

# Modelación del comportamiento hidrológico de tres cuencas en el Urabá Antioqueño - Colombia

## Modeling the hydrological behavior of three catchments in the Uraba Region – Colombia

Guillermo Amaya<sup>1</sup>, Carlos Restrepo-Tamayo<sup>1</sup>, María Victoria Vélez<sup>1</sup>, Jaime Ignacio Vélez<sup>1</sup> & Oscar David Álvarez<sup>1,2</sup>

1. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

2. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia, España.  
cart170@gmail.com

Recibido para evaluación: 19 de Abril de 2009 / Aceptación: 18 de Mayo de 2009 / Versión Final: 29 de Mayo de 2009

### Resumen

Muchas regiones en Colombia presentan un déficit en registros de variables hidroclimatológicas, es por eso que, para poder entender el comportamiento espacial y temporal de estas variables en una cuenca hidrográfica, se requiere del uso de diferentes técnicas y modelos que permitan representar con suficiente precisión este comportamiento a partir de la escasa información existente. En este documento, se presenta una aproximación al modelamiento del comportamiento hidrológico de las cuencas de los ríos Turbo, Guadualito y Currulao localizadas en la región de Urabá (Colombia), utilizando información hidroclimatológica escasa (precipitación y caudal), para lo cual se calibra un modelo lluvia-escorrentía agregado ("Modelo de Tanques") a escala diaria en cada una de las tres cuencas, el cual puede ser utilizado para la simulación de escorrentía en cuencas no instrumentadas con estaciones de caudal en dicha región, además, se estiman los campos promedios anuales de precipitación y evapotranspiración en la región, los cuales son utilizados para el cálculo de los caudales medios multianuales empleando el método del balance hidrológico de largo plazo, al cual se le calcula la incertidumbre asociada a la propagación de errores debida a la aplicación de los métodos de interpolación de la lluvia y cálculo de la evapotranspiración.

**Palabras Clave:** Modelos Hidrológicos, Balance Hidrológico, Incertidumbre, Urabá.

### Abstract

Many regions in Colombia have scarce in hidroclimatological information. Hence, in order to understand and accurately represent the space and temporary behavior of these variables in a basin with limited information, the use of different techniques and models is required. This document shows an approach to the hydrological modeling behavior of the basins of the rivers Turbo, Guadualito and Currulao in the Urabá region (Colombia) using scarce climatological information (precipitation and flow rate). A rainfall-runoff model ("Tank Model") is calibrated on a daily scale in each one of the three river basins, and it can be used on ungauged basin in the region. In addition, the annual averages of precipitation and evapotranspiration fields are estimated in the region, which are used for the calculation of the multiannual average discharge using the method of long term hydrologic balance. Finally, the uncertainty associated to the propagation of errors due to the application of the methods of rain interpolation and evapotranspiration calculation, is determinated.

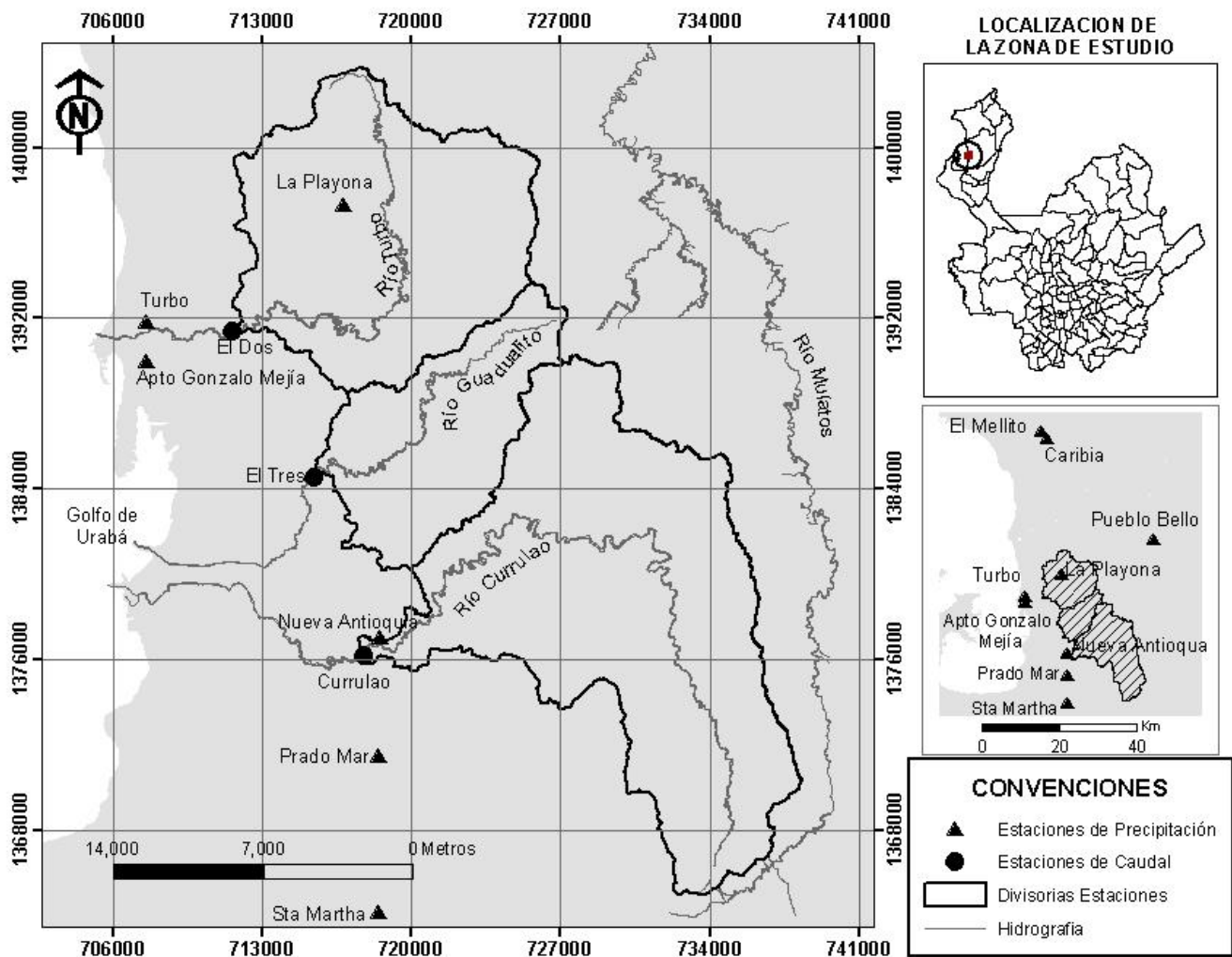
**Key Words:** Hydrological models, Water balance, Uncertainty, Urabá.

# 1. Introducción

En este documento se presentan los resultados obtenidos en el modelamiento del comportamiento hidrológico de tres cuencas hidrográficas localizadas en la región del Urabá Antioqueño. La importancia de realizar este trabajo está dada por la necesidad que se tiene de determinar la variabilidad espacial y temporal de la oferta hídrica superficial en estas cuencas, como una primera aproximación en la búsqueda del uso óptimo de la oferta hídrica superficial para abastecer las demandas actuales y futuras que se tienen en la región. Además, los modelos utilizados permiten

estimar valores de la recarga que son usados para el modelamiento de los acuíferos de la región y su posterior incorporación en un modelo de optimización del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas.

Para este fin, se ha utilizado un modelo agregado de simulación diaria de caudales, dada la limitación de información existente para la calibración de un modelo distribuido. La escala diaria permite reproducir la oferta hídrica superficial en un sistema que, como el existente en la región, no está dotado de grandes obras superficiales de almacenamiento y por lo tanto no permite ningún tipo de regulación de caudales a nivel mensual (estacional)



**Figura 1.** Localización general de la región de estudio y de las estaciones usadas para el modelamiento hidrológico.

o superior. El modelo de simulación de caudales se apoya en los campos de precipitación y evapotranspiración promedios multianuales de la región, los cuales se construyen mediante interpolación de datos puntuales y el uso de algunos métodos reportados en la literatura, que a su vez son validados mediante el método del balance hidrológico de largo plazo. Tanto a los campos de precipitación y evapotranspiración, como a los balances hidrológicos de largo plazo, se le estima la incertidumbre asociada a la interpolación de los datos (precipitación) y a la propagación de errores de los métodos utilizados.

## 2. Descripción del Área de Estudio

La zona de estudio (Figura 1), que comprende las cuencas de los ríos Turbo, Guadualito y Currulao, se encuentra localizada en el municipio de Turbo (Antioquia) y hace parte de la región conocida como Urabá Antioqueño. Se encuentra limitada al norte por la cuenca del río Turbo; al oriente por la serranía de Abibe, al occidente por el Golfo de Urabá y al sur por la cuenca del río Currulao. La principal actividad económica de la zona está

relacionada con la producción y exportación de banano, siendo éste el ítem más importante en la economía regional.

## 3. Descripción de la Información Recopilada

Para el modelamiento del comportamiento hidrológico de las cuencas de la región se utilizó información adquirida en el IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales) cuyas características se presentan en las Tablas 1 y 2. Su localización en la región se observa en la Figura 1. Todas las estaciones de precipitación se utilizaron para la estimación de los campos promedios de precipitación, y las estaciones Prado Mar, Pueblo Bello, El Mellito y Turbo se usaron también para la simulación de caudales con el modelo de lluvia escorrentía. La resolución temporal de las series de caudal es diaria.

**Tabla 1.** Estaciones de medición de precipitación usadas para el modelamiento hidrológico.

Tipo	Resolución	Nombre	Años registrados	Precipitación media (mm/año)	Datos faltantes (%)
PM	Diaria	Prado Mar	30	2312	4.5
PM	Diaria	Pueblo Bello	35	1522	2.7
PM	Diaria	Nueva Antioquia	9	1783	13.5
PG	Diaria	La Playona	7	3207	22.6
CO	Diaria	Aeropuerto Gonzalo Mejía	53	2188	33.9
CO	Diaria	Caribia	10	1501	39.6
CO	Diaria	Turbo	23	2297	11.7
PM	Diaria	La Lorena	24	2390	10.7
PM	Mensual	Santa Martha	19	2685	0.0
CO	Diaria	El Mellito	24	1831	18.2
PM	Mensual	Santa Isabel	13	2944	0.0
PM	Diaria	Saiza	10	1803	23.2
AM	Diaria	La Cerrazon	6	2597	15.9
CO	Diaria	Tulenapa	21	2912	25.3
PM	Diaria	Barranquillita	21	3477	17.5
AM	Mensual	Uniban	29	2924	1.9

Tabla 2. Estaciones de medición de caudal usadas para el modelamiento hidrológico.

Tipo	Nombre	Corriente	Área drenaje (km <sup>2</sup> )	Caudal medio (m <sup>3</sup> /s)	Datos faltantes (%)	Años registrados
LM	El Dos	Río Turbo	149.06	3.25	6.8	16
LM	El Tres	Río Guadualito	77.46	2.58	9.7	24
LM	Currulao	Río Currulao	231.6	8.63	26.3	24

El ciclo anual de la precipitación en las estaciones Prado Mar, Pueblo Bello, El Mellito y Turbo y el de caudal de las estaciones de la Tabla

2 es de carácter unimodal con un marcado periodo seco en los meses de enero a marzo y húmedo el resto del año (Figura 2).

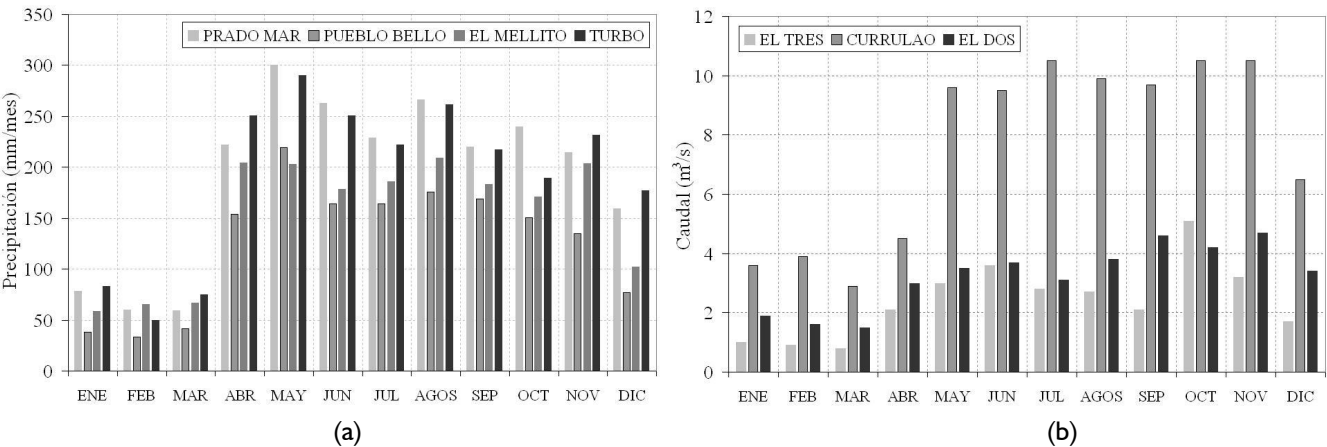


Figura 2. Ciclo anual en las estaciones de (a) precipitación y (b) caudal.

La cartografía utilizada corresponde a la red de drenaje en escala 1:10,000 obtenida del IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi), igual que el Modelo Digital de Elevación (MDE) con píxeles de aproximadamente 30 m de ancho propiedad del United States Geological Survey (USGS, 2009).

#### 4. Descripción del Modelo Lluvia - Escorrentía

El modelo lluvia-escorrentía ha sido descrito en detalle y utilizado en diferentes cuencas en Colombia por la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (por ejemplo UNAL et al., 2004 y UNAL y Aguas y Aguas de Pereira, 2004). En estas publicaciones el modelo ha sido llamado "Modelo de Tanques", pues en la estructura del modelo se representa la producción de escorrentía superficial en una cuenca mediante cuatro tanques o niveles de almacenamiento conectados entre sí, como puede observarse en la Figura 3. Otra descripción y aplicación del modelo puede consultarse en Medici et al. (2008) en el cual se presenta el modelo con el nombre de LU3.

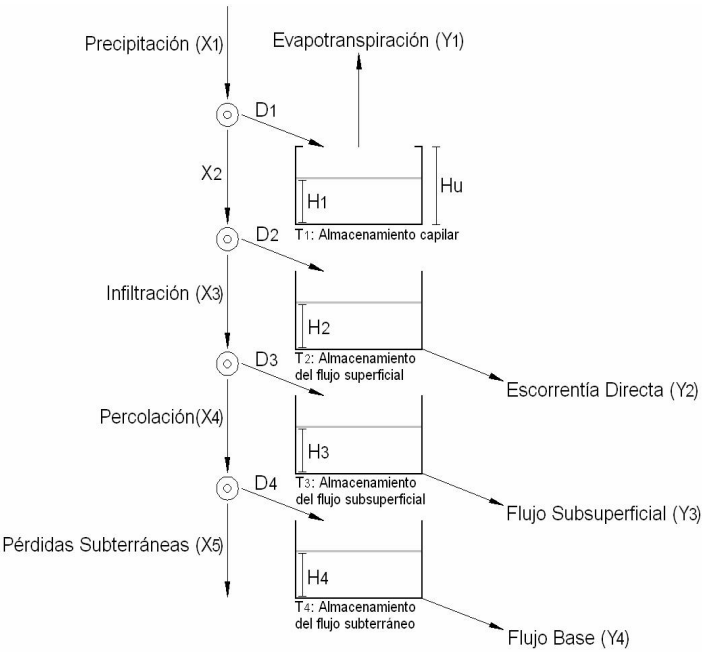


Figura 3. Esquema conceptual del modelo de tanques.

El modelo representa por medio de un sistema de tanques interconectados entre sí los procesos determinantes de la producción de la escorrentía: interceptación de las plantas, detención de agua en los charcos, infiltración, evapotranspiración, recarga del acuífero, y escorrentía superficial, subsuperficial, y flujo base. En cada intervalo de tiempo, la precipitación ( $X_1$ ) se distribuye a los distintos almacenamientos, donde en función del volumen almacenado en cada uno de ellos ( $H_i$ ), se determina su contribución a la escorrentía ( $Y_i$ ). El modelo realiza el balance de agua en cada tanque y actualiza los volúmenes almacenados en cada uno.

La cantidad de agua que se deriva en cada nodo ( $D_i$ ) y la que continua hacia los niveles inferiores ( $X_i$ ) por el conducto distribuidor depende de la cantidad de agua disponible en este, el estado del almacenamiento del tanque y de la capacidad del conducto distribuidor aguas abajo del nodo, la cual se puede relacionar con la conductividad hidráulica en el subsuelo (Vélez, 2001).

La descarga ( $Y_i$ ) en cada uno de los tanques es función del volumen almacenado y de las características de la cuenca que se pueden asociar con el tiempo de permanencia del agua en un elemento de almacenamiento temporal.

#### 4.1. Tanque 1 ( $T_1$ ): Tanque de almacenamiento capilar

Este tanque representa la interceptación de las plantas, la detención del agua en los charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares. De este tanque sólo sale agua producto de la evapotranspiración real ( $Y_1$ ) y no contribuye a la escorrentía superficial.

El valor de la lluvia obtenido mediante algún método de interpolación espacial de los datos de precipitación diaria registrados en las estaciones, entra a un conducto del que se deriva una cantidad ( $D_1$ ) para el tanque ( $T_1$ ). Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima ( $H_u$ ), 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 (Vélez, 2001).

La evapotranspiración real ( $Y_1$ ) depende de la cantidad de agua disponible en el tanque ( $H_1$ ), así cuando hay déficit de agua en el suelo la evapotranspiración es menor que la evapotranspiración potencial (ETP). Se supone que se conoce la evapotranspiración potencial media diaria en la cuenca y para todo el intervalo de tiempo considerado. Dadas las limitaciones en la estimación de la evapotranspiración potencial, se recomienda el uso de un método que permita estimarla a nivel diario.

#### 4.2. Tanque 2 ( $T_2$ ): Almacenamiento del flujo superficial

En este almacenamiento se representa el agua que fluye por la ladera o escorrentía directa. Se supone que la capa superior del suelo tiene una conductividad hidráulica ( $K_s$ ) representativa o característica y que se asocia al tipo de suelo y a su estructura, lo cual está relacionando la cobertura vegetal, el uso y el manejo del suelo.

La cantidad de agua que entra al almacenamiento ( $T_2$ ), está relacionada con la capacidad del suelo para dejar pasar el agua a su interior ( $K_s$ ), una conductividad hidráulica de la capa superior del suelo asociada a la cobertura en condiciones de saturación y con el flujo excedente del almacenamiento capilar ( $X_2$ ).

La velocidad de respuesta de este tanque es "rápida", y está representada por el tiempo de residencia ( $T_{r_2}$ ) del agua en dicho almacenamiento, el cual es del orden de una fracción de día hasta pocos días, dependiendo de las características propias de la cuenca.

#### 4.3. Tanque 3 ( $T_3$ ): Almacenamiento del flujo subsuperficial

Este almacenamiento representa el agua almacenada en la capa superior del suelo mientras fluye lentamente hacia la red de drenaje, se desarrolla inicialmente sobre una capa delgada que fluye lateralmente hacia abajo por el interior de esta capa hasta que sale a los elementos de la red de drenaje.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, durante el intervalo de tiempo, se tiene una cantidad de agua gravitacional ( $X_3$ ) que

se mueve verticalmente hacia el interior del suelo. De esta cantidad, una parte ( $X_4$ ), podrá percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo, mientras que el resto del agua se deriva al almacenamiento superior del suelo donde se convertirá en flujo subsuperficial.

Se supone igualmente que la capa inferior del suelo tiene una capacidad de percolación representativa ( $K_p$ ) que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura, lo cual está estrechamente relacionado con las características geológicas (litológicas y estructurales) y geomorfológicas de las capas inferiores del suelo. En algunos casos la capacidad de percolación y su variabilidad espacial se pueden inferir por características del relieve, algunos rasgos morfológicos, el desarrollo de la vegetación, el uso y manejo del suelo y la producción de flujo base aguas abajo.

La velocidad de respuesta de este tanque es "intermedia", y está representada por el tiempo de residencia ( $Tr_3$ ) del agua en dicho almacenamiento el cual es del orden de días.

#### 4.4. Tanque 4 ( $T_4$ ): Almacenamiento del flujo subterráneo

Se representa por un tanque donde se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye a través del interior del suelo hacia la red de drenaje, en lo que se podría considerar como el acuífero, y donde sale a formar el flujo base.

El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación ( $X_4$ ) tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas ( $X_5$ ) y que el resto sea derivado hacia el almacenamiento subterráneo ( $T_4$ ).

La velocidad de respuesta de este tanque es "lenta", y está representada por el tiempo de residencia ( $Tr_4$ ) del agua en dicho almacenamiento el cual es del orden de decenas de días.

Finalmente el caudal total en la cuenca para cada intervalo de tiempo es la suma del flujo producido los tanques o almacenamientos de flujo superficial, flujo subsuperficial y flujo subterráneo.

## 5. Metodología

### 5.1. Estimación de la variabilidad espacial de la precipitación

Utilizando la información de precipitación proveniente de los registros de las estaciones (Tabla I) se han calculado los campos de precipitación media multianual en la región. Para ello se utilizaron dos técnicas de estimación espacial estocástica: Kriging Ordinario (KO) y Kriging con Deriva Externa (KDE), las cuales se encuentran implementadas en el software de libre distribución HidroSIG 3.1 (Alvarez, 2007). Emplear un algoritmo de estimación espacial estocástico presenta dos ventajas importantes en el caso del análisis de la precipitación: (i) es posible estimar el(los) campo(s) de incertidumbre asociado(s) con su estimación y (ii) algunas técnicas, conocidas como multivariadas por ejemplo KDE, permiten incorporar una o varias variables densamente muestreadas (representadas como un mapa ráster de mediciones por ejemplo de reflectividad de ondas de radar) que manifiesten la variabilidad espacial de la precipitación y son susceptibles de integrarse como apoyo en el procedimiento de estimación. La segunda ventaja se hace realmente importante en regiones donde existe poca cantidad de estaciones de medición en tierra y su distribución espacial es deficiente puesto que el campo estimado hereda tanto las características de las mediciones en tierra como la distribución espacial de la variable de apoyo. A pesar de lo anterior, cabe anotar que la calidad de un campo de precipitación que se obtiene empleando un método de estimación espacial, está estrechamente ligada con la cantidad, calidad y distribución de los datos puntuales de precipitación que se tengan en la región de estudio y con la confiabilidad de la información secundaria integrada al procedimiento de estimación. Mientras menor sea la cantidad de datos de precipitación disponibles en tierra, mayor será la incertidumbre asociada con la estimación.

Ahora bien, para poder considerar los patrones de variabilidad espacial regional de la precipitación como una variable aleatoria, debe construirse un modelo de regionalización, lo cual se ha realizado estimando un semivariograma experimental omnidireccional. A éste se le ha ajustado una superposición lineal de modelos básicos permisibles de variograma: (i) un modelo básico de efecto pepita (ii) un modelo esférico acotado. Debido

a que los datos disponibles de precipitación son escasos, no fue posible estimar un modelo de regionalización anisotrópico que permitiera representar mejor las características de la variabilidad de la precipitación en la región. El modelo de variograma ajustado para la regionalización se utilizó en el cálculo de los diferentes campos de precipitación.

Inicialmente se estimó un campo de precipitación media anual usando el algoritmo de KO. Posteriormente, se estimó el campo de precipitación utilizando el método de KDE usando como mapa de derivas el MDE de la zona de estudio, lo cual supone que hay alta dependencia entre la elevación y la precipitación y pone de manifiesto la presencia de efectos orográficos sobre el fenómeno de la lluvia en la zona de estudio (Goovaerts, 1999). Finalmente, se estimó un campo de precipitación mediante KDE empleando como deriva el mapa de precipitación promedio obtenido de la información de la TRMM "Tropical Rainfall Measurement Mission" (Kummerow et al., 1998 y NASA, 2009). La TRMM es una exploración espacial conjunta entre la NASA y la Agencia Japonesa de Exploración Espacial (JAXA) diseñada para estudiar y analizar la dinámica del fenómeno de la precipitación en las regiones tropicales y subtropicales (Kummerow et al., 1998), y de la cual se tiene información disponible en el período comprendido entre el 27 de noviembre de 1997 y el 31 de diciembre de 2002. Dada la alta intermitencia temporal en la toma de datos y la escasa longitud de registros de la misión, no es adecuado considerar que el campo de precipitación promedio utilizando la información de la TRMM sea representativo de la precipitación media en la zona. A pesar de ello, investigaciones previas, como la realizada por Álvarez (2007), muestran que las tendencias de variabilidad espacial observadas en los datos de la TRMM son muy representativas de la estructura espacial del campo de la precipitación media anual en Colombia. Así, con el fin de disponer de un campo de precipitación en la misma resolución espacial del MDE, la información original de la TRMM empleada en el trabajo de Álvarez (2007) fue remuestreada utilizando el algoritmo bilineal.

- Incertidumbre asociada al cálculo de precipitación

La confiabilidad asociada con el procedimiento de estimación de la precipitación se calcula con base en la varianza de los errores de la estimación. Las expresiones de cálculo son diferentes para cada tipo de Kriging y pueden consultarse en Goovaerts

(1997). Los valores de la incertidumbre para la precipitación, SP, corresponden a las desviaciones estándar de los errores de estimación (raíz cuadrada de la varianza) y son calculadas automáticamente en el proceso de interpolación espacial implementado en HidroSIG 3.1 (Álvarez, 2007). La incertidumbre asociada a la precipitación promedio en una cuenca, se obtiene a partir de la integración de la incertidumbre estimada en todas las celdas ubicadas en el interior de ésta.

## 5.2. Estimación de la variabilidad espacial de la evapotranspiración

Para el cálculo de esta variable existen varios métodos empíricos, la mayoría de ellos basados en fórmulas que han sido obtenidas en condiciones climáticas diferentes a las tropicales, por lo que es necesario hacer el cálculo con diferentes expresiones, compararlas y analizar cuál de ellas representa de mejor manera la variación de la evapotranspiración en las cuencas estudiadas.

Los diferentes métodos por los cuales se calcularon los mapas de evapotranspiración en la cuenca se describen a continuación y son presentados con mayor profundidad por UNAL-CTA (2001) y Barco y Cuartas (1998).

- Método de Cenicafé - Budyko

Este método permite calcular la evapotranspiración potencial en función de la elevación sobre el nivel del mar. La ecuación (1) fue obtenida realizando una regresión a los valores obtenidos de aplicar el método de Penman a los datos de estaciones climáticas de Colombia.

$$ETP = 1700.17 \exp(-0.0002 h) \quad (1)$$

Donde,  $ETP$  es la evapotranspiración potencial (mm/año) y  $h$  es la altura sobre el nivel del mar (m).

La evapotranspiración potencial se transforma a evapotranspiración real mediante la expresión de Budyko, la cual se presenta en la ecuación (2).

$$ETR = \left( ETP \cdot P \cdot \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \cdot \left(1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right)\right) \right)^{0.5} \quad (2)$$

Donde,  $ETR$  es la evapotranspiración real (mm/año) y  $P$  es la precipitación media en la cuenca (mm/año).

### • Método de Turc

Su formulación está basada en un balance de masas, en función de elementos meteorológicos simples como la temperatura y la precipitación de la cuenca, aplicadas a medidas de largo plazo.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (3)$$

$P/L > 0.316$ .  $L$  se expresa como:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (4)$$

Donde,  $T$  la temperatura promedio anual ( $^{\circ}\text{C}$ ). Por la escasez de información en la región, para conocer la variabilidad espacial de la temperatura se recurrió a la estimación indirecta mediante la ecuación propuesta por Chávez y Jaramillo (1998). En esta metodología se regionaliza esta variable con la altura sobre el nivel del mar a partir de registros de temperatura media mensual en superficie para diferentes regiones geográficas en el país. La ecuación utilizada, pertenece a la región caribe y es de la forma:

$$T = 27.72 - 0.0055h \quad (5)$$

Donde,  $T$  es la temperatura media anual ( $^{\circ}\text{C}$ ) y  $h$  es la altura sobre el nivel del mar (m). Si  $P/L < 0.316$ :

$$ETR = P \quad (6)$$

### • Método de Choudhury

Se estima la evaporación real anual a través de una ecuación empírica de la forma:

$$ETR = \frac{P}{\left\{ 1 + \left( \frac{P}{R_n} \right)^{\alpha} \right\}^{\frac{1}{\alpha}}} \quad (7)$$

Donde,  $R_n$  es el equivalente de agua de la radiación neta en (mm/año),  $\alpha$  es un parámetro ajustable que depende de la escala de estimación de la variable (Choudhury, 1999 en UNAL-CTA, 2001).

El método asume que la evaporación anual no excede los valores correspondientes a  $P$  ó  $R_n$  y dispone, para las cuencas de trabajo, de la relación  $\mu = P/R_n$  en el rango  $0.23 < \mu < 1.97$ , típico de regiones poco húmedas con altos valores de radiación neta. UNAL-CTA (2001) proponen el cálculo del factor alfa para el departamento de Antioquia de manera que se minimice el error medio absoluto entre las evaporaciones estimadas y las obtenidas al realizar el balance de largo plazo en 52 cuencas con áreas entre 25 y 5300 km<sup>2</sup> con condiciones climáticas diferentes. Los resultados encontrados por estos autores muestran un valor de  $\mu = 1.91$ , con mejores resultados en el rango de  $0.85 < \mu < 1.9$ , pero aplicable a todo el departamento de Antioquia con  $0.85 < \mu < 6.37$ , valores de  $\mu$  típicos de regiones tropicales húmedas.

### • Incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración

Los campos de incertidumbre asociados con la estimación de la evapotranspiración real ( $S_E$ ), se obtienen a partir de la propagación de errores propia de la aplicación de cada método, para lo cual se sigue la metodología presentada por Álvarez (Álvarez, 2007).

### • Incertidumbre asociada a la aplicación del método de Cenicafé-Budyko

La propagación de errores debida al cálculo de la evapotranspiración potencial a partir de la ecuación (1) se puede calcular como:

$$S_{ETP} = \left[ \left( \frac{\partial ETP}{\partial h} \right)^2 S_h^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

Donde,  $S_{ETP}$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración potencial por el método de Cenicafé (mm/año),  $S_h$  es la incertidumbre en la medición de la elevación del terreno (m) y la derivada de la evapotranspiración potencial respecto a la elevación se estima a partir de la ecuación (1), obteniéndose:

$$\frac{\partial ETP}{\partial h} = -0.340034 \exp(-0.0002h) \quad (9)$$

La ecuación (1) se evalúa para todo el territorio usando el MDE de la región. La incertidumbre en la medición de la elevación del terreno ( $S_h$ ) se obtiene de los reportes que sobre la misión "SRTM"

presenta la NASA (2009), en lo cuales se muestra que en la región, los errores absolutos en la topografía se encuentran entre 6 m a 12 m, así que se supone como caso desfavorable un valor promedio de la incertidumbre en la medición de la elevación del terreno en la región igual a 11 m.

La propagación de errores debida al cálculo de la evapotranspiración real a partir de la ecuación (2) se puede calcular como:

$$S_{ETR} = \left[ \left( \frac{\partial ETR}{\partial P} \right)^2 S_p^2 + \left( \frac{\partial ETR}{\partial ETP} \right)^2 S_{ETP}^2 \right]^{1/2} \quad (10)$$

Donde,  $S_{ETR}$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración real por el método de Budyko (mm/año),

$S_{ETP}$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración potencial por el método de Cenicafé (mm/año) y  $S_p$  es la incertidumbre en la precipitación (mm/año).

La derivada de la evapotranspiración real respecto a la precipitación se estima a partir de la ecuación (2):

$$\frac{\partial ETR}{\partial P} = \frac{ETP}{2(ETP \cdot f_I \cdot g_I)^{1/2}} \left( g_I \frac{\partial f_I}{\partial P} + f_I \frac{\partial g_I}{\partial P} \right) \quad (11)$$

Donde:

$$f_I = P \cdot \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (12)$$

$$\frac{\partial f_I}{\partial P} = \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) + \frac{P}{ETP} \operatorname{sech}^2\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (13)$$

$$g_I = 1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right) \quad (14)$$

$$\frac{\partial g_I}{\partial P} = \frac{ETP}{P^2} \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right) - \frac{ETP}{P^2} \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) \quad (15)$$

La derivada de la evapotranspiración real respecto a la evapotranspiración potencial se estima a partir de la ecuación (2):

$$\frac{\partial ETR}{\partial ETP} = \frac{P}{2(P \cdot f_{II} \cdot g_{II})^{1/2}} \left( g_{II} \frac{\partial f_{II}}{\partial ETP} + f_{II} \frac{\partial g_{II}}{\partial ETP} \right) \quad (16)$$

Donde:

$$f_{II} = ETP \cdot \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (17)$$

$$\frac{\partial f_{II}}{\partial ETP} = \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) - \frac{P}{ETP^2} \operatorname{sech}^2\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (18)$$

$$g_{II} = 1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right) \quad (19)$$

$$\frac{\partial g_{II}}{\partial ETP} = -\frac{1}{P} \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \frac{1}{P} \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) \quad (20)$$

- Incertidumbre asociada a la aplicación del método de Turc

La propagación de errores debida al cálculo de la evapotranspiración real a partir de la ecuación (3) se puede calcular como:

$$S_{ETR} = \left[ \left( \frac{\partial ETR}{\partial P} \right)^2 S_p^2 + \left( \frac{\partial ETR}{\partial L} \right)^2 S_L^2 \right]^{1/2} \quad (21)$$

Donde,  $S_{ETR}$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración real por el método de Turc (mm/año),  $S_p$  es la incertidumbre en la precipitación (mm/año) y  $S_L$  es la incertidumbre en la estimación del parámetro  $L$  (mm/año) de la ecuación (3) y se estima como:

$$S_L = \left[ \left( \frac{\partial L}{\partial T} \right)^2 S_T^2 \right]^{1/2} \quad (22)$$

Donde,  $S_T$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la temperatura media utilizando la ecuación (5), y se calcula como:

$$S_T = \left[ \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)^2 S_h^2 \right]^{1/2} \quad (23)$$

Donde,  $S_h$  es igual a 11 m y la derivada de la temperatura respecto a la elevación se estima como:

$$\frac{\partial T}{\partial h} = -0.0055 \quad (24)$$

La derivada de  $L$  respecto a  $T$  se obtiene de la ecuación (21):

$$\frac{\partial L}{\partial T} = 25 + 0.15 T^2 \quad (25)$$

La derivada de la evapotranspiración real respecto a la precipitación en la ecuación (21) se estima como:

$$\frac{\partial ETR}{\partial P} = \frac{0.9}{\left(0.9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{3/2}} \quad (26)$$

La derivada de la evapotranspiración real respecto al parámetro  $L$  en la ecuación (21) se estima como:

$$\frac{\partial ETR}{\partial L} = \frac{P^3}{L^3 \left(0.9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{3/2}} \quad (27)$$

• Incertidumbre asociada a la aplicación del método de Choudhury

La propagación de errores debida al cálculo de la evapotranspiración real a partir de la ecuación (7) se puede calcular como:

$$S_{ETR} = \left[ \left( \frac{\partial ETR}{\partial P} \right)^2 S_p^2 + \left( \frac{\partial ETR}{\partial R_n} \right)^2 S_{R_n}^2 \right]^{1/2} \quad (28)$$

Donde,  $S_{ETR}$  es la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración real por el método de Choudhury (mm/año),  $S_p$  es la incertidumbre en la precipitación (mm/año) y en la incertidumbre en la estimación de la radiación neta, la cual se obtiene de forma agregada para las tres cuencas analizadas de los resultados presentados por Álvarez (Álvarez, 2007).

En esta ecuación se supone que no hay incertidumbre en la estimación del parámetro, lo cual conduce a una subestimación

del valor real de la incertidumbre en el cálculo de la evapotranspiración.

La derivada de la evapotranspiración real respecto a la precipitación se estima como:

$$\frac{\partial ETR}{\partial P} = \left[ 1 + \left( \frac{P}{R_n} \right)^\alpha \right]^{-\frac{1}{\alpha}} - \left( \frac{P}{R_n} \right)^\alpha \left[ 1 + \left( \frac{P}{R_n} \right)^\alpha \right]^{-\left(1 + \frac{1}{\alpha}\right)} \quad (29)$$

La derivada de la evapotranspiración real respecto a la radiación neta se estima como:

$$\frac{\partial ETR}{\partial R_n} = \left( \frac{P}{R_n} \right)^{\alpha+1} \left[ 1 + \left( \frac{P}{R_n} \right)^\alpha \right]^{-\left(1 + \frac{1}{\alpha}\right)} \quad (30)$$

### 5.3. Balances hidrológicos

El balance hidrológico se utilizó como una herramienta para la validación de los mapas de precipitación y evapotranspiración, realizando una comparación de los valores obtenidos con este método y el valor del caudal promedio obtenido de los registros de caudales en las estaciones de cada una de las tres cuencas evaluadas.

Para la estimación de caudales medios se usa la metodología del balance hidrológico de largo plazo, la cual se encuentra automatizada en el sistema de información geográfica HidroSIG 3.1 (UNAL, 2003).

Para el balance hidrológico, se utilizan las ecuaciones de conservación de masa de agua en un sistema o volumen de control. En este caso, el volumen de control considerado está conformado por las columnas de agua y suelo, donde la frontera horizontal está definida por la divisoria de la cuenca; el borde inferior de la columna de suelo es un estrato impermeable y el borde superior de la columna atmosférica es su tapa.

El caudal medio ( $\bar{Q}$ ) en una cuenca en m<sup>3</sup>/s puede estimarse según la ecuación (31) presentada en UNAL-CTA (2001):

$$\bar{Q} = \int_{\text{Área Cuenca}} [P(x, y) - E(x, y)] dA \quad (31)$$

Donde,  $\bar{Q}$  es el caudal medio anual ( $\text{m}^3/\text{año}$ ),  $P(x,y)$  es la precipitación media multianual que recibe el mismo punto (en  $\text{m/s}$ ),  $E(x,y)$  es la lámina de agua que se pierde por evapotranspiración real en el punto  $(x,y)$  en el mismo período de tiempo (en  $\text{m/s}$ ) y  $dA$  es el diferencial de área (en  $\text{m}^2$ ).

Finalmente el caudal medio se obtiene aplicando (31) mediante diferenciales de área del tamaño de los píxeles del MDE (30 m x 30 m). Así, para cada píxel en el interior de la cuenca, se estima  $E$  y  $P$  de los campos cuyo procedimiento de cálculo se explicó previamente, se evalúa la ecuación (31) y su resultado se multiplica por el área del píxel, obteniendo así el volumen de agua que el píxel aporta en el balance de largo plazo.

- Incertidumbre en la estimación del caudal medio de largo plazo

En esta sección se cuantifica la incertidumbre asociada a la estimación del caudal medio en una cuenca a partir del modelo de balance hídrico de largo plazo, a partir de la metodología propuesta por Álvarez (Álvarez, 2007).

Como se comentó en el balance hidrológico, la estimación de los caudales medios anuales para una cuenca hidrológica se basó la expresión:

$$\bar{Q} = \int_{\text{Área Cuenca}} [P(x, y) - E(x, y)] dA \quad (32)$$

O análogamente:

$$\bar{Q} = (\bar{P} - \bar{E}) A \quad (33)$$

Donde,  $\bar{Q}$  es el caudal medio anual (en  $\text{m}^3/\text{año}$ ),  $A$  es el área de la cuenca (en  $\text{m}^2$ ),  $\bar{P}$  es la precipitación media multianual en la cuenca (en  $\text{m/s}$ ) y  $\bar{E}$  es la evapotranspiración real media anual en la cuenca (en  $\text{m/s}$ ).

La incertidumbre en el cálculo del caudal medio, relativo a la superposición de errores en las variables involucradas en la ecuación 33, se puede estimar como:

$$S_Q = A(S_P^2 + S_E^2)^{0.5} \quad (34)$$

Donde,  $A$  es el área de la cuenca,  $S_Q$  representa la incertidumbre asociada con la estimación del caudal medio anual,  $S_P$  es la incertidumbre asociada con la precipitación promedio para la cuenca, y  $S_E$  es la incertidumbre de la evapotranspiración promedio para la cuenca.

En esta ecuación no se considera la incertidumbre asociada a la estimación del área de la cuenca, pues siguiendo la metodología presentada por Álvarez (Álvarez, 2007) se encontró que su contribución a la incertidumbre global era despreciable (mucho menor al 0.1 %) para esta escala de trabajo.

## 5.4. Calibración del modelo hidrológico

Para la calibrar el modelo se utilizó la información de caudal diario de las estaciones de la Tabla 2. Las estaciones de precipitación para cada modelo se eligen considerando aquellas que pueden representar correctamente la distribución espacial de la lluvia en cada cuenca asociada a una estación de caudal.

Como la precipitación es una variable de entrada para el modelo, se pondera el peso de cada una de las estaciones de forma tal que, en el largo plazo, la precipitación promedio anual del modelo en una cuenca sea igual a la obtenida usando el mapa de precipitación promedio anual ya mencionado.

Se varían sistemáticamente los parámetros del modelo entre los rangos establecidos, ajustándolos a lo que cualitativamente se esperara de cada uno y en este punto se compara visualmente la serie gráfica real con la simulada, lo que hace que el proceso de calibración sea subjetivo. Además se construyen las curvas de duración de la serie real y simulada y se comparan visualmente. La calibración se finaliza cuando la serie gráfica simulada represente de forma aceptable la serie real, haciendo especial énfasis en la simulación de las recesiones de los caudales y además, cuando la curva de duración simulada sea similar a la curva real, al menos desde el 5% del porcentaje de tiempo en el que el caudal es excedido.

Para comparar los resultados obtenidos en la calibración del modelo, se calculan además algunos indicadores de error entre la serie simulada y la observada los cuales son:

- RMSE (Error Cuadrático Medio).

$$RMSE(m^3/s) = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (Q_{t,obs} - Q_{t,sim})^2}{T}} \quad (35)$$

- $E1$  (coeficiente de eficiencia de Nash tradicional, cuyo óptimo es el 100%).

$$E1(\%) = \left( 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{t,sim} - Q_{t,obs})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{t,obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \right) \cdot 100 \quad (36)$$

- $E2$  (coeficiente de eficiencia de Nash para la raíz cuadrada de los caudales, cuyo óptimo es el 100%): minimiza el efecto negativo sobre el indicador de error tradicional dado por las grandes desviaciones que se presentan en los caudales pico.

$$E2(\%) = \left( 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\sqrt{Q_{t,sim}} - \sqrt{Q_{t,obs}})^2}{\sum_{t=1}^T (\sqrt{Q_{t,obs}} - \sqrt{\bar{Q}_{obs}})^2} \right) \cdot 100 \quad (37)$$

- $BE$  (error porcentual en el balance, cuyo óptimo es el 0%).

$$BE(\%) = \frac{\bar{Q}_{sim} - \bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{obs}} \cdot 100 \quad (38)$$

Donde,  $Q_{t,obs}$  y  $Q_{t,sim}$  son el caudal observado y simulado para el día  $t$  respectivamente,  $\bar{Q}_{obs}$  y  $\bar{Q}_{sim}$  son el caudal medio observado y simulado en el periodo de calibración respectivamente y  $T$  es el número total de días del periodo de calibración.

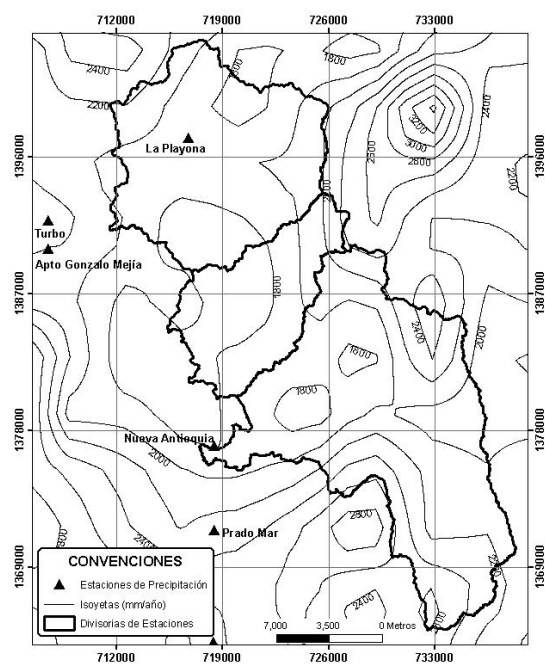
## 6. Resultados

### 6.1. Precipitación

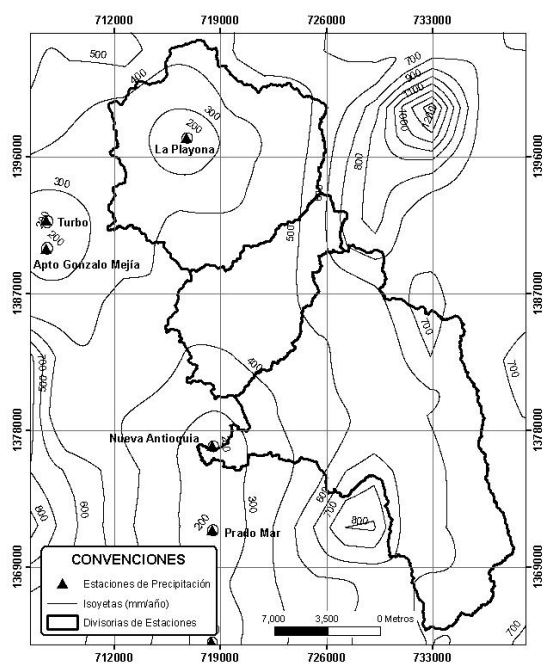
De los tres campos de precipitación estimados, el que se obtiene con el método de KDE usando como deriva el mapa de la TRMM es el que representa de mejor forma la tendencia general del campo de precipitación en la zona, debido a que existe una mayor correlación entre la información puntual de precipitación (valores medio de precipitación en las estaciones) y el valor del mapa de la TRMM en el lugar donde se ubica cada estación, que la que se obtiene con la altura mediante el MDE. Igualmente las incertidumbre son menores cuando se usa el KDE con deriva de la TRMM que cuando se realiza el KO, razón por la cual es este mapa el que se utiliza como el representativo del campo de precipitación media multianual en la región de estudio (Figura 4).

### 6.2. Evapotranspiración

Con base en la metodología expuesta se generaron los mapas de evapotranspiración para cada uno de los métodos propuestos a partir del mapa de precipitación construido con la deriva de la TRMM. La Figura 5 muestra el mapa de evapotranspiración real en la región de estudio calculado por el método de Turc para el mapa de precipitación construido con KDE-TRMM y a su incertidumbre asociada.

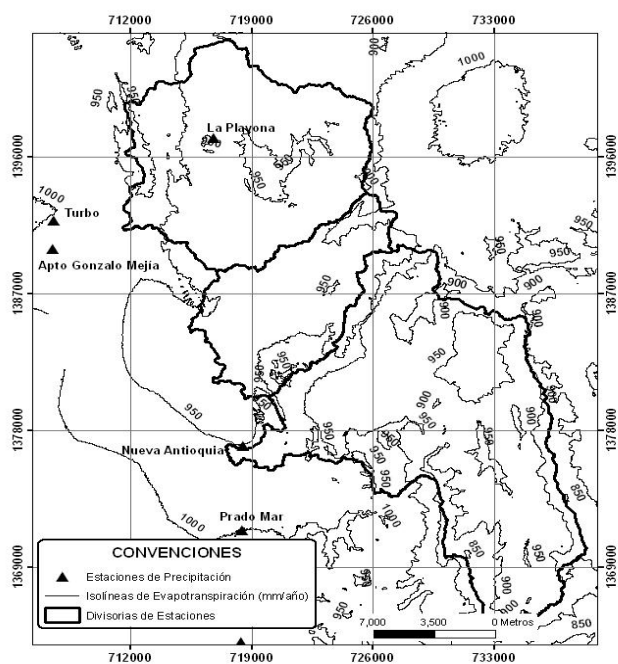


(a)

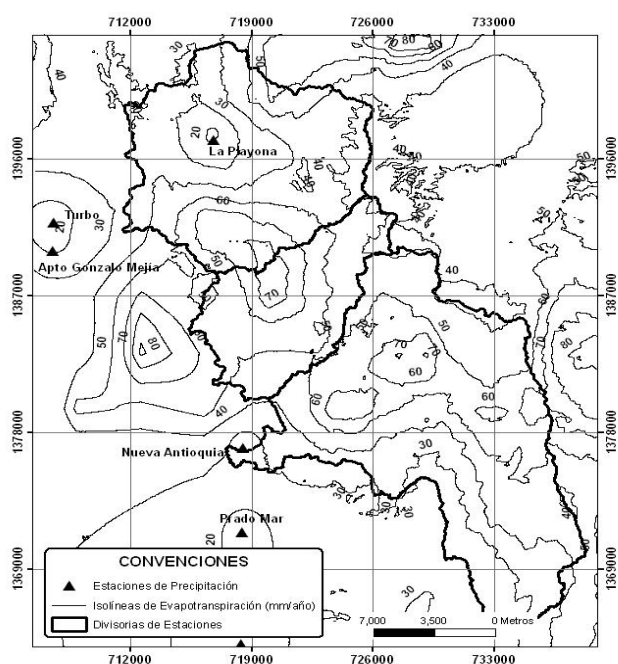


(b)

**Figura 4.** Campo de precipitación media multianual (a) e incertidumbre asociada (b), utilizando el método KDE con mapa de derivas de la TRMM.



(a)



(b)

**Figura 5.** Mapa de evapotranspiración real media multianual por el método de Turc (a) y su incertidumbre asociada (b).

En la Tabla 3 se muestran los valores medios estimados de precipitación y evapotranspiración real por los tres métodos descritos y la incertidumbre asociada para las tres cuencas instrumentadas con estaciones de caudal.

**Tabla 3.** Precipitación y evapotranspiración real media multianual en las cuencas de las estaciones de medición de caudal, y su incertidumbre asociada (mm/año).

Cuenca	Precipitación $\pm S_p$	Método de cálculo de la evapotranspiración real		
		Cenicafé $\pm S_{ETR}$	Choudhury $\pm S_{ETR}$	Turc $\pm S_{ETR}$
El Dos	1911 $\pm$ 390	1217 $\pm$ 104	1078 $\pm$ 93	939 $\pm$ 43
El Tres	1869 $\pm$ 458	1209 $\pm$ 126	1069 $\pm$ 104	940 $\pm$ 53
Currulao	2104 $\pm$ 557	1232 $\pm$ 114	1109 $\pm$ 103	932 $\pm$ 45

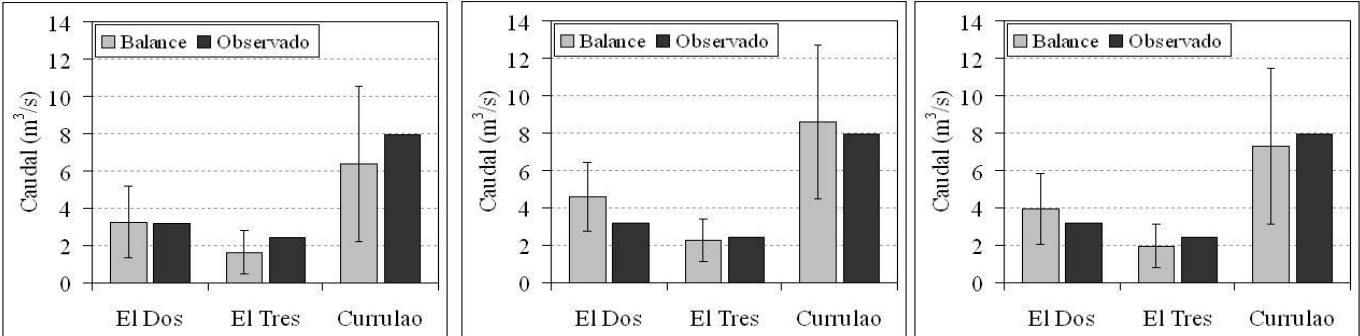
6.3. Balances hidrológicos

Luego de la construcción de los campos de precipitación y de evapotranspiración, se realizaron los balances hidrológicos de largo plazo para cada una de las cuencas estudiadas en los puntos

de localización de las estaciones de caudal, y se calculó la incertidumbre asociada con la metodología descrita, estos resultados se muestran en la Tabla 4 y la Figura 6.

**Tabla 4.** Caudales medios a la salida de las tres cuencas de las estaciones de medición de caudal y su incertidumbre asociada (m3/s).

Cuenca	Caudal medio observado (m <sup>3</sup> /s)	Método de cálculo de la evapotranspiración real		
		Cenicafé $\pm S_{ETR}$	Choudhury $\pm S_{ETR}$	Turc $\pm S_{ETR}$
El Dos	3.25	3.28 $\pm$ 1.91	3.94 $\pm$ 1.86	4.59 $\pm$ 1.90
El Tres	2.58	1.62 $\pm$ 1.17	1.97 $\pm$ 1.13	2.28 $\pm$ 1.15
Currulao	8.63	6.41 $\pm$ 4.18	7.31 $\pm$ 4.11	8.61 $\pm$ 4.16



**Figura 6.** Caudales medios e incertidumbres asociadas a la aplicación del método del balance hidrológico utilizando el método de cálculo de la evapotranspiración de (a) Cenicafe-Budyko, (b) Turc, y (c) Choudhury.

De la Tabla 4 y la Figura 6 se observa cómo en las cuencas hidrográficas tributarias a las estaciones de caudal El Tres y Currulao, los balances realizados con los campos de

evapotranspiración empleando los métodos de Turc y Choudhury, presentan las menores desviaciones respecto a los caudales medios observados (menores del 10% usando Turc y

menores del 20% usando Choudhury), mientras que los balances realizados con el método de Cenicafé-Budyko presentan las mayores desviaciones para estas cuencas, pero presentan la menor desviación en la cuenca de la estación El Dos (menor al 2%). De los tres métodos de cálculo de la evapotranspiración, es el método de Turc el que presenta menores incertidumbres en la estimación del balance hídrico y el método de Cenicafé-Budyko el que presenta las mayores desviaciones. En todo caso, ningún método de cálculo de la evapotranspiración permite obtener incertidumbres menores del 40% en la estimación del balance hídrico en las tres cuencas analizadas, resultados que son consistentes con los obtenidos por Álvarez (Álvarez, 2007) para toda Colombia.

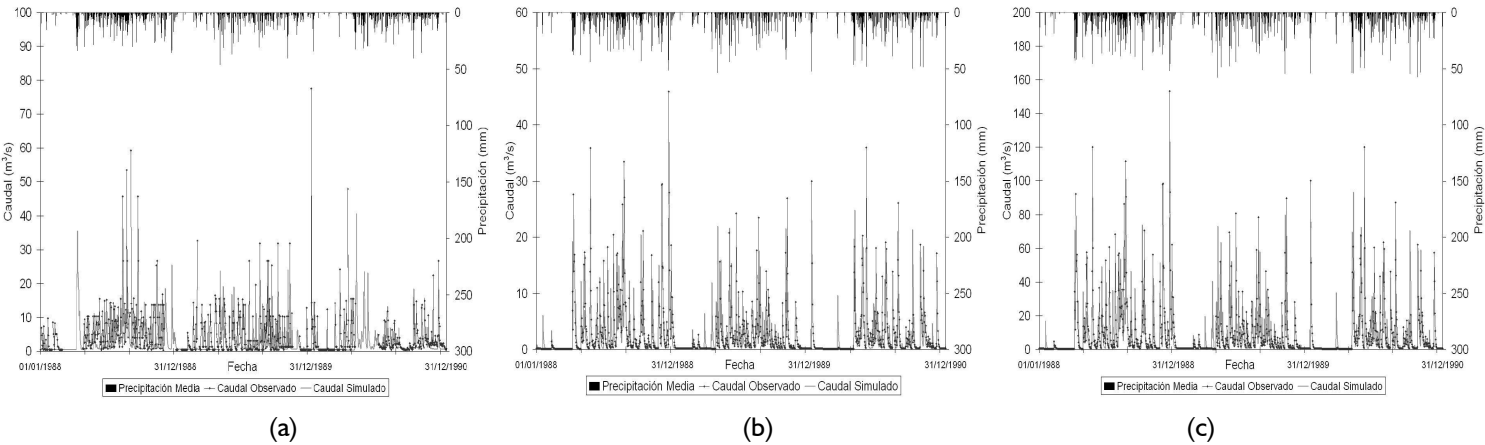
#### 6.4. Calibración del modelo

Se calibró el modelo hidrológico descrito en las tres cuencas instrumentadas presentadas en la Tabla 2. La precipitación se

ingresó siguiendo la metodología descrita, conservando los valores de precipitación media multianual presentados en la Tabla 3 y calculando la evapotranspiración potencial media en cada cuenca con el método de Cenicafé; ya que de los tres métodos de cálculo utilizados es el único que permite evaluar la evapotranspiración potencial, a pesar de ser el que tuvo el peor comportamiento de los tres utilizados. Esta diferencia no tiene mayor impacto sobre la evaporación, dado el alto grado de incertidumbre que los tres modelos enfrentan, tal como se mencionó anteriormente. En la Tabla 5 se presentan los parámetros obtenidos en el proceso de calibración de las tres cuencas consideradas. En la Figura 7 se presentan las gráficas de las series diarias simuladas y calibradas de las tres cuencas en el periodo comprendido entre el año 1988 y 1990 y la Figura 8 presenta las curvas de duración construidas en el proceso de calibración. Igualmente, en la Tabla 6 se presentan los indicadores de error de las calibraciones realizadas.

**Tabla 5.** Parámetros de calibración del modelo de tanques en las cuencas analizadas.

Parámetro	Estación		
	El Dos	El Tres	Currulao
Capacidad máxima de almacenamiento capilar, $Hu$ (mm/día)	45	10	15
Conductividad hidráulica de la capa superior, $Ks$ (mm/día)	2	2	2
Conductividad hidráulica de la capa inferior, $Kp$ (mm/día)	0.65	0.45	0.45
Tiempo de residencia flujo superficial, $Tr_2$ (días)	2	2	2
Tiempo de residencia flujo subsuperficial, $Tr_3$ (días)	2	3	2
Tiempo de residencia flujo subterráneo, $Tr_4$ (días)	200	200	200
Exponente de infiltración	2		
Exponente de evaporación	0.6		
Pérdidas subterráneas	0		



**Figura 7.** Series diaria de caudal observado y simulado en las estaciones (a) El Dos, (b) El Tres y (c) Currulao.

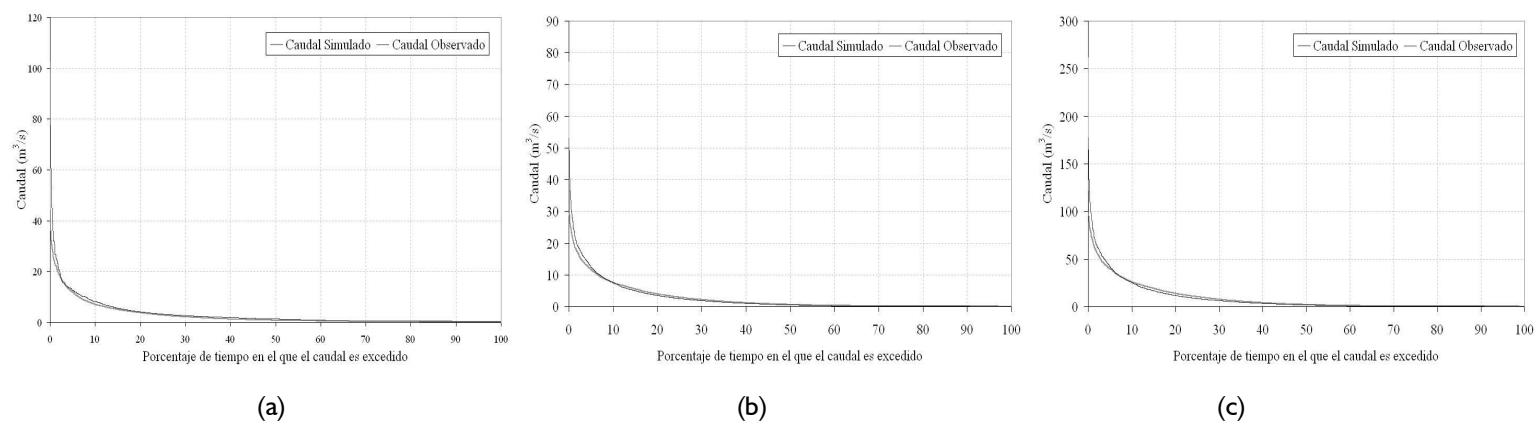


Figura 8. Curvas de duración de las series simuladas y observadas en las estaciones (a) El Dos, (b) El Tres y (c) Currulao.

**Tabla 6.** Indicadores de error de la calibración del modelo de tanques en las cuencas analizadas.

Cuenca	$\overline{Q}_{obs}$ (m³/s)	$\overline{Q}_{sim}$ (m³/s)	BE (%)	RMSE (m³/s)	E1 (%)	E2 (%)
El Dos	3.25	2.60	20.01	6.41	-10.82	1.28
El Tres	2.58	2.55	1.15	3.06	63.04	70.15
Currulao	8.63	8.71	0.88	10.95	57.62	66.72

Como puede observarse en la Figura 7 y la Tabla 6, el proceso de calibración es aceptable en el caso de las estaciones El Tres (río Guadualito) y Currulao (río Currulao), pues el modelo representa adecuadamente el valor del caudal medio de la serie en el periodo considerado (errores en el balance menores al 2%), además la curva de duración de caudales y los coeficientes de suficiencia E1 y E2 sugieren una reproducción aproximada de los registros de la serie de caudales observados, pero en la estación El Dos (río Turbo) la calibración no es satisfactoria como lo muestra estos indicadores de error, lo cual se puede relacionar con errores en la medición del caudal, con la mala representación de la variabilidad espacial de la lluvia a escala diaria de las estaciones usadas para esta cuenca, o con problemas de homogeneidad de la serie, lo cual se comprobó usando el software HidroSIG 3.0 (UNAL, 2003) obteniendo cambios en la media y en la varianza para esta serie.

Paralelamente al proceso de calibración mencionado, se realizaron calibraciones automáticas tratando de optimizar independientemente los criterios de error considerados (RMSE, E1 y E2), observando que mejora poco el valor de cada uno de estos criterios a partir de cambios significativos en los valores de los parámetros del modelo, incluso en rangos en los cuales estos

parámetros no tenían sensibilidad importante en la reproducción de los caudales, lo cual se puede verificar mediante la curva de duración o el error en el balance. Por esta razón se presentan solamente las calibraciones realizadas basadas en el criterio del analista y no las obtenidas mediante métodos de optimización.

6.5. Simulación de caudales

Finalizado el proceso de calibración de los modelos hidrológicos, se puede proceder a simular caudales en diferentes puntos sobre la red de drenaje de estas tres cuencas hidrográficas para lo cual, dada la ausencia de información, debe suponerse que los parámetros del modelo hidrológico en una subcuenca de la región son iguales a algunos de los estimados en el proceso de calibración, y debe ingresarse al modelo la precipitación y evaporación diaria propias de cada cuenca de la misma forma que se ingresó en el proceso de calibración. De esta forma puede obtenerse series de caudales diarios en diferentes puntos de la red de drenaje, lo cual sirve para estimar la oferta hídrica superficial en los posibles puntos donde se localice la captación para el abastecimiento del municipio de Turbo y poblaciones aledañas.

## 7. Conclusiones

En este documento se construyeron campos de precipitación y evapotranspiración promedios multianuales de la región estudiada, estos campos que fueron validados mediante el método del balance hidrológico de largo plazo al cual se le estimó la incertidumbre asociada a la propagación de errores de los diferentes métodos utilizados. Apoyados en los mapas elaborados y los resultados de los balances hidrológicos de largo plazo se empleó un modelo de lluvia escurrentía (modelo de tanques) para la simulación de caudales diarios.

El modelo de tanques demostró representar de manera aceptable las series de caudal de las estaciones El Tres y Currulao, mostrando además que para cada uno de los parámetros del modelo los valores obtenidos son similares en estas dos cuencas vecinas. Esta representatividad del modelo se demostró al calcular los indicadores de error entre las series simulada y observada, lo cual indica que para estas dos cuencas los datos de entrada y los parámetros elegidos son adecuados. En la cuenca tributaria a la estación El Dos (río Turbo) no se logró una calibración satisfactoria.

La principal causa de incertidumbre en el cálculo de los campos promedio multianuales de precipitación está dada por el escaso número de estaciones que miden esta variable en la zona. Esta incertidumbre en la precipitación es la componente que aporta en mayor medida a la incertidumbre asociada al cálculo de la evapotranspiración real y del caudal medio, razón por la cual se requiere de una mejor instrumentación en la región para estimar los campos de precipitación con menor incertidumbre.

## Agradecimientos

A COLCIENCIAS, Empresas Públicas de Medellín, Aguas de Urabá, Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia y CORPOURABÁ, por financiar y facilitar la realización de este trabajo.

## Bibliografía

- Álvarez, O., 2007. Cuantificación de la Incertidumbre en la Estimación de Campos Hidrológicos. Aplicación al Balance Hídrico de Largo Plazo. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Barco, O.J. y Cuartas, A., 1998. Estimación de la Evaporación en Colombia. Tesis de Pregrado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Chávez, B. y Jaramillo, A., 1998. Regionalización de la Temperatura del Aire en Colombia. Cenicafé.
- Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Oxford University Press. Applied Geostatistics Series. New York, NY.
- Goovaerts, P., 1999. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall, *Journal of Hydrology* 118, pp. 113-129
- Kummerow, C., Barnes, W., Toshiaki, K., Shiue, J. y Simpson, J., 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology* 15, pp. 809-817.
- Medici, C., Butturini, S., Bernal, S., Vázquez, E., Sabater, F., Vélez, J.I. y Francés, F., 2008. Modelling the Non-linear Hydrological Behaviour of a Small Mediterranean Catchment. *Hydrological Processes*, 22, pp. 3814-3828.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration), 2009. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/srtmBibliography.html>. Consultado en Abril de 2009.
- UNAL (Universidad Nacional de Colombia sede Medellín), 2003. Manual de usuario de HidroSIG - Versión 3.0 Beta. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Medellín. 109 P.
- UNAL (Universidad Nacional de Colombia sede Medellín) y CTA (Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia), 2001. Balances Hidrológicos y Atlas Digital de Antioquia. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.
- UNAL (Universidad Nacional de Colombia sede Medellín) y Aguas y Aguas de Pereira, 2004. Oferta y Demanda Hídrica en la Subregión No. 1 del Departamento de Risaralda con los Municipios de Cartago y La Virginia. Medellín.
- UNAL (Universidad Nacional de Colombia sede Medellín), Universidad de Antioquia, Universidad Pontificia Bolivariana y Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2004. Diseño y Puesta en Marcha de la Red de Monitoreo Ambiental en la Cuenca Hidrográfica del Río Medellín en Jurisdicción del Área Metropolitana. Medellín.

USGS (United States Geological Survey), 2009. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) "Finished" 1 Arc Second (30m). En Internet: <http://seamless.usgs.gov/products/srtm1arc.php>. Consultado en Abril de 2009.

Vélez, J. I., 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia, España.