

XXIV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA
PUNTA DEL ESTE, URUGUAY, NOVIEMBRE 2010

UN MODELO DE BALANCE HÍDRICO A ESCALAS MENSUAL Y DIARIA
EN CUENCAS COLOMBIANAS

Rubén D. Londoño A., Carolina Ortiz P., Luis F. Carvajal S., Oscar J. Mesa S
Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, Colombia
rdlondona@unal.edu.co, cortizp@unal.edu.co, lfcarvaj@unal.edu.co, ojmesa@unal.edu.co

RESUMEN:

En este trabajo se presenta un modelo lluvia-escorrentía desarrollado por Zhang et al. (2008), el cual opera a escala mensual y diaria; el objetivo es comparar los resultados a nivel espacial y temporal y su desempeño en cuencas Colombianas. Este modelo parte del balance hídrico a escala anual propuesto por Budyko (1958) y se apoya en el enfoque matemático dado por Fu (1981, en Zhang et al. 2008), la aplicación se hace más compleja a medida que entra en consideración el almacenamiento en el suelo, relevante a escalas temporales más cortas (mensual y diaria). La implementación de este modelo requiere la estimación de 4 parámetros. El modelo es aplicado a la cuenca del río Aburrá, ubicada al occidente de Colombia, dentro de la cual se definieron 7 subcuencas de acuerdo a estaciones de medición de caudales ubicadas a lo largo del cauce principal, obteniendo que, efectivamente, los parámetros muestran coherencia espacial y temporal y que el modelo genera series de caudales que se aproximan bien a las series históricas en cuenca estudiada, máxime a escala mensual, dado que se identifican algunos problemas con la implementación a escala diaria.

ABSTRACT:

The application and performance of a rainfall/runoff model in Colombian basins is presented. The model operates on daily and monthly scales and is based on the annual water balance proposed by Budyko (1958). The mathematical approach is given by Fu (1981) and described in Zhang et al. (2008). The application becomes more complex as the soil water storage comes into consideration, relevant at shorter time scales (monthly and daily). The implementation of the model requires the estimation of four parameters. The model is applied to Aburrá river basin, located west of Colombia in which seven sub-basins were defined based on the location of streamflow stations along the main channel. The obtained parameters show spatial and temporal coherence and the model generates streamflow series that approximate well to the historical records in the watershed, especially at monthly scales. The model also identifies some problems with the daily scale implementation.

PALABRAS CLAVES:

Modelo lluvia-escorrentía, simulación, escala mensual y diaria.

INTRODUCCIÓN

El movimiento del agua dentro de una cuenca, es un proceso realmente importante y determinante en el aprovechamiento del recurso hídrico, tanto natural como antrópico; las condiciones climáticas y las características físicas de la cuenca son factores fundamentales que determinan la manera en que se da dicho movimiento, el desarrollo de modelos que permitan representar de manera simplificada los procesos que ocurren dentro de la cuenca y como son determinados por el clima y la geomorfología es una de las tareas de la hidrología, es por esto que surgen los modelos de balance que, partiendo del principio de continuidad, permiten determinar en el largo plazo el caudal en un punto dado. A escalas temporales más cortas (anual, mensual y diaria) este tipo de modelos se conocen comúnmente como “modelos lluvia-escorrentía”, y necesitan considerar variables adicionales con el fin de modelar correctamente los procesos a esas escalas. Un enfoque para realizar modelos a escalas cortas es partir de modelos de balance, que tengan en cuenta las variables relevantes según la escala de tiempo. En lo que se refiere a escalas espaciales los modelos pueden ser agregados o distribuidos, aunque estos últimos son capaces de representar la variabilidad espacial de la distintas variables hidrológicas, los modelos agregados permiten conocer, de manera simplificada y con menor costo en cálculo, los procesos que tiene lugar a escala de cuenca, además la cantidad de datos requeridos como entrada es bastante menor y por tanto su uso está muy generalizado.

Con el ánimo de entender la manera en que se relaciona el balance hídrico y el clima, Budyko (1958) postuló que este balance depende de la disponibilidad de agua y de la demanda atmosférica, de esta manera desarrolló un modelo para determinar la evapotranspiración media anual en una cuenca a partir de la precipitación y la evapotranspiración potencial, que a esa escala, son los factores que ejercen control sobre el balance. Zhang et al. (2008) extiende el enfoque dado por Budyko a fin de desarrollar un modelo a escalas temporales pequeñas, suponiendo que los procesos que suceden en la cuenca son gobernados por relaciones demanda/suministro.

En este trabajo se presenta el modelo agregado de balance hídrico a escala mensual, y su aplicación a escala diaria, propuesto por Zhang et al (2008), el cual requiere la determinación de 4 parámetros. La finalidad es comparar los resultados espaciotemporales del modelo y verificar su aplicabilidad en Colombia; para este fin se calibra para la cuenca del río Aburrá, ubicada en el centro del departamento de Antioquia; donde se trazaron 7 subcuencas, definidas por algunas estaciones de medición de caudales ubicadas a lo largo de su cauce. Se presentan las bases conceptuales, los fundamentos matemáticos, algunos aspectos a consideración desde el punto de vista metodológico para la implementación del mismo, los resultados para la zona de estudio y las conclusiones referentes a ellos.

Este trabajo surge como respuesta a la necesidad de tener una herramienta que permita la coherencia temporal de los caudales en una cuenca.

FUNDAMENTACIÓN FÍSICA

El Modelo de Zhang et al está basado en el trabajo de Budyko (1958) quien desarrolló un modelo de balance a escala anual, en el cual considera que el balance hídrico en la cuenca depende del agua disponible y de la demanda atmosférica, representadas en la precipitación y la evapotranspiración, respectivamente. Como es común en los modelos de balance a largo plazo, no se considera el almacenamiento del agua dentro de la cuenca, pues no es relevante para una escala de tiempo de largo plazo (más de 10 años). En base al modelo de Budyko se han desarrollado múltiples métodos

(en su mayoría encaminados a encontrar la evapotranspiración media anual) que en su enfoque matemático tiene en cuenta la cantidad de agua disponible y la demanda atmosférica dentro de la cuenca. Zhang et al (2008) utiliza el concepto de límites introducido por Calder (1998) y presume que el balance hídrico en una cuenca es dominado por relaciones demanda/suministro que determinan las condiciones secas y húmedas de la misma; de esta manera se puede extender el modelo de Budyko para incluir otros factores adicionales que afectan el flujo del agua a resoluciones temporales pequeñas. Las principales variables asociadas son la precipitación, la evapotranspiración y la escorrentía; cuando se trabaja con escalas de tiempo cortas es de esperarse que el efecto del agua almacenada en el suelo tenga un mayor impacto en el modelo, de modo que debe considerarse la manera en que estas variables interactúan

Partición de la lluvia

El modelo se construye a resolución mensual y diaria dividiendo la precipitación que cae sobre la cuenca $P(t)$ en escorrentía superficial $Q_d(t)$ y en agua retenida por el suelo $X(t)$, en el enfoque que se da en este modelo la precipitación se ve como el “suministro”; la manera en que se divide la precipitación está dada por la ecuación [1].

$$P(t) = Q_d(t) + X(t) \quad [1]$$

Donde $Q_d(t)$ es la escorrentía superficial directa y $X(t)$ es la retención de precipitación en la cuenca, debido a que la escorrentía superficial directa saldrá rápidamente de la cuenca el agua retenida por la cuenca es la fuente para los demás procesos que suceden en la cuenca tales como la evapotranspiración $ET(t)$, el cambio en el almacenamiento $S(t)-S(t-1)$ y la recarga del agua subterránea $R(t)$, así se podría entender el agua retenida en la cuenca como se muestra en la ecuación [2].

$$X(t) = ET(t) + S(t) - S(t-1) + R(t) \quad [2]$$

Siguiendo el enfoque del modelo, se acepta que la retención de agua en la cuenca es determinada por relaciones demanda/suministro y que está sujeta a unos límites. La demanda límite (que se denominará $X_0(t)$), es decir, la máxima cantidad de precipitación que la cuenca “necesita” retener, es la suma de la capacidad máxima de retención en el suelo S_{max} y la evapotranspiración potencial $E_0(t)$, por otro lado el suministro límite, la máxima cantidad de precipitación que se le suministra a la cuenca es la totalidad de precipitación $P(t)$, estos límites se muestran en [3] y [4].

$$\text{Demanda límite: } X_0 = S_{max} - S(t-1) + E_0(t) \quad [3]$$

$$\text{Suministro límite: } P(t) \quad [4]$$

Tanto la demanda como el suministro límite establecen las condiciones secas y húmedas en la cuenca, si hay mucha más precipitación de la que el suelo puede almacenar (condiciones húmedas), la cantidad de agua que se almacena es igual al límite en la demanda $X_0(t)$; si por el contrario se suministra mucho menos de la demanda límite (condiciones secas), el suelo tiende a almacenar toda la precipitación; matemáticamente las condiciones secas y húmedas están dadas por [5] y [6] respectivamente.

$$\text{Condiciones secas} \quad \frac{X(t)}{P(t)} = 1 \xrightarrow{\text{como}} \frac{X_0(t)}{P(t)} \rightarrow \infty \quad [5]$$

$$\text{Condiciones húmedas} \quad X(t) \rightarrow X_0(t) \xrightarrow{\text{como}} \frac{X_0(t)}{P(t)} \rightarrow 0 \quad [6]$$

La relación demanda/suministro que controla la cantidad de precipitación almacenada dentro de la cuenca es $X_0(t)/P(t)$, de modo que grandes valores de dicha relación sugieren condiciones secas (gran parte de la precipitación es almacenada) y valores cercanos a cero indican condiciones muy húmedas (gran parte de la precipitación se convierte en escorrentía superficial directa).

Partición del agua disponible

El agua disponible $W(t)$ para los procesos que se dan en la cuenca se entiende como la precipitación retenida por la cuenca $X(t)$ y el agua ya almacenada anteriormente $S(t-1)$, tal como se muestra en [7].

$$W(t) = X(t) + S(t-1) = ET(t) + S(t) + R(t) \quad [7]$$

Donde $S(t-1)$ es la humedad antecedente en el suelo (previa al evento de precipitación), $R(t)$ es la recarga del agua subterránea, $ET(t)$ es la evapotranspiración y $S(t)$ es la humedad del suelo (luego del evento de precipitación); a partir de ahora la cuenca se considera como un sistema de dos tipos de almacenamiento: uno subterráneo que se abastece de la recarga $R(t)$ y se denominará $G(t)$ y otro sub-superficial compuesto por la humedad del suelo $S(t)$ y la evapotranspiración $ET(t)$, el almacenamiento sub-superficial está sujeto a participar en la evapotranspiración, por lo que se denominará oportunidad de evapotranspiración y se representará por $Y(t)$, como se muestra en [8], de modo que la expresión para la cantidad de agua disponible se simplifica, y queda como está en [9].

$$Y(t) = ET(t) + S(t) \quad [8]$$

$$W(t) = Y(t) + R(t) \quad [9]$$

Se supone que la oportunidad de evapotranspiración $Y(t)$ está gobernada también por relaciones demanda/suministro. La demanda límite para la oportunidad de evapotranspiración en la cuenca, que se denominará $Y_0(t)$, es la suma de la evapotranspiración potencial $E_0(t)$ y la capacidad máxima de almacenamiento de la cuenca S_{max} , por otro lado el suministro límite, en este caso, es el total de agua disponible en la cuenca $W(t)$. Los límites se muestran en [10] y [11].

$$\text{Demanda límite} \quad Y_0(t) = E_0(t) + S_{max} \quad [10]$$

$$\text{Suministro límite} \quad W(t) \quad [11]$$

Haciendo un análisis similar al hecho para el agua retenida, se encuentran las condiciones secas y húmedas como se muestra en [12] y [13].

$$\text{Condiciones secas} \quad \frac{Y(t)}{W(t)} = 1 \xrightarrow{\text{como}} \frac{Y_0(t)}{W(t)} \rightarrow \infty \quad [12]$$

$$\text{Condiciones húmedas} \quad Y(t) \rightarrow Y_0(t) \xrightarrow{\text{como}} \frac{Y_0(t)}{W(t)} \rightarrow 0 \quad [13]$$

Por tanto, $Y_0(t)/W(t)$ es la que controla la oportunidad de evapotranspiración; análogamente, grandes valores de dicha relación sugieren condiciones secas (gran parte del agua disponible es para evapotranspiración) y valores cercanos a cero indican condiciones muy húmedas (gran parte del agua disponible se almacena en el suelo).

Ahora, la evapotranspiración se supone que también es gobernada por relaciones demanda/suministro, el límite de suministro para la evapotranspiración es la cantidad de agua disponible $W(t)$ y no toda la

precipitación como en el modelo de Budyko, y la demanda límite es la evapotranspiración potencial, mostrados en [14] y [15].

$$\text{Demanda límite} \quad E_0(t) \quad [14]$$

$$\text{Suministro límite} \quad W(t) \quad [15]$$

De esta manera queda determinada la partición del agua disponible $W(t)$.

Flujo base

El almacenamiento subterráneo aporta al caudal total en forma de flujo base $Q_b(t)$, se supone que existe una relación directa carga-descarga, entre el agua que recarga el acuífero y la que éste libera como flujo base.

La base conceptual expuesta anteriormente es válida para ambas escalas, mensual y diaria, sin embargo es importante resaltar que el almacenamiento subterráneo es la variable más sensible al cambio de escala, esto se debe a que la duración de este proceso depende mucho de las características del suelo, y el modelo presentado no considera un tiempo de residencia, además su influencia en el balance a escala diaria puede no ser tan significativo como en la escala mensual.

FUNDAMENTACIÓN MATEMÁTICA

Siguiendo la base conceptual expuesta anteriormente, el modelo de Zhang et al, utiliza la ecuación empírica de Fu (1981), dada en la expresión [16].

$$\frac{ET}{P} = 1 + \frac{E_0}{P} - \left[1 + \left(\frac{E_0}{P} \right)^{\frac{1}{1-\beta}} \right]^{1-\beta} \quad [16]$$

Donde E_0 es la evapotranspiración potencial anual, P es la precipitación anual, ET es la evapotranspiración anual y β es un parámetro del modelo.

El término (E_0/P) en [1] se denomina *índice de aridez* que puede ser visto como una relación demanda/suministro límite, ya que a escala anual el límite de suministro es P y el límite de demanda es E_0 . La expresión [1] es adaptada para modelar la cantidad de agua retenida por la cuenca $X(t)$, la oportunidad de evapotranspiración $Y(t)$ y la evapotranspiración $ET(t)$, en base a sus relaciones demanda/suministro límites ($X_0(t)/P(t)$, $Y_0(t)/W(t)$ y $E_0(t)/W(t)$, respectivamente) como se muestra en las ecuaciones [17] a [19].

$$\frac{X(t)}{P(t)} = 1 + \frac{S_{\max} - S(t-1) + E_0(t)}{P(t)} - \left[1 + \left(\frac{X_0(t)}{P(t)} \right)^{\frac{1}{1-\beta}} \right]^{1-\beta} \quad [17]$$

$$\frac{Y(t)}{W(t)} = 1 + \frac{E_0(t) + S_{\max}}{W(t)} - \left[1 + \left(\frac{E_0(t) + S_{\max}}{W(t)} \right)^{\frac{1}{1-\beta}} \right]^{1-\beta} \quad [18]$$

$$\frac{ET(t)}{W(t)} = 1 + \frac{E_0(t)}{W(t)} - \left[1 + \left(\frac{E_0(t)}{W(t)} \right)^{\frac{1}{1-\beta}} \right]^{1-\beta} \quad [19]$$

En las ecuaciones [2] a [4] se muestran 3 de los 4 parámetros del modelo: a que es la eficiencia en la retención, a_e que es la eficiencia en la evapotranspiración y S_{max} que es la capacidad máxima de almacenamiento de la cuenca. Con base en el resultado obtenido de [17] se puede calcular la escorrentía superficial directa $Q_d(t)$ usando la ecuación [20].

$$Q_d(t) = P(t) - X(t) \quad [20]$$

Para el cálculo del aporte del agua subterránea al caudal se utiliza una relación directa carga-descarga con la cantidad de agua antecedente en el acuífero $G(t-1)$ afectada por una constante de recesión d , que se constituye en el cuarto parámetro del modelo, por su parte la cantidad de agua que se almacena en el acuífero $G(t)$ depende de la recarga $R(t)$, la cantidad de agua antecedente en el acuífero $G(t-1)$ y la constante de recesión d . El cálculo del caudal base $Q_b(t)$, la recarga $R(t)$ y el agua en el acuífero se estiman con las ecuaciones [21] a [23].

$$Q_b(t) = dG(t-1) \quad [21]$$

$$R(t) = X(t) + S(t-1) - ET(t) \quad [22]$$

$$G(t) = (1-d)G(t-1) + R(t) \quad [23]$$

Finalmente sólo resta calcular la humedad en el suelo $S(t)$ y el caudal total, dados por las expresiones [9] y [10] respectivamente.

$$S(t) = Y(t) - ET(t) \quad [24]$$

$$Q(t) = Q_d(t) + Q_b(t) \quad [25]$$

En la Figura 1.- se presenta un diagrama esquemático del modelo dinámico propuesto, empleando el enfoque de límites de demanda y suministro basado en el trabajo de Budyko.

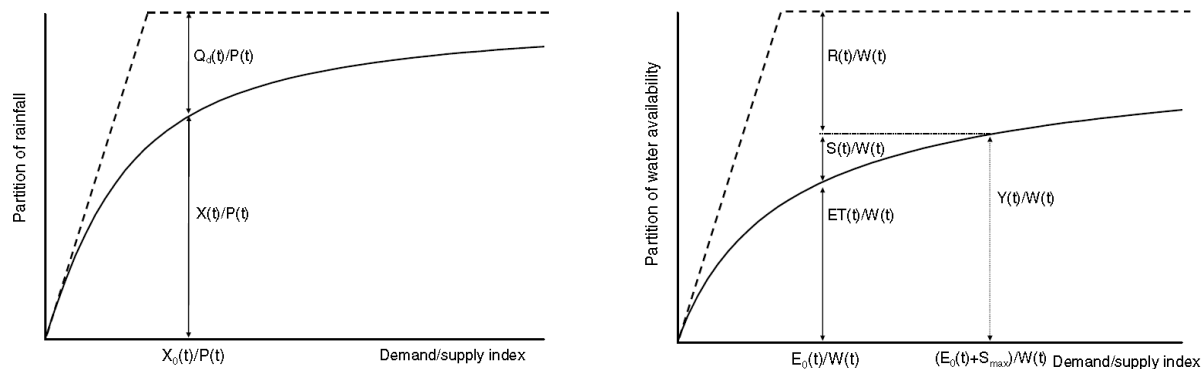


Figura 1.- Esquema de la partición de la precipitación $P(t)$ (izquierda) y el agua disponible $W(t)$ (derecha). (Zhang et al. 2008)

CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio en la cual se enfocará este trabajo, es la cuenca del río Aburrá, localizada sobre la cordillera Central Colombiana, en el centro del departamento de Antioquia, en la región Occidental de Colombia, cómo se muestra en la Figura 2.-. La cuenca contiene el Área Metropolitana del Valle de Aburrá, integrada por la ciudad de Medellín y los municipios: Caldas, La Estrella, Itagüi, Sabaneta, Envigado, Bello, Copacabana, Girardota y Barbosa. La cuenca tiene una topografía irregular y pendiente, con altitudes que oscilan entre los 1300 y los 2800 m.s.n.m. y está definida por el río Aburrá, que nace en el alto de San Miguel y termina antes de la descarga del

río Grande, donde cambia su nombre a río Porce. La cuenca tiene una forma alargada en dirección Noreste y red de drenaje dendrítica, el cauce principal tiene una longitud aproximada de 104 km y el área de la cuenca es aproximadamente de 1220 km²; y dadas las características geomorfológicas de la zona y su nivel de pluviosidad, que está entre 1000 y 2500 mm/año, en la cuenca son comunes las fuentes de agua superficial. El río Aburrá, en su recorrido, atraviesa zonas climáticas y geomorfológicas muy diferentes que sumadas al alto grado de antropización e industrialización de la cuenca, hacen que la determinación de los caudales tengan un alto grado de incertidumbre (AMVA, 2008).

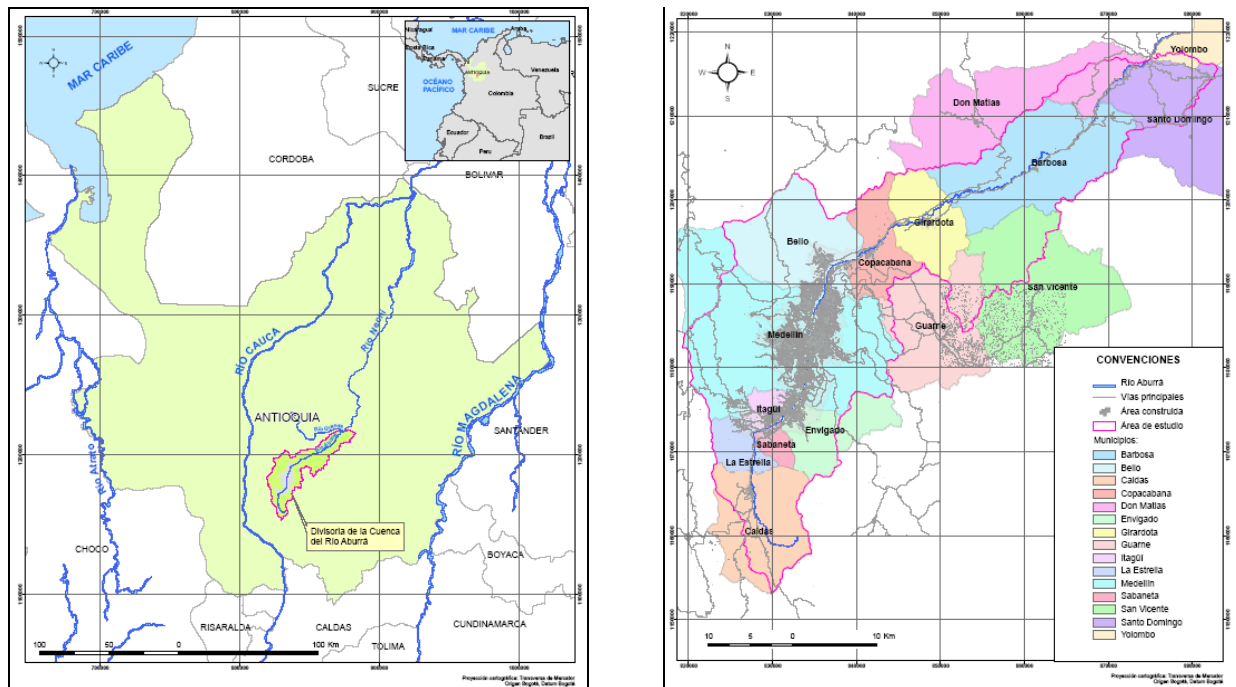


Figura 2.- Localización de la región de estudio (AMVA, 2008)

METODOLOGÍA UTILIZADA

El modelo de Zhang et al, al operar de manera vectorial, se programó en una hoja de cálculo de la plataforma Microsoft Office Excel, esta programación ofrece múltiples ventajas entre las que se pueden destacar la accesibilidad y el monitoreo gráfico de la sensibilidad de los parámetros en el modelo. La implementación del modelo de 4 parámetros permite simular a partir del área y las series de precipitación de la cuenca, el valor de los caudales medios a nivel mensual y diario.

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó la ecuación de Turc Modificado para una humedad relativa media mensual superior al 50% (Barco y Cuartas, 1998), haciendo uso de la expresión [26].

$$E = K \left(\frac{T}{T+15} \right) (R_g + 50) \quad [26]$$

Donde E es la evapotranspiración en mm/mes, K es una constante igual a 0,40 para meses de 30 y 31 días y 0,37 para el mes de febrero, T es la temperatura media mensual en grados centígrados (°C), R_g es la radiación solar global incidente del mes considerado expresada en cal/cm²/día.

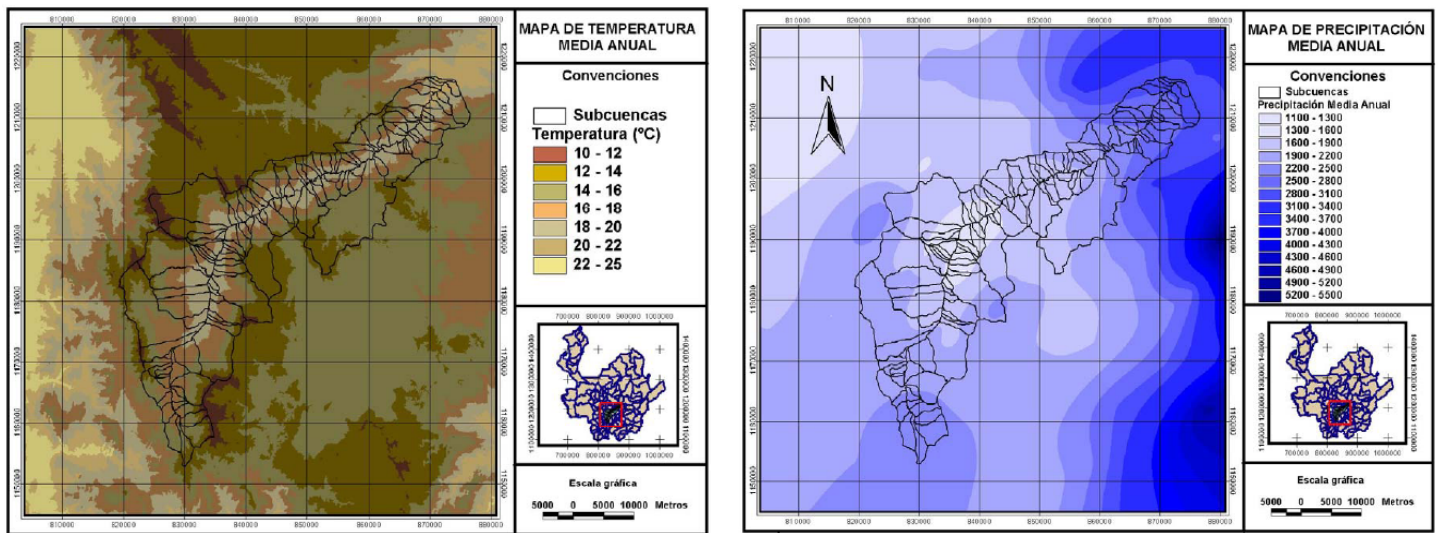


Figura 3.- Mapas de temperatura media anual (izquierda) y precipitación media anual (derecha) en la zona de estudio (AMVA, 2004)

Debido a la escasez de información, y teniendo en cuenta que en Colombia no hay un cambio muy fuerte de estación climática invierno–verano, a diferencia de los países de latitudes extra-tropicales, se asumió la temperatura media mensual sobre cada subcuenca constante, los diferentes valores de temperatura fueron obtenidos del mapa de temperatura media anual construido por UNAL–UDEA–UPB–UDEM (AMVA, 2004) a partir de la ecuación propuesta por Cenicafé para la región Andina, Figura 3.

Para realizar la calibración de los modelos se usan cuencas con registros históricos de caudales a fin de compararlos con las simulaciones, y de esta manera encontrar los valores de los parámetros del que minimicen los errores de ajuste entre la serie real y la simulada. Se puede determinar la influencia de las condiciones iniciales, estableciendo un período de calentamiento a partir del cual, el modelo no se verá afectado por dichas condiciones, es por esta razón que se descarta el primer año de registro. El periodo de calibración total es determinado con base en la longitud común de los registros de caudales y de las estaciones de precipitación, teniendo en cuenta un análisis de homogeneidad practicado a los registros de las estaciones, descartando algunos años que no cumplen dicha condición.

En el proceso de calibración se utilizaron los registros de caudales de 7 estaciones dentro de la zona de estudio, se descartaron los registros de la estación RMS-12 Machado dada la longitud de registros existente (3 años); para cada cuenca asociada a una estación de caudal se definieron las estaciones de precipitación en la zona de influencia, las cuales fueron ponderadas para la estimación del campo de precipitación de la cuenca, controlando que la media anual del total de precipitación, tuviera un error menor al 10% con el valor de la precipitación media anual obtenida del mapa de precipitación estimado por UNAL–UDEA–UPB–UDEM (AMVA, 2004), que se muestra en la Figura 3. La información de las estaciones, tanto pluviográficas como de caudal, se obtuvo del “Plan de ordenamiento y manejo de la cuenca del río Aburrá” (UNAL, 2008).

La calibración se realizó de forma manual, variando los parámetros dentro de rangos matemática y físicamente posibles, establecidos por Zhang et al (2008), al aplicar el modelo a 265 estaciones en Australia (S_{max} entre 25 y 500 mm, a_1 y a_2 entre 0 y 0,8 y d entre 0 y 1), de manera que el ajuste gráfico entre la serie real y la simulada fuera aceptable; como criterios de ajuste, además del gráfico, se definieron los criterios de eficiencia de Nash – Sutcliffe (1970) original y modificado, el error entre las medias a largo plazo de los caudales reales y simulados y la raíz del error medio cuadrático RMSE, definidos como se muestra en la expresiones [27] a [30].

$$NASH(Q) = \left(1 - \frac{\sum (Q(t)_{obs} - Q(t)_{sim})^2}{\sum (\bar{Q}_{obs} - Q(t)_{obs})^2} \right) \quad [27]$$

$$NASH(\sqrt{Q}) = \left(1 - \frac{\sum (\sqrt{Q(t)_{obs}} - \sqrt{Q(t)_{sim}})^2}{\sum ((prom.\sqrt{Q_{obs}}) - \sqrt{Q(t)_{obs}})^2} \right) \quad [28]$$

$$Balanc[\%] = \frac{\bar{Q}_{sim} - \bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{obs}} \quad [29]$$

$$RMSE[m3/s] = \sqrt{\frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{N}} \quad [30]$$

Donde, $Q(t)_{obs}$ es el caudal observado en el tiempo t
 $Q(t)_{sim}$ es el caudal simulado en el tiempo t
 \bar{Q}_{obs} es el caudal medio observado
 \bar{Q}_{sim} el caudal medio simulado
 N es el número de datos

Para el modelo a nivel diario, se verificó el comportamiento entre la curva de duración de los caudales históricos y simulados, conservando el área bajo la curva y ajustando al máximo el comportamiento de ambas. Debido a que el modelo se aplica a escalas mensual y diaria, se hace necesario realizar una calibración en cada una de estas escalas, de esta manera se puede determinar la consistencia de los parámetros y cómo son afectados por el cambio de escala temporal.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos relevantes de las cuencas definidas en la zona de estudio se presentan en la Tabla 1.-Tabla 1. A continuación se muestra los resultados de la calibración del modelo a escala mensual y diaria para las cuencas dentro de la zona de estudio en las Tablas 2 y 3, respectivamente; en la Figura 4 y en la Figura 5, Figura 5.-se presentan las series graficas para las cuencas con longitud de registro más largas a escala diaria y mensual respectivamente, donde además, están la dispersión de los datos para el caso mensual y la curva de duración para el caso diario.

Tabla 1.- Cuencas definidas dentro de la zona de estudio. (AMVA, 2004)

Estación	Área cuenca [km ²]	Long. calibración [años]	Entidad encargada	Estaciones de precipitación asociadas
RMS-11 La Salada	43,77	6	EPM	2701036 Caldas 2701038 San Antonio 2701093 Ayurá
RM-16 Caldas	101,00	5	EPM	2701036 Caldas 2701038 San Antonio 2701093 Ayurá
RMS-17 Ancón Sur	121,93	15	EPM	2701036 Caldas 2701038 San Antonio 2701093 Ayurá 2701526 La Salada
RMS-20 Ancón Norte	738,49	8	EPM	2701037 Caldas 2701038 San Antonio

Estación	Área cuenca [km ²]	Long. calibración [años]	Entidad encargada	Estaciones de precipitación asociadas
				2701047 M. Aguinaga 2701046 San Cristóbal 2701507 Aeropuerto 7101509 Tulio Ospina
Girardota	783,42	8	EPM	2701093 Ayurá 2701038 San Antonio 2701047 M. Aguinaga 2701047 Girardota 2701507 Aeropuerto 7101509 Tulio Ospina
RMS-13 Hatillo	862,80	10	EPM	2701093 Ayurá 2701038 San Antonio 2701047 M. Aguinaga 2701047 Girardota 2701507 Aeropuerto 7101509 Tulio Ospina
RMS-14 Yarumito	1009,10	10	EPM	2701505 Hda. El Progreso 2701038 San Antonio 2701047 M. Aguinaga 2701047 Girardota 2701507 Aeropuerto 7101509 Tulio Ospina

Tabla 2.- Resultados calibración a escala mensual.

Estación	S _{max} [mm]	a ₁	a ₂	d	Balance [%]	Nash original [%]	Nash modificado [%]	RMSE [m ³ /s]
RMS-11 La Salada	500							
RM-16 Caldas	500							
RMS-17 Ancón Sur	500							
RMS-20 Ancón Norte	500							
Girardota	500							
RMS-13 Hatillo	500							
RMS-14 Yarumito	500							

A escala mensual se puede observar que los parámetros se encuentran muy acotados, la eficiencia en la retención a_1 sólo varía entre 0,4639 y 0,5317, la eficiencia en la evapotranspiración a_2 varía entre 0,4388 y 0,5536 y la constante de recesión d estuvo entre 0,1386 y 0,9701, siendo éste último el parámetro que más varió teniendo en cuenta los valores de referencia encontrados por Zhang et al. Si entendemos a_1 y a_2 como porcentajes, la variación es de 6,8 y 11,5 puntos porcentuales, respectivamente. Los criterios de eficiencia fueron superiores al 70% para la mayoría de las cuencas, mientras que el error de balance y el error cuadrático medio (RMSE) fueron menores a 2,2 % y 6,54 m³/s.

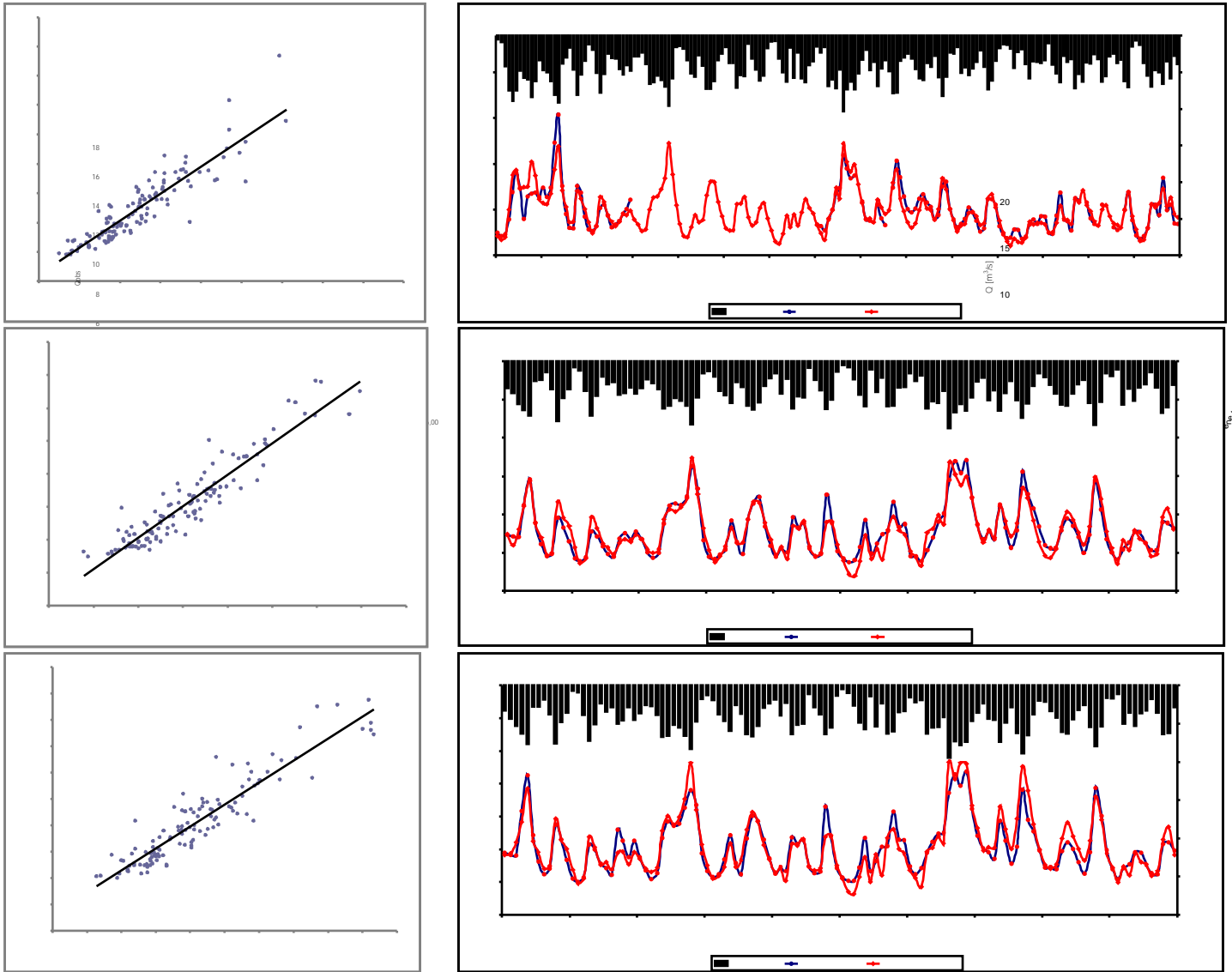


Figura 4.- Dispersión de los caudales observados y simulados (izquierda) y ajuste gráfico de las series (derecha) para las estaciones RMS-17 Ancón Sur, RMS-13 El Hatillo y RMS-14 Yarumito, a escala mensual.

Tabla 3.- Resultados calibración a escala diaria.

Estación	Smax [mm]	a_1	a_2	d	Balance [%]	Nash original [%]	Nash modificado [%]	RMSE [m ³ /s]
RMS-11 La Salada	500	0,4516	0,4079	0,0391	3,50	44,36	48,38	0,76
RM-16 Caldas	500	0,4683	0,342	0,0314	0,94	53,84	55,49	2,12
RMS-17 Ancón Sur	500	0,4539	0,3941	0,0250	5,49	52,77	56,35	1,89
RMS-20 Ancón Norte	500	0,4227	0,4532	0,0100	0,99	28,61	32,16	10,86
Girardota	500	0,3734	0,4256	0,0120	3,20	40,44	43,73	12,13
RMS-13 Hatillo	500	0,4359	0,3822	0,0228	3,69	33,91	39,63	15,01
RMS-14 Yarumito	500	0,4204	0,4053	0,0204	4,67	31,16	35,59	18,20

A escala diaria, se observa una disminución en los parámetros del modelo, la eficiencia en la retención a_1 varió entre 0,3734 y 0,4683, la eficiencia en la evapotranspiración a_2 varió entre 0,3420 y 0,4532 y la constante de recesión d estuvo entre 0,0100 y 0,0391, presentándose todos ellos dentro de rangos relativamente estrechos, los criterios de eficiencia de Nash son menores estando entre 28,6 y 53,8% para Nash original y entre 32,2 y 56,4% para Nash modificado, de igual modo el error

de balance y el error cuadrático medio RMSE fueron mayores a los mensuales siendo inferiores a 5,49% y 18,20 m³/s, respectivamente.

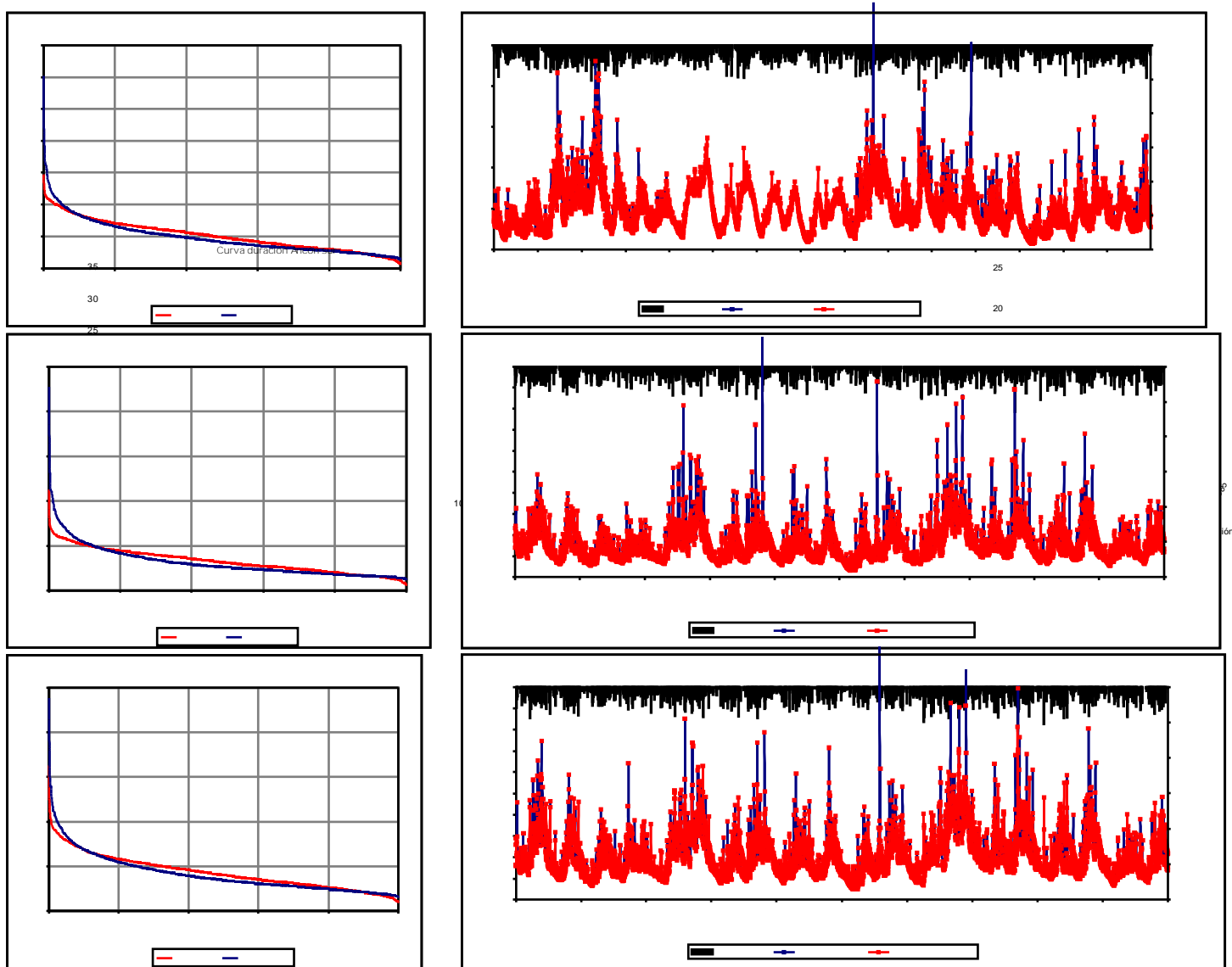
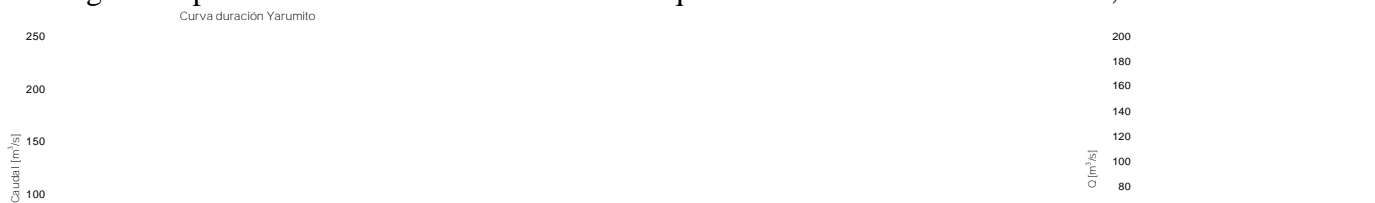


Figura 5.- Curvas de duración de los caudales observados y simulados (izquierda) y ajuste gráfico de las series (derecha) para las estaciones RMA-17 Ancón Sur, RMS-13 El Hatillo y RMS-14 Yarumito, a escala diaria.

De la Figura 5, se puede observar que la simulación de los caudales no es muy acertada, a pesar de tener criterios de eficiencia relativamente altos (para la escala y cantidad de datos trabajados), se observa que el modelo es capaz de captar las tendencias en la serie, respondiendo de manera efectiva a los picos y valles en la precipitación, y simulando relativamente bien los periodos más secos y mostrando una buena respuesta a la precipitación, sin embargo, se puede observar la existencia de un rezago entre el hidrograma histórico y el simulado, observándose que en la histórica el tiempo al pico es menor, igual que el tiempo de descarga. Este resultado sugiere que la manera en que el modelo libera el caudal base no es la adecuada, la constante de recesión d es la que maneja este aspecto, es quizá allí donde el modelo a escala diaria falla.

Se puede observar además, que las curvas de duración no se ajustan de manera adecuada, dando a entender que los caudales medios son sobreestimados por el modelo y que subestima los máximos, sugieren también que el modelo se adapta mejor a la simulación de los caudales mínimos, sin embargo esto puede deberse a la alta variabilidad que tiene los caudales observados, los cuales el



modelo no puede reproducir, como consecuencia, los caudales medios simulados tienden a ser mayores buscando que la media general de la serie sea similar a la observada.

Una de las razones por las que el desempeño del modelo a escala diaria no es tan bueno puede ser que gran parte de la zona es urbana, y esto afecta la cantidad de agua que es retenida en la cuenca, y la manera en que es liberada. La respuesta hidrológica de este tipo de cuencas es muy grande, lo que se refleja en una alta variabilidad en los caudales, que no puede ser reproducida por el modelo.

Otro problema que se encuentra en la implementación de los modelo a escala diaria es la representación espacial de la precipitación sobre la cuenca.

Finalmente, otro aspecto de los resultados obtenidos, que es necesario analizar, es el valor encontrado para la capacidad máxima de almacenamiento S_{max} , tanto a nivel diario como mensual, para todas las cuencas, los modelos alcanzaron el valor máximo sugerido para este parámetro por Zhang et al, los criterios de eficiencia parecían mejorar conforme se aumentaba este parámetro, sin embargo una de las ventajas de este modelo es que los 4 parámetros tienen sentido físico, y entendiendo a este parámetro como el máximo almacenamiento subsuperficial en el suelo de la cuenca, no tiene mucho sentido un valor superior a este límite dado. Sin embargo, queda abierta la discusión acerca del límite superior de este parámetro, que seguramente podrá resolverse conforme se realice la aplicación del modelo en otras cuencas, con características climáticas y geomorfológicas diferentes.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El mayor beneficio del modelo propuesto por Zhang et al es que solo tiene 4 parámetros, lo que hace que su calibración sea mas simple, dado que cada uno de los parámetros controla una característica específica en los caudales simulados (a_{ψ} caudales máximos, a_{ϕ} caudales mínimos y d amplitud de la serie), además todos poseen sentido físico, por lo que podrían ser regionalizables en el caso que se requiera hidrología con información escasa.

Los resultados obtenidos mediante el modelo diario y mensual de Zhang et al representan el comportamiento hidrológico de las series históricas en la zona de estudio, considerándose aptos para la reconstrucción de las series de caudal y para la simulación de series en cuencas con similitud hidrológica a las calibradas.

La aplicación del modelo a la cuenca del río Aburrá permite concluir que el modelo sí es aplicable a la región Colombiana, se encontró además, que el desempeño del modelo a escala mensual es significativamente superior que a escala diaria, entre otros factores la longitud de registro y la variabilidad de los caudales (pues la respuesta hidrológica es muy grande, dado que la cuenca es en buena parte urbana), son determinantes en este aspecto.

A escala diaria el modelo captura de manera satisfactoria el régimen de la precipitación, lo que hace pensar que el problema a esta escala puede estar en la manera que se estima la entrada de la precipitación y se modela la liberación del flujo base, en los ajustes gráficos se puede ver que la respuesta es más lenta en las simulaciones.

Los parámetros del modelo varían dentro de rangos relativamente estrechos, esto se debe a la similitud hidrológica existente entre las subcuencas, este es un claro indicativo de la capacidad de los parámetros de ser regionalizados y la coherencia espacial del modelo. Además el cambio de escala temporal no pareció afectar de manera significativa la mayoría de los parámetros, solamente la constante de recesión d mostró un cambio realmente significativo con el cambio de escala, sin

embargo la variación de este parámetro con el cambio de escala es esperada, pues determina la amplitud general de la serie de esta manera se concluye que el modelo es temporalmente coherente.

La capacidad máxima de almacenamiento S_{max} alcanzó el valor máximo teórico propuesto por Zhang et al (500 mm) para todas las subcuencas, lo que confirma la coherencia espacial de los parámetros, sin embargo, la implementación del modelo en otras cuencas podrá determinar si dicho límite sigue siendo aplicable o se puede definir otro valor en cuencas Colombianas.

REFERENCIAS

- Budyko, M.I., (1958). "The Heat Balance of the Earth's Surface". US Department of Commerce, Washington, DC.
- Barco, O. J. Cuartas, A. (1998). "Estimación de la evaporación en Colombia". Trabajo dirigido de grado. Facultad de minas. Ingeniería Civil. Medellín. 136 p.
- Calder, I.R., (1997). "Water use by forests, limits and controls". *Tree Physiology*. 18 (1998), pp 625–631.
- Nash, J., Sutcliffe, J. (1970). "River flow forecasting through conceptual models. Part I-A discussion of principles". *Journal of Hydrology* 27, 282–290.
- Área Metropolitana del valle de Aburrá (AMVA), Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (UNAL), CORANTIOQUIA y CORNARE (2008). "Plan de ordenamiento y manejo de la cuenca del río Aburrá". Medellín. 238 p
- Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA), Universidad Nacional de Colombia sede Medellín (UNAL), Universidad de Antioquia (UDEA), Universidad Pontificia Bolivariana (UPB) y Universidad de Medellín (UDEM) (2004). "Diseño y puesta en marcha de la red de monitoreo ambiental en la cuenca hidrográfica del río Medellín en jurisdicción del área metropolitana, Componente hidráulica e hidrológica". Medellín. Área Metropolitana del Valle de Aburrá, convenio 366/2003.
- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., Shao, Q., (2008). Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework – Model development and testing. *Journal of Hydrology Res.* 360 (2008), pp 117-131.