


Artículo original

## Estimación espaciotemporal de la recarga potencial en un sistema pseudokárstico tropical

### Spatio-temporal estimation of the potential recharge in a tropical pseudokarst system

Sandra M. Patiño-Rojas,  Marcela Jaramillo\*

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Eafit, Medellín, Colombia

#### Resumen

La estimación de la recarga permite determinar la incidencia de los cambios climáticos en la oferta hídrica y definir las tasas de bombeo adecuadas para que no ocurra sobreexplotación en los acuíferos. En este sentido, se hizo la primera estimación espaciotemporal de la recarga potencial por precipitación en la Dunita de Medellín, un sistema pseudokárstico tropical considerado zona de recarga lejana de los acuíferos aluviales del Valle de Aburrá (Colombia). Actualmente, estos acuíferos son explotados para uso industrial, pero debido al acelerado crecimiento poblacional podrían ser una fuente para el consumo humano en un futuro. Se emplearon dos métodos de balance hídrico, el balance hídrico superficial (*surface water balance*, SWB) a escala diaria y el de Schosinsky a escala mensual. Además, se evaluaron tres escenarios climáticos diferentes: año seco-El Niño, año húmedo-La Niña y año normal. Se encontró que la recarga se veía fuertemente influenciada por la precipitación y por la textura del suelo. Así, los valores promedios máximos se reportaron para La Niña (1.597 mm/año) y los mínimos para El Niño (813,5 mm/año). Se encontró, además, que el método de Schosinsky subestimó la recarga en un 20 % debido a que esta es un proceso que se da a escala de eventos que solo pueden apreciarse en los registros diarios de precipitación. A pesar de las diferencias, los resultados evidenciaron no solo el potencial de la Dunita de Medellín como zona de recarga de los acuíferos aluviales, sino también la marcada dependencia de la recarga frente a los fenómenos climáticos como el ENOS.

**Palabras clave:** Balance de agua en el suelo; Schosinsky; Medio fracturado; Dunita de Medellín; Sistema acuífero del Valle de Aburrá; ENSO.

#### Abstract

Recharge estimation allows determining the incidence of climatic changes in the water supply and defining the appropriate pumping rates so that overexploitation in the aquifer does not occur. Here we made the first spatio-temporal estimation of the potential recharge due to precipitation in the so-called Medellín's Dunita, a tropical pseudo-karst system considered a distant recharge zone of the alluvial aquifers in the Aburrá Valley (Colombia). These aquifers are currently being exploited for industrial use, but due to the rapid population growth, they could be a future source for human consumption. We used two water balance methods, the SWB on a daily scale and the Schosinsky on a monthly scale. Besides, we evaluated three different climate scenarios: dry year-El Niño, wet year-La Niña, and average year. We found that recharge was strongly influenced by precipitation and soil texture. The maximum average values were reported for La Niña year (1597 mm/year) and the minimum for El Niño year (813.5 mm/year). We also found that the Schosinsky method underestimated the recharge by 20% because the process occurs at event scale which can only be observable in daily precipitation records. Despite the differences, the results showed the potential of the Medellín's Dunita as a recharge area for the alluvial aquifers and the marked dependence of recharge on climatic phenomena such as ENSO.

**Keywords:** Soil water balance; Schosinsky; Fractured media; Medellín's Dunita; Aburrá Valley aquifer system; ENSO.

**Citación:** Patiño-Rojas SM, Jaramillo M. Estimación espaciotemporal de la recarga potencial en un sistema pseudokárstico tropical. Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat. 46(178):261-278, enero-marzo de 2022. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1512>

**Editor:** Carlos Alberto Jaramillo Muñoz

**\*Correspondencia:**  
Marcela Jaramillo;  
[majaram9@eafit.edu.co](mailto:majaram9@eafit.edu.co)

**Recibido:** 1 de julio de 2021

**Aceptado:** 2 de diciembre de 2021

**Publicado:** 23 de marzo de 2022



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

## Introducción

A nivel global los recursos hídricos superficiales y subterráneos se encuentran bajo amenaza debido al aumento constante de la demanda, los malos usos, la contaminación y la alteración de los patrones hidrológicos asociada con el cambio climático y global. Por lo tanto, la implementación de planes de gestión y prácticas de buen manejo del agua se convierten en un desafío, así como la ejecución de estudios de aguas subterráneas que permitan determinar su cantidad y calidad (**World Water Assessment Programme - WWAP, 2019**).

La determinación de la recarga de los acuíferos es necesaria para estimar la cantidad de agua que se les puede extraer sin sobreexplotación. A nivel mundial, **Jasechko & Perrone (2021)** encontraron que millones de pozos están en riesgo de secarse debido a los descensos en los niveles piezométricos. La sobreexplotación y la reducción de la recarga debida al cambio climático son las principales causas de dichos descensos (**Gleeson, et al., 2012; Taylor, et al., 2013**).

En Colombia el agua subterránea corresponde al 72 % del total del recurso hídrico del territorio (**Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM, 2010**) y hasta ahora se han identificado 64 sistemas acuíferos (**IDEAM, 2015, 2019**); uno de ellos es el sistema acuífero del Valle de Aburrá, SAVA (código SAM6.3). El SAVA está conformado por tres unidades hidrogeológicas (**Universidad de Antioquia-UdeA & Área Metropolitana del Valle de Aburrá-AMVA, 2016**): acuífero libre (A1), acuífero semiconfinado (A2) y la Dunita de Medellín (A3), objeto de este estudio.

La Dunita de Medellín (A3) es una roca ígnea ultramáfica que presenta una gran porosidad secundaria debido a su alto grado de fracturamiento y a la disolución de brucita que ha dado origen a paisajes kársticos (**Herrera, 2003**). Datos del caudal reportados en afloramientos y obras de control geotécnico en el área indican un almacenamiento de volúmenes “significativos” de agua subterránea en la Dunita, que podrían emplearse para abastecer agua al área urbana o rural de los municipios de Bello, Medellín o Envigado (**Universidad Nacional de Colombia-UNAL & AMVA, 2008**). Por otra parte, **Camacho (2020)** ha presentado un modelo hidrogeológico conceptual de la Dunita basado exclusivamente en información secundaria en el que se enfatiza la necesidad de obtener información primaria que permita establecer de forma detallada su papel hidrogeológico en el SAVA.

Nuestra hipótesis de trabajo es que la Dunita de Medellín (A3) es una zona de recarga por flujos regionales para los acuíferos aluviales (A1 y A2) que albergan más de 700 pozos y aljibes (**UNAL & AMVA, 2008**). La hipótesis se basa en el hecho de que la impermeabilización del suelo en el valle, debida a la expansión urbana y a la canalización del río Medellín, limita cada vez más la recarga directa por precipitación y la indirecta proveniente del río y de sus afluentes. Para probar esta hipótesis se hizo un proyecto en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad EAFIT de Medellín (Colombia) en cuyo marco se desarrollaron varios estudios con información primaria; los resultados se han ido publicando a medida que los estudios culminan.

Un primer estudio para probar esta hipótesis consistió en una caracterización hidroestructural de la Dunita de Medellín (**Patiño-Rojas, et al., 2021**). Con base en más de mil datos estructurales medidos en campo, los autores lograron establecer dos direcciones preferenciales de flujo en la Dunita, una de ellas hacia el SAVA, lo que apoya la hipótesis del presente estudio, aunque se recomienda hacer estudios adicionales para establecer con mayor precisión los aportes desde la Dunita hacia los acuíferos aluviales.

El objetivo del presente estudio fue hacer la primera estimación de la recarga potencial por precipitación en la Dunita de Medellín para así obtener información sobre la magnitud de la recarga que se originaría en la Dunita y alcanzaría los acuíferos aluviales del SAVA.

## Materiales y métodos

Se aplicaron dos métodos basados en el balance hídrico: el de balance hídrico en el suelo (SWB por sus siglas en inglés) y el modelo simplificado de **Scholsky (2006)**. Se utilizaron estos dos modelos diferentes debido a la incertidumbre asociada con su parametrización, los

datos de entrada y las escalas temporales, lo que incide en los resultados finales (Bogena, *et al.*, 2005; Anderson, *et al.*, 2015; Xie, *et al.*, 2017). Además, dada la influencia que tiene el ENSO en la climatología colombiana, no solo se determinó espacialmente la magnitud de la recarga, sino que se consideró su variación temporal según condiciones hidrológicas normales, húmedas (La Niña) y secas (El Niño).

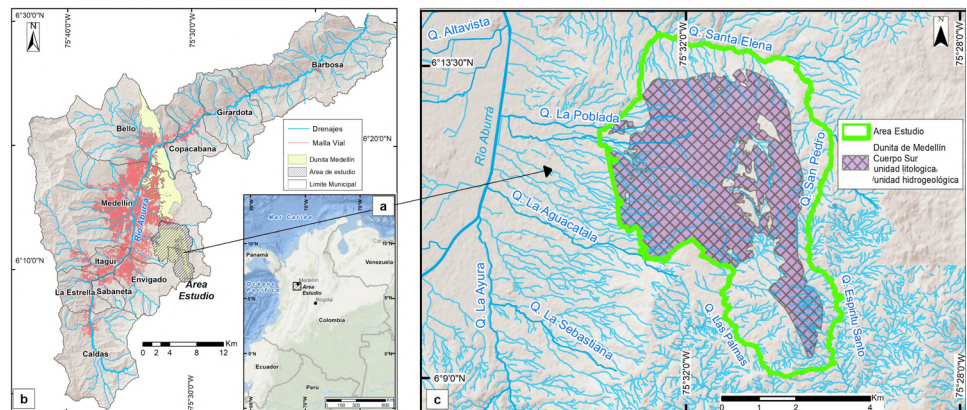
### Zona de estudio

**Localización.** La zona de estudio se encuentra entre las coordenadas -75,554 y -75,494 W y 6,233 y 6,149 N, y corresponde al miembro sur de la Dunita de Medellín donde está ubicado el altiplano de Santa Elena, zona suroriental de la ciudad de Medellín, departamento de Antioquia, Colombia (Figura 1). El área de interés se ubica entre las cotas de 2.200 y 2.830 m s.n.m. La zona comprende un área de 36 km<sup>2</sup> y está limitada al norte y el occidente por el escarpe centro-oriental del Valle de Aburrá, al este por la quebrada Santa Elena y al sur por la quebrada Las Palmas y el municipio de Rionegro.

**Clima e hidrografía.** La región de estudio presenta un régimen de precipitación bimodal con dos períodos mayores de lluvia entre abril y mayo y octubre y noviembre intercalados con dos períodos menos húmedos entre diciembre y marzo y junio y septiembre. La precipitación media anual varía entre 2.300 y 3.400 mm y la temperatura media diaria entre 12,9 °C y 22,3 °C. Las fuentes hídricas más importantes en la zona son las quebradas Santa Elena, Santa Bárbara, Espíritu Santo, Las Palmas, El Saladito, La Aguacatala, La Sanín, La Poblada, y La Presidenta (Figura 1c).

**Geología.** La zona de estudio está comprendida en un 90 % por el cuerpo sur de la Dunita de Medellín (Figura 1c), una faja de rocas ultramáficas con dirección NNW, de 35 km de extensión aproximada y área superficial de 60 km<sup>2</sup>. La faja se divide en tres cuerpos desmembrados: los cuerpos norte y centro, al parecer conectados por debajo del río Medellín, y la parte sur (donde se encuentra el área de interés), de 10 km de longitud (Consorcio de Microzonificación & AMVA, 2007).

La Dunita tiene un espesor máximo aproximado de 600 m (Henao & Monsalve, 2018), es uniforme en composición (90 % olivino, 10 % cromo-espinel), altamente magnésica y con grados variables de serpentinización. El paso de dunita a serpentinita puede darse por adición de agua, lo que forma la brucita ([OH]<sub>2</sub>Mg), o por adición de agua y sílice. Según Álvarez (1982) es posible que durante la serpentinización se haya presentado adición de agua y remoción de magnesio y, en consecuencia, la Dunita del cuerpo sur es susceptible a la disolución y a la formación de un sistema pseudokárstico (Herrera, 2003). Además de esta unidad, en la zona se observan depósitos de vertiente, tanto flujo de lodos como de escombros, que cubren el otro 10 % de la región de interés.



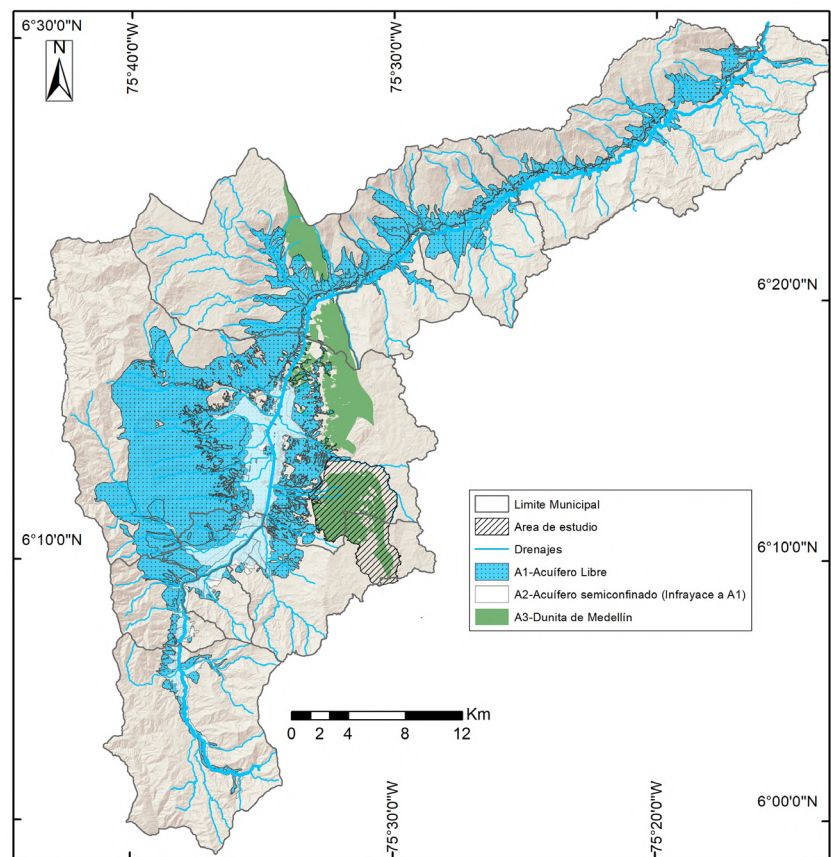
**Figura 1.** Locación del área de estudio. (a) Mapa de Colombia con la ubicación de la zona de estudio. (b) Subregión del Valle de Aburrá con la unidad litológica Dunita de Medellín (en amarillo). (c) Cuerpo sur de la Dunita de Medellín tanto como unidad litológica como unidad hidrogeológica-A3. Fuente: modificado de UdeA & AMVA, 2016.

**Hidrogeología.** El sistema acuífero del Valle de Aburrá (SAVA) cubre el 80 % del Valle, con un área cercana a 240 km<sup>2</sup>. Está conformado por tres unidades hidrogeológicas (**Figura 2**): A1-acuífero libre, A2-acuífero semiconfinado y A3-Dunita de Medellín (UdeA & AMVA, 2016). El acuífero libre (A1) está conformado por los depósitos aluviales del río Aburrá - Medellín y sus afluentes, y por los depósitos de vertiente, categorizados como flujos de lodo y escombros con edades en el Neógeno o el Cuaternario. El acuífero semiconfinado (A2) está constituido por depósitos de origen aluvial separados del acuífero libre, que lo suprayace por una capa arcillosa de unos 12 m de espesor. La Dunita de Medellín (A3), por su parte, es una roca ultramáfica que presenta un comportamiento pseudokárstico en su miembro sur y que es considerada zona de recarga lejana de los acuíferos aluviales (**Patiño-Rojas, et al., 2021**).

**Marco conceptual y métodos de estimación de recarga**

Los métodos para estimación de recarga se clasifican en medidas directas (empleando lisímetros o medidores de infiltración), balance hídrico (entradas, salidas y cambios de almacenamiento de agua), técnicas de trazadores (seguimiento de sustancias en el agua desde un punto a otro), ley de Darcy (niveles hidráulicos) y métodos empíricos (relación de recarga con otras variables hidrológicas) (**Vélez, 2011; De Vires & Simmers, 2002; Lerner, et al., 1990**). Muchas de estas técnicas no cuantifican el valor real, sino que estiman la recarga potencial que se infiltra, la cual puede alcanzar el nivel freático o no (**Scanlon, et al., 2002; Rushton, 1979**).

El método más empleado es el que se basa en los balances hídricos de humedad en el suelo (**Xie, et al., 2017**), ya que permite estimar la recarga distribuida por precipitación y una aproximación de la respuesta del medio a los cambios en superficie (coberturas



**Figura 2.** Mapa hidrogeológico del Valle de Aburrá. Fuente: modificado de UdeA & AMVA, 2016.



terrestres, usos del suelo, precipitación, evapotranspiración). Los modelos de balance de humedad en el suelo se dividen en modelos de aproximación matemática de tipo tanques y modelos de base física (Xie, *et al.*, 2017). Los primeros simplifican el medio en celdas verticales donde se almacena o se descarga agua por flujos de entrada (precipitación), salida (evapotranspiración) y exceso en la capacidad de almacenamiento (recarga). Los segundos representan el proceso de evapotranspiración como un submodelo (mayor refinamiento) y transitan la infiltración por la zona no saturada (Ruiz, *et al.*, 2010; Turkeltaub, *et al.*, 2015; Bastidas, 2019).

Como ya se mencionó, aquí se emplearon los métodos de SWB y el de Schosinsky. Ambos se basan en el balance de la humedad en el suelo pero difieren en sus desarrollos operacionales y en la relevancia de los datos de entrada, lo cual incide notablemente en los resultados finales (Bogena, *et al.*, 2005; Xie, *et al.*, 2017).

#### **Método de balance de humedad en el suelo (SWB)**

El SWB, versión 1.0 del 2010, es un modelo de tipo tanques desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Es un código de uso libre escrito en Fortran 95, el cual se utiliza ampliamente, especialmente en Estados Unidos (Bradbury & Dripps, 2010; Westenbroek, *et al.*, 2010; Mair, *et al.*, 2013; Engott, *et al.*, 2017; Westenbroek, *et al.*, 2018; Johnson, *et al.*, 2018). El modelo es determinístico, espacialmente distribuido y se aplica en pasos de tiempo diario. Estima la recarga potencial de aguas subterráneas como el remanente del balance en un volumen de control definido en el cual la zona vadosa se conceptualiza como un conjunto de tanques con espesor variable. Utiliza una versión modificada del método de Thornthwaite & Mather (1957) para determinar la humedad en el suelo y la evapotranspiración en cada paso de tiempo y en cada celda del dominio del modelo. Las bases teóricas detalladas de este modelo se encuentran en Dripps (2003) y Dripps & Bradbury (2007).

La representación digital del área de estudio usa celdas de tamaño arbitrario que contienen información sobre las características del terreno y las variables hidrometeorológicas. Una vez dividida el área en celdas, el modelo aplica la ecuación de balance de humedad en el suelo en cada celda (Ecuación 1; Bastidas, 2019):

$$RPP = (P + FE) - (Inp + FS + ETP) - \Delta H \quad \text{Ecuación 1,}$$

donde *RPP* es la recarga potencial por precipitación, *P* es la precipitación, *FE* son los flujos de entrada de otra celda, *Inp* es la interceptación en el follaje, *FS* son los flujos de salida (escorrentía), *ETP* es la evapotranspiración potencial y  $\Delta H$  son los cambios en el almacenamiento. Todas las variables están en milímetros por día (mm/d).

La escorrentía superficial que ingresa a una celda proviene de las celdas vecinas (*FE*) y depende de las direcciones de flujo que son las que definen el recorrido que sigue la escorrentía durante su tránsito por el área de estudio. Los valores de recarga potencial diaria se agregan para obtener el valor de recarga potencial media multianual.

En el modelo SWB uno de los parámetros más sensibles corresponde al cálculo de la escorrentía superficial estimado por el número de curvas. Este parámetro representa un factor de incertidumbre del método porque depende de características físicas del territorio como el tipo, la densidad y el tratamiento de las coberturas, así como del grupo hidrológico del suelo, variables que son difíciles de cuantificar detalladamente en muchos casos (Cronshey, *et al.*, 1986).

#### **Método de Schosinsky**

Se trata de un modelo agregado a escala mensual desarrollado en el 2006 por G. Schosinsky y aplicado en Costa Rica, país similar a Colombia por su ubicación en el trópico. Esta metodología es oficial para el cálculo de la recarga en Costa Rica según el Reglamento de Metodologías Hidrogeológicas para la Evaluación del Recurso Hídrico y está programada en una hoja de cálculo en Excel de libre acceso.

El modelo se fundamenta en la ecuación de balance la masa al interior de una cuenca, es agregado, y tiene la ventaja de requerir pocos parámetros. Para capturar la distribución espacial de la recarga, se determinan las zonas con características homogéneas tras realizar

la superposición de las variables del terreno (pendiente, texturas del suelo, profundidad de raíces y cobertura). Para cada una de las posibles combinaciones de las variables mencionadas por zona se aplica el modelo, logrando así una variabilidad espacial en los valores de recarga.

Para el balance del suelo, en primera instancia se requiere la infiltración mensual generada por la lluvia. Posteriormente, es necesario conocer la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez (PM) del suelo, además de la evapotranspiración potencial promedio de la cuenca y la capacidad de infiltración de los suelos. La siguiente es la ecuación que se resuelve en este modelo.

$$R_p = P_i + H_{Si} - H_{Sf} - ETR \quad \text{Ecuación 2,}$$

donde  $R_p$  es la recarga potencial,  $P_i$  es la precipitación que infiltra,  $H_{Si}$  y  $H_{Sf}$  son la humedad del suelo al inicio y final del mes, respectivamente, y  $ETR$  es la evapotranspiración real. Todas las variables están en milímetros por mes (mm/mes). Los valores de recarga potencial mensual se agregan para obtener el valor de recarga potencial media multianual.

El modelo funciona ingresando los valores de precipitación en la zona y determinando la cantidad de agua que se infiltra y se acumula en los poros del suelo para llevarlo a capacidad de campo, es decir, la máxima capacidad de agua que puede retener un suelo no saturado. Posteriormente, se cuantifica el proceso de evapotranspiración y, si la cantidad de infiltración es suficiente para llevar el suelo a capacidad de campo y satisfacer la necesidad de evapotranspiración, el excedente del agua que infiltra se percolará para recargar el acuífero (Schosinsky, 2006).

El principal parámetro del modelo es la retención en el follaje, es decir, agua que se precipita pero que nunca se infiltra debido a su retención en la vegetación. El modelo considera un valor del 12 % (Butler, 1957) de la precipitación para todas las coberturas, excepto para bosques densos donde la retención del follaje se considera del 20 % (Lynsley, *et al.*, 1958). Por su parte, la infiltración se estima a partir del coeficiente de infiltración desarrollado por Schosinsky & Losilla (2000) en función de la cobertura, de la pendiente y de la permeabilidad del suelo saturado. La escorrentía se calcula como el excedente de la precipitación luego de extraer la retención en el follaje y la infiltración. La evapotranspiración se define como la evaporación del suelo más la transpiración de las plantas, y será mayor cuanto mayor sea la humedad en el suelo. Por lo anterior, en este modelo se asume que la evapotranspiración real es proporcional a la humedad del suelo calculada como la diferencia de humedad entre la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez (PM).

Por último, la humedad del suelo (HS) se calcula como la diferencia entre la infiltración y la evapotranspiración. Un valor de HS mayor que cero indica almacenamiento en la masa de suelo y la posibilidad de que haya recarga, pero si este es negativo se concluye que la evapotranspiración es mayor que la infiltración, por lo cual hay disminución de la humedad del suelo y no habría recarga. En este modelo el parámetro más sensible corresponde al coeficiente de infiltración o de separación de flujos, el cual depende de los suelos, las coberturas terrestres o el estado de humedad en el suelo.

### **Dominio de modelación**

El cálculo de recarga potencial parte de la delimitación del dominio de modelación (**Figura S1**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>). Se utilizaron las subcuencas hidrográficas como fronteras hidrogeológicas del volumen de control para la cuantificación de los flujos de entrada y salida. Las fronteras correspondieron a las subcuencas hidrográficas de las quebradas Santa Elena (al norte), Espíritu Santo (al este), Saladito (al Sur), Las Palmas (al suroeste) y a la barrera geológica (al suroeste) dada por el contacto fallado impermeable entre la unidad geológica Dunita de Medellín, el Stock de San Diego y los Metagabros del Picacho (contacto geológico reportado por **Consortio de Microzonificación & AMVA**, 2007).

### **Información hidrometeorológica**

Se obtuvieron datos diarios de precipitación de seis (6) estaciones disponibles en la zona operadas, una (1) de ellas por el IDEAM y cinco (5) por las Empresas Públicas de Medellín

(EPM). Además, se recogieron datos diarios de temperatura de una (1) estación operada por el IDEAM que se encuentra por fuera de la zona de influencia (Aeropuerto J. M. Córdoba), pero tiene condiciones de elevación similares a la zona de estudio. En la **tabla S1**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>; se presentan las características generales de las estaciones hidrometeorológicas (PG: pluviográfica, CO: climatológica ordinaria, SP: sinóptica principal). La ubicación geográfica de las estaciones se presenta en la **figura S2**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>.

Después del análisis de los registros de precipitación diaria en el periodo de 1979 al 2019 en las seis estaciones, se establecieron tres periodos de acuerdo con el índice oceánico de El Niño (ONI) que representan condiciones hidrológicas diferentes: condición normal (2013 – 2014), año seco-El Niño (2015 – 2016) y año húmedo-La Niña (2010 – 2011).

En los modelos de recarga se ingresaron los datos de precipitación de la estación Santa Elena, pues es la única estación de precipitación dentro del área de estudio (de apenas 32 km<sup>2</sup>) y, según los polígonos de Thiessen, cubre más del 85 % de la zona (**Figura S2**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>).

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial (*ETP*) se empleó la ecuación de **Thornthwaite & Mather** (1957) (Ecuación 3), ya que solo requiere como dato de entrada la temperatura de manera puntual y se obtienen valores mensuales que luego son agregados a escala anual para análisis posteriores.

$$ETP = 1,6 (10^T)^a \quad \text{Ecuación 3,}$$

donde *ETP* es la evaporación potencial en cm/mes, *T* es la temperatura media mensual en °C, *I* es el índice calórico anual dado por la Ecuación 4:

$$I = 12 \left( \left( \frac{T_{\text{anual}}}{5} \right)^{1,514} \right) \quad \text{Ecuación 4,}$$

y el exponente *a* esta dado en función de *I* mediante la Ecuación 5:

$$a = (675 * 10^{-9})I^3 - (771 * 10^{-7})I^2 + (179 * 10^{-4})I + 0,492 \quad \text{Ecuación 5,}$$

Dado que dentro del área no se cuenta con estaciones de medición de temperatura, se utilizaron los datos de la estación Aeropuerto J.M. Córdoba debido a su cercanía al área de estudio y la similitud en las elevaciones.

### **Información geomorfológica**

Los datos geomorfológicos empleados corresponden al modelo de elevación digital (*digital elevation model*, DEM) y la red de drenaje detallada para la zona de estudio. Se obtuvo el DEM del satélite ALOS, sensor PALSAR (*Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar*) (**Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center - ASF DAAC**, 2015), con una resolución espacial de 12,5 x 12,5 m por tamaño de pixel. Dicho DEM ha sido corregido para Antioquia por la Gobernación de Antioquia. La red de drenaje utilizada corresponde a la de las planchas de área urbana 236, 242, 252, 262 a escala de 1:2.000 y del área rural 147IIIb1w, 147IIIb1x, 147IIIb1y y 147IIIb1z a escala de 1:5.000 del proyecto Sistema de Información Geográfica de Medellín y sus Alrededores -SIGMA. El DEM de la zona con la red de drenajes existente se presenta en la **figura S3**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>.

A partir del DEM y la red de drenaje se obtuvieron las direcciones de flujo superficial y el trazado de cuencas hidrográficas (**Figura 3a**). Para corregir posibles sumideros en el DEM y establecer direcciones de flujo y trazado de cuencas se emplearon herramientas SIG programadas en ARCGIS, versión 10.5.

### **Información de suelos y coberturas**

Se utilizó la información a escala de 1:25.000 contenida en el estudio de microzonificación sísmica del Valle de Aburrá (**Consorcio Microzonificación & AMVA**, 2007), el Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica -POMCA del río Aburrá (**CPA Ingeniería, et al.**, 2018) y el POMCA del río Negro (**Consorcio POMCAS Oriente Antioqueño, et al.**, 2018). Los mapas de suelos y de coberturas vegetales se presentan



en la **figura 3b y c**, respectivamente. En la **tabla S2**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>; se presenta la descripción de las coberturas definidas según la metodología *Corine Land Cover* adaptada para Colombia, a nivel de detalle 3, escala de 1:25.000 (**IDEAM, 2010**).

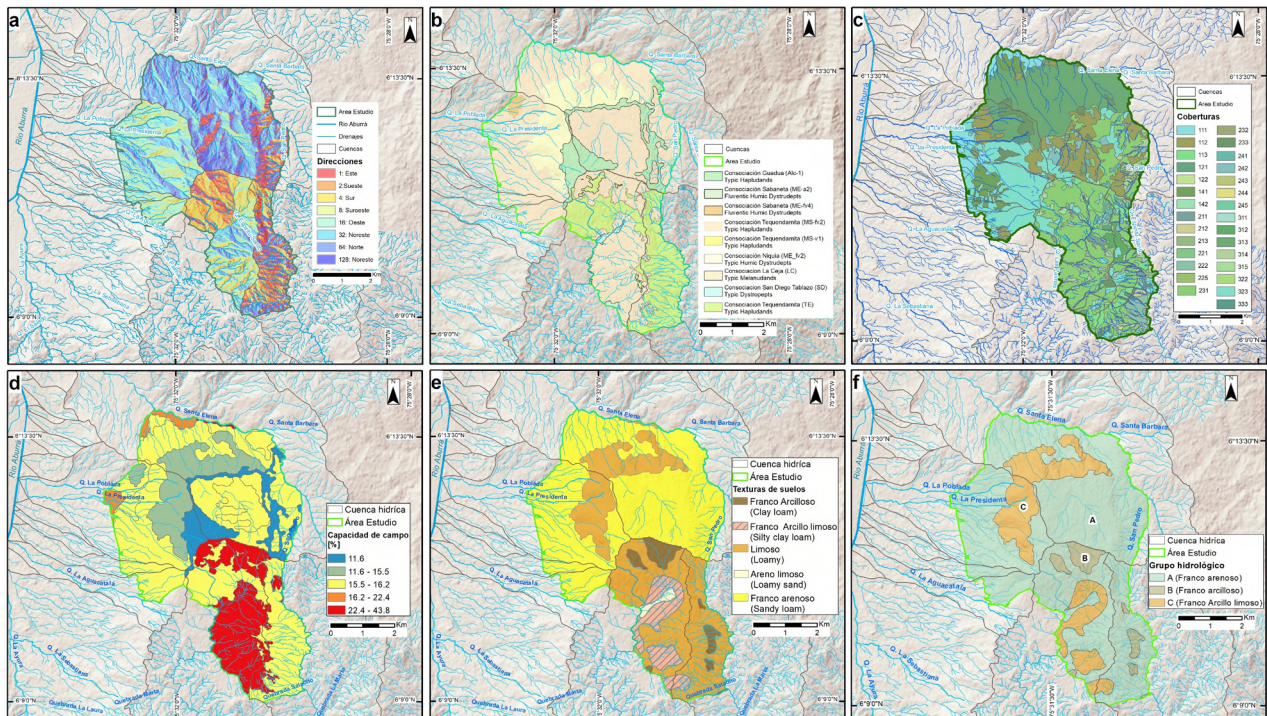
A partir de la información recopilada de los perfiles de suelo (información granulométrica y de clasificación de su textura a diferentes profundidades), se cuantificó la capacidad de campo (*CC*) y se definieron las texturas mediante el *software* SWC (*Soil Water Characteristics*) de **Saxton & Rawls (2006)**. Los mapas de distribución de *CC* y de las texturas se presentan en la **figura 3d y e**, respectivamente.

A partir del mapa de textura de suelos se clasificaron los suelos en los grupos hidrológicos que propone el Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos (*Natural Resources Conservation Service-NRCS*) (**Westenbroek, et al., 2010**). El NRCS propone cuatro grupos hidrológicos: A, B, C y D, siendo el grupo A el de mayor capacidad de infiltración, lo que se relaciona con las texturas más gruesas, y el grupo D el de menor capacidad de infiltración, lo que se relaciona con las texturas más finas. En la **figura 3f** se observa la distribución de los grupos hidrológicos; en la zona de estudio no se encontraron texturas finas que pudieran clasificarse en el grupo D.

A partir del cruce de la información de suelos y coberturas se definió el parámetro de profundidad de las raíces (*PR*) siguiendo las pautas de **Bradbury, et al. (2000)** (**Tabla S3**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>).

**Aplicación de los métodos**

La presencia conjunta de un tipo de suelo específico y de un tipo de cobertura específica define diversos parámetros del modelo SWB, como el número de curva (*CN*), la tasa máxima de recarga ( $R_{max}$ ), la profundidad de las raíces (*PR*), la capacidad de campo (*CC*)



**Figura 3.** Mapas temáticos de insumo para los modelos de recarga: **a)** Direcciones de flujo del área de estudio<sup>1</sup>. **b)** Unidades cartográficas de suelo<sup>2</sup>. **c)** Coberturas vegetales de la zona de estudio<sup>3</sup>. **d)** Capacidad de campo de los suelos en el nivel más superficial<sup>1</sup>. **e)** Texturas del suelo en la zona de estudio<sup>1</sup>. **f)** Grupo hidrológico del suelo<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>: elaboración propia; <sup>2</sup>: modificado de **Consorcio POMCAS Oriente Antioqueño, et al., 2018** y **CPA Ingeniería, et al., 2018**; <sup>3</sup>: modificado de **CPA Ingeniería, et al. (2018)** y **Consorcio POMCAS Oriente Antioqueño, et al. (2018)**.



(que solo depende de las propiedades del suelo) y el umbral de intercepción en el follaje ( $\alpha I$ ) (**Bastidas**, 2019). En las **tablas S4**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182> y **S5**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>; se presenta la configuración general de los modelos SWB y Schosinsky, respectivamente.

El periodo de inicialización del modelo SWB correspondió al 2009, de forma que la influencia de las condiciones iniciales supuestas de humedad pudiera reducirse en los resultados definitivos del periodo de análisis (enero de 2010 a diciembre de 2017). Dicho periodo se definió con el objetivo de cubrir las tres temporalidades contrastantes: año húmedo, seco y normal.

### ***Periodo de análisis y humedad inicial***

Como ya se indicó, los años escogidos con condiciones contrastantes correspondieron a año húmedo-La Niña (Nov 2010-Oct 2011), año seco-El Niño (Nov 2015-Oct 2016), y año normal (Nov 2013-Oct 2014). Los periodos de análisis se iniciaron en el mes de noviembre dado que, según el ciclo anual de lluvias, en el mes anterior (octubre) se presenta la máxima precipitación, lo que permite suponer que el suelo en noviembre está completamente saturado (capacidad máxima de almacenamiento).

En el modelo SWB, dado que se inicia con un periodo largo de un año previo, no se necesita suponer que el suelo está saturado, ya que el modelo se corre de forma continua y ya ha perdido sensibilidad a la humedad inicial; la humedad que se tomaría para iniciar sería la estimada el día anterior. Sin embargo, los análisis se acotaron de noviembre a octubre porque el modelo de **Schosinsky** (2006) sí necesita ese supuesto. Se delimitaron así los periodos de análisis con el objetivo de hacer viable la comparación entre los modelos.

## **Resultados**

### ***Precipitación***

A partir de las series de precipitación de las seis estaciones se construyó el ciclo promedio multianual de lluvias para la región. Se observó un comportamiento bimodal, con dos periodos de pocas lluvias entre diciembre y enero (107,34 mm en promedio), y julio y agosto (153,05 mm en promedio) y dos periodos de lluvias copiosas en mayo (248,4 mm en promedio) y octubre (271,4 mm en promedio), con periodos de transición en febrero y septiembre. En la **figura S4**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>; se observan las anomalías estandarizadas de la precipitación mensual, las cuales permiten corroborar el ciclo bimodal de la zona, en el que los meses más lluviosos presentan una anomalía positiva y los meses de menor precipitación presentan valores negativos.

### ***Temperatura***

A partir de la serie de temperatura de la estación Aeropuerto J.M. Córdova se construyó el ciclo promedio multianual de temperatura para la región (**Figura S5**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>). Aunque esta estación está por fuera de la zona de estudio, presenta condiciones topográficas similares al área de interés y está cerca de ella. La temperatura promedio multianual es de 17,2 °C.

### ***Evapotranspiración***

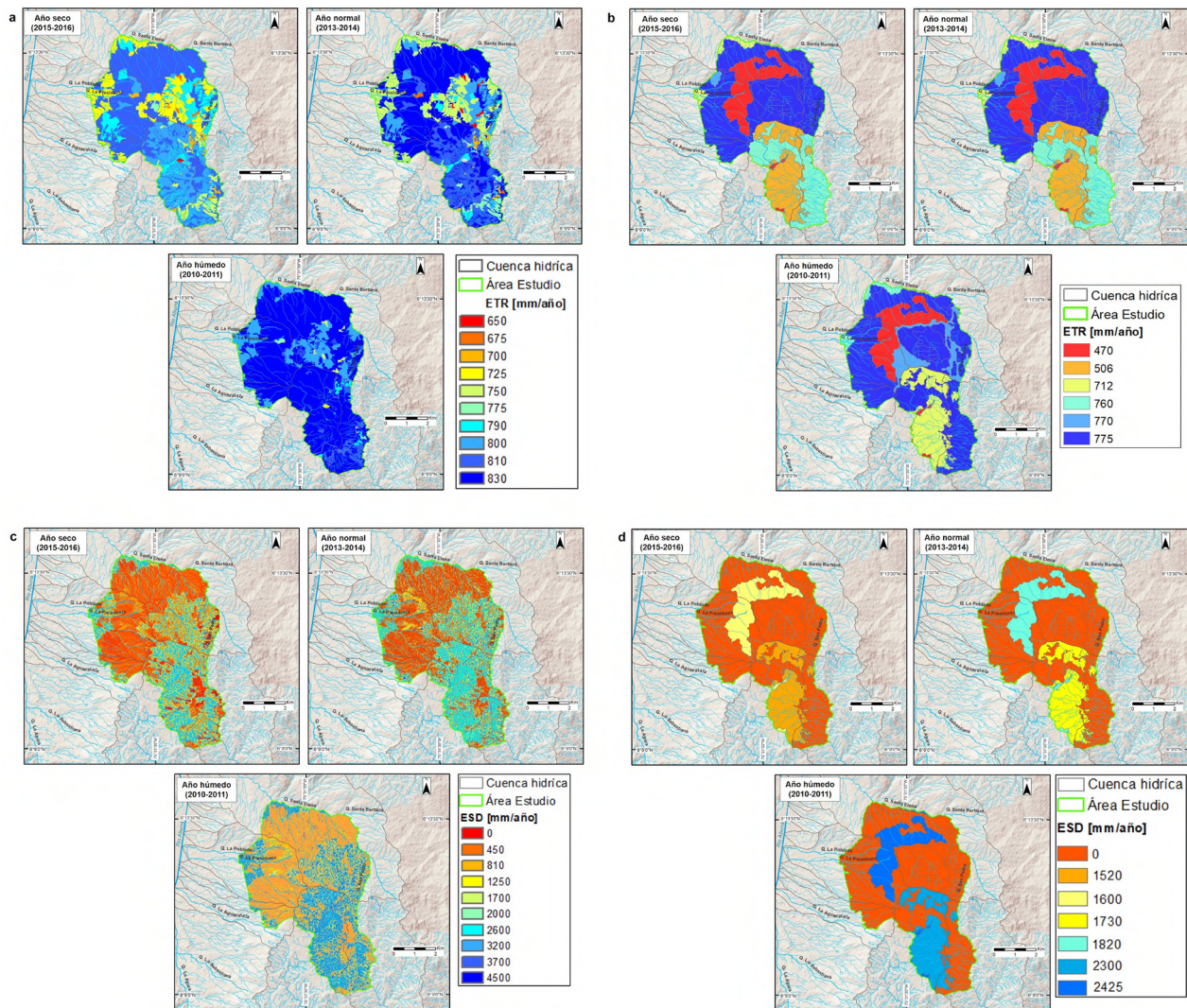
Como se indicó en la metodología, para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) se empleó la ecuación de **Thornthwaite & Mather** (1957), ya que solo requiere como variable de entrada la temperatura. Dado que los datos de temperatura que se tenían eran puntuales, la información de ETP generada también fue puntual (**Tabla S6**, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>).

En la **figura 4a** y **b** se presentan los mapas de distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) obtenidos por los métodos SWB y Schosinsky, respectivamente, para cada condición hidrológica evaluada. Por otra parte, en la **tabla 1** se presentan los resultados de ETR para los tres periodos de análisis y su relación (en %) con la precipitación promedio (P) para cada periodo de tiempo analizado.

El método SWB arrojó valores de ETR mayores que el de Schosinsky. Así, los hallados con el SWB variaron entre 650 mm/año (como límite inferior para un año seco) y 830 mm/año (como límite superior para año húmedo), en tanto que con el método Schosinsky se encontraron valores entre los 470 y 775 mm/año, como límite inferior y superior para año seco y húmedo, respectivamente. Estas magnitudes, además, concordaron con la estimación de ETP presentada (Tabla S6, <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>).

En cuanto al porcentaje de precipitación que se convierte en ETR, con el SWB se estimó que para las condiciones normales dicho valor fue, en promedio, cercano al 29 %; para las del año El Niño estuvo en alrededor del 34 % y para el año La Niña fue aproximadamente del 21 %. Este último porcentaje es prácticamente el mismo obtenido con el Schosinsky (20,5 %), aunque con este método los porcentajes para el año normal fueron subestimados casi en un 4 % y para el año El Niño, en 6 %.

La ETR presentó poca variabilidad espacial entre los diferentes años evaluados, independientemente del método utilizado para su estimación, con un rango predominante de tasas promedio de 755 mm/año y 671 mm/año según el SWB y Schosinsky, respectivamente.



**Figura 4.** Mapas de distribución de la evapotranspiración real (ETR) y escorrentía superficial directa en mm/año: **a)** ETR estimada por el SWB. **b)** ETR estimada por el método de Schosinsky. **c)** ESD estimada por SWB. **d)** ESD estimada por Schosinsky. Elaboración propia

**Tabla 1.** Promedio de la evapotranspiración real (ETR) y de la escorrentía superficial directa (ESD) para cada periodo de tiempo analizado y su relación (en %) con la precipitación promedio (P)

Condición	Periodo	P (mm/año)	SWB*		Schosinsky*	
			ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
Seco (El Niño)	Nov 2015 - Oct 2016	2306	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
			779	33,8	638	27,7
			ESD	ESD/P	ESD	ESD/P
			844	36,6	703	30,5
Normal	Nov 2013 - Oct 2014	2620	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
			750	28,6	658	25,1
			ESD	ESD/P	ESD	ESD/P
			819	31%	799	30,5
Húmedo (La Niña)	Nov 2010 - Oct 2011	3490	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
			737	21,1	717	20,5
			ESD	ESD/P	ESD	ESD/P
			1217	35%	1065	30,5
Promedio		2805	ETR	ETR/P	ETR	ETR/P
			755	26,9	671	23,9
			ESD	ESD/P	ESD	ESD/P
			960	34	456	30,5

\* ETR y ESD en mm/año y relación con la precipitación (ETR/P, ESD/P) en %

Sin embargo, los mapas obtenidos con el método Schosinsky (**Figura 4b**) evidenciaron las menores tasas de ETR hacia la parte norte, donde el suelo es limo-arcilloso, en tanto que con el SWB estas zonas se presentaron hacia la parte central de la zona de estudio donde el suelo es franco arenoso.

Por último, la variación anual mostró tasas de ETR ligeramente mayores en el periodo 2010-2011, caracterizado como un año húmedo, y ligeramente menores en 2015-2016, caracterizado como un año seco. El hecho de que la ETR sea mayor en un año húmedo que en un año seco se puede atribuir a que la mayoría de las coberturas vegetales son de bosque y, por lo tanto, hay mayor disponibilidad de agua para que las plantas transpiren. Sin embargo, puede ocurrir también que en época de lluvia haya más nubosidad y menos radiación y, por lo tanto, la ETR sería menor que en una época seca.

#### **Escorrentía superficial directa**

Los métodos empleados también permiten generar mapas de escorrentía superficial directa (ESD). En la **figura 4c** y **d** se presentan los mapas anuales de ESD obtenidos mediante los métodos SWB y de Schosinsky, respectivamente. La **tabla 1** muestra los resultados de ESD para los tres periodos de análisis y su relación (en %) con la precipitación promedio (P) para cada periodo de tiempo analizado.

En términos generales, con los dos métodos se observó que el comportamiento espacial de la ESD está controlado por la textura de los suelos: los mayores valores se registraron predominantemente en suelos limosos, en tanto que las menores tasas se presentaron en los suelos predominantemente arenosos (**Figura 3e**). Sin embargo, los valores máximos de ESD estimados con el método SWB (4.500 mm/año) fueron casi el doble que los estimados con el método de Schosinsky (2.450 mm/año).

La variabilidad interanual se vio controlada por la lluvia, con menor escorrentía directa en el año seco entre el 2015 y el 2016 (con una ESD promedio de 844 mm según el método SWB y de 703 mm según el de Schosinsky) y mayor en el año húmedo entre el



2010 y 2011 (con una ESD promedio de 1.217 mm según el método SWB y de 1.065 mm según el de Schosinsky). Los dos métodos evidenciaron que aproximadamente el 31 % de la precipitación promedio durante un año normal se convierte en ESD. Para los años El Niño y La Niña estos porcentajes variaron según el método empleado, registrándose aumentos con el SWB cercanos al 6 % en el año El Niño y del 4 % en el de La Niña comparados con los obtenidos con el método Schosinsky.

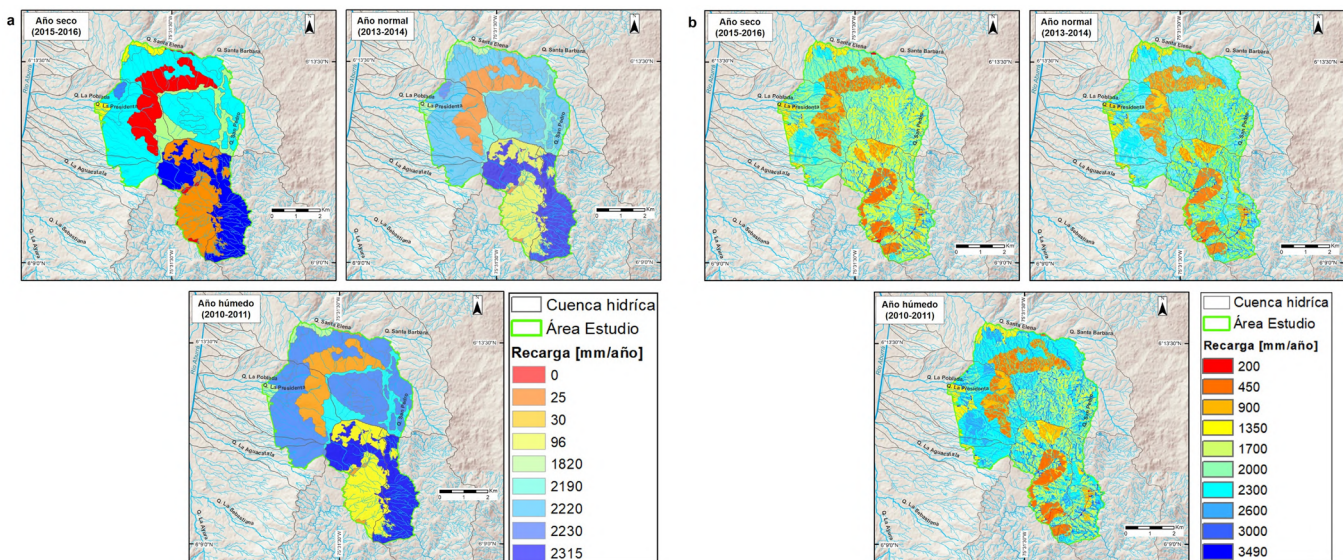
**Recarga**

En la **figura 5a** y **b** se presentan los mapas de distribución de la magnitud de la recarga potencial en la zona de estudio empleando el método SWB y el de Schosinsky, respectivamente. En la **tabla 2** se muestran los valores promedio de la recarga para los tres periodos de análisis y su relación con la precipitación media con ambos métodos.

Los resultados evidenciaron que los menores valores de recarga en la zona fueron de 0 y 200 mm/año según el método SWB y el Schosinsky, respectivamente. Estas magnitudes se asociaron a aquellas zonas donde la cobertura del suelo limitaba la infiltración de agua o donde las condiciones de la disponibilidad de lluvia fueron las más bajas en la zona de estudio. Los máximos valores de recarga (aquellos durante el año La Niña) estimados mediante el método de Schosinsky fueron de 2.315 mm/año, en tanto que con el método SWB dichos valores ascendieron hasta 3.490 mm/año. En este último caso, la recarga igualó a la precipitación máxima reportada en la estación Santa Elena, es decir, se trata de un caso extremo en el que se infiltra toda la lluvia y no existe escorrentía superficial.

Al comparar los valores promedio de recarga con los valores promedio de precipitación en cada condición hidrológica analizada, se encontró que, según los resultados con el método de Schosinsky, el porcentaje de lluvia que se convirtió en recarga durante el año normal correspondió al 30 %, durante el año El Niño fue del 27 % y durante el año La Niña, del 35 %. El método SWB, por su parte, sobrevaloró todos estos porcentajes en un 20 % para el año normal, en un 17 % para el año El Niño y un 22 % para el año La Niña.

En cuanto a la variabilidad espacial, las zonas donde la recarga potencial tuvo valores altos se concentraron en la parte central correspondiente al altiplano de Santa Elena y parte de la zona suroeste, donde las unidades de suelo presentan una textura predominantemente franco-arenosa con una cobertura dominada por bosques y baja intervención antrópica. Las áreas que registraron los valores más bajos en los tres periodos de análisis



**Figura 5.** Recarga potencial por precipitación en mm/año estimada por: a) el método SWB y b) el método de Schosinsky. Elaboración propia



**Tabla 2.** Promedio de la recarga potencial por precipitación (R) y su relación con la precipitación promedio (P) para cada periodo de tiempo analizado

Condición hidrológica	Periodo de simulación	P (mm/año)	SWB		Schosinsky	
			R (mm/año)	R/P (%)	R (mm/año)	R/P (%)
Seca (El Niño)	Nov 2015 - Oct 2016	2306	1014	44,1	613	26,6
Normal	Nov 2013 - Oct 2014	2620	1295	49,4	777	29,7
Húmeda (La Niña)	Nov 2010 - Oct 2011	3490	1977	56,6	1217	34,9
Promedio		2805	1429	50,9	869	31,0

corresponden a zonas aisladas en la parte norte y sur, donde los suelos son limosos a arcillosos, o aquellas con coberturas urbanas donde la pendiente del terreno es alta (>45°), condiciones que no favorecen la infiltración.

### Discusión

Las metodologías empleadas en esta investigación para la obtención de la recarga potencial por precipitación para la zona sur de la Dunita de Medellín (unidad hidrogeológica A3 del sistema acuífero del Valle de Aburrá), permitieron tener una aproximación al comportamiento espaciotemporal de la recarga de aguas subterráneas.

A partir de la distribución espacial de recarga potencial fue posible determinar que las zonas de mayor acumulación se ubicaron en texturas de suelo franco arenosas presentes en la región de estudio. Además, se constató que en las regiones con coberturas urbanas la recarga se redujo considerablemente, ya que son zonas que limitan la infiltración para efecto de la recarga. Estas zonas están concentradas en la parte noroeste del polígono de estudio.

Al comparar los resultados de magnitud de recarga por precipitación obtenidos con el modelo SWB y los obtenidos con la metodología de Schosinsky, se encontró que esta última subestimó los campos de recarga en un 20 % en promedio en las condiciones climáticas evaluadas, lo que puede explicarse por la escala mensual de análisis de este método. Ello ratifica el hecho de que la recarga es un proceso que se presenta principalmente a escala temporal de eventos que no se ven reflejados en los registros mensuales (Healy & Cook, 2002; Scanlon, *et al.*, 2002; Wittenberg, *et al.*, 2019). Sin embargo, los resultados promedio obtenidos con ambas metodologías se consideran similares y válidos como línea de base mientras no exista información primaria que permita corroborar los valores de recarga y verificar cuál de los métodos representa mejor las condiciones de la zona.

La magnitud y distribución de la precipitación refleja una disponibilidad de lluvia que propicia los procesos hidrológicos superficiales, subsuperficiales y subterráneos, tales como la escorrentía directa, la infiltración y la recarga de aguas subterráneas. La variabilidad espaciotemporal de la recarga potencial de aguas subterráneas estimada con ambos métodos visibilizó la fuerte relación con la disponibilidad de la lluvia, la textura de los suelos y el tipo de coberturas.

La unidad A3-Dunita de Medellín mostró una tasa de renovación del recurso que puede estar oscilando entre el 48 y el 60 % de la precipitación, dado que, según Custodio (1997) y la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea-FCIHS (2009), la recarga total de aguas subterráneas (en escala anual) es igual a los recursos anuales renovables (RAR) de un acuífero. Esto ratifica la importancia de esta unidad como zona de recarga del sistema acuífero del Valle de Aburrá (SAVA).

La incertidumbre en la estimación de la recarga potencial mediante las metodologías aquí planteadas está asociada principalmente a la escorrentía superficial directa. En este estudio la escorrentía superficial no fue calibrada, dado que no se contaba con registros

históricos de medición del caudal dentro de las cuencas que delimitan el área de interés. Dada la importancia de esta variable en el balance, diversos enfoques de calibración de los modelos de balance de humedad en el suelo se basan en su ajuste para representar los valores observados de esta variable (**Ruiz, et al., 2010; Mair, et al., 2013; Yenehun, et al., 2017; Bastidas, 2019**).

Se resalta que la recarga potencial se refiere al agua que se infiltra pero que puede o no alcanzar el nivel freático (**Scanlon, et al., 2002; Rushton & Ward, 1979**). Por lo tanto, esta estimación no cuantifica el valor real de recarga, el cual se obtiene únicamente con mediciones directas de niveles piezométricos (**Vélez, 2011**).

Los altos porcentajes de recarga con relación a la precipitación (entre el 44 % y el 57 % según el SWB) pueden explicarse por la presencia del paisaje pseudokárstico que se presenta en la zona, donde se evidencia pérdida parcial o total del drenaje superficial a través de sitios con geoformas de colapso (dolinas, ponores) y puntos con surgencia de agua, así como por la presencia de cenizas volcánicas que cubren la Dunita.

Esta capa de ceniza permite la infiltración y acumulación de la lluvia, actuando como una 'esponja', cuya posterior liberación lenta a los drenajes del altiplano, así como su paso lento hacia el suelo que la subyace, conduce a su liberación hacia las fracturas presentes en la roca (**Solingral & Alcaldía de Medellín, 2011**). Estas características dificultan que el agua lluvia escurra de manera superficial y favorecen que la precipitación se infiltre rápidamente en el terreno, facilitando con ello la recarga en el medio subterráneo. Sin embargo, este planteamiento no está considerado en las modelaciones empleadas.

El estudio permitió evidenciar la importancia de la unidad A3-Dunita de Medellín como zona de recarga potencial para el sistema acuífero del Valle de Aburrá (SAVA). Los resultados de la cuantificación de la recarga permiten establecer que en el altiplano de Santa Elena se recargan potencialmente importantes volúmenes de agua subterránea (en promedio 44 a 57 % de la precipitación se convierte en recarga potencial) que podrían alimentar los acuíferos del fondo del Valle, flujo propuesto en otros estudios como el de **Herrera (2003), Solingral (2011), Camacho (2020) y Patiño-Rojas, et al. (2021)**.

Los aportes de este estudio al conocimiento hidrogeológico de la Dunita de Medellín permiten visibilizar la importancia de esta unidad para la reglamentación de las medidas de manejo y protección de zonas de recarga del SAVA por parte de la autoridad ambiental.

## Conclusiones

La magnitud y distribución espacio-temporal de la recarga potencial por precipitación en la unidad A3-Dunita de Medellín se midieron adoptando un enfoque de balance de humedad del suelo con dos metodologías: la de SWB a escala diaria y la de Schosinsky a escala mensual. Se encontró que el método de Schosinsky subestimó la recarga promedio en un 20 % en comparación con el SWB, lo que podría explicarse por el hecho de que la recarga es un proceso que se da a escala de eventos que se enmascaran en los registros mensuales que usa el método de Schosinsky.

Ambas metodologías permitieron ver la relación existente entre la recarga y variables como las coberturas terrestres, las texturas del suelo y las pendientes. Específicamente en la zona de estudio se observó, además, la relación directa entre la recarga potencial y la presencia de geoformas kársticas. Los resultados evidenciaron la gran influencia que tienen los eventos climáticos como el ENOS en los procesos de recarga por precipitación. Por lo tanto, es necesario considerar escenarios futuros de cambio climático para evaluar cómo los cambios en los patrones de precipitación y en las temperaturas pueden afectar estos procesos de recarga.

En futuros trabajos en la zona de estudio se deben obtener datos de escorrentía superficial medidos puntualmente en las cuencas que delimitan la región de interés para calibrar la estimación que aquí se presenta. Además, se requiere de la construcción de pozos de observación para las mediciones directas de niveles piezométricos que permitan determinar la recarga real de aguas subterráneas.

A pesar de que los valores encontrados deben considerarse como magnitudes de referencia, estos permiten entender la importancia de la Dunita de Medellín como zona de recarga del sistema acuífero del Valle de Aburrá (SAVA). Por lo tanto, deben implementarse medidas de manejo especial en pro de la protección del recurso hídrico subterráneo, especialmente teniendo en cuenta que los acuíferos aluviales del SAVA podrían convertirse en una futura fuente de abastecimiento para la población del Valle de Aburrá.

## Agradecimientos

A la Universidad EAFIT, que financió durante dos años el trabajo de maestría en Ciencias de la Tierra cuyo resultado se presenta en este artículo. Un agradecimiento especial al ingeniero Breiner Bastidas por sus recomendaciones y a los revisores por tomarse el tiempo de leer detenidamente el manuscrito y proponer cambios específicos.

## Información suplementaria

**Figura S1.** Fronteras del dominio de modelación. Ver figura S1 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Figura S2.** Distribución espacial de las estaciones de precipitación y temperatura disponibles. Ver figura S2 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Figura S3.** DEM 12.5 m x12.5 m empleado en el estudio y red de drenajes del proyecto SIGMA. Ver figura S3 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Figura S4.** Ciclo promedio multianual y anomalías de precipitación para las estaciones en la zona de estudio. Ver figura S4 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Figura S5.** Ciclo promedio multianual de temperatura. Ver figura S5 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S1.** Estaciones hidrometeorológicas con información empleada en la determinación de la recarga. Ver tabla S1 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S2.** Descripción de las coberturas del área en estudio definidas según la metodología *Corine Land Cover* adaptada para Colombia. Ver tabla S2 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S3.** Profundidad de las raíces (cm) para las combinaciones Textura-Cobertura. Ver tabla S3 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S4.** Configuración general del modelo SWB. Ver tabla S4 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S5.** Configuración general del modelo Schosinsky. Ver tabla S5 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

**Tabla S6.** Evapotranspiración potencial (mm/año) para los años de simulación. Ver tabla S6 en <https://www.raccefyn.co/index.php/raccefyn/article/view/1512/3182>

## Contribución de los autores

SP: autora principal, encargada de la estimación de la recarga y de la escritura inicial del manuscrito; MJ: asesora de la maestría, revisión de los resultados, revisión permanente del contenido de la publicación y de la corrección del manuscrito.

## Conflicto de intereses

Las autoras declaran que no tienen ningún conflicto de intereses que pueda de alguna manera influir en la transparencia u objetividad en el proceso de revisión por pares y publicación.

## Referencias

Álvarez, J. (1982). Tectonitas Dunita de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia. INGEOMINAS, Medellín, Informe 1896.

- Anderson, M., Woessner, W.W., Hunt, R.** (2015). *Applied Groundwater Modeling* (Second Ed.). Academic Press. 630 pp. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-21563-7>
- Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center - ASF DAAC.** (2015). PALSAR\_Radiometric\_Terrain\_Corrected\_high\_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. <https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA>
- Bastidas, B.D.** (2019). Modelo conceptual de la recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico golfo de Urabá, evaluando su magnitud y variabilidad espacio – temporal. Tesis de maestría Universidad de Antioquia Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental. Medellín, Colombia, 205 p.
- Bogena, H., Kunkel, R., Montzka, C., Wendland, F.** (2005). Uncertainties in the simulation of groundwater recharge at different scales. *Advances in Geosciences*. **5**: 25-30. <https://doaj.org/article/042f3e6d2d19461f8e0fe0dc3bc438a1>
- Bradbury, K.R. & Dripps, W.R.** (2010). The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin. *Hydrological Processes*. **24** (4): 383-392.
- Bradbury, K.R., Dripps, W.R., Hankley, C., Anderson, M.P., Potter, K.W.** (2000). Refinement of two methods for estimation of groundwater recharge rates. Final project report. 89 p.
- Butler, S.** (1957). *Engineering Hydrology*. - Prentice Hall Inc., Estados Unidos, 356 p.
- Camacho, C.** (2020). Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero de la dunita de Medellín, a partir de información secundaria. Tesis de pregrado, Universidad EIA. Medellín, Colombia. 119 p. <https://repository.eia.edu.co/handle/11190/2580>
- Consortio de Microzonificación Sísmica & Área Metropolitana del Valle de Aburrá -AMVA.** (2007). Microzonificación sísmica detallada de los municipios de Barbosa, Copacabana, Sabaneta, La Estrella, Caldas y Envigado (Valle de Aburrá). Medellín. Colombia.
- Consortio POMCAS Oriente Antioqueño, CORNARE, CORANTIOQUIA.** (2018). Plan de ordenación y manejo de la cuenca del Río Negro. Medellín. 1200 p.
- CPA Ingeniería, CORANTIOQUIA, Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA), CORNARE.** (2018). Plan de ordenación y manejo de la cuenca del río Aburrá. Medellín. 1500 p.
- Cronshey, R., McCuen, R., Miller, N., Rawls, W., Robbins, S., Woodward, D.** (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds - TR-55* (Second Ed). U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service. Washington. Available in: [https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE\\_DOCUMENTS/stelprdb1044171.pdf](https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/stelprdb1044171.pdf)
- Custodio, E.** (1997). Explotación Racional de las Aguas Subterráneas. *Acta Geológica Hispánica*. **30**: 21-48.
- De Vries, J. & Simmers, I.** (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*. **10**: 5-17.
- Dripps, W.R.** (2003). The spatial and temporal variability of groundwater recharge within the Trout Lake basin of northern Wisconsin. University of Wisconsin.
- Dripps, W.R. & Bradbury, K.R.** (2007). A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal*. **15** (3): 433-444. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0160-6>
- Engott, J.A., Johnson, A.G., Bassiouni, M., Izuka, S.K., Rotzoll, K.** (2017). Spatially distributed groundwater recharge for 2010 land cover estimated using a water-budget model for the Island of O’ahu, Hawai’i. Scientific Investigations Report (Version 1.). <https://doi.org/10.3133/sir20155010>
- Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea - FCIHS.** (2009). Balance Hídrico. Recursos y Reservas. Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.
- Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M., van Beek, L. P. H.** (2012). Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*. **488**: 197-200. <https://doi.org/10.1038/nature11295>
- Healy, R.W. & Cook, P.G.** (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*. **10** (1): 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Henao, J.D. & Monsalve, G.** (2018). Geological inferences about the upper crustal configuration of the Medellín – Aburra Valley (Colombia) using strong motion seismic records. *Geodesy and Geodynamics*. **9** (1): 67-76. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.06.005>
- Herrera, J.** (2003). Carso de alta montaña en Santa Elena; implicaciones hidrológicas e hidrogeológicas en el Valle de Aburrá. Medellín. Tesis de maestría. Facultad de Minas. Sede Medellín. Universidad Nacional de Colombia.



- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.** (2010). Estudio nacional del agua 2010. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. Bogotá. Colombia. 421 p.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.** (2015). Estudio nacional del agua 2014. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, Bogotá. 496 p.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM.** (2019). Estudio nacional del agua 2018. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, Bogotá. 493 p.
- Jasechko, S. & Perrone, D.** (2021). Global groundwater wells at risk of running dry. *Science*. **372**: 418-421.
- Johnson, A.G., Engott, J.A., Bassiouni, M., Rotzoll, K.** (2018). Spatially distributed groundwater recharge estimated using a water-budget model for the Island of Maui, Hawai'i, 1978-2007. Scientific Investigations Report (Version 1). <https://doi.org/10.3133/sir20145168>
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I.** (1990). Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. IAH International Contributions to Hydrogeology, 8, Taylor and Francis, Balkema, Rotterdam.
- Linsley, R., Kohler, M., Paulus, L.** (1958). Hydrology for engineers. McGraw Hill. New York. 340 p.
- Mair, A., Hagedorn, B., Tillery, S., El-Kadi, A.I., Westenbroek, S., Ha, K., Koh, G.W.** (2013). Temporal and spatial variability of groundwater recharge on Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*. **501**: 213-226. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.015>
- Patiño-Rojas, S.M., Jaramillo, M., Espinosa-Espinosa, C.A., Arias-Lopez, M.F.** (2021). Preferential groundwater flow directions in a pseudokarst system in Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, volume 112, part 1 (103572). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103572>
- Ruiz, L., Varma, M.R.R., Kumar, M.S.M., Sekhar, M., Maréchal, J.C., Desclotres, M., Braun, J.J.** (2010). Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology*. **380** (3-4): 460-472. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.020>
- Rushton, K.R. & Ward, C.** (1979). The estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*. **41**: 345-361.
- Saxton, K.E. & 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. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G.** (2002). Choosing appropriate technique for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*. **10**: 18-39. <https://doi.org/10.1007/s10040-0010176-2>
- Schosinsky, G.** (2006). Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central*. **34-35**: 13-30. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i34-35.4223>
- Schosinsky, G. & Losilla, M.** (2000). Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central*. **23**: 43-55.
- Solingral S.A. & Alcaldía de Medellín.** (2011). Modelo hidrogeológico de la ladera suroriental de Medellín. Cuencas altas de las quebradas la presidenta y La Sanín. Medellín.
- Taylor, R., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Treidel, H.** (2013). Ground water and climate change. *Nature Clim Change*. **3**: 322-329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R.** (1957). Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance. *Climatology*. **10**: 185-311.
- Turkeltaub, T., Kurtzman, D., Bel, G., Dahan, O.** (2015). Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone. *Journal of Hydrology*. **522**: 618-627. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.026>
- Universidad de Antioquia (UdeA) & Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA).** (2016). Plan de manejo ambiental del acuífero de la cuenca del río Aburrá. Medellín. 630 p.
- Universidad Nacional de Colombia (UNAL) & Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA).** (2008). Actualización del inventario de captaciones de agua subterránea. Medellín.
- Vélez, M.V.** (2011). Hidráulica de aguas subterráneas. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional. 414 p.
- Westenbroek, S.M., Engott, J.A., Kelson, V.A., Hunt, R.J.** (2018). SWB Version 2.0 — A Soil-Water-Balance Code for Estimating Net Infiltration and Other Water-Budget Components. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chap. A59, 118p.

- 
- Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R., Hunt, R.J., Bradbury, K.R.** (2010). SWB — A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water- Balance Code for Estimating Groundwater Recharge. U.S. Geological Survey, Techniques and Methods, 6-A31, 52 p. <https://doi.org/10.3133/tm6A31>
- Wittenberg, H., Aksoy, H., Miegel, K.** (2019). Fast response of groundwater to heavy rainfall. *Journal of Hydrology*. **571**: 837-842. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.037>
- Woodward, D.E., Hawkins, R.H., Jiang, R., Hjelmfelt, A.T., Van Mullem, J.A., Quan, Q.** (2003). Runoff curve number method: examination of the initial abstraction ratio. American Society of Civil Engineers (Ed.), World Water and Environmental Resources Congress, Philadelphia, pp. 1-16.
- World Water Assessment Programme –WWAP.** (2019). Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2019: No dejar a nadie atrás. París.
- Xie, Y., Cook, P.G., Simmons, C.T., Partington, D., Crosbie, R., Batelaan, O.** (2017). Uncertainty of groundwater recharge estimated from a water and energy balance model. *Journal of Hydrology*. **561**: 1081-1093. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.08.010>
- Yenehun, A., Walraevens, K., Batelaan, O.** (2017). Spatial and temporal variability of groundwater recharge in Geba basin, Northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*. **134**: 198-212. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.006>