



## Estimación de la evapotranspiración de referencia (FAO-56 Penman-Monteith) con limitados datos climáticos en la cuenca andina amazónica Peruana

### Estimating reference evapotranspiration (FAO-56 Penman-Monteith) with limited climatic data in the Peruvian amazon-andes basin

WALDO LAVADO CASIMIRO<sup>\*1</sup>, JEAN PAUL LHOMME<sup>2</sup>, DAVID LABAT<sup>3</sup>, JEAN LOUP GUYOT<sup>3</sup> & GILLES BOULET<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú SENAMHI, Casilla Postal 11 1308, Lima 11, Perú

<sup>2</sup>IRD, UMR LISAH, Montpellier SupAgro, 2 Place Viala, 34060 Montpellier, France

<sup>3</sup>IRD, UMR LMTG (UPS-CNRS-IRD-OMP), Casilla 18-1209, Lima 18, Perú

<sup>4</sup>IRD, UMR CESBIO (CNRS-CNES-UPS-IRD), 18 Avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse, France

#### RESUMEN

La evapotranspiración de referencia dada por el modelo de la FAO-56 Penman-Monteith, que se basa en una ecuación física y fiable se considera actualmente como el modelo estándar global para la determinación de la evapotranspiración de referencia. Para su estimación se requiere gran cantidad de datos de entrada que no siempre están disponibles en las estaciones climatológicas estándar. En la Cuenca Andino-Amazónica Peruana (CAP), que representa una parte importante del territorio peruano, solo ocho estaciones climatológicas proporcionan todos los datos necesarios para la estimación de la evapotranspiración de referencia. En este estudio se han comparado diez modelos de evapotranspiración empíricos simples con el valor estándar FAO-56 Penman-Monteith, con los datos de las ocho estaciones localizadas en la región CAP. El objetivo fue evaluar el rendimiento de cada modelo en comparación con el modelo de referencia (FAO-56). Esta evaluación se basó en varias pruebas estadísticas del coeficiente de correlación, el índice de concordancia, el error cuadrático medio y el sesgo. El modelo de Hargreaves-Samani proporciona estimaciones aceptables con los datos de entrada limitados. Una recalibración regional entre este modelo y el modelo de FAO Penman-Monteith utilizando regresiones lineales condujo a un modelo "modificado" Hargreaves-Samani con un coeficiente en función de la altitud. Esta nueva ecuación de evapotranspiración mejora sustancialmente las pruebas estadísticas sobre la base de los datos diarios es válida y utilizable para la región CAP.

**Palabras claves:** Modelos de evapotranspiración, Perú, Amazonia, Andes, Regionalización.

#### ABSTRACT

The reference evapotranspiration given by the FAO-56 Penman-Monteith model, which is based upon a physical and reliable equation, is now considered as the standard in evapotranspiration studies. It requires, however, many input data which are not always available from standard meteorological observations. In the Peruvian Amazon-Andes basin (PAB), which represents an important part of the Peruvian territory, only eight stations provide all the necessary data. Ten empirical and simpler evapotranspiration models are used as surrogates for the estimation of reference evapotranspiration in the eight weather stations located in the PAB region. The objective is to evaluate the performance of each model compared to the reference model (FAO-56). This evaluation is made by means of several statistical tests: correlation coefficient, agreement index, root mean square error and mean bias. The Hargreaves-Samani model appears as the most appropriate model, providing acceptable estimates with the minimum input data. A regional recalibration between this model and FAO Penman-Monteith model is performed using linear regressions, This leads to a "modified" Hargreaves-Samani model with a coefficient depending upon the altitude. This new equation, which substantially improves the statistical tests based on daily data, is valid and usable over the PAB region. evapotranspiration model, Peru, Amazonia, Andes, Regionalization.

**Keywords:** evapotranspiration models, Peru, Amazonia, Andes, regionalization

\*wlavado@senamhi.gob.pe

## INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración se define como la cantidad de agua que regresa a la atmósfera por evaporación directa del agua en el suelo o de aguas estancadas y por la transpiración de las plantas (Hansen et al., 1980). Está en función de la temperatura, la radiación solar y la radiación atmosférica, la humedad del aire y velocidad del viento (Dingman, 1994; Allen et al., 1998; Geiger et al., 2003; Fontenot, 2004).

La medición directa de la evapotranspiración utilizando por ejemplo, lisímetros y sensores atmosféricos altamente sensibles (correlación Eddy) es difícil y costoso. Una medición más simple, como la evaporación del tanque, está escasamente vinculada a la evapotranspiración de la vegetación (Fontenot, 2004). Históricamente, debido a la dificultad para estimar la tasa de evapotranspiración, se han desarrollado ecuaciones de estimación de la evapotranspiración empíricas que relacionan la evapotranspiración con los datos meteorológicos. La mayoría de estas ecuaciones proporcionan estimaciones de la evaporación para un cultivo estándar, es decir, pasto corto recortado que sombrea completamente el suelo y sin escasez de agua (Shuttleworth, 1988; Allen et al., 1998). Algunas combinaciones de modelos (por ejemplo, Penman, 1948) que combinan el régimen de la radiación y la potencia de evaporación de la atmósfera dan resultados más fiables. Actualmente estos modelos están considerados como los modelos más fiables (Jensen et al., 1990; Allen et al., 1998; Fontenot, 2004 y otros). De todos los modelos de Penman, el modelo FAO-56 Penman-Monteith (Allen et al., 1998) está considerado como el más físico y preciso, y a menudo es utilizado como referencia para verificar otros métodos empíricos (Chen et al., 2005). Sin embargo, este método requiere de gran cantidad de datos de entrada, que no siempre son accesibles.

En la región Amazónica, la evapotranspiración ha sido poco estudiada debido a la falta de datos disponibles. Se asume que la tasa de evapotranspiración contribuye en un estimado de cincuenta por ciento de las precipitaciones anuales (Salati, 1987). Sin embargo, tras el análisis de numerosos trabajos realizados con las últimas técnicas sobre la evapotranspiración, Marengo (2006) muestra una tasa de evapotranspiración media para la cuenca del Amazonas alrededor de  $3.8 \text{ mm día}^{-1}$ . Algunos estudios micrometeorológicos en la Amazonía central (por ejemplo: Molion, 1987; Shuttleworth, 1988) han demostrado que 80 a 90% de la energía disponible se utiliza en la evapotranspiración y el resto en calentar el aire. En una región como la CAP, la utilización del modelo de Penman-Monteith FAO-56 para estimar la evapotranspiración de referencia es difícil debido a los limitados datos disponibles (espacial y temporalmente). En consecuencia, el objetivo de este estudio es evaluar varios modelos empíricos simples de evapotranspiración con el modelo estándar Penman-Monteith FAO-56, con el fin de obtener un modelo fiable para estimar la evapotranspiración de referencia para la región CAP utilizando datos climáticos limitados y fácilmente disponibles (por ejemplo, modelos basados en la temperatura).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio y disponibilidad de datos

La CAP ocupa aproximadamente  $856\,751 \text{ km}^2$ , lo que representa alrededor del 74% del territorio peruano. Se encuentra ubicada en la parte occidental de la cuenca del Amazonas, con dos regiones con muy marcada diferencia: la Amazonia, que se caracteriza por la presencia de bioma de selva baja, y la región de los Andes, que corresponde a la parte occidental de la Cordillera de los Andes con alturas superiores a  $6000 \text{ m s.n.m.}$  Estas dos regiones presentan diversos tipos de cobertura de la tierra: bosques húmedos, bosques secos tropicales, bosques tropicales inundables, agricultura, arbustos y matorrales, vegetación escasa y cuerpos de agua. El SENAMHI (2005), basado en la clasificación de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), ha identificado cuatro tipos de climas sobre la región CAP: tropical, templado cálido, las tierras altas y el clima polar. La temperatura media anual oscila entre  $6 \text{ °C}$  (tierras altas) y  $26 \text{ °C}$  (tierras bajas) y la precipitación media anual entre 0 y  $5500 \text{ mm}$ . Lavado (2010), mediante el

modelo de Thornthwaite, sobre la cuenca del río Ucayali ubicado dentro de la CAP, muestra una tasa de evapotranspiración media anual durante el periodo 1969–1999 entre 613 mm (1.7 mm día<sup>-1</sup>) en el altiplano y 1606 mm (4.4 mm día<sup>-1</sup>) en la región de la selva tropical. La característica principal de la región CAP es un gradiente negativo de la radiación solar y la evaporación con respecto a la altitud.

El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) tiene instalada una alta densidad de estaciones meteorológicas en la región CAP, sobre todo para las series de precipitación y temperatura; pero solo ocho estaciones meteorológicas poseen todos los datos necesarios para calcular el Modelo Penman–Monteith FAO–56. Estas ocho estaciones registran datos diarios de temperatura del aire (máxima y mínima), humedad relativa, velocidad del viento y tienen información para el cálculo de la Radiación Solar (coeficientes empíricos con el método de Bristow–Campbell documentado por Baigorria et al., 2004). Las ocho estaciones climatológicas se describen en la Tabla 1 y se muestran en la Figura 1. Estas estaciones están ubicadas en la región alta (estaciones HU y AN), en la región media (estaciones BA, BAM, AB y UR) y en la selva (estaciones CO y PO). Luego de un procedimiento previo de análisis de la calidad de los datos de temperaturas diarias y una revisión visual de los valores atípicos en los histogramas diarios se estimaron diagramas de caja "*boxplot*" para los meses con valores sospechosos; los valores dudosos de temperatura que excedieron el tercer cuartil más de tres veces el rango intercuartil fueron eliminados.

### Modelos para la evapotranspiración

Siguiendo a Allen et al. (1998), el modelo de Penman–Monteith FAO–56 es usado como el modelo de referencia:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (1)$$

Donde:  $ET_0$  es la evapotranspiración referencial del cultivo (mm día<sup>-1</sup>);  $\Delta$  es la inclinación de la curva de presión de vapor de la temperatura del aire (kPa C<sup>-1</sup>);  $R_n$  es la radiación neta de la superficie del cultivo (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>);  $G$  es la densidad de flujo de calor del suelo (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>) que se asume insignificante si es a nivel diario;  $\gamma$  es la constante psicrométrica (kPa C<sup>-1</sup>);  $T$  es la temperatura media del aire que se calcula como la media entre la temperatura máxima y mínima (°C);  $u_2$  es la velocidad del viento, 2 metros por encima de la superficie del suelo (m s<sup>-1</sup>);  $e_s$  la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire (kPa);  $e_a$  es la presión real de vapor (kPa);  $\gamma = P.c_p/\epsilon.\lambda$  es la constante psicrométrica, donde  $c_p$  es el calor específico del aire húmedo a presión constante (MJ kg<sup>-1</sup> C<sup>-1</sup>),  $\epsilon$  es la relación de pesos moleculares (vapor de agua/aire seco) igual a 0.622 y  $\lambda$  es el calor latente de vaporización (MJ kg<sup>-1</sup>). La Presión atmosférica ( $P$ ) se expresa en kPa como una función de la elevación  $z$  en metros.

$$P = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (2)$$

La radiación neta en MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> se calcula como

$$R_n = (1 - \alpha)R_s - \sigma \left( \frac{T_{max}^4 - T_{min}^4}{2} \right) (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) (1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35) \quad (3)$$

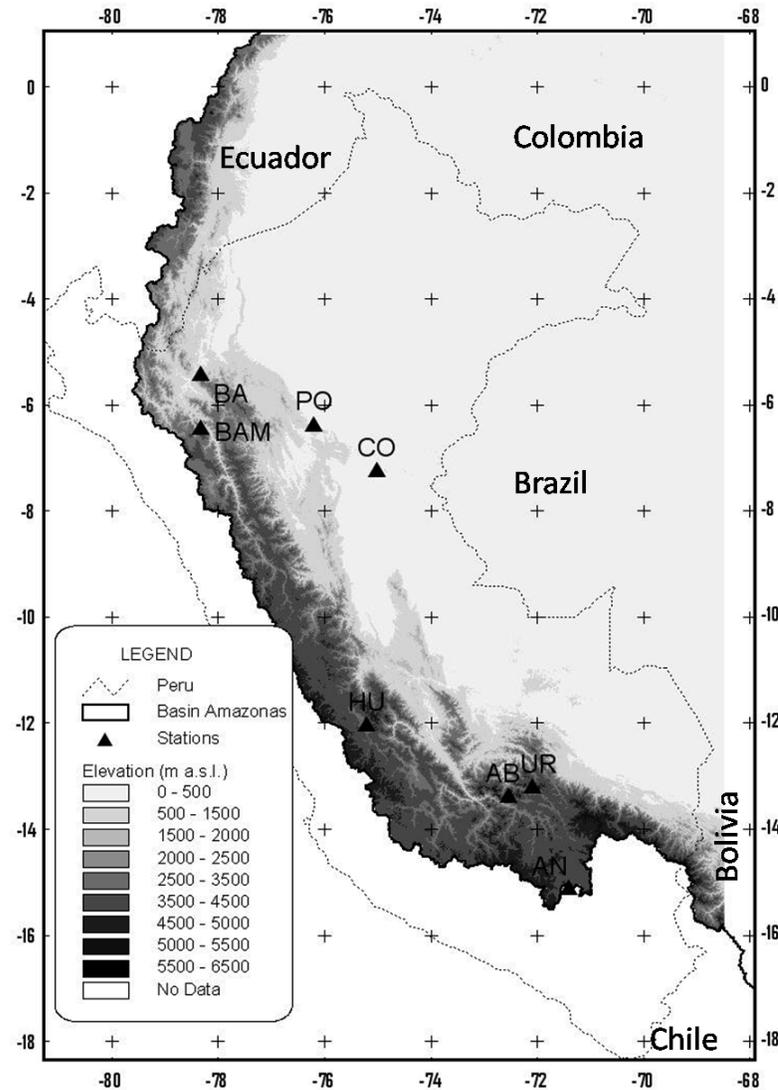
Donde:  $\alpha = 0.23$  es el albedo (sin dimensiones) para el cultivo de pasto de referencia hipotético,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann igual a 4.903 10<sup>-9</sup> MJ K<sup>-4</sup> m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>;  $T_{max}$  y  $T_{min}$  son las temperaturas máximas y mínimas en °K;  $R_s$  es la radiación solar entrante;  $R_{so}$  es la radiación solar entrante en cielo despejado, ambos expresados en MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>. La radiación solar a cielo despejado ( $R_{so}$ ) se obtiene a partir de  $R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5}z)R_a$  (Allen et. al., 1998).

Baigorria et al. (2004) utilizando datos de observaciones de la radiación solar entrante, observaciones de brillo solar y series de temperaturas de 15 estaciones meteorológicas en Perú estimó

EVAPOTRANSPIRACIÓN EN LA CUENCA ANDINA AMAZÓNICA PERUANA

**Tabla 1.** Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas usadas en este estudio; con  $n$  como el número de datos diarios y la media de las variables meteorológicas en las estaciones meteorológicas seleccionadas; RH: humedad relativa (%);  $u_2$ : velocidad del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a una altura de 2 m;  $R_s$ : radiación solar entrante ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ );  $ET_0$ : evaporación referencial con el modelo FAO-56 Penman-Monteith ( $\text{mm día}^{-1}$ )

Estación	Código	Lat. (°S)	Lon. (°O)	Alt. (ms.n.m.)	n	Temperatura (°C)			RH	$u_2$	$R_s$	$ET_0$
						Max.	Mín.	Media				
Contamana	CO	7.21	75	185	1502	32	19	26	68	1.8	17.6	4.4
El Porvenir	PO	6.35	76.19	230	9218	32	21	27	70	1.7	14.7	3.9
Bagua Chica	BA	5.39	78.32	434	2923	32	20	26	70	2	20.2	4.8
Bambamarca	BAM	6.4	78.31	2536	2983	21	11	16	73	2	17.5	3.4
Abancay	AB	13.36	72.52	2750	1865	21	10	16	70	1.6	16	3.2
Urubamba	UR	13.18	72.07	2863	2639	23	7	15	60	2.8	19	4.2
Huayao	HU	12.02	75.19	3308	8030	20	4	12	60	2.4	21.1	4
La Angostura	AN	15.11	71.39	4150	2413	15	-3	6	54	2.4	21.7	3.7



**Fig. 1.** Área de estudio, elevaciones y localización de las estaciones climáticas: Contamana (CO), Porvenir (PO), Bagua (BA), Bambamarca (BA), Abancay (AB), Urubamba (UR), Huayao (HU) y Angostura (AN)

la radiación solar entrante ( $R_s$ ) usando el modelo Bristow–Campbell (Bristow y Campbell, 1984). Así, estimo los coeficientes empíricos ( $a_B$ ,  $b_B$ ,  $c_B$ ); encontrando relaciones empíricas entre la latitud, elevación y longitud y la  $R_s$ . En el presente trabajo se han utilizado estas relaciones empíricas. Así, la  $R_s$  se estima como:

$$R_s = [a_B(1 - \exp(-b_B \cdot \Delta T^{c_B}))]R_a \quad (4)$$

Donde:  $R_s$  es la radiación solar incidente y  $R_a$  la radiación solar extraterrestre, ambas en  $\text{MJ } m^{-2} \text{ día}^{-1}$ ;  $\Delta T$  es la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas en  $^{\circ}\text{C}$ . La radiación solar extraterrestre se calculó a partir de la fórmula astronómica dada en Allen et al. (1998).

Se seleccionaron diez modelos de evaporación para compararlos con la evaporación de referencia (FAO–56). El apéndice A muestra el nombre, la referencia, el acrónimo y la ecuación para cada modelo de evaporación. En resumen, seis modelos están basados en la radiación (PT, TU, JH, MB, AB y MA) y cuatro modelos, en la temperatura (HS, HA, RE y LI). La Tabla 2 muestra los datos meteorológicos necesarios para cada modelo.

**Tabla 2.** Requerimiento de datos de entrada para los modelos de evapotranspiración usados en este estudio

Modelos	Parámetros				
	Radiación Solar	Temperatura aire	Humedad Relativa	Velocidad viento	Presión Atmosférica
ETO	✓	✓	✓	✓	✓
PT	✓	✓	-	-	✓
TU	✓	✓	✓	-	-
JH	✓	✓	✓	-	✓
MB	✓	✓	-	-	-
AB	✓	-	-	-	-
MA	✓	✓	-	-	-
HS	-	✓	-	-	-
HA	-	✓	-	-	-
RE	-	✓	✓	-	-
LI	-	✓	✓	-	-

### Estimación de parámetros y criterios de evaluación

Para evaluar el desempeño de los modelos en comparación con uno referencial hay disponible diferentes pruebas estadísticas. El coeficiente de correlación ( $R$ ) es el más utilizado por la comunidad científica; sin embargo,  $R$  presenta algunas limitaciones que se traducen en una mala medida del rendimiento del modelo (Legates & McCabe, 1999). Se realizó otras pruebas estadísticas para obtener mejor bondad de ajuste. Para ello, se utilizó tres valores estadísticos: el índice de concordancia ( $D$ ), el error cuadrático medio (RMSE) y desviación media ( $B$ ). El mejor modelo se eligió siguiendo los siguientes pasos: (a) los valores máximos de  $R$  y  $D$ , y (b) los valores más bajos de RMSE y  $B$ . El índice de concordancia  $D$  es dado por Legates & McCabe (1999).

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Em_i - Ev_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Em_i - \overline{Ev}| + |Ev_i - \overline{Em}|)^2} \quad (5)$$

Donde:  $Ev_i$  representa los valores observados ( $E_0$ );  $\overline{Ev}$  es la media de los valores observados;  $Em_i$  son los valores estimados del modelo,  $\overline{Em}$  es la media de los valores estimados por el modelo,  $n$  es el número de datos.  $D$  tiene una interpretación similar a  $R$ , diferenciándose en que varía de 0 (modelo deficiente) a 1 (modelo perfecto). Esta medida estadística es una indicación de la desviación de los datos de una inclinación igual a 1 entre los valores observados y estimados. El RMSE se utiliza para medir las diferencias entre los valores predichos por un modelo y los valores observados y representa un índice

para la evaluación del rendimiento (Ali et al., 2007). El RMSE está dado por:

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

La desviación media (B), que indica la cantidad de subestimación ( $B < 0$ ) y sobreestimación ( $B > 0$ ) viene dada por

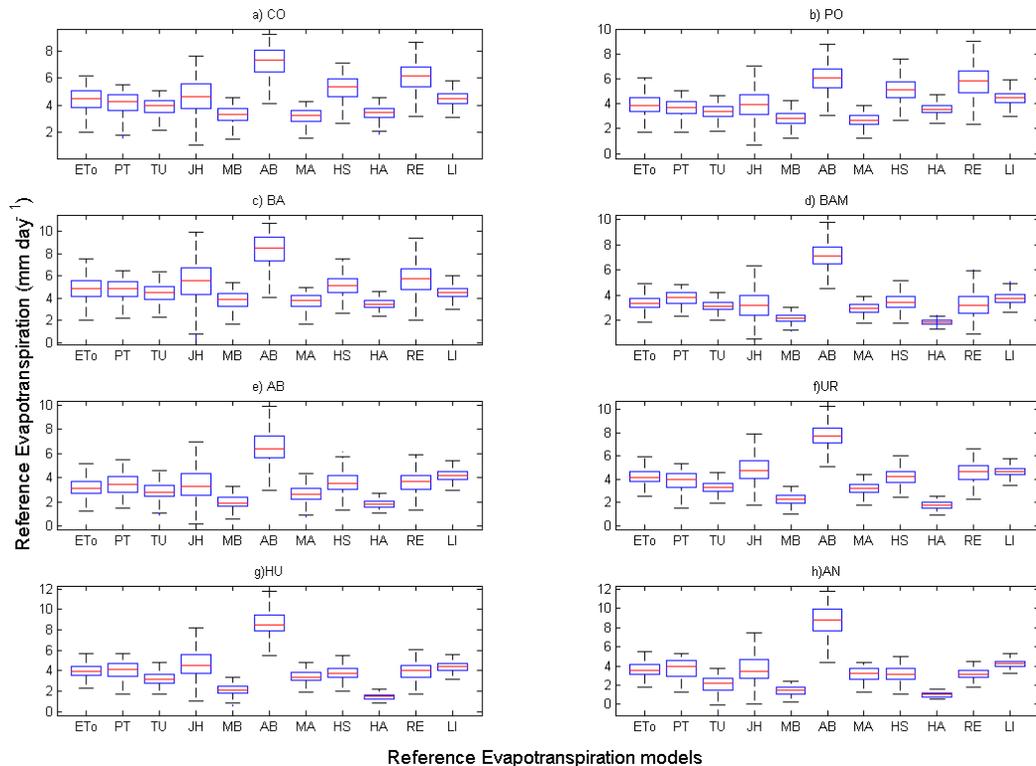
$$B = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Em_i - Ev_i) \quad (7)$$

Los valores altos del RMSE y también los valores absolutos altos de B indican menor precisión del modelo.

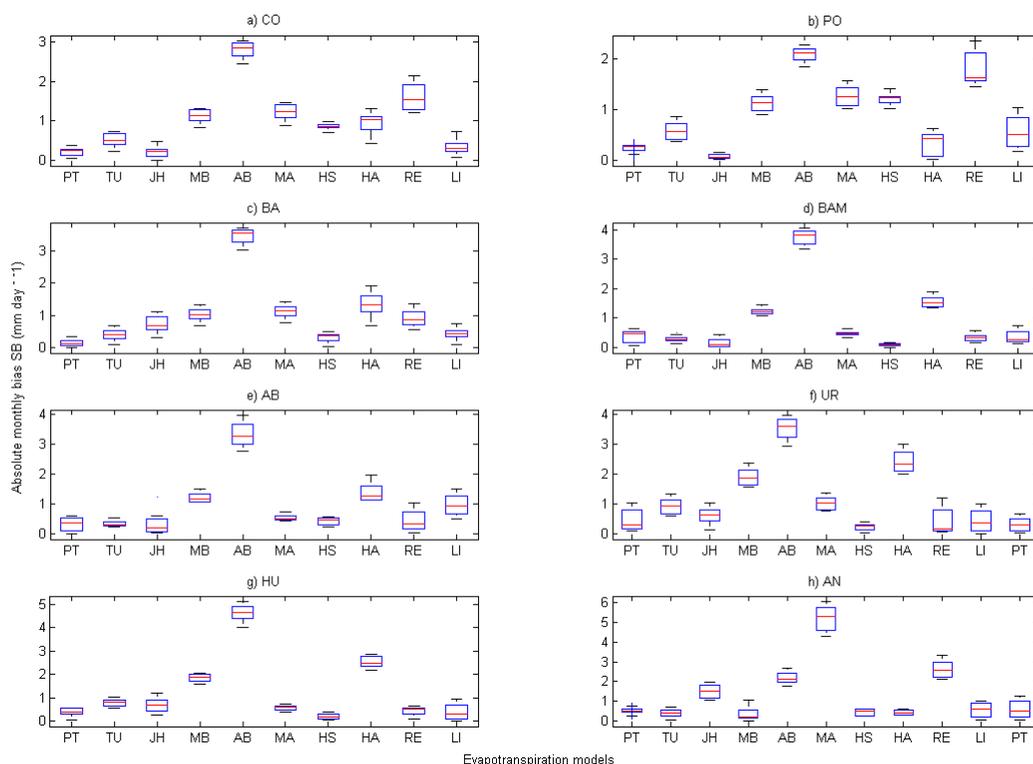
## RESULTADOS

### Características estadísticas de los modelos de evapotranspiración

Las características estadísticas mensuales se calcularon para todos los modelos de evapotranspiración con respecto al modelo de referencia ( $ET_0$ ) con información de las ocho estaciones meteorológicas. La Figura 2 exhibe estas propiedades estadísticas por medio de gráficos de diagrama de caja (valores máximos, mínimos y medios, así como los valores intercuartil) para cada modelo de evapotranspiración probado. El modelo Abtew (AB) muestra grandes diferencias en comparación con el modelo de referencia y sobrestima en gran medida la evapotranspiración de referencia.



**Fig. 2.** Para cada estación climática los diagramas de caja muestran la comparación entre los modelos de evapotranspiración (ver el Apéndice A para las siglas de los modelos): Contamana (CO), Porvenir (PO), Bagua (BA), Bambamarca (BAM), Abancay (AB), Urubamba (UR), Huayao (HU) y Angostura (AN). Las cajas tienen líneas en el primer y cuarto cuartil (líneas horizontales superior e inferior), mediana (línea horizontal en el centro de la caja). Las líneas verticales se extienden desde los valores máximos a los valores mínimos



**Fig. 3.** Diagramas de caja de comparación entre modelos de evapotranspiración (errores mensuales entre  $ET_0$  y cada modelo de evapotranspiración) para las estaciones climáticas Contamana (CO), Porvenir (PO), Bagua (BA), Bambamarca (BAM), Abancay (AB), Urubamba (UR), Huayao (HU) y Angostura (AN)

Los modelos de Priestley–Taylor (PT), Jensen–Haise (JH) y Hargreaves–Samani (SA) muestran en promedio menos diferencias en comparación con el modelo de referencia, en las 8 estaciones. Basado en las características de diagrama de caja, el modelo HS es muy similar al modelo de referencia en cinco de ocho estaciones (BAM, AB, UR, HU y AN). Además, Contamana (CO), El Porvenir (PO) y Bagua Chica (BA) muestran valores extremos similares (máximo y mínimo) al modelo HS.

La Figura 3 indica un diagrama de caja similar al de la Figura 2 (cuartil inferior y superior, mediana y rango) para una comparación mensual entre los modelos. Considerando estas características, los modelos PT, JH y HS muestran mejores resultados, aunque el modelo HS tiene la ventaja de que no requiere datos de radiación.

### Rendimiento de los modelos de evapotranspiración

En esta sección se realizó un análisis más robusto del rendimiento de los modelos de evapotranspiración en la región CAP, basado en las pruebas estadísticas que se describen en la sección anterior. Según las pruebas estadísticas R y D (ver la Tabla 3), el modelo HS es el que mejor resultado muestra en la mayoría de las estaciones, seguido por los modelos JH y PT con valores de R superiores a 0.91 y valores de D superiores a 0.76. Los resultados relativos a la magnitud de los errores entre  $ET_0$  y los modelos de evapotranspiración se muestran en la Tabla 4: RMSE, B y MB (sesgo mensual). Turc (TU), McGuinness–Bordne (MB), Makkink (MA) y Hamon (HA) subestimaron la  $ET_0$ , mientras que los modelos de Jensen–Haise (JH), Abtew (AB) y Linacre (LI) sobreestimaron la  $ET_0$ . El modelo Priestley–Taylor (PT) sobreestimó la  $ET_0$  en las estaciones de Contamana (CO), El Porvenir (PO), Bagua Chica (BA) y Urubamba (UR), mientras que subestima en las otras estaciones. Los modelos de Hargreaves–Samani (HS) y Remanencko (RE) en promedio sobreestimaron la  $ET_0$  en las estaciones de CO, PO, BA, BAM, AB y UR, pero subestimaron en las otras estaciones.

EVAPOTRANSPIRACIÓN EN LA CUENCA ANDINA AMAZÓNICA PERUANA

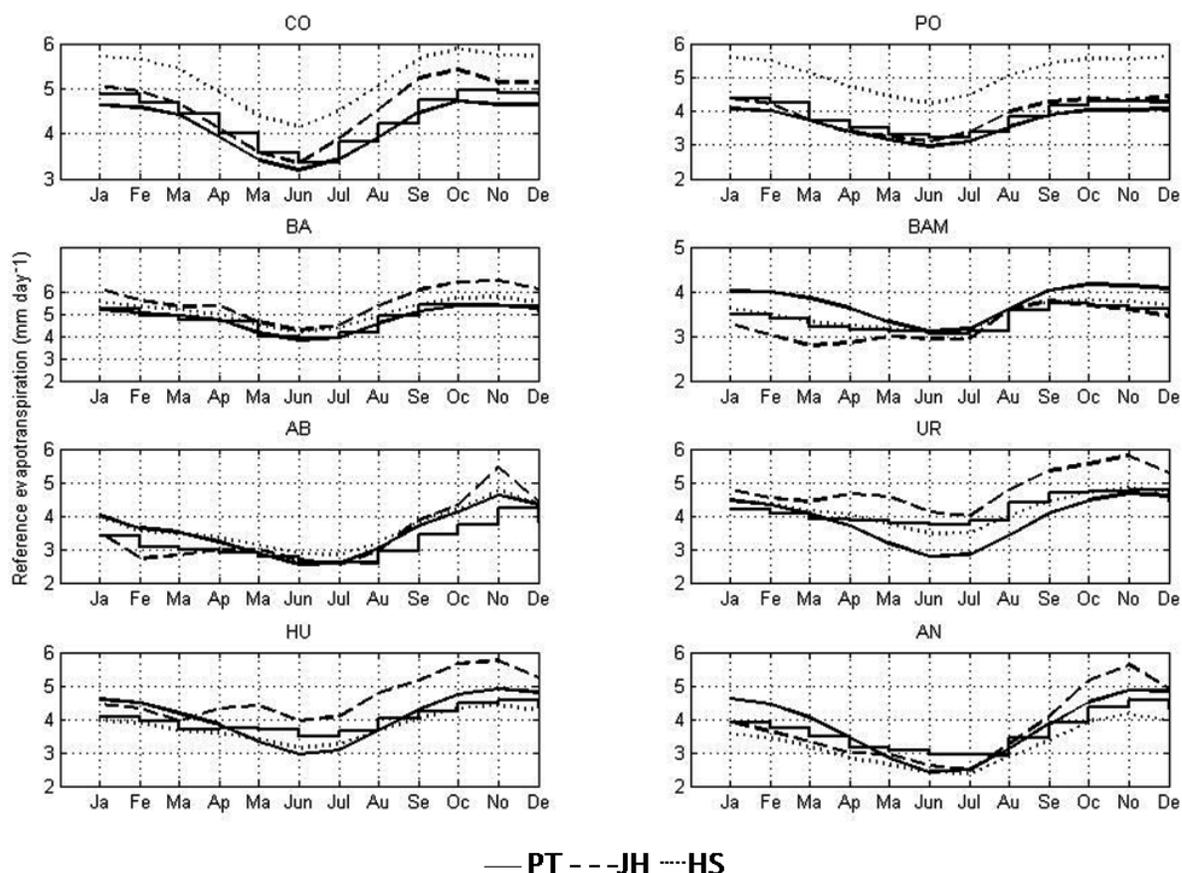
---

**Tabla 3.** Coeficiente de correlación (R) e índice de concordancia (D) entre evapotranspiración referencial  $ET_0$  y los diez modelos de evapotranspiración para las ocho estaciones meteorológicas seleccionadas. Los valores más altos están en negrita

Estación	Estadístico	Modelos de evapotranspiración									
		PT	TU	JH	MB	AB	MA	HS	HA	RE	LI
CO	R	0.98	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	<b>1.00</b>	0.84	0.88	0.90
	D	0.97	0.87	0.94	0.68	0.41	0.64	0.80	0.63	0.59	0.91
PO	R	0.98	<b>0.99</b>	0.98	<b>0.99</b>	0.98	<b>0.99</b>	<b>0.99</b>	0.70	0.91	0.92
	D	0.95	0.84	0.96	0.66	0.51	0.62	0.69	0.70	0.56	0.81
BA	R	0.94	0.98	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.49	0.93	0.91
	D	<b>0.97</b>	0.93	0.87	0.76	0.41	0.73	0.96	0.51	0.82	0.86
BAM	R	0.84	0.95	0.98	0.91	0.98	0.97	<b>0.99</b>	0.24	0.90	0.92
	D	0.81	0.88	0.87	0.48	0.24	0.8	<b>0.99</b>	0.35	0.87	0.84
AB	R	0.95	<b>1.00</b>	0.97	0.99	0.99	<b>1.00</b>	0.99	0.85	0.81	0.87
	D	<b>0.94</b>	<b>0.94</b>	0.85	0.58	0.33	0.86	0.92	0.47	0.84	0.62
UR	R	0.67	0.88	0.95	0.81	0.94	0.90	0.91	0.41	0.77	0.83
	D	0.77	0.62	0.80	0.39	0.28	0.59	<b>0.95</b>	0.3	0.83	0.77
HU	R	0.77	0.91	0.97	0.86	0.97	0.96	0.97	0.43	0.77	0.81
	D	0.86	0.67	0.76	0.39	0.22	0.78	<b>0.96</b>	0.28	0.86	0.78
AN	R	0.84	0.80	0.97	0.80	0.98	0.95	0.98	0.62	0.79	0.78
	D	0.89	0.50	0.87	0.37	0.22	0.86	<b>0.91</b>	0.31	0.76	0.70

**Tabla 4.** Error cuadrático medio (RMSE), desviación media (B) y desviación mensual (MB, calculada con valores mensuales) entre  $ET_0$  y los modelos de evapotranspiración en la estaciones meteorológicas seleccionadas. Los mejores valores estadísticos están en negrita

Estación	Estadístico	Modelos de evapotranspiración									
		PT	TU	JH	MB	AB	MA	HS	HA	RE	LI
CO	RMSE	<b>0.29</b>	0.56	0.52	1.13	2.82	1.25	0.87	1.08	1.73	0.42
	B	-0.21	-0.51	0.21	-1.11	2.8	-1.22	0.86	-0.95	1.62	<b>0.07</b>
	MB	-0.21	-0.51	0.21	-1.11	2.8	-1.22	0.86	-0.95	1.61	<b>0.07</b>
PO	RMSE	<b>0.33</b>	0.62	0.43	1.14	2.11	1.28	1.21	0.69	1.94	0.68
	B	-0.23	-0.57	<b>0.01</b>	-1.12	2.08	-1.25	1.2	-0.32	1.82	0.56
	MB	-0.23	-0.57	<b>0.01</b>	-1.12	2.08	-1.25	1.21	-0.31	1.81	0.55
BA	RMSE	<b>0.34</b>	0.48	1.02	1.07	3.5	1.16	0.39	1.58	1.09	0.61
	B	-0.02	-0.41	0.7	-1.03	3.43	-1.12	0.31	-1.31	0.92	-0.28
	MB	<b>0.02</b>	-0.41	0.71	-1.03	3.43	-1.12	0.31	-1.31	0.92	-0.28
BAM	RMSE	0.49	0.35	0.62	1.25	3.8	0.5	<b>0.14</b>	1.65	0.53	0.42
	B	0.39	-0.28	-0.14	-1.22	3.77	-0.47	<b>0.1</b>	-1.56	-0.17	0.34
	MB	0.37	-0.28	-0.14	-1.22	3.76	-0.47	<b>0.09</b>	-1.56	-0.16	0.35
AB	RMSE	0.37	<b>0.34</b>	0.81	1.22	3.37	0.54	0.43	1.45	0.66	1.05
	B	0.29	-0.33	<b>0.26</b>	-1.2	3.32	-0.52	0.41	-1.38	0.4	0.98
	MB	0.31	-0.32	<b>0.23</b>	-1.20	3.33	-0.52	0.42	-1.37	0.35	0.96
UR	RMSE	0.66	0.99	0.92	1.98	3.57	1.09	<b>0.29</b>	2.53	0.64	0.58
	B	-0.32	-0.93	0.62	-1.93	3.55	-1.04	<b>0</b>	-2.45	0.34	0.42
	MB	-0.32	-0.92	0.62	-1.92	3.54	-1.03	<b>0.01</b>	-2.44	0.36	0.44
HU	RMSE	0.49	0.84	1.08	1.89	4.66	0.61	<b>0.24</b>	2.6	0.51	0.54
	B	<b>0.08</b>	-0.8	0.68	-1.85	4.63	-0.58	-0.19	-2.54	-0.08	0.37
	MB	<b>0.08</b>	-0.80	0.68	-1.86	4.63	-0.58	-0.20	-2.54	-0.09	0.37
AN	RMSE	0.51	1.6	0.76	2.25	5.24	0.5	<b>0.45</b>	2.7	0.66	0.75
	B	0.13	-1.52	<b>0.11</b>	-2.21	5.2	-0.45	-0.43	-2.64	-0.5	0.6
	MB	0.15	-1.50	<b>0.1</b>	-2.20	5.2	-0.44	-0.42	-2.62	-0.51	0.59



**Fig. 4.** Promedios mensuales de evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) y valores obtenidos por los modelos PT, JH y HS ( $ET_0$  está en pasos de escaleras) para las estaciones climáticas Contamana (CO), Porvenir (PO), Bagua (BA), Bambamarca (BA), Abancay (AB), Urubamba (UR), Huayao (HU) y Angostura (AN)

Basado en las pruebas estadísticas (ver Tabla 4), el modelo PT es el que presenta mejores resultados para las estaciones de CO, PO y BA. El modelo TU es el mejor para la estación de AB, mientras que el modelo HS es el mejor para las estaciones de BAM, UR, HU y AN. Sin embargo, el modelo de JH muestra los valores más bajos de B y MB en estaciones de PO, AB y AN. En resumen, los mejores modelos son HS, PT y JH para nuestras estaciones analizadas. Además, el ciclo estacional es mejor descrito por estos modelos (ver Figura 4), gracias a una mejor simulación de la amplitud entre los valores altos de los meses de verano (noviembre a marzo) y los bajos valores de los meses de invierno (abril a agosto). En consecuencia, tres modelos de evapotranspiración (PT, JH y HS) pueden ser seleccionados para estimar la evapotranspiración de referencia. Hay que señalar, sin embargo, que el modelo de Hargreaves–Samani (HS) involucra sólo los datos de temperatura, al contrario de los modelos (PT) Priestley–Taylor (JH) y Jensen–Haise que involucran datos de temperatura y radiación solar.

### Recalibración para uso regional

De acuerdo con los resultados de las pruebas estadísticas de comparación descritas anteriormente, de los diez modelos evaluados, el modelo HS produce mejores resultados, y hay que tener en cuenta que sólo necesita los datos de temperatura. Con el propósito de mejorar el modelo HS para la región CAP en comparación con el modelo de referencia ( $ET_0$ ), se calculó la recta de regresión (que pasa a través del origen) entre  $ET_0$  y el modelo HS ( $ET_0 = \alpha.HS$ ) para cada estación. Los resultados se muestran en la Tabla 5. Observándose que la pendiente  $\alpha$  tiende a aumentar con la altitud, se calculó una línea de regresión entre  $\alpha$  y la altitud de la estación correspondiente expresado en km. Esta línea de regresión, que se muestra en la Figura 5, es  $\alpha = 0.0622.altitud + 0.8196$  con un  $R^2=0.70$ , significativo al nivel del

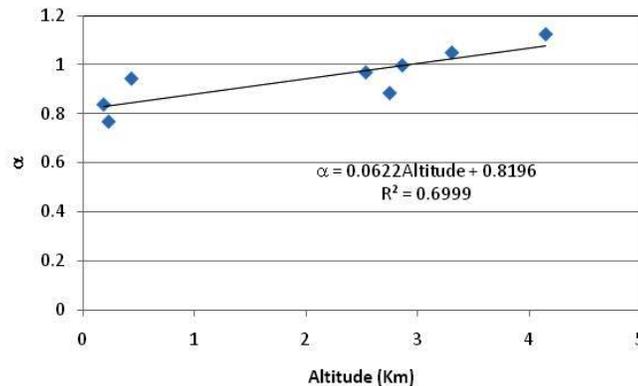
95%. En consecuencia, la  $ET_0$  para la región CAP puede ser estimada usando la siguiente ecuación HS modificada.

$$HS_{alt} = (0.0622 \cdot alt + 0.8196) \cdot HS \quad (8)$$

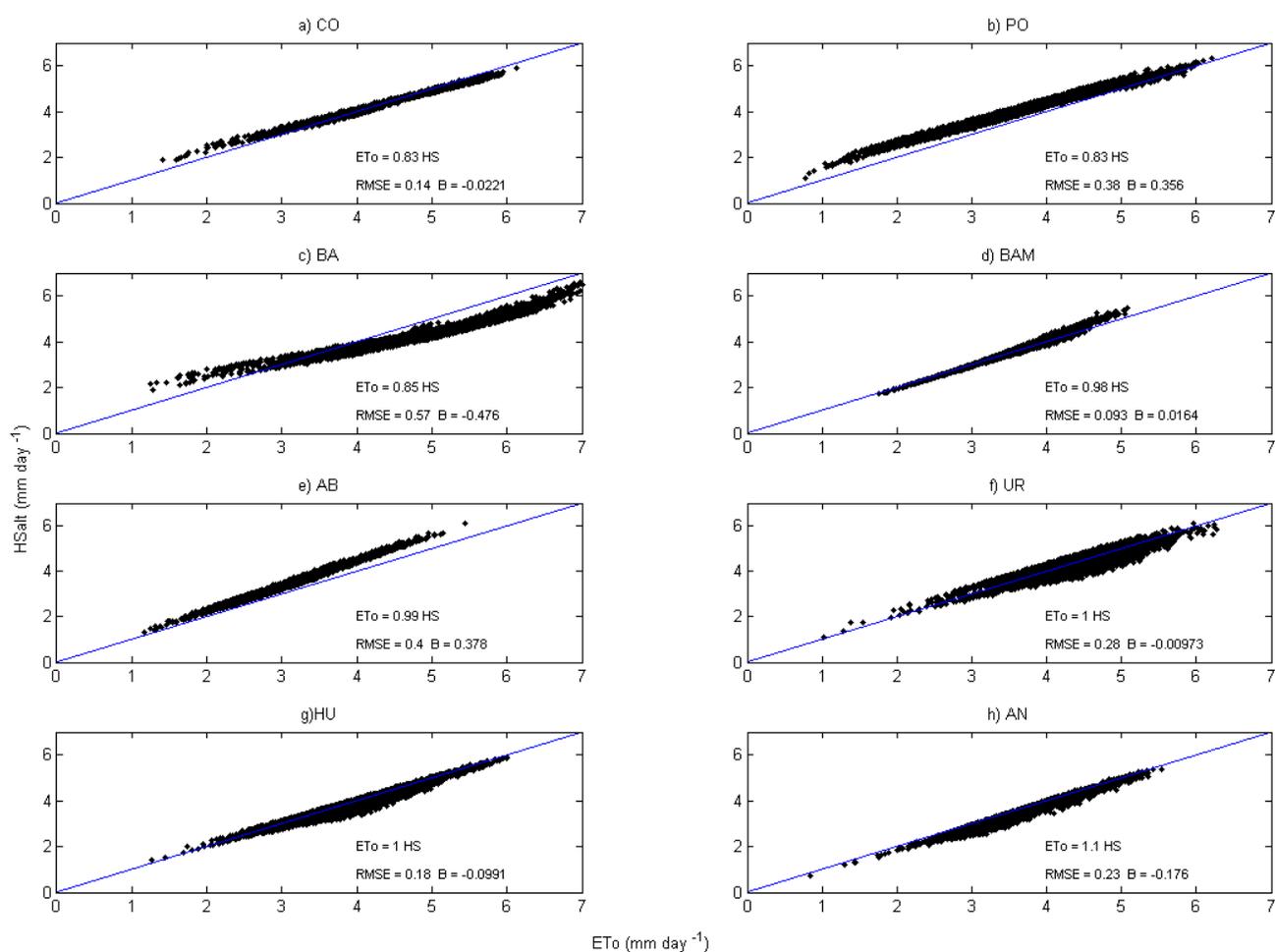
Donde, la evapotranspiración se expresa en mm día<sup>-1</sup> y  $alt$  es la altitud de km. La Tabla 5 muestra el rendimiento de los modelos  $HS$  y  $HS_{alt}$  comparados con  $ET_0$  para las ocho estaciones de la región. El modelo  $HS_{alt}$  mejora el rendimiento (RMSE y B) del modelo  $HS$  original para casi todas las estaciones excepto la de Bagua Chica (BA). Debido a que el  $HS_{alt}$  (que añade la variable altitud en la estimación de la  $ET_0$ ) presenta mejor ejecución para siete de las ocho estaciones, se recomienda su uso para la estimación de la evapotranspiración referencial en la región CAP. Los resultados finales se muestran en la Figura 6.

**Tabla 5.** Error cuadrático medio (RMSE) y desviación media (B) entre la  $ET_0$  y el modelo  $HS$  para las ocho estaciones meteorológicas seleccionadas;  $\alpha$  es la inclinación en la línea de regresión (que pasa a través de 0) entre la  $ET_0$  y los valores de  $HS$ .  $HS_{alt}$  es el modelo  $HS$  modificado dado por la ecuación (8). Los valores estadísticos mejorados están en negritas

Estación	Estadístico	Modelos de evapotranspiración	
		HS	HSalt
CO	RMSE	0.87	<b>0.14</b>
	B	0.86	-0.02
	$\alpha$	0.84	
PO	RMSE	1.21	<b>0.38</b>
	B	1.2	<b>0.36</b>
	$\alpha$	0.77	
BA	RMSE	0.39	0.57
	B	0.31	-0.48
	$\alpha$	0.94	
BAM	RMSE	0.14	<b>0.09</b>
	B	0.1	<b>0.02</b>
	$\alpha$	0.97	
AB	RMSE	0.43	<b>0.4</b>
	B	0.41	<b>0.38</b>
	$\alpha$	0.89	
UR	RMSE	0.29	<b>0.28</b>
	B	0	<b>0</b>
	$\alpha$	1	
HU	RMSE	0.24	<b>0.18</b>
	B	-0.19	-0.10
	$\alpha$	1	
AN	RMSE	0.45	<b>0.23</b>
	B	-0.43	-0.18
	$\alpha$	1.1	



**Fig. 5.** Línea de regresión relativa de la pendiente  $\alpha$  para corregir el modelo  $HS$  (se muestra en la Tabla 5) a la altitud en km para las ocho estaciones de la región CAP



**Fig. 6.** Cálculo de evapotranspiración de referencia por  $HS_{alt}$  versus  $ET_0$  en mm por día para ocho estaciones de la región CAP

## CONCLUSIONES

Para estimar la evapotranspiración de referencia en la región de la cuenca del Andino–Amazónica Peruana se compararon las ecuaciones empíricas de evapotranspiración con el modelo FAO–56 Penman–Monteith de evapotranspiración referencial ( $ET_0$ ). De los diez modelos utilizados para estimar  $ET_0$ , el modelo de Hargreaves–Samani (HS), que implica solo parámetros de temperaturas máximas y mínimas, se presenta como la mejor opción con datos de entrada climáticos limitados. Efectivamente, el modelo HS se pueda utilizar como un buen estimador de la evapotranspiración de referencia que ya ha sido documentado por diferentes autores (por ejemplo Allen et al, 1998; Gavilán et al., 2006; Popova & Pereira, 2006; Jabloun & Sahli, 2008; entre otros). Para mejorar el rendimiento del modelo seleccionado (HS) a escala regional se realizaron las regresiones lineales entre  $ET_0$  y las estimaciones del modelo  $HS_{alt}$  mejorando sustancialmente las estimaciones de  $ET_0$  para la región CAP. Los datos de temperatura, en la mayoría de los casos, es la variable climática más disponible en las estaciones climatológicas de la red del SENAMHI, y como el modelo HS estima los valores de  $ET_0$  usando solo datos de la temperatura del aire y la altitud ( $HS_{alt}$ ) es el más adecuado o fiable para estimar la evapotranspiración de referencia para la región CAP; lo que hace posible una mejor distribución espacial de la evapotranspiración de referencia con fines hidrológicos y agrícolas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abtew, W. (1996). Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. *Water Resources Bulletin*, 32(3): 465–473.
- Ali, S., Ghosh, N. C. & Singh, R. (2007). Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes* 22(8): 1093–1106.
- Allen, G.R., Periera, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agricultural Organization of the United Nations.
- Baigorria, G.A., Villegas, E. B., Trebejo, I., Carlos, J.F. & Quiroz, R. (2004). Atmospheric transmissivity: distribution and empirical estimation around the central andes. *Int. J. Climatol.*, 24: 1121–1136.
- Bristow, K. & Campbell, G. (1984). On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 31: 159–166.
- Chen, D. L., Gao, G., Xu, C. Y., Guo, J. & Ren, G.Y. (2005). Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman–Monteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Climate Research*, 28(2): 123–132.
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Fontenot, R.L. (2004). An evaluation of reference evapotranspiration models in Louisiana, Louisiana State University and A&M College, Louisiana.
- Gavilán, P., Lorite, I. J., Tornero, S. & Berengena, J. (2006). Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agricultural Water Management*, 81(3): 257–281.
- Geiger, R., Aron, R. H. & Toddhunter, P. (2003). *The Climate Near The Ground*, 6th Ed. New York: Rowman and Littlefield.
- Hamon, W. R. (1961). Estimating potential evaporation. In: J.o.H. Division (Editor), *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, pp. 107–120.
- Hansen, V. E., Israelsen, O. W. & Stringham, G. E. (1980). *Irrigation Principles and Practices* 4th Edition. . New York, NY: John Wiley and Sons, Inc.
- Hargreaves, G. H. & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2): 96–99.
- Jabloun, M. & Sahli, A. (2008). Evaluation of FAO–56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data: Application to Tunisia. *Agricultural Water Management*, 95(6): 707–715.
- Jensen, M. E. & Haise, H. R. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 89(LR4): 15–41.
- Jensen, M. E., R. D. Burman & Allen, R. G. (1990). *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. Manuals and Reports on Engineering Practice, N° 70*, Committee on Irrigation Water Requirements of the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers.
- Lavado, W. (2010). *Modélisation du bilan hydrique à pas de temps mensuel pour l'évaluation de l'impact du changement climatique dans le bassin Amazonien du Pérou*. Ph. D. Thesis, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, Toulouse France, 225 pp.
- Legates, D. R. & McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of "goodness of fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1): 233–241.
- Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18(6): 409–424.
- Makkink, G. F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineering*, 11(3): 277–288.
- 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(3): 1–19.
- Molion, L. C. B. (1987). Micrometeorology of an Amazonian Rainforest. In: *The Geophysiology of Amazonia*, R. E. Dickinson (Ed.): 255–270.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, A193: 120–146.
- Popova, Z. & Pereira, M. K. L. S. (2006). Validation of the FAO methodology for computing ETo with limited data. Application to south Bulgaria. *Irrigation and Drainage*, 55(2): 201–215.

- Priestley, C. H. B. & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81–92.
- Remanenکو, V. A. (1961). Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proc. of the Ukrainian Hydrometeorological Research Institute*, No.3, Kiev.
- Salati, E. (1987). The forest and the hydrological cycle. In Dickenson, R. (Ed.), *The Geophysiology of Amazonia*. (pp. 273–294). New York, New York, U.S.A.: John Wiley and Sons.
- SENAMHI (2005). *Mapa Climático del Perú*, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Lima, Perú.
- Shuttleworth, W. J. (1988). Evaporation from Amazonian rainforest. In: *Proceedings Roy. Soc. Lond. B.*, 233: 321–346.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38(1): 55–94.
- Turc, L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour. *Annales Agronomiques*, 12(1): 13–49.

## Apéndice A:

**Tabla 6.** Modelos de Evapotranspiración

N°	Modelo(Reference)	Símbolo	Ecuación (E =)
1	Priestley–Taylor Priestley & Taylor (1972)	PT	$(1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n) / \lambda$
2	Turc Turc (1961)	TU	$0.013 \frac{T}{T+15} \cdot \frac{23.9R_s + 50}{\lambda} \cdot \frac{IfRH > 50}{IfRH \leq 50}$ $(0.013 \frac{T}{T+15} \cdot \frac{23.9R_s + 50}{\lambda}) (1 + \frac{50 - RH}{70})$
3	Jensen–Haise Jensen & Haise (1963)	JH	$C_t = (C_1 + 7.3C_h)^{-1} \quad C_1 = 38 - 2h/305$ $C_h = 5(e_s(T_{max}) - e_s(T_{min}))^{-1}$ $T_x = -2.5 - 7C_h^{-1} - h/550$ $C_t \cdot (T - T_x) \cdot R_s / \lambda$
4	McGuinness–Bordne Jensen & Haise (1963)	MB	$\frac{R_s(T + 5)}{68\lambda}$
5	Abteu Abteu (1996)	AB	$0.4081R_s$
6	Makkink Makkink (1957)	MA	$0.25 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s - 0.12$
7	Hargreaves–Samani Hargreaves & Samani (1985)	HS	$\frac{0.0023(T + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \cdot Ra}{\lambda}$
8	Hamon Hamon (1961)	HA	$\left(\frac{N}{12}\right)^2 \exp\left(\frac{T}{16}\right)$
9	Remanenکو Remanenکو (1961)	RE	$4.5 \left(1 + \frac{T}{25}\right)^2 \left(1 - \frac{RH}{100}\right)$
10	Linacre Linacre (1977)	LI	$\frac{\left(\frac{500T_m}{100 - A}\right) + 15(T - Td)}{(80 - T)}$ $T_m = T + 0.006h$

Notaciones y unidades:

$E$  = evapotranspiración ( $\text{mm } d^{-1}$ ),  $\Delta$  = inclinación de la curva de presión de vapor a temperatura del aire ( $\text{kPa } ^\circ C^{-1}$ ),  $\lambda$  = calor latente de vaporización ( $\text{MJ } kg^{-1}$ ),  $\gamma$  = constante sicométrica ( $\text{kPa } ^\circ C^{-1}$ ),  $e_s(T)$  = presión del vapor de saturación a temperatura  $T$  ( $\text{kPa}$ ),  $T$  = temperatura media ( $^\circ C$ ),  $Td$  = temperatura de punto de rocío ( $^\circ C$ ),  $T_{max}$  = temperatura máxima ( $^\circ C$ ),  $T_{min}$  = temperatura mínima ( $^\circ C$ ),  $R_s$  = radiación solar entrante ( $\text{MJ } m^{-2} d^{-1}$ ),  $R_a$  = radiación solar extraterrestre ( $\text{MJ } m^{-2} d^{-1}$ ),  $R_n$  = radiación neta ( $\text{MJ } m^{-2} d^{-1}$ ),  $N$  = duración del día (horas),  $h$  = elevación (m),  $A$  = latitud (grados).

