



---

## Modelos de balance hídrico mensual en la cuenca hidrográfica del Amazonas en Perú: cuenca del río Ucayali

### Monthly water balance models in the Amazon drainage basin of Peru: Ucayali river basin

WALDO SVEN LAVADO CASIMIRO<sup>1,2\*</sup>, DAVID LABAT<sup>2</sup>, JEAN LOUP GUYOT<sup>3</sup>,  
SANDRA ARDOIN-BARDIN<sup>4</sup> & JUAN JULIO ORDOÑEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), Lima 11, Perú.

<sup>2</sup> LMTG (CNRS, IRD, Université de Toulouse OMP), Toulouse, France.

<sup>3</sup> LMTG (CNRS, IRD, Université de Toulouse, OMP), IRD, France Brasilia, DF, Brazil.

<sup>4</sup> IRD, UMR 5569 HydroSciences Montpellier (CNRS, IRD, Université de Montpellier), Montpellier, France.

\* [wlavado@senamhi.gob.pe](mailto:wlavado@senamhi.gob.pe)

---

#### RESUMEN

La cuenca Amazónica peruana es el lugar donde nace el río Amazonas, y está caracterizada por presentar diferentes condiciones fisiográficas e hidroclimatológicas. Las variables componentes del ciclo hidrológico en esta zona son a la fecha desconocidas debido a las condiciones inaccesibles de la zona y por presentar regiones rurales incomunicadas.

Durante los últimos años se ha comenzado a recolectar información así como realizar mediciones de caudales (aforos) de los ríos Ucayali y Marañón. Estas mediciones y la recolección de información hidrometeorológica ha hecho posible desarrollar estudios específicos de balances hídricos y se ha intentado realizar modelos hidrológicos para el periodo 1978-1999.

En el presente trabajo se desarrollan modelos de balance hídrico de la cuenca del río Ucayali hasta la estación Requena a paso de tiempo mensual, tomando en consideración la distribución espacial de la cuenca en subcuencas. También se compara la capacidad de tres modelos conceptuales de balance hídrico (GR2M, ABCD y Vandewiele) para estimar los caudales del río Ucayali. Siguiendo el procedimiento clásico de calibración y validación de modelos hidrológicos, encontramos que estos modelos conceptuales se adaptan bien a nuestro contexto hidrológico (básicamente con limitada disponibilidad de datos) de nuestra zona de estudio representando satisfactoriamente los caudales del río Ucayali.

**Palabras claves:** Modelos hidrológicos conceptuales, cuenca amazónica, balance hídrico, río Ucayali, Perú.

#### ABSTRACT

The Peruvian Amazon basin where the Amazon River originates, is a region characterised by different physiographic and hydroclimatological conditions. The components of the hydrological cycle in this region remain largely unknown and have not yet been extensively studied mainly due to the inaccessible rural regions.

Since 2002, a data-collecting effort over the Ucayali and Marañón rivers coupled to several discharge measurement campaigns have made possible some specific analysis such as water balance study and a hydrological modelling approach for the period 1978-1999.

In the present work, the water balance model of the Ucayali river basin was developed on a monthly basis, considering the spatial distribution of the basin into sub-basins. We also compare the skills of the three conceptual water balance models (GR2M, ABCD and Vandewiele) to estimate the discharge of the Ucayali river. Via a classical calibration-validation procedure, we show that these conceptual models are well adapted to the hydrological context of our study area (basically with limited data availability) and they satisfactorily represent the discharge of the Ucayali river.

**Key words:** Conceptual hydrological models, Amazon basin, water balance, Ucayali River, Peru.

## INTRODUCCIÓN

La cuenca del Amazonas es la más grande del planeta, con un área de drenaje de 6 200 000 km<sup>2</sup> y un caudal anual promedio de 6300 km<sup>3</sup> de agua que vierte al océano Atlántico (Molinier et al. 1996, Marengo 2006). Emanuel & Ecurra (2000) mencionan que la cuenca del río Amazonas tiene casi el 99% del total de los recursos hídricos existentes en el territorio peruano y un estudio realizado por la UNESCO (2006) considera que la disponibilidad anual neta de agua en esta cuenca es de 2696 mm. La cuenca del río Ucayali cubre aproximadamente el 6% del total de la cuenca del Amazonas y el 27% del territorio peruano (Figura 1). Esta cuenca se caracteriza por presentar grandes variaciones altitudinales de 45 hasta 6306 msnm.

Estudios preliminares acerca de las características hidrometeorológicas en esta zona (Gentry & López Parodi 1980) muestran tendencias negativas en las precipitaciones con referencia a los períodos 1961-1969 y 1970-1978 en la estación Pucallpa (Figura 1). Sin embargo, Rocha et al. (1989) han encontrado tendencias positivas significativas de precipitaciones durante el período 1957-1981 en la misma estación. Estudios recientes han demostrado que los caudales y la precipitación muestran una tendencia decreciente en el período 1970-1997 (Espinoza et al. 2006). Es así que hasta la estación de Tamshiyacu (4°S y 73,16°W) los caudales muestran una tendencia negativa de -0,81% por año, en tanto que las precipitaciones muestran una tendencia a disminuir en -0,83% para el mismo periodo de análisis.

Los modelos de balance hídrico para la cuenca amazónica son más utilizados a macro escala abarcando toda la cuenca (por ejemplo, Russell & Miller 1990, Miller et al. 1994, Marengo et al. 1994, Nijssen et al. 1997, 2001, Beighley et al. 2009) y confrontan el problema de la subestimación sistemática de las precipitaciones y los caudales, debido a la falta de disponibilidad de la información pluviométrica en la cuenca amazónica. En el Perú, existen algunos artículos sobre las características hidrológicas de la cuenca amazónica peruana, pero hay pocas referencias sobre el desarrollo de modelos hidrológicos. A nuestro entender, sólo dos estudios tratan este tema. El primero fue desarrollado en el estudio Hidrológico-meteorológico en la cuenca del Pacífico de Perú para evaluar y predecir los fenómenos "El Niño" para la prevención y mitigación de desastres BCEOM (1999), en que se realiza el modelamiento con el modelo hidrológico francés "Genie Rural "(GR, Edijatno et al. 1999) realizado para varias cuencas del océano Pacífico; el segundo estudio fue desarrollado por Ordoñez (2001) en la subcuenca del área de estudio (Pachitea) y utilizó el IPH-MEN (Tucci 1998).

Las mediciones de las variables hidroclimatológicas en la cuenca del Amazonas son administradas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú ([www.senamhi.gob.pe](http://www.senamhi.gob.pe)). La mayor parte de la información está relacionada con las variables climáticas (precipitación, temperatura, etc.) sin contar con medidas de caudales, especialmente de los ríos más grandes de la amazonia peruana. A partir del año 2001, el Programa HYBAM (Convenio IRD/SENAMHI/UNALM, [www.mpl.ird.fr/hybam](http://www.mpl.ird.fr/hybam)) realiza campañas de medición de caudales de los ríos amazónicos más grandes del territorio peruano, Yerrén et al. (2004).

Después de cuatro años, el programa tiene una base de datos consistente que permite, por primera vez, estimar la cantidad de agua que fluye por los ríos amazónicos peruanos. Para ello se ha desarrollado un modelo hidrológico simple de la cuenca del Ucayali, basado en el balance hídrico mensual del suelo a partir de modelos conceptuales de reservorios.

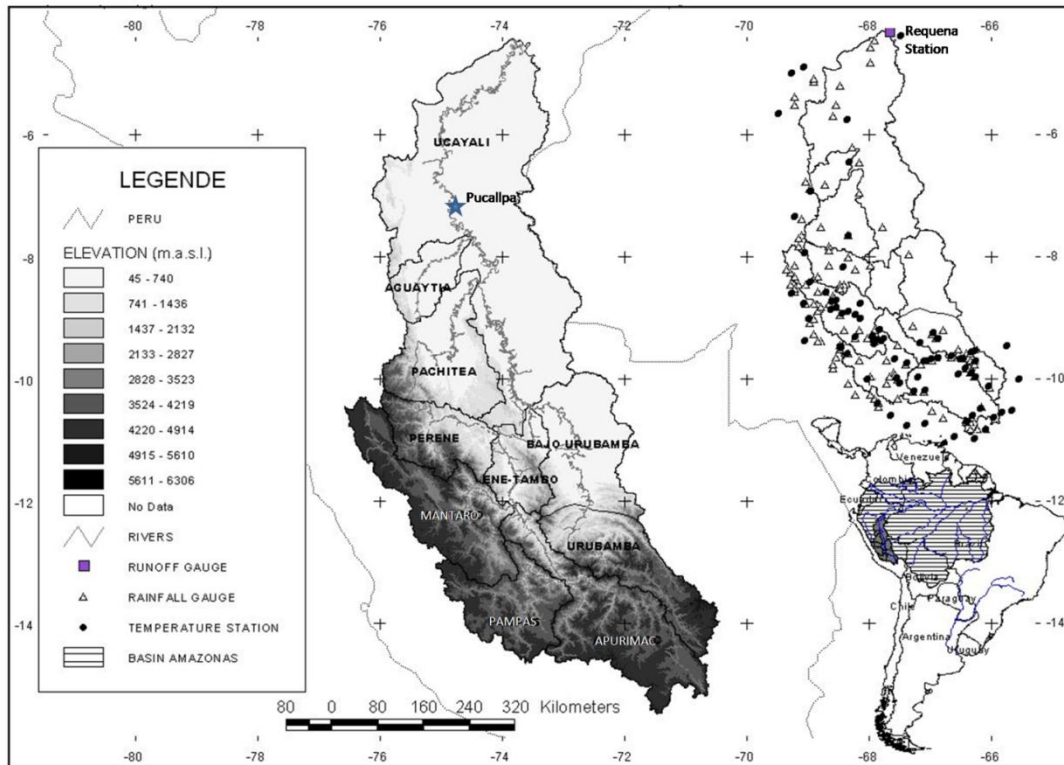
## DISPONIBILIDAD DE DATOS

### Cuenca del río Ucayali

La cuenca del río Ucayali (CrU) se encuentra en la parte central y oriental del territorio peruano, entre las coordenadas 4,40°-15,64°S y 70,65°-76,80°W. Tiene una superficie de 354 341 km<sup>2</sup>. El Ucayali es un río principal que corre de sur a norte, atravesando durante su recorrido 1452 km (Figura 1 y Tabla 1).

Para entender mejor la hidrografía y las características hidroclimatológicas de la cuenca del río Ucayali se hizo una subdivisión en 10 subcuencas. Esta subdivisión en subcuencas se realizó tomando como referencia la estación hidrológica de Requena (Figura 1) por ser la única estación que cuenta con mediciones de caudal, y en función del modelo de elevación digital (DEM) proporcionado por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) a través de la Misión de Radar Topográfico del Transbordador Espacial (SRTM por sus siglas en inglés)

([www2.jpl.nasa.gov/srtm](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm)). Una descripción detallada del SRTM es dada por Farr et al. (2007). En base a este DEM se subdividieron las superficies de las subcuencas. La validación se llevó sobre la base de los mapas de la cuenca del Perú (elaborados por el Instituto de Recursos Naturales del Perú (INRENA) (hoy Autoridad Nacional del Agua (ANA), así como en función de los mapas de la cuenca generados por Mialocq et al. (2005).



**Fig. 1.** Localización del área de estudio, elevaciones, subcuencas e información utilizada.

Tanto la información de precipitación como la de evapotranspiración (SENAMHI PERÚ) fueron interpoladas en cada una de las subcuencas, con el método de Kriging (Oliver & Webster 1990). El algoritmo descrito por Deutch & Journel (1992) e incluido en el módulo espacial del software Hydraccess desarrollado por Vauchel (2005) se utiliza para lograr esta interpolación espacial. Este método consiste en el establecimiento de un variograma para cada punto del espacio. Este variograma evalúa la influencia de las 16 estaciones más cercanas de acuerdo a la distancia. El método de Kriging es el único que toma en consideración un posible gradiente de datos espaciales que es muy importante en una región montañosa.

### La Precipitación

Los datos de precipitación (1969-1999) fueron digitalizados a partir de la base de datos del SENAMHI PERÚ, recolectados por el programa HYBAM y preliminarmente investigados por Espinoza Villar et al. (2009). Esta base de datos se ha completado con los datos de algunas estaciones, recogida por la UNESCO (2006) para el mismo periodo. En total se utilizaron 135 estaciones, el mayor número de ellas están ubicadas en las regiones altas (Figura 1). Toda la información de precipitación fue sometida al método del vector regional (MVR) (Hiez 1977; Brunet Moret 1979) para analizar la calidad de los datos; los datos que presentaron variabilidad interanual similar al de la CrU han sido considerados de buena calidad. La Figura 2a muestra la precipitación media multianual en la CrU y se observa que no está directamente relacionada con la altitud. Así, estimamos que la precipitación media anual de la cuenca es de 1477 mm y la precipitación para cada una de las subcuencas se resume en la Tabla 1. En las subcuencas del Pachitea y Aguaytía hay una mayor precipitación media anual que en las otras subcuencas.

### Evapotranspiración

Se usó información de temperatura del aire media de 69 estaciones, para calcular la evapotranspiración mensual (Figura 1). Esta información proviene de SENAMHI PERÚ y los datos de la UNESCO (2006). El modelo de Thornthwaite se utilizó para estimar la evapotranspiración (Thornthwaite 1948) ya que éste modelo solo requiere información de la temperatura media mensual. La Figura 2b muestra la interpolación de la evapotranspiración multianual en la CrU. Se observa una relación indirecta con la altitud (más altitud menos evapotranspiración). Esta estimación se ha desarrollado para cada subcuenca (Tabla 1). También se puede observar que la evapotranspiración media anual en toda la cuenca es 998 mm, además las subcuencas del Ucayali y Aguaytía se caracterizan por una mayor evapotranspiración anual que en las otras subcuencas.

**Tabla 1.** Características de la cuenca y subcuencas del río Ucayali. Lluvia y Evapotranspiración: Promedio anual (1970-1999)

Subcuencas	Área (km <sup>2</sup> )	Longitud río (km)	Lluvia (mm.año <sup>-1</sup> )	Evapotranspiración (mm.año <sup>-1</sup> )
Urubamba	29283	354	1028	844
Bajo Urubamba	31424	267	1921	1206
Apurímac	42934	501	746	640
Pampas	24048	367	757	613
Mantaro	35545	577	721	637
Perené	19035	240	1130	844
Ene-Tambo	14159	268	1222	821
Pachitea	29592	287	2413	1270
Aguaytía	11622	199	2940	1498
Ucayali	116699	808	1889	1606
Total	354341	1452	1477	998

### Suelos

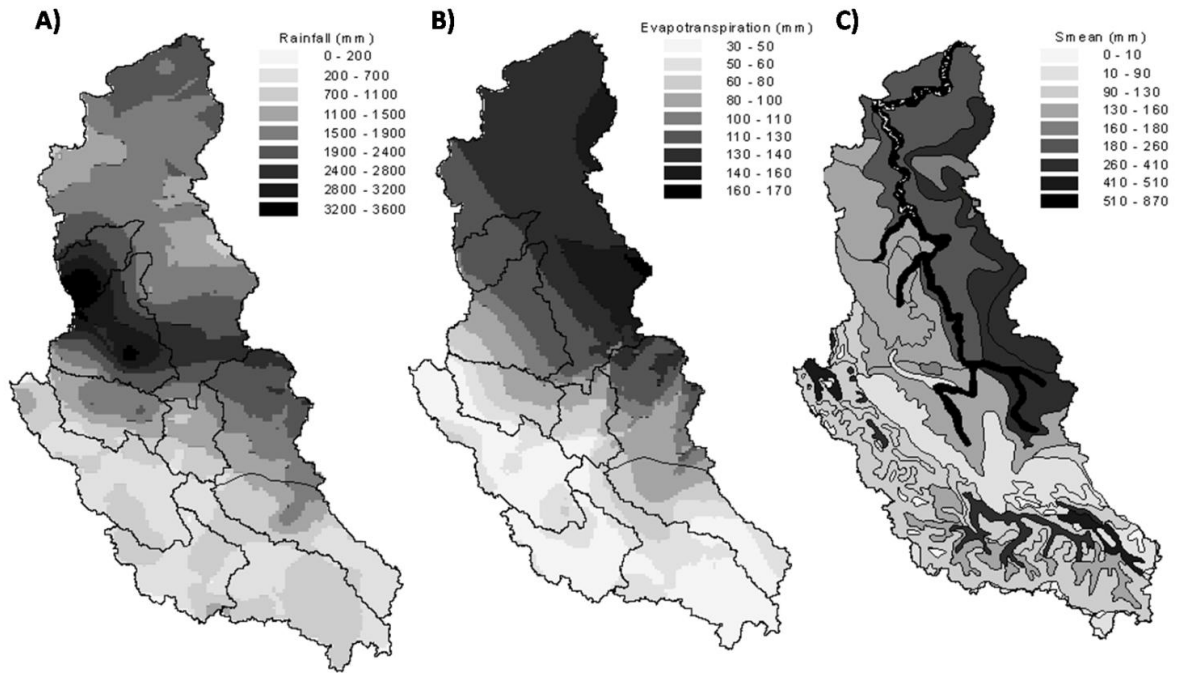
Con el fin de estimar la capacidad de retención de agua de los suelos se utilizó la metodología descrita por Ardoin-Bardin (2004) y Dieulin et al. (2006) que se basa en los datos del Mapa Digital de Suelos del Mundo (FAO/UNESCO 1981). La FAO define las unidades de suelo dependiendo de la profundidad y textura de los horizontes, que se agrupan en clases de acuerdo a la capacidad de retención de agua.

La capacidad de retención de agua depende principalmente de las características granulométricas de los suelos y en la profundidad de las raíces. El método desarrollado por la FAO para calcular la capacidad de retención de agua se basa en la profundidad de enraizamiento, la cobertura vegetal y de los límites de succión estándar (punto de marchitez permanente y capacidad de campo). Para cada tipo de suelo hemos evaluado la capacidad de retención de agua, usando tres valores: mínimo, máximo y la media aritmética de los límites de los tipos de suelo considerados. La FAO no da ninguna información sobre el valor de la capacidad que se da al suelo del tipo humedales. Con el propósito de mantener cierta homogeneidad con los estudios previos (Dray 2001, Ouedraogo 2001) al suelo del tipo humedal se le dio el valor de 1000 mm de capacidad de retención de agua. La Figura 2c muestra los valores de capacidad media de retención de agua en el suelo (Smean) en la CrU; se observa en promedio mayores valores en las regiones bajas y en el curso de los ríos, mientras que en el altiplano los valores son menores. Los valores de Smean se presentan en la Tabla 2 y los valores ponderados de Smean también se calcularon para cada subcuenca (Tabla 3).

### Caudales

El río Amazonas en la estación de Obidos en Brasil (1,93°S y 55,50°W a 800 km del océano Atlántico) tiene un caudal medio de 209 000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Molinier et al. 1996), y en la estación de Tamshiyacu en Perú (726 400 km<sup>2</sup>) tiene un caudal promedio de 27 500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Espinoza et al. 2006). El caudal medio multianual en la estación de Requena (río Ucayali) es 11 260 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> que es el 41% del caudal que va al río Amazonas (estación Tamshiyacu cerca a Iquitos). Para el presente

estudio los caudales se obtienen en milímetros, utilizando como referencia la superficie total la CrU hasta la estación Requena nuestra única estación hidrométrica (Figura 1).



**Fig. 2.** A) Lluvia promedio multianual (mm) para el período 1969-1999, B) Evapotranspiración multianual (mm) para el período 1969-1999 y C) Capacidad media de retención de agua del suelo (Smean) sobre la cuenca del río Ucayali hasta la estación hidrológica de Requena.

**Tabla 2.** Distribución de los valores de capacidad de retención de agua del suelo (S) en mm.

Clase	Smín.	Smean	Smáx.
A	200	250	300
B	150	175	200
C	100	125	150
D	60	80	100
E	20	40	60
F	0	10	20
W(Humedales)	1000	1000	1000

Smín.: Capacidad de retención de agua del suelo mínima; Smean: Capacidad de retención de agua del suelo promedio; Smáx.: Capacidad de retención de agua del suelo máxima. (FAO/UNESCO 1981)

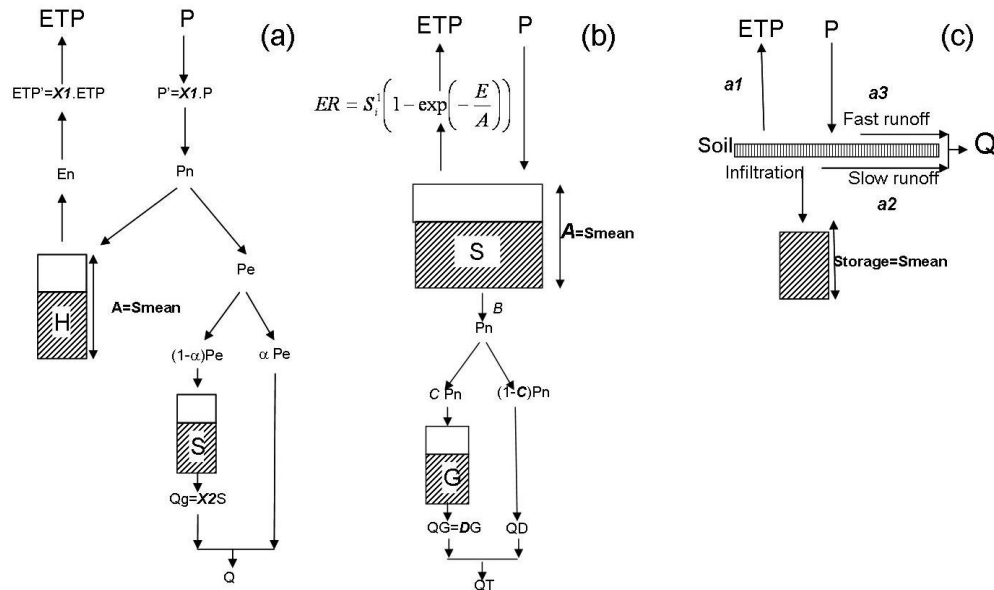
**Tabla 3.** Valores de Capacidad de retención de agua del suelo (S) en mm, en las subcuencas del río Ucayali.

Subcuencas	Smín.	Smean	Smáx.
Bajo Urubamba	392,4	404,8	417,1
Urubamba	286,2	300,3	314,3
Apurímac	388,4	401,1	413,8
Pampas	376,4	389,0	401,6
Mantaro	390,5	403,4	416,3
Perené	347,9	361,5	375,2
Ene-Tambo	352,5	365,0	377,5
Pachitea	240,5	256,0	271,5
Aguaytía	197,5	213,2	228,9
Ucayali	144,2	161,2	178,3
Total	243,8	258,8	273,8

**MODELOS DE BALANCE HÍDRICO MENSUAL**

**Modelo GR2M**

La versión del modelo GR2M (Niel et al. 2003) se basa en las versiones de Edijatno & Michel (1989) y Kabouya (1990) y revisadas por Makhlof & Michel (1994). El tanque  $H$  se caracteriza por una capacidad máxima  $A$  (Smean) que ejecuta la simulación del caudal mensual sobre la base de datos de precipitaciones mensuales y las tasas de evapotranspiración en la cuenca. El patrón de concepto del modelo se muestra en la Figura 2a donde los parámetros del modelo se indican como  $X1$ ,  $X2$  y  $\alpha$ . Los parámetros del modelo GR2M se describen de la siguiente manera (Niel et al. 2003): el parámetro  $X1$  se ajusta a fin de multiplicar en la misma proporción las precipitaciones y las tasas de evapotranspiración que van de 0 a 1; el parámetro  $\alpha$  multiplicado por la precipitación efectiva ( $Pe$ ) corresponden al flujo directo; mientras que el flujo de caudal en el tanque de drenaje por gravedad es definido por  $Pe (1 - \alpha)$ ; por último el caudal del segundo tanque se define a través de un parámetro  $X2$  que varía de 0 a 1.



**Fig. 3.** Esquema de los modelos hidrológicos conceptuales usados en este estudio: a) GR2M con los parámetros a optimizar  $X1$ ,  $\alpha$  y  $X2$ , b) ABCD con los parámetros a optimizar  $B$ ,  $C$  y  $D$  y c) Vandewiele con los parámetros a optimizar:  $a1$ ,  $a2$  y  $a3$ .

**Modelo ABCD**

El modelo ABCD (desarrollado por Thomas (1981) es un modelo de cuatro parámetros (Figura 2b), tiene una estructura similar al de GR2M y solo cambia la ecuación de la evapotranspiración real. Este modelo se articula alrededor de dos embalses: un depósito de suelo de capacidad máxima  $A$  (Smean) y un depósito de drenaje lineal  $G$ , que se caracteriza por el parámetro  $D$ .

**Modelo Vandewiele**

Este modelo ha sido explicado por Vandewiele et al. (1992), Xu (1992), Xu & Vandewiele (1994), Xu (1997), entre otros. La evapotranspiración real se calcula de acuerdo con Xu (1997) como sigue:

$$Et_t = \min(ETP_t(1 - a_1 \frac{W_t}{EPT_t}), W_t) \tag{1}$$

donde:  $a_1$  es el primer parámetro y toma valores entre 0 y 1. La escorrentía mensual se distingue entre escorrentía lenta ( $Q_s$ )  $Q_s = a_2(Sm_{t-1})^{b_1}$ , donde: los parámetros  $a_2$  y  $b_1$  son positivos. Rainfall  $P_t$  causa una rápida escorrentía  $Q_f$  en función de los parámetros  $a_3$  y  $b_2$ , que la reduce el nivel  $P_n$ :

$$P_n = P_t - ETP_t(1 - \exp(-\frac{P_t}{ETP_t})) \tag{2}$$

$Q_f = a_3(Sm_{t-1})^{b_2} P_n$ , donde:  $a_3$  y  $b_2$  son positivos. La escorrentía mensual  $Q$  fuera de la cuenca es la suma de ambos tipos de escorrentía:  $Q = Q_s + Q_f$ .

### CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

En esta sección se describen los procedimientos de calibración y validación. Después de probar diferentes subdivisiones de la serie de caudales para realizar estos pasos, nosotros elegimos como periodos: enero 1978 a diciembre 1993 para la calibración y enero 1994 a diciembre 1999 para su validación.

Con el fin de utilizar los criterios de optimización se eligió la función objetiva propuesta por Perrin (2000) que es una modificación del coeficiente explicado por Nash y Sutcliffe (1970), en adelante en este artículo se le llamará NashP:

$$NashP = 100 \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_a^i} - \sqrt{Q_c^i})}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_o^i} - \sqrt{Q_m^i})} \right] \quad (3)$$

donde:  $Q_o^i$  es el caudal mensual observado;  $Q_c^i$  es el caudal mensual calculado,  $Q_m^i$  el caudal medio mensual observado e  $i$  es el mes.

El modelo es aceptable cuando el valor de NashP es cercano al 100%. Nash & Sutcliffe (1970) dicen que no hay nada preciso en el sentido de este criterio porque los grados de libertad del modelo son desconocidos. Sin embargo, se puede afirmar que un valor inferior al 60% no brinda una concordancia satisfactoria entre los hidrogramas observados y los que son simulados por el modelo (Niel et al. 2003).

Otro punto importante a tener en cuenta es el método utilizado para optimizar los modelos, y debido a la falta de datos de escorrentía para el río Ucayali (354 341 km<sup>2</sup>) se han utilizado dos enfoques de optimización desarrollados por Chennu (2005) a partir de todas las estaciones con información de precipitación y evapotranspiración como información entrante en los modelos de balance hídrico; sin embargo, nuestra modificación consistió en tomar como entrada la precipitación y la evapotranspiración en 10 subcuencas en la cuenca del Ucayali. El primer enfoque ("Enfoque Global") (Figura 4) muestra una subdivisión de los datos entrantes de precipitación (Pn) en función de cada subcuenca y ponderadas por una serie de factores  $\alpha$  parametrizados para optimizar el valor NashP en nuestros modelos. La precipitación total de entrada para toda la cuenca será:

$$PT = \alpha_1 P_1 + \alpha_2 P_2 + \dots + \alpha_n P_n \quad (4)$$

donde:  $n$  es igual al número de subcuencas (10). Para correr los modelos también se usó la evapotranspiración total (ET) y la capacidad total de retención de agua del suelo (Smean) ambos calculados para toda la cuenca.

La segunda aproximación ("Enfoque Semidistribuido") (Figura 5) muestra una subdivisión de la precipitación neta (Pn), la evapotranspiración (En) y la capacidad de retención de agua del suelo (Smean) para cada subcuenca. El modelo se corrió para cada subcuenca y el caudal total se obtuvo por la cantidad de cada caudal de la cuenca ponderado por  $\beta$  parametrizados para optimizar los valores de NashP en nuestros modelos:

$$QT = \beta_1 Q_1 + \beta_2 Q_2 + \dots + \beta_n Q_n \quad (5)$$

donde:  $n$  es el número de subcuencas (10).

Para ambos métodos tenemos los parámetros de los modelos GR2M, ABCD y Vandewiele (3 para cada uno) para toda la cuenca y los parámetros adicionales  $\alpha_s$  y  $\beta_s$  para cada subcuenca, es decir 13 parámetros para ambos casos. Con el fin de discriminar el mejor modelo en el procedimiento de calibración, también se calculó la raíz del error cuadrado medio (RMSE) y la desviación estándar de los residuos (res. SD.). RMSE se define como:

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_a^i - Q_c^i)^2} \quad (6)$$

Los parámetros de las subcuencas  $\alpha_s$  y  $\beta_s$  se describen en la Tabla 4 estos parámetros se relacionan con las características físicas y climatológicas que se muestran en las Tablas 1 y 3. Se observa la relación solo de los parámetros principales del modelo con las áreas de la subcuenca y

no con las demás variables. Además, algunos parámetros tienen valores cero que significa que no hay intervención de los parámetros de la subcuenca en ambos métodos.

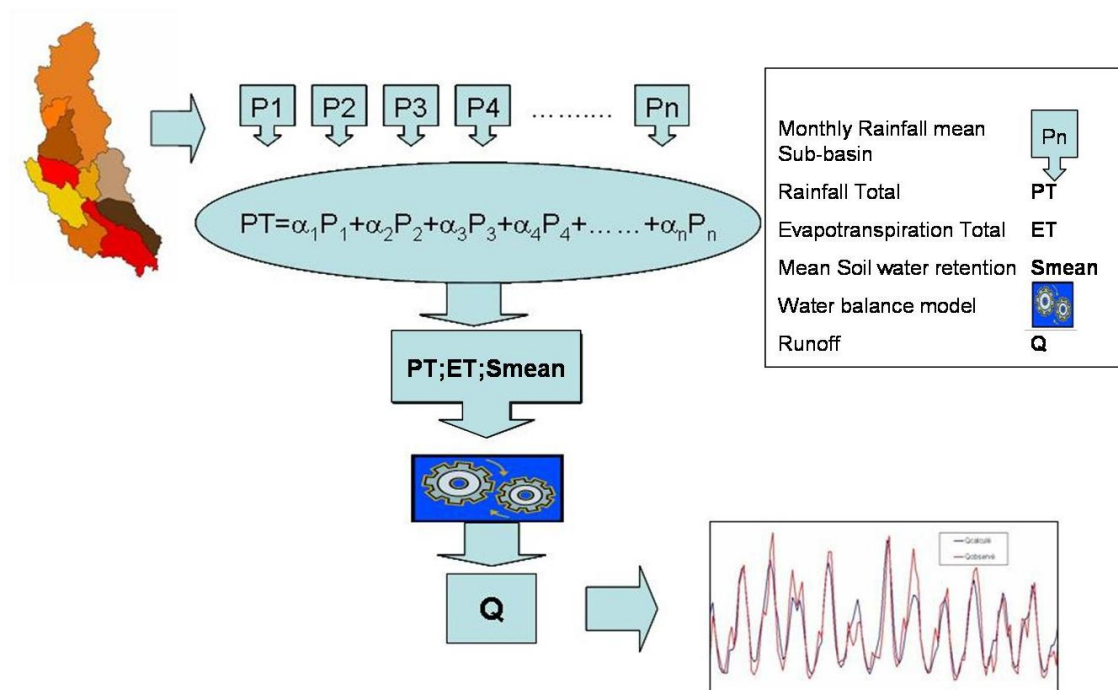


Fig. 4. “Enfoque Global” para los modelos de balance hídrico.  $\alpha$  son los parámetros adicionales en este enfoque.

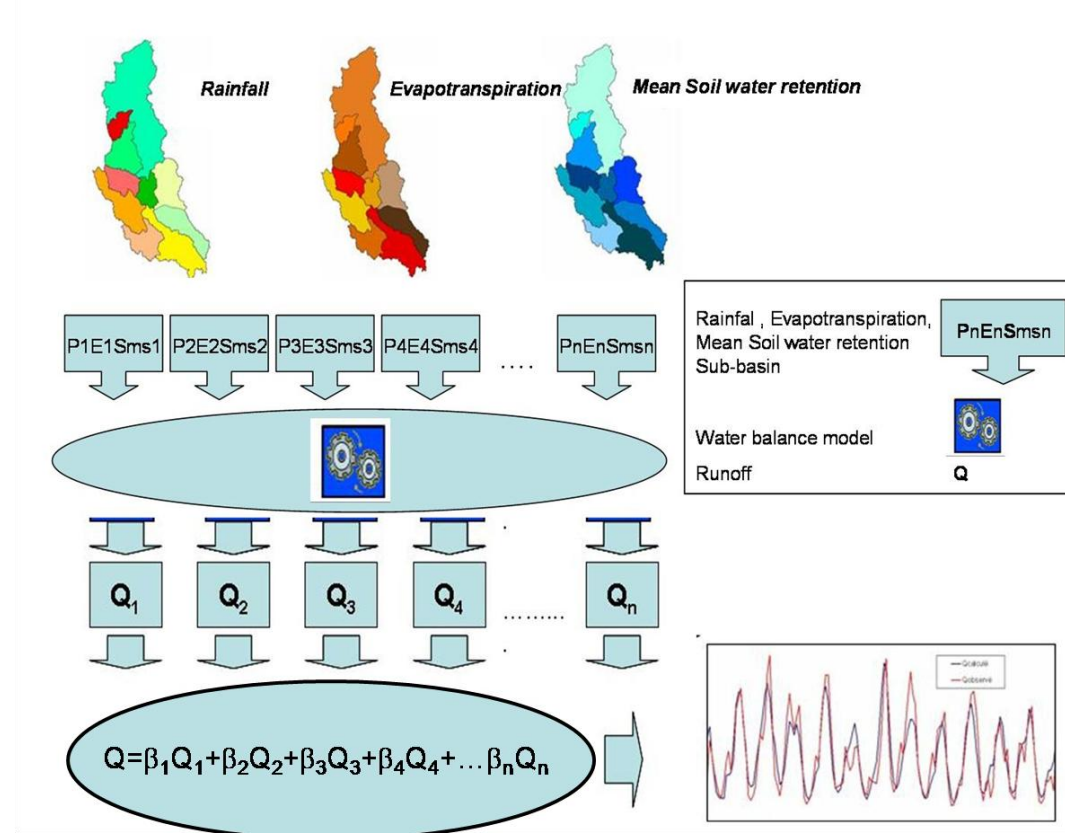


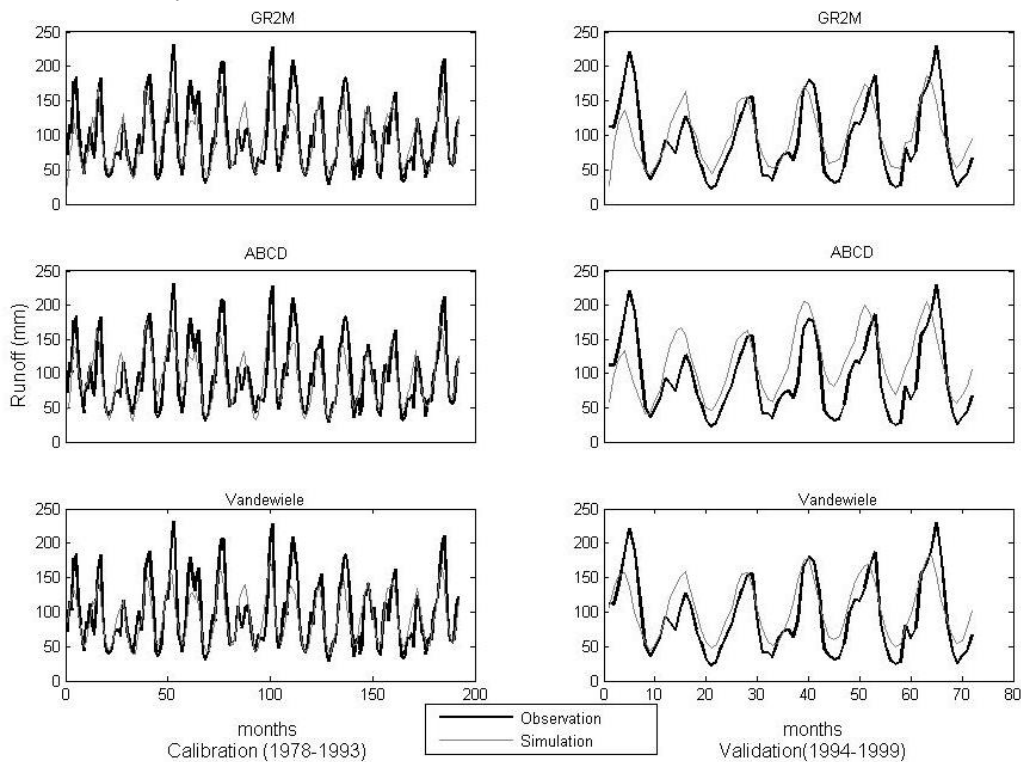
Fig. 5. “Enfoque Semidistribuido” para los modelos de balance hídrico.  $\beta$  son los parámetros adicionales en este enfoque.



**Tabla 4.** Parámetros de los modelos hidrológicos mensuales (para una mayor descripción ver las Figuras 3 y 4). En color gris están los valores de los parámetros con mayor porcentaje. El subíndice de los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  representan: 1) Bajo Urubamba, 2) Urubamba, 3) Apurímac, 4) Pampas, 5) Mantaro, 6) Perené, 7) Ene-Tambo, 8) Pachitea, 9) Aguaytía y 10) Ucayali.

	Enfoque Global			Enfoque Semidistribuido		
	GR2M	ABCD	Vandewiele	GR2M	ABCD	Vandewiele
$\alpha_1$	0,00	0,00	0,01	$\beta_1$	0,00	0,00
$\alpha_2$	0,04	0,00	0,11	$\beta_2$	0,15	0,00
$\alpha_3$	0,01	0,00	0,01	$\beta_3$	0,00	0,00
$\alpha_4$	0,01	0,00	0,01	$\beta_4$	0,06	0,00
$\alpha_5$	0,56	0,00	0,42	$\beta_5$	2,39	0,44
$\alpha_6$	0,01	0,52	0,01	$\beta_6$	0,32	0,83
$\alpha_7$	0,01	0,00	0,01	$\beta_7$	0,00	0,00
$\alpha_8$	0,00	0,00	0,00	$\beta_8$	0,00	0,00
$\alpha_9$	0,01	0,00	0,05	$\beta_9$	0,00	0,00
$\alpha_{10}$	0,26	0,94	0,27	$\beta_{10}$	1,43	1,68

Las Figuras 6 y 7 muestran los resultados obtenidos con los dos enfoques. Tomamos nota de la concordancia entre las series de escorrentía simuladas y las observadas, tanto en períodos de calibración y validación. La Tabla 5 proporciona los índices estadísticos mediante los cuales es posible determinar el modelo hidrológico más adecuado. El modelo Vandewiele parece ser el mejor, ya que tiene valores más altos de NashP y los menores valores de RMSE y los residuos de SD. Los modelos GR2M y ABCD presentan estadísticas similares. Las Figuras de 8a a 8c muestran el diagrama de dispersión y los resultados del análisis de regresión para los tres modelos utilizados en el análisis de calibración ("Método semidistribuido"). Los valores de  $R^2$  son más de 0,6 y el modelo de Vandewiele presenta los mayores valores de  $R^2$  (0,8). El hidrograma estacional de los tres modelos utilizados con el "método semidistribuido" se muestra en las Figuras 8d y 8e. El modelo Vandewiele presenta los mejores promedios estacionales calculados en los meses de crecida (abril y mayo) mientras tanto el modelo GR2M como el modelo ABCD no simulan los meses de crecida muy bien.



**Fig. 6.** Calibración y validación de acuerdo al "Enfoque Global".

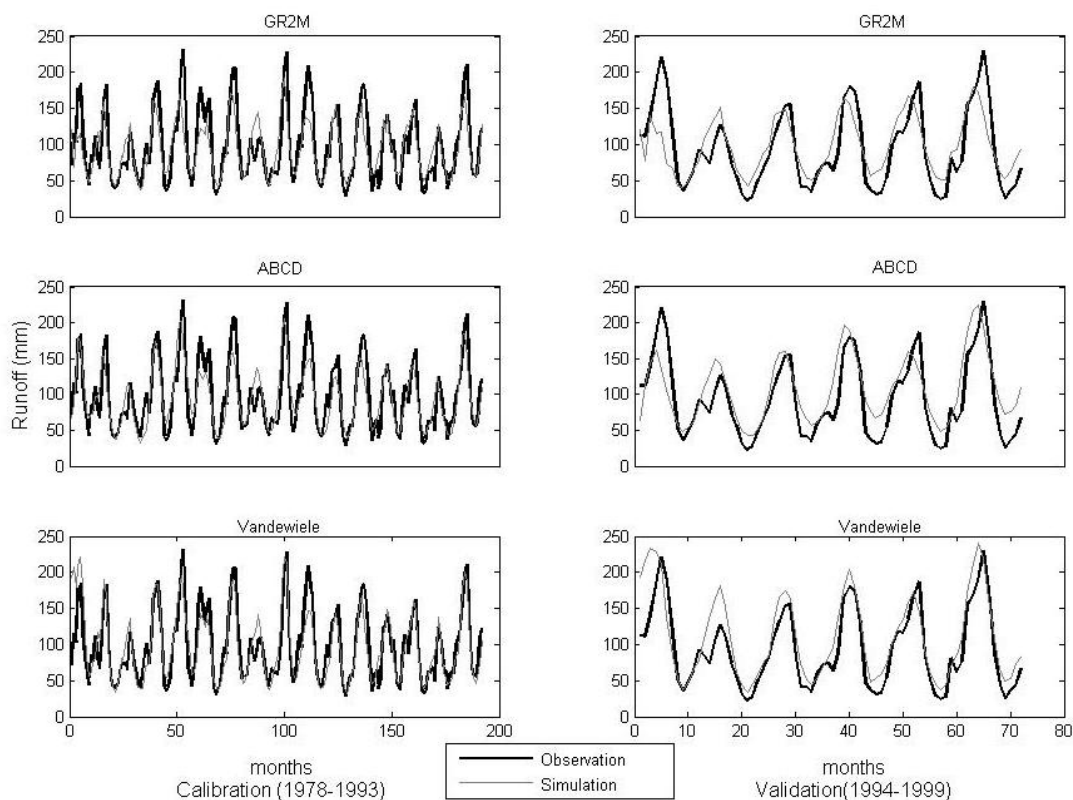


Fig. 7. Calibración y validación de acuerdo al “Enfoque Semidistribuido”.

Tabla 5. Comparación de los resultados de los tres modelos reproduciendo el caudal histórico en la cuenca del río Ucayali. (El mayor valor estadístico está en negrita).

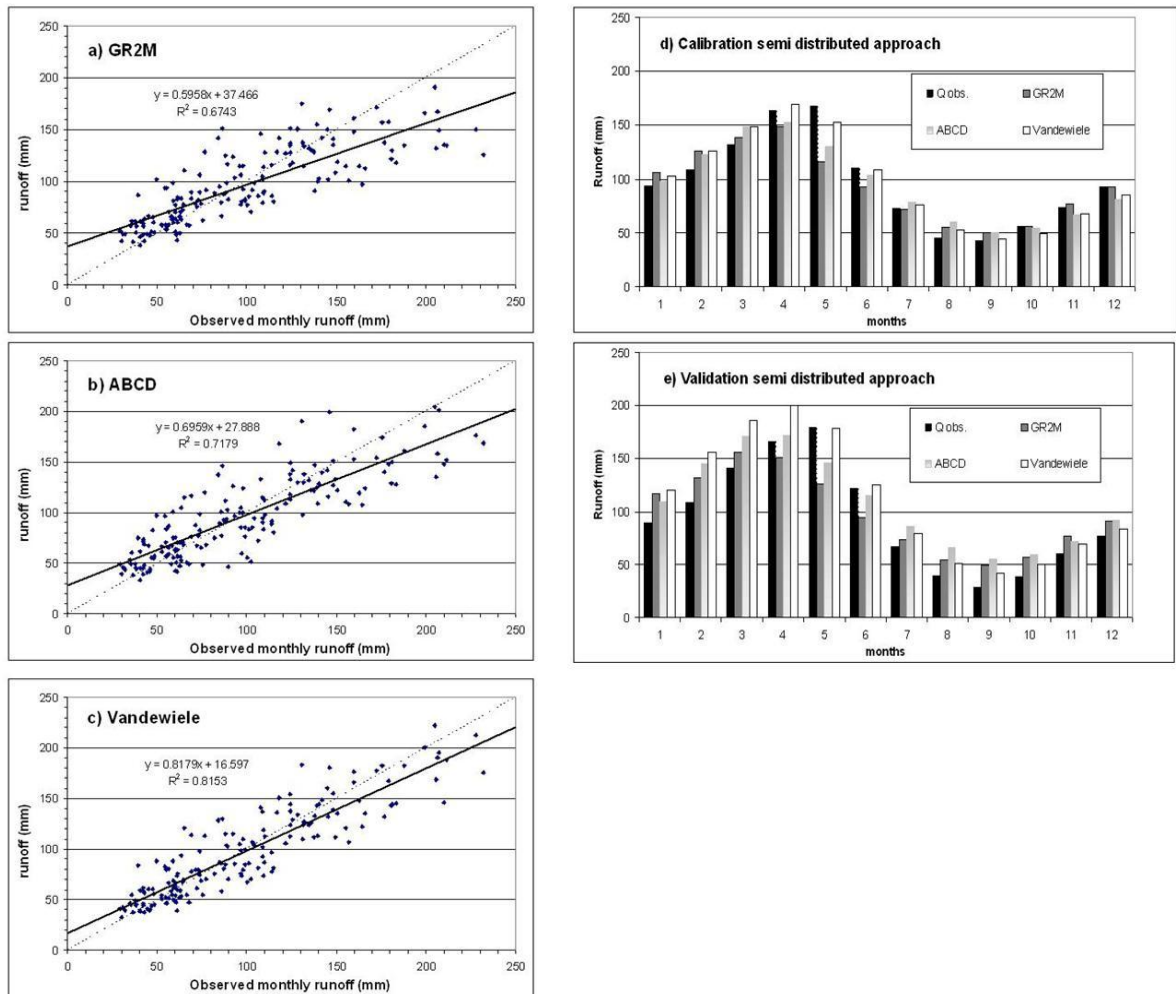
Calibración y Validación		Enfoque Global			Enfoque Semidistribuido		
		GR2M	ABCD	Vandewiele	GR2M	ABCD	Vandewiele
Calibración 1978-1993	NashP	70,4	67,8	<b>71,5</b>	70,1	72,4	<b>81,7</b>
	Qmean	96,2	95,2	94,6	94,8	94,8	95,9
	RMSE	2,1	2,2	2,0	2,1	2,0	<b>1,6</b>
	SD res.	28,3	29,4	27,4	28,4	26,2	21,1
Validación 1994-1999	NashP	56,9	30,1	65,2	62,3	60,8	<b>71,9</b>
	Qmean	89,0	104,7	121,9	99,2	108,9	104,8
	RMSE	4,0	5,7	<b>3,9</b>	3,9	4,1	<b>3,4</b>
	SD res.	27,2	29,9	25,0	27,3	23,7	18,9

Qmean: Caudal promedio (mm); RMSE: Raíz promedio del error cuadrático.  
SD res.: Desviación Estándar de los residuales.

### CONCLUSIONES

El presente trabajo es el primero de su clase porque incluye una gran parte de la cuenca del Amazonas en el territorio peruano. Gracias a las últimas misiones llevadas a cabo por el Proyecto HYBAM fue posible obtener los valores de caudales de las grandes cuencas del Amazonas como la del río Ucayali en la estación Requena. Esto, junto con la información analizada por el SENAMHI Perú y documentado recientemente por Espinoza Villar et al. (2009) y el último estudio realizado por la UNESCO (2006) nos ha permitido llevar a cabo este estudio.

La falta de datos de escorrentía en la subcuenca de la cuenca del río Ucayali (35 4341 km<sup>2</sup>) hizo que sea necesario utilizar los dos métodos de enfoques sabiendo que solo teníamos una estación de drenaje para toda esta extensa área.



**Fig. 8.** Diagramas con las ecuaciones de regresión del caudal mensual calculado en el período de calibración con a) modelo GR2M, b) modelo ABCD y c) modelo de Vandewiele y comportamiento mensual con el “Enfoque semidistribuido” para las etapas de d) calibración y e) validación.

La evapotranspiración calculada con el método de Thornthwaite utiliza solo los datos de temperatura, aunque otros métodos son necesarios para hacer un mejor análisis de los modelos de balance hídrico. En este estudio se presenta el primer modelamiento de balance hídrico para la cuenca del río Ucayali.

De los resultados obtenidos, el modelo Vandewiele parece estar bien adaptado para la modelización de los caudales en este contexto hidrológico. El método "semidistribuido" se muestra mejor. Los tres modelos probados muestran los valores de NashP sobre el 60%. Al igual que Niel et al. (2003) lo describieron, podemos concluir que nuestros modelos son fiables.

El presente documento constituye el primer paso para un estudio que incluiría el modelamiento de todas las cuencas del Amazonas peruano. Los resultados obtenidos en este trabajo pueden ser materia de discusión, por el gran número de parámetros que se utilizan (13 para cada modelo) en los dos enfoques, pero este trabajo representa un avance en la aplicación de modelos hidrológicos para la parte andina de la cuenca Amazónica. En el futuro, nuevos estudios mejorarán éstos resultados, en general con el objetivo de reducir el número de parámetros y entender mejor el ciclo hidrológico en la cuenca amazónica peruana.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue desarrollado con financiamiento del Instituto de Investigación para el Desarrollo Francés (IRD) y el SENAMHI PERÚ, agradecimientos especiales a Pascal Fraizy y

Phillipe Vouchel por sus arduos trabajos en pos de medir los caudales en los ríos amazónicos peruanos.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ardoin-Bardin, S. (2004). Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, France
- BCEOM (1999). Estudio hidrológico-meteorológico en la vertiente del Pacífico del Perú con fines de evaluación y pronóstico del fenómeno El Niño para prevención y mitigación de desastres. Asociación BCEOM-Sofi Consult S.A. - ORSTOM, Programa de apoyo a la emergencia Fenómeno del Niño. Contrato de préstamo n°4250-PE-BIRF, Presidencia de la Republica, Perú. Volumen I.
- Beighley, R.E., Eggert, K.G., Dunne, T., He, Y., Gummadi, V., & Verdin, K.L. (2009). Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrological Processes*, 23 (8): 1221-1235.
- Brunet-Moret, Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 16: 3-4.
- Chennu, S. (2005). Hydrological Modelling of rio Beni with conceptual models-Modelisation Hydrologique du rio Beni à l'aide de modèles conceptuels. Université Paul Sabatier. LMTG. Stage de Master Recherche Hydrologie Hydrochimie Sol Environnement.
- Deutsch, C. V. & Journel, A. G. (1992). GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press. TIC: 224174.
- Dieulin, C., Boyer, J. F., Ardoin-Bardin, S. & Dezetter, A. (2006). The contribution of GIS to hydrological modeling. In: Climate Variability and Change-Hydrological Impacts (ed. by S. Demuth, A. Gustard, E. Planos, F. Scatena and E. Servat) (Proc. Fifth Friend World Conference, La Habana, Cuba, November 2006), *IAHS Publ.* 308, IAHS Press, Wallingford, UK, 68-74.
- Dray, A. (2001). Prise en compte de l'évolution de l'occupation du sol dans la modélisation des écoulements du Nakambé à Wayen (Burkina Faso). Rapport de stage ENSAR-IRD.
- Edijatno Nascimento, N. O., Yang, X., Makhlof, Z. & Michel, C. (1999). GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44 (2): 263-278.
- Emanuel, C. & Ecurra, J. (2000). Informe Nacional sobre la Gestión del Agua en el Perú, Comité asesor técnico de América del Sur-SAMTAC-Global Water Partnership (GWP). Lima.
- Espinoza, J. C., P. Fraizy, J. L. Guyot, J. J. Ordoñez, R. Pombosa and J. Ronchail, 2006. La variabilité des débits du Rio Amazonas au Pérou. In: Climate Variability and Change-Hydrological Impacts (ed. by S. Demuth, A. Gustard, E. Planos, F. Scatena & E. Servat) (Proc. Fifth Friend World Conference, La Habana, Cuba, November 2006), *IAHS Publ.* 308, IAHS Press, Wallingford, UK, 424-429.
- Espinoza J. C., J. L. Guyot, J. Ronchail, J. J. Ordoñez, L. Noriega, P. Fraizy and P. Vauchel, 2007a. Hydroclimatic variability in the Andean region of the Amazon basin. Paper read at Changes to hydrologic extremes. IAHS. "Freshwater: Ever Changing and Yet a Cause for Change" Perugia (Italia), juil-07.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., Oliveira, E.D., Pombosa, R. and Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11): 1574-1594.
- FAO/UNESCO, (1981). CD-ROM: Soil Map of the World, Ten volumes. UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodríguez, M., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. & Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysical*, 45 (RG2004). Doi:10.1029/2005RG000183.
- Gentry, A. H. & Lopez-Parodi, J. (1980). Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, 210:1354-1356.
- Hiez, G. (1977). L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie* 14 : 129-172.
- Kabouya, M., (1990). Modélisation pluie-débit au pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Paris, France.
- Makhlof, Z. & Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162: 299-318.
- Marengo, J. (2006). On the hydrological cycle of the Amazon basin: A historical review and current state-of-the-art. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21: 1-19.
- Marengo, J., Miller, J. R., Russell, G. L., Rosenzweig, C. E. & Abramopoulos, F. (1994). Calculations of river-runoff in the GISS GGM: impact of a new land-surface parameterization and runoff routing model on the hydrology of the Amazon River. *Climate Dynamics*, 10: 349-361.
- Mialocq, L., Acuña, M., Seyler, F., Yerrén, J. & Guyot, J. L. (2005). Extraction of the topographic limits of the Andean and Amazonian river basins from SRTM. Isotope tracers and remote sensing techniques for assessing water cycle variability, Poster IAHS, VIIth Scientific Assembly, Foz do Iguacu (Brazil), 3-9 April 2005.
- Miller, J. R., Russell, G. L. & Caliri, G. (1994). Continental-Scale River Flow in Climate Models. *Journal of Climate*, 7 (6): 914-928.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., Oliveira, E. D. & Guimarães, V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. In: L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement (P. Chevallier and B. Pouyaud, Eds.). *IAHS Publ.* 238, IAHS Press, Wallingford, UK, 209-222.
- Mouehli, S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de doctorat, Université Paris VI, Paris, France.

- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- Niel, H., Paturol, J. E. & Servat, E. (2003). Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology*, 278: 213-230.
- Nijssen, B., Donnell, G. M., Lettenmaier, D. P., Lohmann, D. & Wood, E. F. (2001). Predicting the Discharge of Global Rivers. *Journal of Climate*, 14: 3307-3323.
- Nijssen, B., Lettenmaier, D., Liang, X., Wetzel, S. & Wood, E. (1997). Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, 33: 711-724.
- Oliver, M. A. & Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographical information system. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4: 313-332.
- Ordoñez, J. J. (2001). Análisis hidrometeorológico y aplicación del modelo de simulación IPH-MEN en la cuenca del Pachitea. Mg. Sc. Tesis, Universidad Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Ouedraogo, M. (2001). Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, Montpellier II, France.
- Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INP Grenoble, France.
- Rocha, H. R. D., Nobre, M. C. & Barros, M. C. (1989). Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazonia. *Climanálise*, 4: 36-42.
- Russell, G. L. & Miller, J. R. (1990). Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model. *Journal of Hydrology*, 117: 241-254.
- Thomas, H. (1981). Improved method for national water assessment. Report WR15249270, U.S. Water Resource Council, Washington, D. C.
- Thorntwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1): 55-94.
- Tucci, C. E. M. (1998). Modelos Hidrológicos. Editora da UFRGS, 2ª edição, Porto Alegre, Brazil.
- UNESCO (2006). Balance hídrico superficial del Perú a nivel multianual. Documentos Técnicos del PHI-LAC, N°1.
- Vandewiele, G. L., Xu, C.Y. & Ni Lar, W. (1992). Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134 : 315-347.
- Vauchel, P. (2005). Hydraccess: Logiciel de gestion et traitement de données hydro météorologiques, version 2.1.4. Téléchargeable sur [www.mpl.ird.fr/hybam](http://www.mpl.ird.fr/hybam).
- Xu, C. Y. (1992). Monthly water balance models in different climatic regions. Ph.D. Thesis, Vrije Universiteit, Brussels, Belgium.
- Xu, C. Y. (1997). Application of water balance models to different climatic regions in China for water resources assessment. *Water Resources Management*, 11: 51-67.
- Xu, C. Y. & Vandewiele, G. L. (1994). Sensitivity of monthly rainfall-runoff models to input errors and data length. *Hydrological Sciences Journal*, 39: 157-176.
- Yerrén, J., Lavado, W., Fraizy, P. & Guyot, J. (2004). Les régimes hydrologiques dans le bassin amazonien du Pérou. (Los regímenes hidrológicos en la Cuenca Amazónica del Perú). Surface hydrology and water chemistry, LBA, Brasilia.