) para acuífero irregular y valores de conductancia del río superiores a $5000 \text{ m}^2/\text{día}$, este valor se estableció teniendo en cuenta los datos reportados en Restrepo Correa *et al.* (2018) para la conductancia del río en la zona de estudio. En la Tabla 4.10 se presentan los límites para α y b y los límites asumidos para el valor de extracción.

Tabla 4.10. Límites superior e inferior para las variables de decisión a optimizar.

Límites	LB α	UB α	LB b	UB b	LB extracción	UB extracción
Valor	0.001	3	0	1	0	50000
Unidad	1/día	1/día	adim.	adim.	$\text{m}^3/\text{día}$	$\text{m}^3/\text{día}$

Adicionalmente, como condición inicial de las simulaciones del MPE para el PSO, se usó el valor de referencia de las relaciones río acuífero correspondiente al primer día de simulación después del calentamiento, es decir el valor de D_{ref} para el 01/01/1993. Este valor fue repartido en los depósitos virtuales de la recarga como acción exterior, de acuerdo con los factores de reparto semilla, y para la extracción como acción exterior se asumió una condición inicial para D_n igual a cero, en cada depósito virtual. Lo anterior asegura que las condiciones iniciales del modelo de flujo subterráneo del VSN y el MPE sean similares.

Una vez definidos los valores de cada uno de los parámetros del PSO y las entradas que corresponden a la recarga promedio por cada intervalo de simulación obtenida con el modelo SHIA, los valores semilla de α_n y b_n presentados en la Figura 4.18, y la serie de referencia de las relaciones río-acuífero presentada en la Figura 4.19, se implementó el PSO. Donde para cada intervalo de simulación se estima el intercambio total río - acuífero usando la Ecuación 2.26, con 20 depósitos virtuales. Estos valores obtenidos corresponde a D_{sim} y usando la Ecuación 3.9, se obtiene el ENS y se selecciona el mayor valor para cada iteración. En la Figura 4.20, se presenta el gráfico de convergencia obtenido hacia la mejor solución del PSO, que en este caso corresponde al mayor valor del ENS .

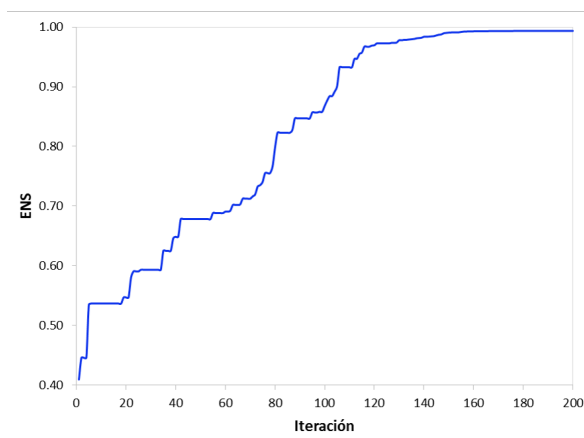


Figura 4.20. Mejores valores del ENS obtenidos en cada iteración del PSO.

La mejor solución del PSO se obtuvo para un $ENS = 0.99$ y usando la Ecuación 3.8, se obtuvo un $EB = -0.01$. En la Figura 4.21 se presentan los valores de α_n y b_n obtenidos para cada uno de los depósitos virtuales del MPE. En cuanto a la acción exterior ficticia, a partir del PSO se obtuvo un valor de extracción de $38467.21 \text{ m}^3/\text{día}$.

Teniendo en cuenta los valores obtenidos para el ENS y el EB , se puede concluir que los valores de α_n y b_n obtenidos con el PSO logran reproducir la configuración geométrica y la variabilidad espacial de las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero, capturadas en los valores de referencia de las relaciones río - acuífero obtenidos con el modelo de flujo subterráneo del VSN. Adicionalmente, la cantidad de depósitos virtuales seleccionados logra representar detalladamente los picos del hidrograma subterráneo a resolución temporal diaria presentados en 4.19, lo cual permite evaluar la oferta hídrica disponible para aprovechamiento.

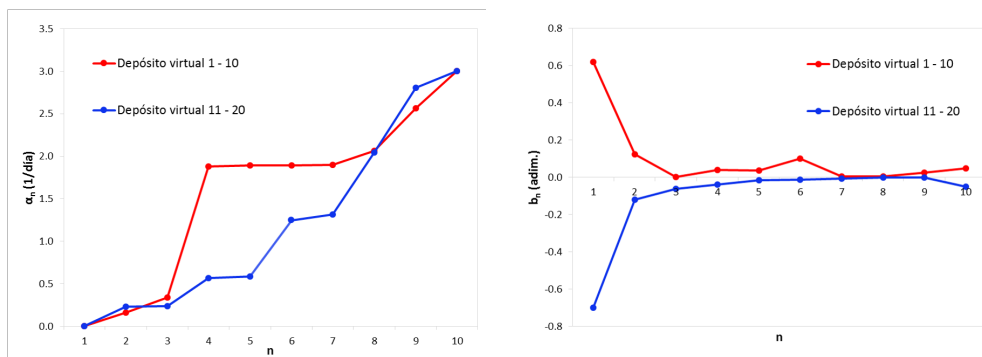


Figura 4.21. Distribución de los valores de α (Izquierda) y b (Derecha) para cada uno de los depósitos virtuales del MPE.

4.5.5. Implementación del modelo SHIA-MPE en la zona de estudio

Como se presenta en el Capítulo 2, el modelo SHIA-MPE permite representar la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos, y conocer la variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo. Este modelo fue programado usando el lenguaje de programación FORTRAN 90. Una vez calibrado el SHIA y estimado los coeficientes de descarga y factores de reparto del MPE para la zona de estudio, es posible implementar el modelo SHIA-MPE.

Usando los factores de calibración del SHIA presentados en la Tabla 4.6, se implementó el modelo SHIA-MPE para el periodo 2002-2007, con el cual fue calibrado el SHIA. En la Tabla 4.11 se presentan las medidas de bondad de ajuste calculadas para el modelo SHIA-MPE.

Tabla 4.11. Medidas de bondad de ajuste para el modelo SHIA-MPE en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Estadístico	Valor	Óptimo
ENS	0.56	1
ENS_{log}	0.42	1
ENS_{sqr}	0.58	1
$EB[\%]$	3.71	0

Los valores presentados para ENS y ENS_{sqr} coinciden con los obtenidos para el modelo SHIA, lo cual permite concluir que en el modelo acoplado, también se logra un ajuste satisfactorio entre la serie de caudales observados y simulados. Adicionalmente, el EB es menor al obtenido con el modelo SHIA y dado que el valor óptimo del EB es cero en cuyo caso la media de la serie de referencia se reproduce perfectamente, se puede decir que la media de la serie simulada se acerca más a la media de la serie observada. Lo anterior, se evidencia en la Figura 4.22, donde se presenta un comparativo entre las curvas de duración de caudales observados y simulados.

En la Figura 4.23, se presenta un comparativo entre la serie de flujo subterráneo obtenida usando el modelo SHIA y el SHIA-MPE. Dado que por medio del conjunto de

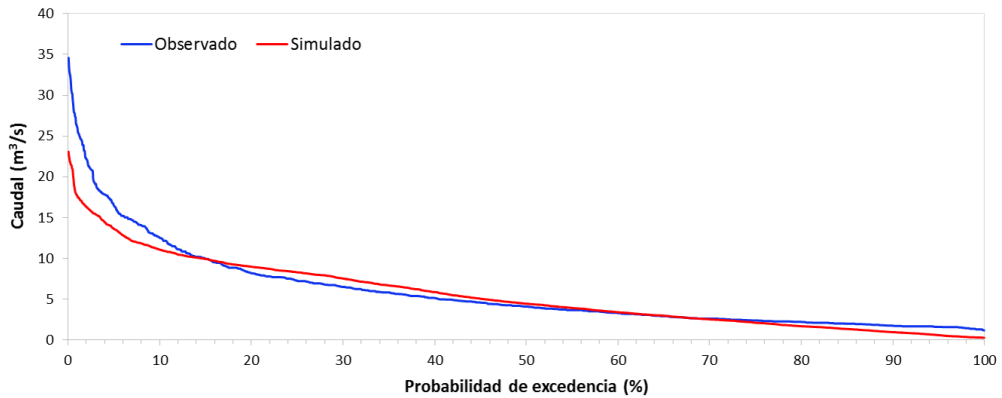


Figura 4.22. Curvas de duración de caudales observados y simulados con el SHIA-MPE para la cuenca de la quebrada La Pereira.

parámetros (α_n y b_n) del MPE, fue posible representar la variabilidad espacial de las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero, el modelo SHIA-MPE logra representar detalladamente el hidrograma subterráneo a resolución temporal diaria, lo cual no es posible con el modelo SHIA porque no considera la variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo. Adicionalmente, el modelo SHIA sobrestima el flujo subterráneo ya que solo depende de la velocidad de flujo subterráneo como se muestra en la Ecuación 2.19 y por lo tanto, no tiene en cuenta propiedades del acuífero como la conductividad hidráulica, transmisividad, coeficiente de almacenamiento, entre otros.

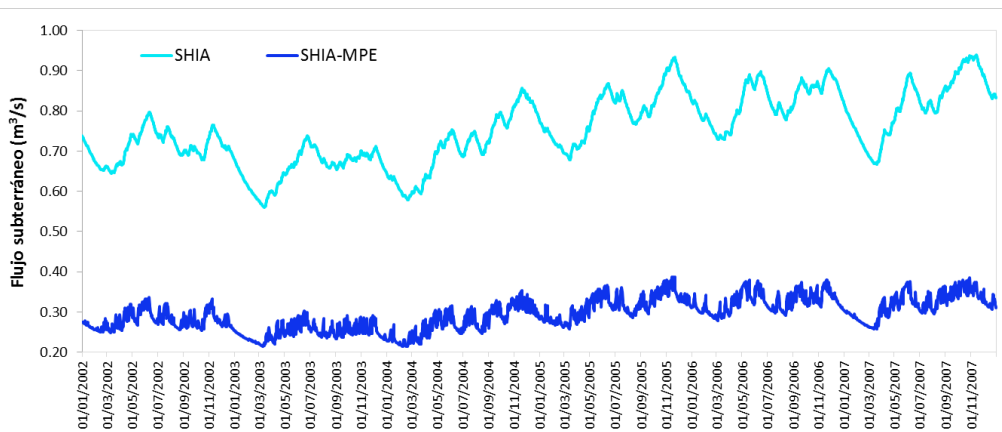


Figura 4.23. Flujo subterráneo simulado con el SHIA y el SHIA-MPE para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.6. Disponibilidad hídrica para la zona de estudio

El objetivo de este ejercicio es cuantificar el efecto de cambio del uso del suelo y el aumento de las demandas en la disponibilidad hídrica, y evaluar el potencial del uso alternante como alternativa de gestión. Para cumplir este objetivo se consideraron escenarios de cambios de uso del suelo, escenarios tendenciales de aumento en la demanda del agua y reglas de operación del uso alternante como alternativa de gestión. Cabe anotar que no se consideraron escenarios de cambio climático, es decir que los valores de precipitación usados para los escenarios futuros fueron tomados de años anteriores, considerando solamente la variabilidad climática registrada en el pasado. A continuación se presentan los escenarios considerados.

4.6.1. Escenarios de cambio de uso del suelo para la zona de estudio

Para obtener la disponibilidad hídrica actual y futura para la cuenca de la quebrada La Pereira, en primer lugar se determinaron los cambios en las coberturas del suelo usando Dinamica EGO. En total se plantearon 3 escenarios y una línea base, de acuerdo con los escenarios planteados en Cornare (2017). La línea base corresponde al año 2016 y los escenarios fueron propuestos para 5, 10 y 16 años a partir de la línea base. En la Figura 4.24 se presenta la distribución espacial de las coberturas del suelo para la línea base, año 2016, y los escenarios tendenciales de cambios de coberturas obtenidos en Dinamica EGO para los años 2021, 2026 y 2032. Cabe anotar que las coberturas presentadas corresponden al nivel 1 de la leyenda CLC (IDEAM, 2010b). Adicionalmente, en la Figura 4.25 se presenta el cambio en área de las coberturas en los escenarios propuestos.

Como se puede evidenciar, a partir de la línea base se presenta un aumento en el área correspondiente a los territorios artificializados, lo cual es una característica de la región de estudio dado que presenta un crecimiento económico y expansión urbana acelerado en los últimos años (Cornare, 2017). Como se mencionó en la Sección 4.1, en la cuenca se ha evidenciado una expansión de la actividad floricultora y ganadera, por lo tanto se puede observar que los mayores valores de áreas corresponden a la cobertura de territorios agrícolas, la cual comprende pastos y cultivos. Adicionalmente, en las Figuras 4.24 y 4.25, se puede observar una disminución en el área correspondiente a bosques, dado que el incremento poblacional acelerado, a razón de las migraciones de otros municipios, con opción de vincularse al sector floricultor y de construcción, genera en la mayoría de los casos deforestación.

A partir de los cambios en las coberturas, se obtuvo la variación espacial de la capacidad máxima de almacenamiento capilar Hu y se modificó la conductividad hidráulica de la superficie del suelo Ks en las zonas correspondientes a territorios artificializados, donde se asume un valor de Ks igual a cero. Lo anterior, se realizó en cada uno de los escenarios propuestos.

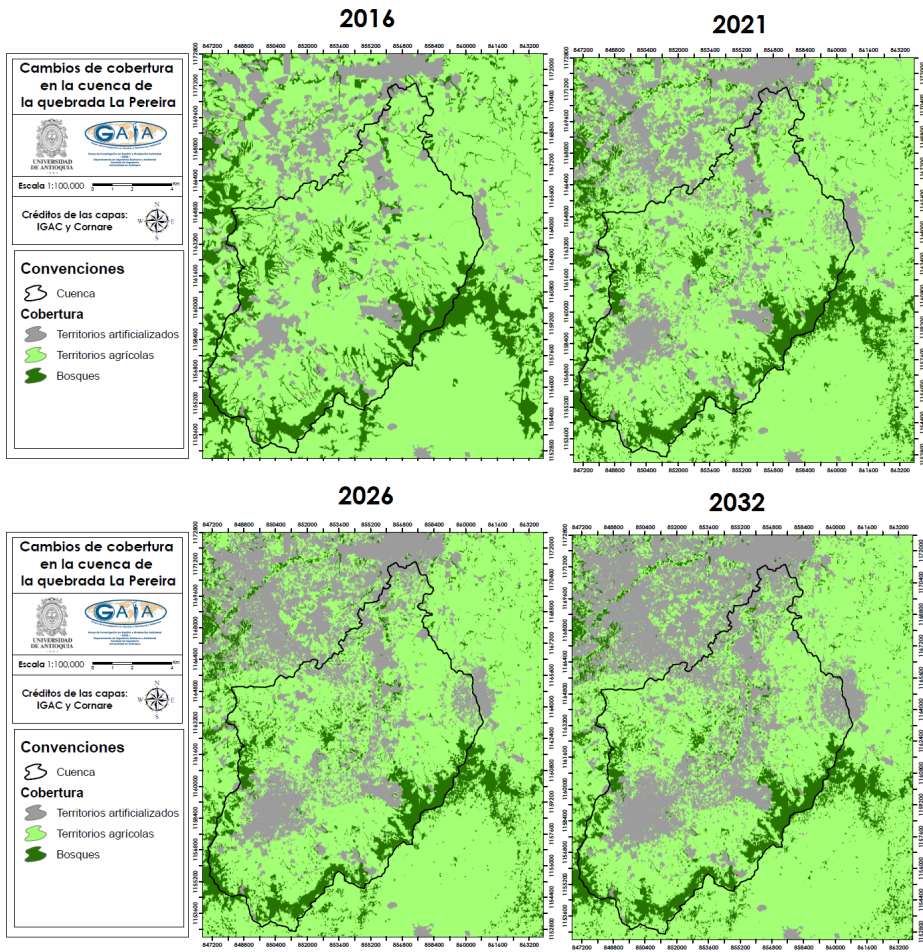


Figura 4.24. Distribución espacial de los cambios de coberturas del suelo para la cuenca de la quebrada La Pereira.

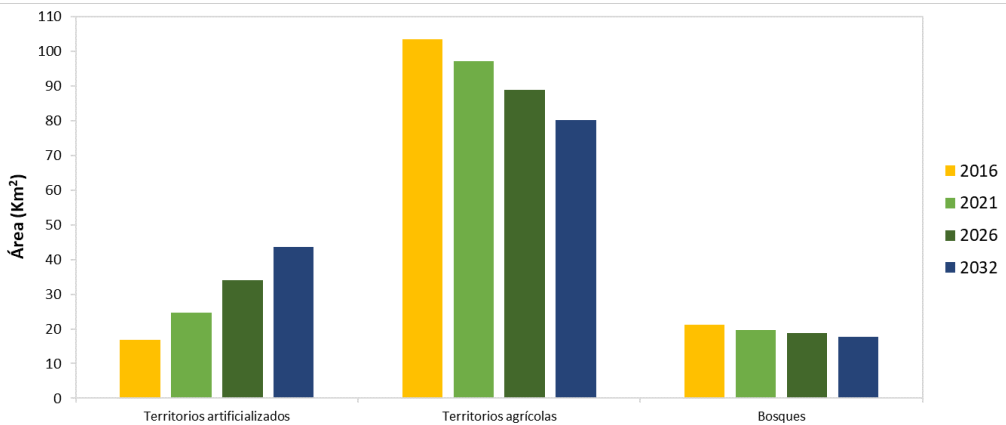


Figura 4.25. Cambios de coberturas del suelo para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.6.2. Crecimiento de demanda del agua en la zona de estudio

En cuanto a la demanda superficial, en la Figura 4.26 podemos observar el porcentaje correspondiente a cada uso del agua para el año 2016 en la cuenca de la quebrada La Pereira, donde el uso doméstico y agrícola representan el 90 % de la demanda en la cuenca.

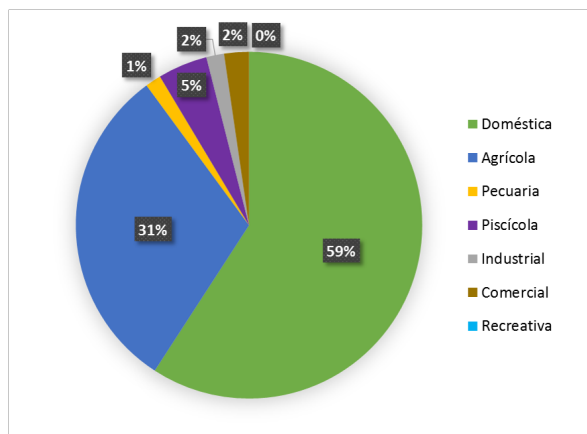


Figura 4.26. Demanda superficial en el año 2016 para la cuenca de la quebrada La Pereira.

De acuerdo con los porcentajes de crecimiento de la demanda propuestos en Cornare (2017) para la cuenca del Río Negro a la cual pertenece la zona de estudio, se determinó el porcentaje de crecimiento anual de la demanda en la cuenca de la quebrada La Pereira que se presenta en la Tabla 4.12.

Tabla 4.12. Porcentaje de crecimiento anual de la demanda en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Demanda	% Crecimiento anual
Doméstica	2.75
Agrícola	3.00
Pecuaria	3.81
Piscícola	3.88
Industrial	3.50
Comercial	9.88
Recreativa	8.81

De acuerdo con los valores presentados en la Tabla 4.12, los mayores % de crecimiento de la demanda se presentan para el uso comercial y recreativo. Lo anterior debido a que en la zona del Oriente Antioqueño se ha incrementado el desarrollo comercial y el municipio de Rionegro se ha establecido como un centro de desarrollo empresarial (Gobernación de Antioquia, 2011); en cuanto al crecimiento de la demanda para uso recreativo, en la zona se ha evidenciado un aumento en la construcción de fincas de recreo (Cornare, 2017). Adicionalmente, aunque los % de crecimiento de la demanda doméstica y agrícola son menores, estos usos representan el 90 % de la demanda en la cuenca para el año 2016, por lo tanto se espera que en los escenarios planteados, estos usos sigan representando el mayor porcentaje de la demanda total en la cuenca.

4.6.3. Estrategia de uso conjunto alternante para la zona de estudio

Como se mencionó en la Sección 3.6.3, el uso alternante de aguas superficiales y subterráneas es una estrategia que permite el suministro de agua en los años secos aumentando los bombeos, y cuando la disponibilidad de agua en ríos y embalses supera a la media, se utiliza más agua superficial, lo que permite aumentar las reservas subterráneas que podrían ser utilizadas en periodos secos posteriores. Un ejemplo de dicha estrategia se presenta en Li *et al.* (2018), donde se propusieron escenarios de uso conjunto de agua superficial y subterránea con cinco diferentes proporciones de riego de pozos (5 %, 10 %, 15 %, 20 % y 25 %), donde la proporción representa el agua subterránea extraída de los pozos como porcentaje de la demanda total de agua de riego.

En este trabajo, se plantea una estrategia de uso conjunto alternante a partir del ciclo anual de precipitación en la cuenca presentado en la Figura 4.5, donde para los meses secos (diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto) se proponen tres escenarios de uso conjunto alternante. En estos escenarios se propone que en los meses secos, un porcentaje de la demanda superficial sea abastecida por el agua subterránea, así en dichos meses la demanda superficial será el porcentaje restante. Los valores de demanda subterránea serán sumados a la acción exterior de extracción del MPE presentada en la Sección 4.5.4. Así, en el modelo SHIA-MPE se incluirá el valor de demanda subterránea y la oferta hídrica superficial obtenida representará el caudal a la salida de la cuenca considerando las extracciones en el acuífero. Los escenarios de alternancia propuestos son E1, E2, E3 y E4, correspondientes a una extracción del 0 %, 25 %, 50 % y 100 % de la demanda doméstica y agrícola estimada para cada año, respectivamente. En la Figura 4.27, se presenta para cada uno de los escenarios de alternancia, los valores correspondientes a la demanda superficial y subterránea, para cada año.

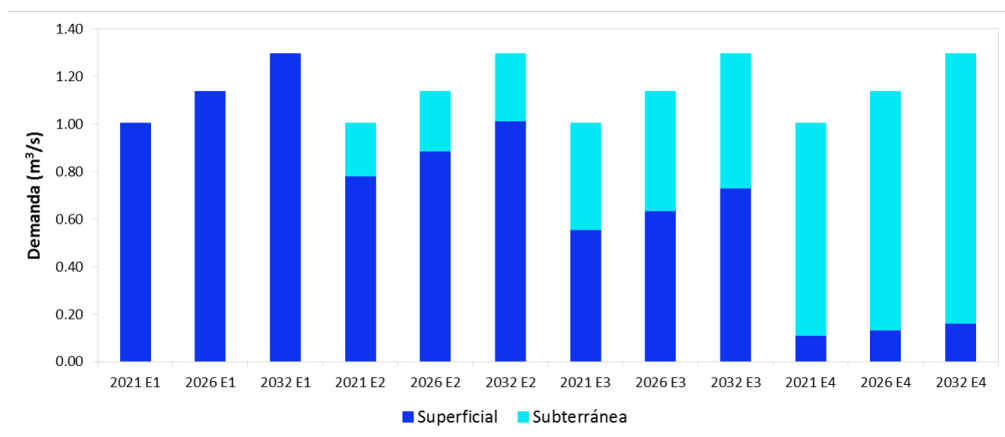


Figura 4.27. Demanda superficial y subterránea en los escenarios de alternancia para la cuenca de la quebrada La Pereira.

4.6.4. Disponibilidad hídrica actual y futura para la zona de estudio

Una vez implementado el modelo SHIA-MPE para la zona de estudio considerando los escenarios de cambio de uso del suelo, se obtuvo la serie de oferta hídrica presentada en la Figura 4.28, para el periodo 2016-2032. Donde, la oferta hídrica media anual es de $0.183 \text{ Km}^3/\text{año}$. Adicionalmente, se presenta la serie de precipitación promedio, la cual como se mencionó anteriormente no considera escenarios de cambio climático. La precipitación promedio presenta correspondencia en los picos y recesiones de la serie de oferta hídrica.

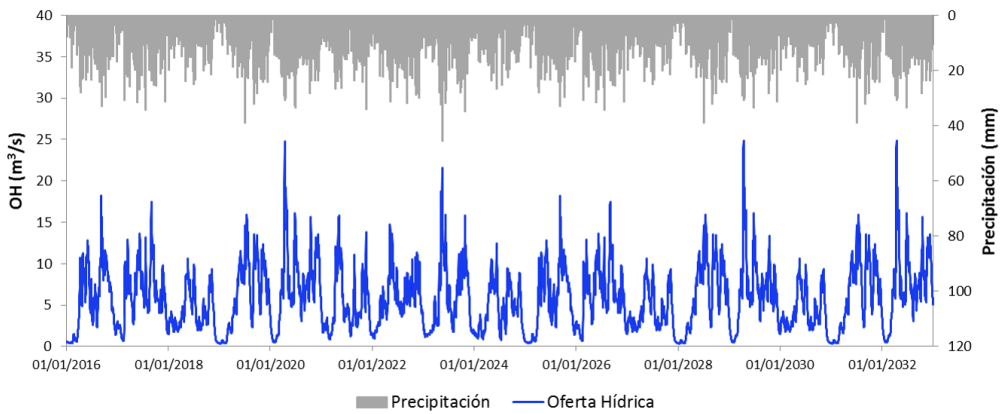


Figura 4.28. Oferta hídrica y precipitación en la cuenca de la quebrada La Pereira para el periodo 2016-2032.

Adicionalmente, en la Figura 4.29 se presenta la serie de flujo subterráneo agregada para toda la cuenca y la recarga promedio asociada, obtenidas para el periodo 2016-2032. La recarga promedio presenta correspondencia en los picos y recesiones de la serie de flujo subterráneo.

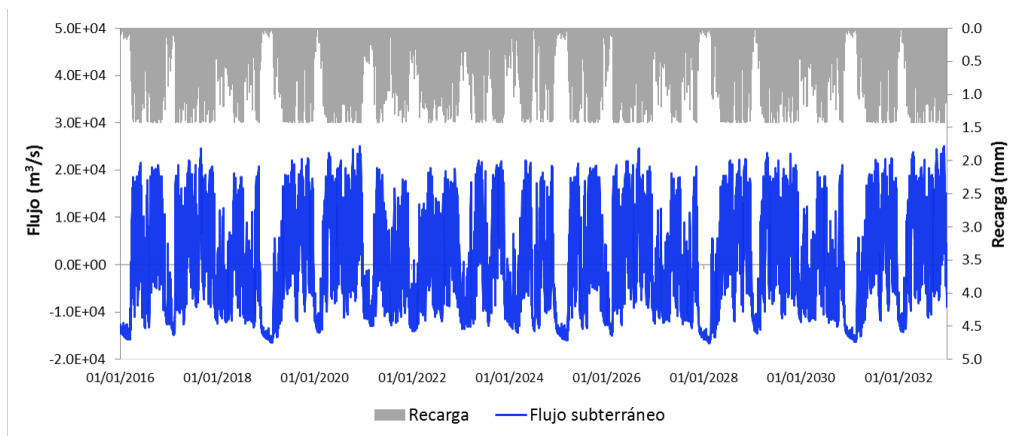


Figura 4.29. Flujo subterráneo y recarga en la cuenca de la quebrada La Pereira para el periodo 2016-2032.

Una vez obtenida la oferta hídrica, se determinó para cada año el caudal demandado teniendo en cuenta los porcentajes de crecimiento anual de la demanda presentados en la Tabla 4.12 y los escenarios de alternancia presentados en la Figura 4.27. Cabe anotar que se usó un valor constante de demanda superficial para cada año y por ende el valor obtenido para la demanda subterránea igualmente es constante para los meses considerados en la alternancia. Para el caudal ambiental, se utilizó el valor obtenido en Cornare (2017), usando la metodología descrita en MAVDT (2004). El valor estimado es $1.7 \text{ m}^3/\text{s}$ y se tomará constante para el periodo 2016-2032.

Posteriormente, se estimó la disponibilidad hídrica para cada día de simulación usando la Ecuación 3.10, y para determinar como el uso alternante aumenta las garantías del sistema, se aplicaron los indicadores de respuesta del sistema para satisfacer la demanda presentados en la Sección 3.6.3. En la Tabla 4.13 se presentan los valores obtenidos para la garantía diaria y volumétrica, y el volumen de incumplimiento para el periodo de simulación 2016-2032, considerando la demanda ambiental y antrópica en los escenarios propuestos.

Tabla 4.13. Indicadores de satisfacción de la demanda ambiental y antrópica en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Escenario	Garantía diaria [%]	Volumen incumplimiento [m^3]	Garantía volumétrica [%]
E1	74.99	2.05E+08	89.12
E2	76.99	1.75E+08	90.76
E3	78.67	1.47E+08	92.23
E4	80.55	1.15E+08	93.91

Adicionalmente, se evaluaron las garantías del sistema solo considerando las intervenciones antrópicas. Por lo tanto, en la estimación de la disponibilidad hídrica no se consideró el caudal ambiental, el cual como se mencionó anteriormente se asumió como constante y por lo tanto no captura la variabilidad climática en la zona. Así, la disponibilidad hídrica se calculó como la resta entre la oferta hídrica y el caudal demandado para cada día de simulación. Posteriormente, se aplicaron los indicadores de respuesta del sistema para satisfacer la demanda presentados en la Sección 3.6.3. En la Tabla 4.14 se presentan los valores obtenidos para la garantía diaria y volumétrica, y el volumen de incumplimiento para el periodo de simulación 2016-2032, considerando solamente los caudales demandados en los escenarios propuestos.

Tabla 4.14. Indicadores de satisfacción de la demanda antrópica en la cuenca de la quebrada La Pereira.

Escenario	Garantía diaria [%]	Volumen incumplimiento [m^3]	Garantía volumétrica [%]
E1	93.12	2.31E+07	96.73
E2	94.09	1.27E+07	98.20
E3	95.91	4.33E+06	99.39
E4	99.45	1.02E+06	99.86

En ambos casos, considerando la demanda ambiental y sin considerarla, las garantías aumentan a medida que se aumenta el porcentaje de agua subterránea utilizado para satisfacer la demanda; por su parte el volumen de incumplimiento disminuye a medida que se aumenta el porcentaje de agua subterránea utilizado. Cuando se consideran solamente las demandas antrópicas el E4 presenta una garantía volumétrica muy cercana al 100 %, y aunque dicho escenario considera una demanda subterránea muy alta comparada con la

superficial, nos permite evaluar como la estrategia de uso conjunto alternante aumenta las garantías del sistema y le aporta mayor flexibilidad, sobre todo en periodos críticos donde la oferta hídrica es menor. Lo anterior se puede evidenciar en la Figura 4.30, donde se presenta para el mes de enero del año 2025, la variabilidad temporal de la disponibilidad hídrica considerando solamente el caudal demandado. En dicha figura se puede evidenciar que el déficit en el E1, el cual no considera uso conjunto alternante, es mayor al déficit presentado en los escenarios E2, E3 y E4 donde si se considera. Por lo tanto el uso conjunto alternante aumenta las garantías volumétricas del sistema. Cabe anotar que los valores negativos de disponibilidad hídrica presentados, corresponden a los días donde la oferta hídrica es menor al caudal demandado, y como se puede evidenciar para el E4 la disponibilidad hídrica pasa a ser positiva, lo que significa que con este escenario de alternancia el sistema logra suplir la demanda antrópica.

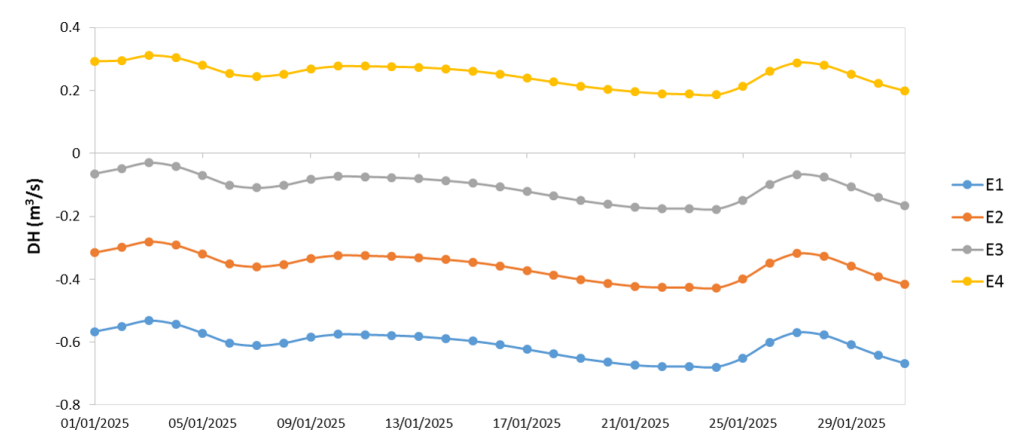


Figura 4.30. Disponibilidad hídrica para enero del 2025 considerando el caudal demandado en la cuenca de la quebrada La Pereira en los escenarios de alternancia.

Los resultados obtenidos permiten concluir que el uso conjunto es una estrategia que permite garantizar las demandas en la cuenca, incluso en épocas de sequía. Así, es posible determinar que para la cuenca de la quebrada La Pereira el uso del agua subterránea aumenta la disponibilidad hídrica en la cuenca y permite aumentar las garantías en los diferentes escenarios planteados mediante el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

5

Conclusiones, limitaciones y recomendaciones

5.1. Conclusiones

En este trabajo se presentó la conceptualización, implementación y validación de una nueva estrategia de modelación hidrológica distribuida, orientada a la gestión del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. Si bien en trabajos previos se habían presentado aproximaciones similares, la contribución del presente trabajo de investigación se relaciona con la inclusión explícita del dominio del acuífero y de sus propiedades hidráulicas, la reducción de un modelo hidrogeológico de base física para mejorar la operatividad y reducir la carga computacional, y la aplicación del modelo en una cuenca con datos reales.

El modelo desarrollado consta del acoplamiento de un modelo hidrológico distribuido basado en el esquema de modelación SHIA y el Modelo Pluricelular Englobado - MPE, que corresponde a un modelo de flujo subterráneo agregado con parámetros distribuidos. Ambos modelos fueron acoplados usando el lenguaje de programación FORTRAN 90 y las entradas de información al modelo acoplado son compatibles con versiones anteriores del SHIA.

El modelo SHIA-MPE permite representar la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos y de las variables que influyen en la producción de la escorrentía, así como la variabilidad espacial y temporal de las variables de estado involucradas en el flujo subterráneo y las relaciones río-acuífero.

La construcción del MPE constituye fundamentalmente, un modelo reducido del modelo de flujo subterráneo. Este modelo representa adecuadamente las relaciones río - acuífero, pero con la ventaja de ser computacionalmente muy eficiente. Ello permite que el modelo SHIA-MPE pueda usarse en esquemas de optimización sin que la carga computacional sea

excesiva.

Dada la gran cantidad de parámetros que se deben determinar para implementar el modelo de flujo subterráneo (MPE), se utilizó la estrategia de optimización global, PSO. Esta permite explorar todo el dominio de la función objetivo, para determinar el mínimo global. En un sentido práctico, esta es una extensión más avanzada a la presentada por Estrela y Sahuquillo (1997) y permite representar diferentes velocidades de respuesta en las relaciones río - acuífero.

Tanto el modelo hidrológico como el de flujo subterráneo fueron calibrados satisfactoriamente usando datos reales de la cuenca de estudio, y se logró desarrollar e implementar con éxito una estrategia conceptual de acoplamiento de ambos modelos.

El modelo SHIA-MPE permite estimar la variabilidad espacial de la recarga en el acuífero, logrando una mejor estimación en las relaciones río-acuífero.

El modelo SHIA-MPE puede ser implementado en otras cuencas donde se haya implementado un modelo de flujo subterráneo, y donde se pueda estimar la variabilidad espacial y temporal de las características hidrológicas y las propiedades físicas de la cuenca, las propiedades físicas e hidráulicas del acuífero y las demandas de agua.

Con el modelo SHIA-MPE fue posible estimar la disponibilidad hídrica, actual y futura, para la cuenca de la quebrada La Pereira, considerando escenarios de cambio de uso del suelo y crecimiento en las demandas de agua; y aproximar mediante una estrategia de uso conjunto alternante, como el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en la cuenca permite aumentar la disponibilidad hídrica superficial y las garantías del sistema.

Los resultados obtenidos permiten concluir que el uso conjunto es una estrategia que permite garantizar las demandas en la cuenca, incluso en épocas de sequía. Así, es posible determinar que para la cuenca de la quebrada La Pereira el uso del agua subterránea aumenta la disponibilidad hídrica en la cuenca y permite aumentar las garantías en los diferentes escenarios planteados mediante el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

5.2. Limitaciones y recomendaciones

En la implementación del modelo es necesario conocer la variabilidad espacial de las características del suelo, por lo tanto para futuros trabajos se recomienda ampliar el conocimiento en este sentido, dado que los estudios de suelos disponibles han sido realizados a una escala general que no permite caracterizar de manera detallada los parámetros del modelo relacionados con las características del suelo y subsuelo.

En este trabajo no se consideró la variabilidad temporal de la evapotranspiración ni se plantearon escenarios de cambio climático, por lo tanto se recomienda incluir desagregación de modelos de cambio climático para establecer escenarios de uso conjunto en diversas cuencas del país, lo cual permite mejorar la calibración de los modelos y las predicciones.

En la estrategia de uso conjunto alternante, las demandas subterráneas se establecieron como un porcentaje de las demandas superficiales en la cuenca, lo cual nos permitió

aproximar como el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas permite aumentar la disponibilidad hídrica superficial y las garantías del sistema, pero es necesario implementar el modelo con información de demandas subterráneas.

El intervalo de la serie de caudales observados que presentó homogeneidad es muy reducido, por lo tanto solo se logró realizar el proceso de calibración y aunque este fue satisfactorio, para futuros estudios se recomienda validar el modelo espacial y temporalmente.

La información disponible para la implementación de una estrategia de uso conjunto es muy limitada y dado el aumento de las demandas superficiales y subterráneas en la cuenca, se recomienda ampliar la cobertura en el monitoreo de los caudales superficiales y de los niveles piezométricos, para lograr mejores estimaciones que permitan tomar decisiones acertadas en la gestión del recurso hídrico.

Dado que los valores de caudal ambiental reportados representaban un porcentaje muy alto de la oferta hídrica, se consideró uno de los valores más bajos reportados, el cual es constante y por lo tanto no captura la variabilidad climática en la zona. Se recomienda para futuros trabajos implementar varias metodologías que permitan una mejor estimación del caudal ambiental y de su variabilidad temporal; y así poder comparar los resultados de disponibilidad hídrica hallados, con el objetivo de capturar la variabilidad climática y lograr mejores estimaciones.

Para trabajos futuros se recomienda usar una estrategia de reducción numérica del modelo de flujo subterráneo como el método de los autovalores, el método de Lanczos o Deep Learning, para lograr el acoplamiento con un modelo de flujo subterráneo distribuido. También sería ideal contar con un esquema reducido que permita tratar directamente las no linealidades de los modelos de flujo, como las desconexiones del río o condiciones de contorno no lineales.

Dado que la implementación del SHIA-MPE está sujeta a la existencia de un modelo de flujo subterráneo y dado que existen muy pocos modelos operativos implementados, esto representa una limitación para la aplicación del modelo y por ende, de las posibilidades de plantear estrategias de uso conjunto en Colombia.

Se recomienda ampliar la conceptualización del modelo considerando la recarga artificial como una estrategia para aumentar los volúmenes de agua en el acuífero en épocas húmedas.

Referencias bibliográficas

- Alvar Closas, F. M. (2016). Groundwater governance in the Arab World. Informe técnico, International Water Management Institute.
- Álvarez Villa, O. D. (2014). *Simulación eficiente de las relaciones río-acuífero en sistemas de utilización conjunta mediante técnicas de reducción de modelos lineales invariantes en el tiempo*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Bradbury, K. R., Dripps, W., Hankley, C., Anderson, M. P., y Potter, K. W. (2000). Refinement of Two Methods for Estimation of Groundwater Recharge Rates. Informe técnico.
- Bussi, G. (2014). *Implementation of a distributed sediment model in different data availability scenarios*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Calderon, D. y Lemus, L. (2016). Guía metodológica para el reprocesamiento de datos y la ejecución del modelo hidrológico TETIS. Informe técnico, Bogotá, Colombia.
- Canadell, J., Jackson, R., Ehleringer, J., Mooney, H., Sala, O., y Schulze, E.-D. (1996). Max rooting depth of veg types at global scale. *Oecologia*, 108:538–595.
- Cornare (2017). Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica del Río Negro. Informe técnico, Corporación Autónoma Regional de las Cuencas de los Ríos Negro y Nare, y Consorcio POMCAS oriente antioqueño, Medellín, Colombia.
- Cornare y GOTTA (2011). Cuentas físicas del agua en la jurisdicción de Cornare. Informe técnico, Corporación Autónoma Regional de las Cuencas de los Ríos Negro y Nare, y GOTTA Ingeniería S.A.S., Santuario, Colombia.
- Cornare y UNAL (2006). Plan de ordenación y manejo de la cuenca La Pereira, municipio de La Ceja del Tambo. Informe técnico, Corporación Autónoma Regional de las Cuencas de los Ríos Negro y Nare, y Universidad Nacional de Colombia, Instituto de Estudios Ambientales, Santuario, Colombia.
- CTA (2013). Informe final convenio asociación No. 46-4110. Informe final, Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia, Medellín, Colombia.
- CTA y UNAL (2001). Balances hidrológicos y atlas digital de Antioquia. Informe final, Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia y Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., y Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4:1001–1007.

- Dogrul, E. C., Brush, C. F., y Kadir, T. N. (2016). Groundwater Modeling in Support of Water Resources Management and Planning under Complex Climate, Regulatory, and Economic Stresses. *Water*, 8(12):592.
- Domenico, P. A. y Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley.
- Echeverri, J. (2003). *Estudio del potencial hídrico y obras de ingeniería para el aprovechamiento de la quebrada la cristalina como fuente de abastecimiento de agua para el acueducto del municipio de La Ceja*. Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Estrada Restrepo, O. A. (2009). *Modelación acoplada de aguas superficiales y subterráneas para la gestión conjunta del recurso hídrico*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Estrela, T. y Sahuquillo, A. (1997). Modeling the response of a karstic spring at Artera aquifer in Spain. *Ground Water*, 35(1):18–24.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. Prentice-Hall, 4 edición.
- Flores, A. N., Bledsoe, B. P., Cuhaciyán, C. O., y Wohl, E. E. (2006). Channel-reach morphology dependence on energy, scale, and hydroclimatic processes with implications for prediction using geospatial data. *Water Resources Research*, 42:1–15.
- Francés, F., Vélez, J. I., y Vélez, J. J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1-2):226–240.
- Gobernación de Antioquia (2011). Análisis de la infraestructura industrial y comercial disponible en los municipios asentados en el altiplano del Oriente Antioqueño y sus correspondientes usos del suelo industrial y mixto disponibles. Informe técnico, Gobernación de Antioquia.
- González, N. A. y Peláez, R. (2013). Empleo conjunto de aguas superficiales y subterráneas en Pinar del Río, Cuba. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 24(2):50–61.
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular groundwater model—the ground-water flow process. Informe técnico.
- IDEAM (2010a). Estudio Nacional del Agua 2010. Informe técnico, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia.
- IDEAM (2010b). *Legenda nacional de coberturas de la tierra. Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia Escala 1:100.000*. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia.
- IDEAM (2019). Estudio Nacional del Agua 2018. Informe técnico, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia.
- IGAC (2007). Estudio general de suelos y zonificación de tierras. Departamento de Antioquia. Informe técnico, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, Colombia.
- Jiménez Jaramillo, M. A. (2015). *Morphological representation of drainage networks, implications on solute transport and distributed simulation at the basin scale*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.

- Kowarik, A. y Templ, M. (2016). Imputation with the R package VIM. *Journal of Statistical Software*, 74(7).
- Krause, P., Boyle, D. P., y Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5:89–97.
- Li, P., Qian, H., y Wu, J. (2018). Conjunctive use of groundwater and surface water to reduce soil salinization in the Yinchuan Plain, North-West China. *International Journal of Water Resources Development*, 34(3):337–353.
- Lyons, R. T., Peralta, R. C., y Majumder, P. (2020). Comparing single-objective optimization protocols for calibrating the birds nest aquifer model—a problem having multiple local optima. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 17(3).
- Maeda, E. E., de Almeida, C. M., de Carvalho Ximenes A., A., Formaggio, A. R., Shimabukuro, Y. E., y Pellikka, P. (2011). Dynamic modeling of forest conversion: Simulation of past and future scenarios of rural activities expansion in the fringes of the Xingu National Park, Brazilian Amazon. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(3):435–446.
- Magrin, G. O., Marengo, J. A., Boulanger, J.-P., Buckeridge, M. S., Castellanos, E., Poveda, G., Scarano, F. R., y Vicuña, S. (2014). Central and South America. En Barros, V. R., Field, C. B., Dokken, D. J., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., y White, L. L., editores, *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, book section 27, pp. 1499–1566. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mahjoub, H., Mohammadi, M. M., y Parsinejad, M. (2011). Conjunctive Use Modeling of Groundwater and Surface Water. *Journal of Water Resource and Protection*, 03(10):726–734.
- MAVDT (2004). Resolución número 0865 de julio 22 de 2004, por la cual se adopta la metodología para el cálculo del índice de escasez para aguas superficiales a que se refiere el Decreto 155 de 2004 y se adoptan otras disposiciones. Ministerio de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial, Bogotá, Colombia.
- MAVDT (2010). Decreto número 3930 de octubre 25 de 2010, por el cual se reglamenta parcialmente el Título I de la Ley 9ª de 1979, así como el Capítulo II del Título VI -Parte III- Libro II del Decreto-ley 2811 de 1974 en cuanto a usos del agua y residuos líquidos y se dictan otras disposiciones. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, Bogotá, Colombia.
- Michel, C. (1989). *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux*. Cemagref Antony.
- Millington, N. y Scheba, S. (2021). Day zero and the infrastructures of climate change: water governance, inequality, and infrastructural politics in cape town’s water crisis. *International Journal of Urban and Regional Research*, 45(1):116–132.
- Nash, J. y Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290.

- Perrin, C., Michel, C., y Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1):275–289.
- Pulido Velázquez, M., Andreu, J., y Sahuquillo, A. (2006). Economic Optimization of Conjunctive Use of Surface Water and Groundwater at Economic Optimization of Conjunctive Use of Surface Water and Groundwater at the Basin Scale. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 132(6).
- Pulido Velázquez, M. A., Sahuquillo Herraiz, A., Ochoa Rivera, J. C., y Pulido Velázquez, D. (2005). Modeling of stream–aquifer interaction: the embedded multireservoir model. *Journal of Hydrology*, 313(3):166–181.
- Puricelli, M. M. (2003). *Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Quintero D., F., Vélez Upegui, J. I., y Blandón M., L. A. (2005). La cuenta física del agua mediante modelación hidrológica distribuida. *Gestión y Ambiente*, 8(1):95–103.
- Ramírez Osorio, J. M. (2002). *Extracción automática de redes de drenaje a partir de modelos digitales de terreno*. Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Medellín, Colombia.
- Ramírez Solano, L. M. (2012). *Análisis de la implementación de un modelo hidrológico distribuido con información estándar en España*. Tesis de maestría, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Rendón Álvarez, J. P., Restrepo Tamayo, C. A., y Ealo, A. J. (2018). Una estrategia para la calibración y el análisis de sensibilidad del modelo hidrológico SHIA en escala intradiaria. En *XXIII Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*, p. 15, Ibagué, Colombia.
- Restrepo Correa, I., Álvarez Villa, O. D., Ruiz Carrascal, D., Palacio Buitrago, P., Posada Posada, M. I., Castaño Uribe, C., Garcés Mesa, D., y Gómez Camargo, D. S. (2018). Actualización del Modelo Hidrogeológico Conceptual en el Valle de San Nicolás. Informe final, Universidad EIA.
- Restrepo Tamayo, C., Álvarez Villa, O., Vélez, J. I., Pulido Velázquez, M., y Velázquez, N. (2010). Un modelo hidrológico distribuido acoplado a un modelo de flujo subterráneo para la gestión del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. En *XXIV Congreso Latinoamericano de hidráulica*, p. 14, Punta del Este, Uruguay.
- Restrepo Tamayo, C. A. (2007). *Modelo hidrológico distribuido orientado a la gestión de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Robinson, J. y Rahmat Samii, Y. (2004). Particle swarm optimization in electromagnetics. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 52(2):397–407.
- Sahuquillo, A. (2009). La importancia de las aguas subterráneas. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales*, 103(1):97–114.
- Sahuquillo, A., Cassiraga, E., Solera, A., y Murillo, J. M. (2010). *Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas*. Instituto Geológico y Minero de España.

- Saxton, K. E. y Rawls, W. J. (2006). Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5):1569–1578.
- Tapia alvarado, A. P. (2016). *Balance hídrico usando un modelo hidrológico distribuido en la unidad hidrográfica Río Pindo, provincias de Loja y el Oro, Ecuador*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Tarboton, D. G. (1989). *The analysis of river basins and channel networks from digital elevation data*. Tesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts, Estados Unidos.
- Thomas, A., Eldho, T. I., Rastogi, A. K., y Majumder, P. (2019). A comparative study in aquifer parameter estimation using MFree point collocation method with evolutionary algorithms. *Journal of Hydroinformatics*, 21(3):455–473.
- Tobón, J. I. (2003). *Hidrología de la zona vadosa en la terraza de llanogrande (Rionegro-Antioquia)*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- UNAL (2011). *Manual de Usuario de HydroSIG - Versión 4.0*. Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín, Colombia.
- Velásquez Giron, N. (2011). *Simulación de sedimentos a partir de un modelo conceptual distribuido no lineal*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Vélez Upegui, J. I. (2001). *Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.
- Vera, C. (2001). *Variación en la permeabilidad y en las condiciones de infiltración de las cenizas volcánicas de los valles de San Nicolás*. Tesis de maestría, Universidad EAFIT, Medellín, Colombia.
- Zhang, D., Sial, M. S., Ahmad, N., Filipe, J. A., Thu, P. A., Zia-Ud-din, M., y Caleiro, A. B. (2021). Water scarcity and sustainability in an emerging economy: A management perspective for future. *Sustainability*, 13(1):1–10.