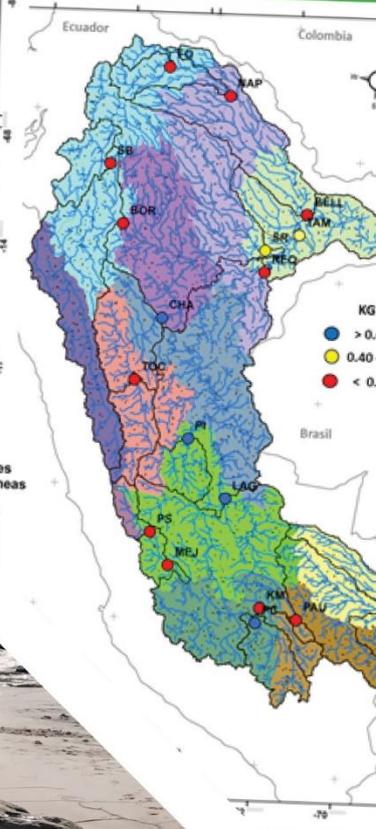
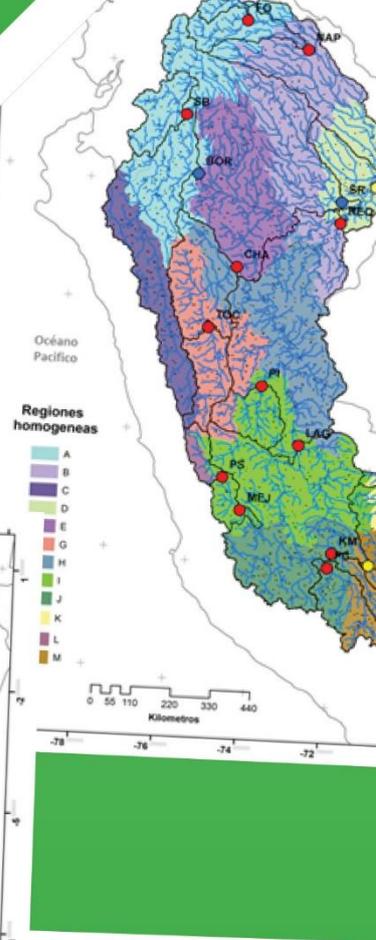
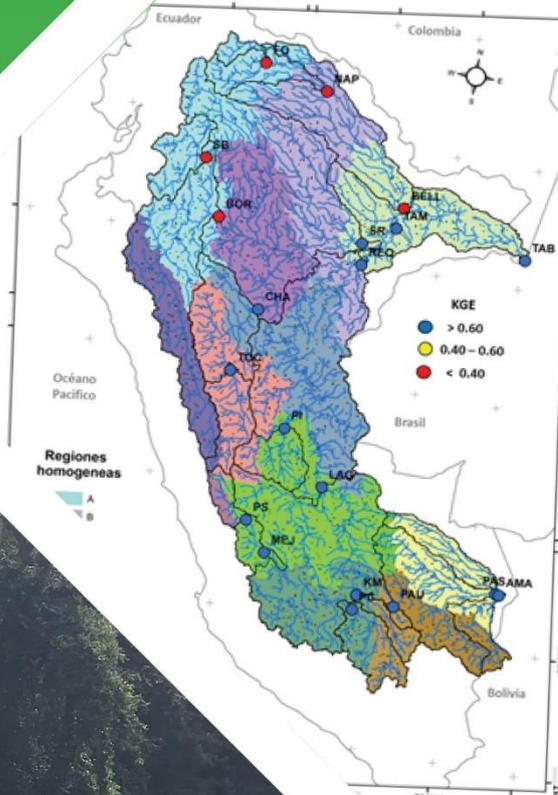


MODELAMIENTO HIDROLÓGICO MENSUAL DISTRIBUIDO PARA EL MONITOREO DE SEQUÍAS HIDROLÓGICAS EN LA VERTIENTE HIDROGRÁFICA DEL ATLÁNTICO



Río Cumbaza, San Martín

© C. Martínez, 2019

**MODELAMIENTO HIDROLÓGICO
MENSUAL DISTRIBUIDO PARA
EL MONITOREO DE SEQUÍAS
HIDROLÓGICAS EN LA
VERTIENTE HIDROGRÁFICA
DEL ATLÁNTICO**





DIRECTORIO

PhD. Ken Takahashi Guevara
PRESIDENTE EJECUTIVO DEL SENAMHI

Ing. Oscar G. Felipe Obando
DIRECTOR DE HIDROLOGÍA DEL SENAMHI

PhD. Waldo Lavado Casimiro
SUBDIRECTOR DE ESTUDIOS E INVESTIGACIONES HIDROLÓGICAS DEL SENAMHI

REVISOR DEL ESTUDIO

Ph. D. Waldo Sven Lavado Casimiro
Subdirector de Estudios e Investigaciones Hidrológicas del SENAMHI

RESPONSABLE DEL ESTUDIO

Ing. Cristian Albert Montesinos Cáceres
Especialista en Hidrología del SENAMHI

Lima-Perú
Diciembre - 2019

Citar como:

Montesinos C. Modelamiento hidrológico mensual distribuido para el monitoreo de sequías hidrológicas en la vertiente hidrográfica del Atlántico. Servicio Nacional De Meteorología E Hidrología Del Perú –Senamhi. Dirección de Hidrología -DHI. Diciembre 2019.

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	3
3. DATOS Y MÉTODOS	4
3.1 Descripción del área de estudio	4
3.2 Estructura del modelo mensual.....	5
3.3 Conjunto de datos utilizados	7
3.3.1 Información geográfica	7
3.3.2 Información climática e hidrométrica	7
3.4 Metodología	8
3.4.1 Configuración de la unidad hidrográfica.....	8
3.4.2 Análisis de sensibilidad.....	9
3.4.3 Delimitación de regiones de calibración.....	9
3.4.4 Calibración del modelo mensual	14
4. RESULTADOS y DISCUSIONES	15
4.1 Configuración de la unidad hidrográfica.....	15
4.2 Análisis de sensibilidad.....	15
4.3 Formación de regiones homogéneas.....	15
4.3.1 Filtrados de datos usando medidas de discordancia	16
4.3.2 Prueba de homogeneidad regional	16
4.4 Calibración y validación del modelo.....	18
4.4.1 Calibración global	18
4.4.2 Calibración Independiente	19
4.4.3 Calibración Regionalizada	22
5. CONCLUSIONES	25
6. REFERENCIAS	26

Lista de Figuras

Figura 1. Ubicación de área de estudio y los sitios de medición de caudales	4
Figura 2. Estructura del modelo GR2M incorporando factores de corrección para la precipitación y evapotranspiración potencial. Adaptado de Mouelhi et al. (2006)	5
Figura 3. Esquema del modelo GR2M semi-distribuido del paquete “GR2MSemiDistr”	6
Figura 4. Sensibilidad de los índices de precipitación-escorrentía (RR) y variabilidad de la escorrentía (RV) aplicando el método FAST a los parámetros X1 y X2 del modelo GR2M	16
Figura 5. Regiones conformadas para el área de estudio.....	17
Figura 6. Mapa de coeficientes de rendimiento KGE para la calibración (a) global, (b) independiente y (c) regionalizada.....	23

Lista de Tablas

Tabla 1. Descripción y rango mínimo y máximo de los parámetros del modelo GR2M	6
Tabla 2. Resultados de la calibración global del modelo GR2M en cuencas de las regiones homogéneas en la vertiente del Atlántico	18
Tabla 3. Desempeño de los modelos mensuales durante el periodo de calibración y validación global en cuencas de la vertiente del Atlántico.....	19
Tabla 4. Resultados de la calibración independiente del modelo GR2M en cuencas.....	20
Tabla 5. Desempeño de los modelos mensuales en el periodo de Calibración	22
Tabla 6. Resultados de la calibración regionalizada del modelo GR2M en la vertiente del Atlántico.....	24
Tabla 7. Desempeño de los modelos mensuales en el periodo de calibración	24

Lista de Cuadros

Cuadro 1. Características de las principales estaciones hidrométricas sobre el área de estudio	8
Cuadro 2. Valores críticos del indicador de discordancia Di.....	13
Cuadro 3. Valores críticos de heterogeneidad originales y actualizados	13
Cuadro 4. Resultados de la prueba de homogeneidad, para las regiones definidas	18

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de la gestión integrada de cuencas hidrográficas, la estimación de los caudales es esencial para evaluar el rendimiento potencial del agua de una cuenca hidrográfica, para planificar las medidas de conservación, incluyendo la recarga de las zonas de agua subterránea, reducción de la sedimentación y los riesgos de inundación aguas abajo (Lenhart et al. 2002). Es por ello la importancia de conocer la modelación del comportamiento hidrológico en la cuenca mediante el uso de un modelo hidrológico calibrado y validado con el fin de proporcionar información sistemática y coherente sobre la disponibilidad futura de agua en la cuenca.

Del mismo modo, es necesario entender que para adaptar modelos de balance hídrico a cuencas no monitoreadas se deben recurrir a técnicas de regionalización apropiadas definidas en regiones con respuesta hidrológica constante (Oudin et al. 2008; Arsenault et al. 2015).

Actualmente, los hidrólogos intentan extraer la información necesaria de las cuencas que muestran un comportamiento hidrológico similar al de la cuenca no medida. La suposición así utilizada para resolver este problema es que si dos cuencas son similares, su respuesta hidrológica también será similar (Young et al. 2000). En efecto, la regionalización hidrológica se utiliza cada vez más para guiar y ayudar a la gestión de los recursos hídricos. Ninguna clasificación única se adaptará a todos los propósitos, ya que la clasificación es una herramienta, no un fin en sí misma.

Por el contrario, existen diferentes enfoques y muchos medios diferentes para clasificar ubicaciones, flujo de corrientes o cuencas, y la elección de qué enfoque y qué método de clasificación se emplea depende de la disponibilidad de datos y del propósito deseado de la clasificación. (Olden et al. 2012). Además, una comprensión profunda de los procesos hidrológicos y la similitud, así como la capacidad de modelarlos, son la clave para mejorar todos los métodos de regionalización (He 2011).

En ese sentido, el presente estudio desarrollo y probó un esquema diferente de regionalización de parámetros basado en el algoritmo de sensibilidad global FAST. Actualmente, el análisis de sensibilidad (SA) ha avanzado en la comprensión de la influencia de los parámetros en el comportamiento del modelo y la incertidumbre estructural. SA mide la respuesta de la salida del modelo a la variabilidad de la entrada del modelo y/o los valores de los parámetros del modelo. SA divide la variabilidad total en la respuesta del modelo a cada parámetro del modelo individual (Reusser et al. 2011) y da como resultado un conjunto más definido de parámetros y rangos de parámetros.

El modelo de lluvia-escorrentía a utilizar en este estudio es el modelo GR2M, el cual fue elegido por su parsimonia y para superar las desventajas de sobre-parametrización asociada con los modelos complejos. Precisamente, los modelos de balance hídrico mensual (MWBM) ofrecen métodos simples pero refinados para describir procesos hidrológicos y tienen un bajo requerimiento de insumos, una plataforma conceptual que se comporta bien y una calibración de modelo simple (Nasseri et al. 2014).

Los modelos conceptuales, son conocidos por su moderado requerimiento de datos. Proporcionan representaciones simplificadas de procesos hidrológicos claves, utilizando un sistema percibido (Dawson & Wilby 2001).

Recientes investigaciones evaluaron el desempeño de diversos MWBM en distintas partes del mundo, tal es el caso de (Bai et al. 2015) comparo doce modelos de balance hídrico mensual con diferentes estructuras y diversos grados de complejidad en cuencas con múltiples condiciones climáticas en China; entre los cuales el modelo GR5M funciona mejor, seguido por el modelo GR2M y WBM. De igual manera (Julio et al. 2019), evaluó seis modelos de balance hídrico en cuencas con diferentes condiciones climáticas dentro de España, percibiéndose que el modelo GR2M es el mejor en comparación con el resto de los modelos seleccionados.

Con el presente estudio se pretende mejorar las simulaciones de escorrentía tanto temporal como espacialmente, para toda la superficie terrestre de la vertiente hidrográfica del Atlántico. Además, puede acelerar el procedimiento de calibración al calibrar diferentes grupos de cuencas en paralelo. Por lo tanto, este estudio intenta mejorar tanto la estructura del modelo GR2M como el procedimiento de calibración para simular mejor las descargas mensuales.

2. OBJETIVOS

Objetivo general

- Evaluar el desempeño de la generación de caudales mensuales, a escala regional, en sub-cuencas sin monitoreo hidrométrico, ubicadas en el ámbito de la vertiente hidrográfica del Atlántico, aplicando un enfoque de regionalización de parámetros en un modelo hidrológico conceptual.

Objetivos específicos

- Configurar la versión distribuida del modelo hidrológico GR2M.
- Formación de regiones homogéneas de calibración mediante el método Análisis Regional de Frecuencias (ARF) basado en los L-momentos.
- Calibrar y validar el modelo para las sub-cuencas identificadas utilizando parametrizaciones regionalizadas.

3. DATOS Y MÉTODOS

3.1 Descripción del área de estudio

El área de intervención resalta la presencia de dos tramos de drenaje contrarios y ambos aportantes del río Amazonas.

El primer tramo, comprende la Cuenca Amazónica Peruana–Ecuatoriana (CAPE), aguas arriba de la estación hidrométrica Tabatinga. Esta se extiende desde los andes tropicales hasta la amazonía peruana, con elevaciones de hasta 6300 m.s.n.m, un área de drenaje de 878 300 km² y una descarga media de ~35 500 m³ s⁻¹ en la estación Tabatinga (Lavado Casimiro et al. 2012). Una de las redes principales de CAPE es el río Ucayalí formado a su vez por los ríos Apurímac y Urubamba, que nacen en las proximidades del lago Titicaca al sur de Perú y recorre gran parte del territorio peruano de sur a norte.

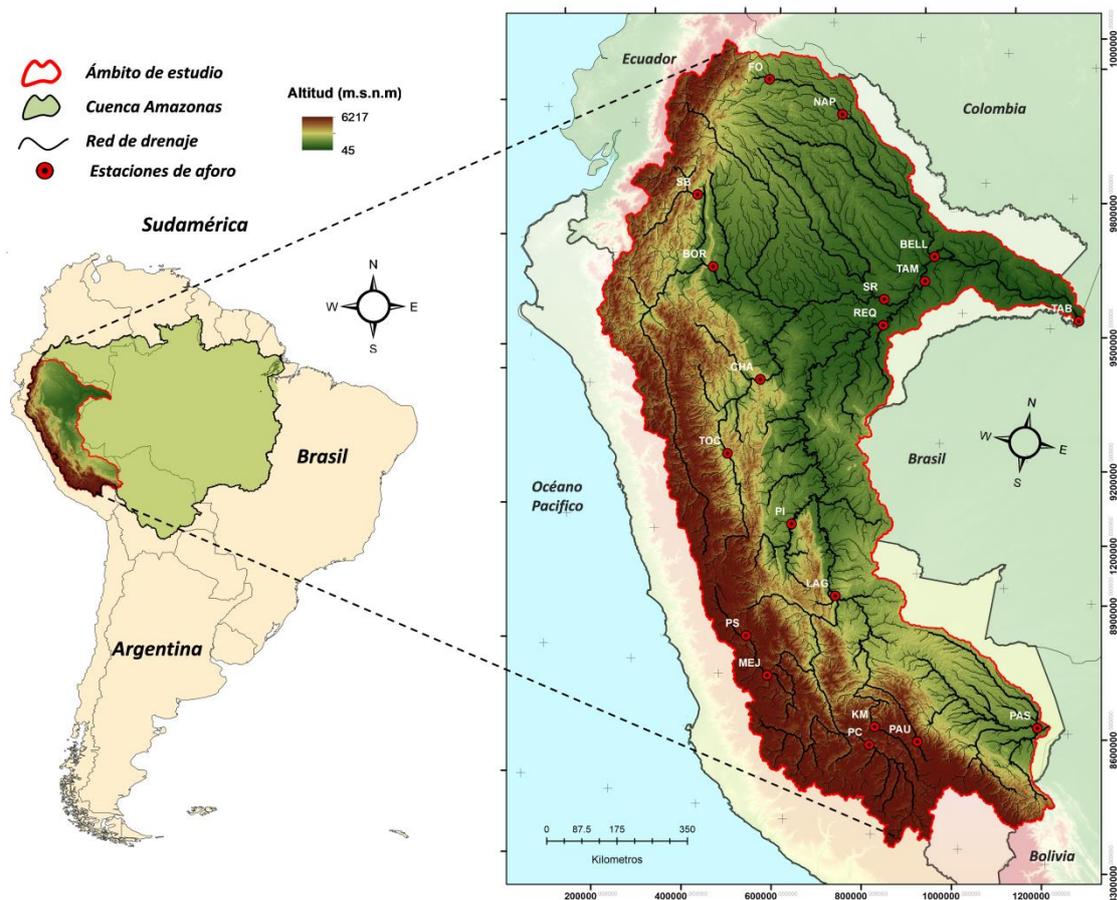


Figura 1. Ubicación de área de estudio y los sitios de medición de caudales
Fuente: Elaboración propia 2019

Adicionalmente, se cuenta con la red de drenaje del río Marañón también aportante de CAPE, procedente de los andes ecuatorianos en las proximidades del Chimborazo. Además, de recibir el aporte del río Huallaga, que nace en Cerro de Pasco muy próximo al río Marañón, corre entre las cordilleras central y oriental de los andes del Perú. Así mismo, recibe las aguas de los andes centrales

del río Pampas, Mantaro y Perene. CAPE corresponde a una región de contrastes únicos en la que se experimenta una alta variabilidad espacial de regímenes anuales de precipitación debido a su extensión latitudinal y la presencia de los andes (Espinoza et al. 2009).

En relación a la red de drenaje contraria, contamos con los ríos perteneciente a la zona sur, que fluye por la Cuenca del río Madre de Dios (CMD) hasta la estación Amaru Mayu; considerado uno de los principales tributarios del río Madeira que desemboca por la margen derecha del río Amazonas. CMD está formado por la unión de dos ríos que se originan en los andes del sur del Perú; tal es el caso del río Manu, que se origina el sector oeste del ámbito de la cuenca y el río Alto Madre de Dios, que se origina en el sector sur de la cuenca.

3.2 Estructura del modelo mensual

Modelo GR2M

El modelo parsimonioso GR2M, desarrollado por (Mouelhi et al. 2006), es utilizado en el presente trabajo. Este modelo conceptualiza la cuenca como un par de estanques, uno de producción y otro de rastreo (Figura 2). GR2M tiene dos parámetros, X_1 y X_2 que definen la capacidad máxima del estanque de producción y el intercambio de agua entre la superficie y aguas subterráneas en el estanque de rastreo, respectivamente. El modelo GR2M es forzado con datos mensuales de precipitación (P) y evapotranspiración potencial (E) para generar caudales mensuales (Q) a la salida de la cuenca. Considera también variables de estado en el estanque de producción (S) y rastreo (R). Teniendo en cuenta la incertidumbre en las forzantes, se incorporaron factores de corrección para la precipitación (f_{precip}) y evapotranspiración potencial (f_{pet}).

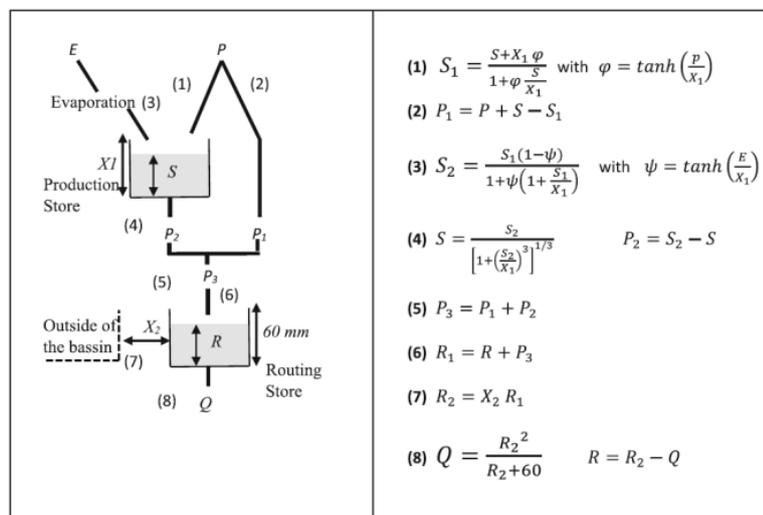


Figura 2. Estructura del modelo GR2M incorporando factores de corrección para la precipitación y evapotranspiración potencial. Adaptado de Mouelhi et al. (2006)

La estructura del modelo GR2M se muestra en la Figura 2. El detalle de las ecuaciones del modelo conceptual se detalla en Mouelhi et al., (2006), mientras que la descripción de los parámetros y sus valores mínimo y máximo se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Descripción y rango mínimo y máximo de los parámetros del modelo GR2M

Parámetro	Unid	Descripción	Mínimo	Máximo
X1	mm	Capacidad máxima de almacenamiento del reservorio suelo.	1	2000
X2	-	Coefficiente de intercambios subterráneo	0.01	2
F _{prec}	-	Factor de corrección de la precipitación mensual.	0.8	1.2
f _{pet}	-	Factor de corrección de la evapotranspiración potencial mensual.	0.8	1.2

Fuente: Adaptado de Pagano, Hapuarachchi and Wang (2009)

✚ Acumulación de caudales mensuales

Los caudales mensuales simulados en el paso anterior son luego acumulados automáticamente considerando su topología en base a un DEM de entrada. Esto se realiza aplicando un algoritmo de Acumulación Ponderada del Flujo también llamada Weighted Flow Accumulation (WFAC). El WFAC toma en cuenta la Dirección del Flujo (Flow Direction) generada a partir del DEM proporcionado para la zona de estudio. Las ponderaciones o pesos corresponden a los caudales simulados previamente para cada subcuenca y cada mes. De esta manera, los valores de cada celda son acumulados en función de la dirección del flujo; obteniendo así los caudales simulados en una versión semidistribuida del modelo.

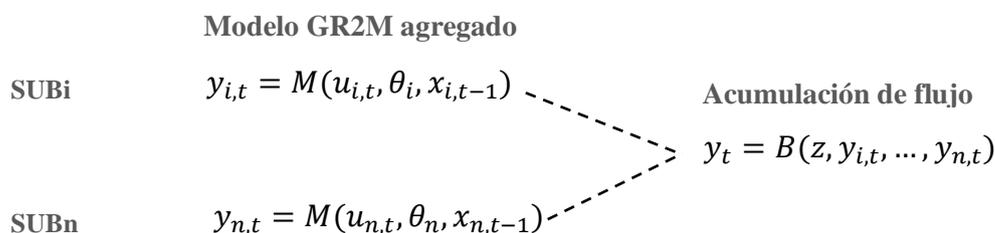


Figura 3. Esquema del modelo GR2M semi-distribuido del paquete “GR2MSemiDist”

El esquema de trabajo del modelo GR2M en su versión semidistribuida se presenta en la Figura 3. En ella se muestran las salidas y del modelo M (con forzantes meteorológicas u , parámetros ϑ , y variables de estado x), para cada sub-cuenca i y paso de tiempo t . Luego estas salidas son acumuladas (Y) automáticamente con el algoritmo B a partir del DEM z para la cuenca.

3.3 Conjunto de datos utilizados

3.3.1 Información geográfica

Para el presente estudio se optó por utilizar un Modelo Digital de Elevación (DEM), obtenido del HydroSHEDS (*Hydrological data and maps based on Shuttle Elevation Derivatives at multiple Scales*) el mismo, que proporciona información hidrográfica en un formato consistente y completo para aplicaciones a escala regional y global. HydroSHED se basa en los datos de elevación de alta resolución obtenidos durante el vuelo del trasbordador espacial de “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM), es uno de los recursos DEM más atractivos con una resolución de 400 metros; este producto es de libre acceso en <https://hydrosheds.cr.usgs.gov/dataavail.php> y su utilización se orienta a programas científicos y actividades de desarrollo.

3.3.2 Información climática e hidrométrica

3.3.2.1 Precipitación

Se empleó información de precipitación del conjunto de datos grillados mensuales PISCOpm v.2.1 (*Peruvian Interpolation data of the SENAMHI's Climatological and Hydrological Observations*) disponible desde enero de 1981 hasta el presente, con una resolución espacial de ~10 km. El algoritmo de fusión se basa en métodos de interpolación geoestadística y determinista que incluyen tres fuentes de lluvia diferentes: (i) el conjunto de datos nacionales de pluviómetros monitoreados, (ii) climatología de precipitación fusionada con medidores radar y (iii) Precipitación Infrarroja del Grupo de Riesgos Climáticos (CHIRP). (Aybar et al. 2019)

El conjunto de datos está disponible públicamente en <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.SENAMHI/.HSR/.PISCO/.Prec/> y está destinado a respaldar estudios hidrológicos y prácticas de gestión del agua.

3.3.2.2 Evapotranspiración potencial

La información de evapotranspiración potencial mensual (Pet) utilizada se basó en el método de Oudin (Oudin et al. 2005); a partir de datos de temperatura mínima y temperatura máxima grillada del producto PISCOtemp v.1.1. (Huerta et al., 2018). Los datos de PISCOpet v.1.1. Se encuentran disponibles en <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.SENAMHI/.HSR/.PISCO/.PET/>, a una resolución de ~10 km y temporalmente (mensual) disponible desde 1981-2016.

3.3.2.3 Estaciones hidrométricas

La información base de caudales mensuales fueron proporcionados por el SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología - Perú) y del observatorio ORE-HYBAM (Hidrodinámica de la cuenca Amazónica), ambas instituciones tienen como finalidad

brindar apoyo y proporcionar datos de alta calidad necesarios para entender y modelar el comportamiento de los sistemas y su dinámica a largo plazo.

La longitud de los registros disponibles oscila entre 10 a 25 años distribuidos entre el periodo 1985-2016. En el cuadro 1 se indican las características de las estaciones de aforo utilizados; además, la figura 1 muestra la distribución espacial de las estaciones hidrométricas evaluadas.

Cuadro 1. Características de las principales estaciones hidrométricas sobre el área de estudio

N°	Estación	Código	Rio	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Área (km ²)
1	Bellavista	BELL	Napo	-3.47	-73.06	96,968.37
2	Borja	BOR	Marañón	-4.45	-77.45	114,746.54
3	Chazuta	CHA	Huallaga	-6.57	-76.11	68,931.67
4	KM 105	KM	Vilcanota	-13.18	-72.53	9,850.97
5	Francisco de Orellana	FO	Napo	-0.47	-76.98	5,382.85
6	La pastora	PAS	Madre de Dios	-12.58	-69.14	57,028.70
7	Lagarto	LAG	Ucayali	-10.68	-73.82	191,353.04
8	Mejorada	MEJ	Mantaro	-12.53	-74.92	19,588.95
9	Napo	NAP	Napo	-0.92	-75.4	27,232.14
10	Paucartambo	PAU	Mapacho	-13.32	-71.6	2,563.01
11	Puente Cunyac	PC	Apurímac	-13.56	-72.57	25,505.75
12	Puente Stuart	PS	Mantaro	-11.8	-75.49	9,333.06
13	Puerto Inca	PI	Pachitea	-9.38	-74.96	22,184.02
14	Requena	REQ	Ucayali	-5.04	-73.84	352,416.76
15	San Regis	SR	Marañón	-4.51	-73.91	359,023.90
16	Santiago en Batallón	SB	Marañón	-3.05	-78.01	22,222.36
17	Tabatinga	TAB	Amazonas	-4.25	-69.95	873,560.30
18	Tamshiyacu	TAM	Amazonas	-4.00	-73.16	722,450.21
19	Tocache	TOC	Huallaga	-8.18	-76.51	23,662.91

Fuente: Elaboración propia 2019

3.4 Metodología

El desarrollo de la metodología se encuentra estructurado de la siguiente manera: (i) configuración de la unidad hidrográfica (ii) análisis de sensibilidad, (iii) formación de regiones homogéneas y finalmente (iv) calibración y validación del modelo hidrológico.

3.4.1 Configuración de la unidad hidrográfica

La discretización de la unidad hidrográfica en sub-cuencas y la delineación de las redes de drenaje fueron desarrollados mediante el uso del Modelo Digital de Elevaciones (DEM) y la interfaz GIS (QSWAT) para el modelo hidrológico SWAT. Se utilizó un área umbral de 200 km², con la finalidad de homogenizar el tamaño de las sub-cuencas y poseer una mejor representación hidrológica.

3.4.2 Análisis de sensibilidad

Los patrones espaciales y la magnitud de la sensibilidad de parámetros del modelo conceptual en todo el Perú son considerados como base para la delimitación de sub-cuencas con similitud en su respuesta hidrológica y para la regionalización de parámetros durante la calibración del modelo GR2M. Al igual que en (Bock et al. 2016), el principal supuesto de este estudio es considerar el análisis de sensibilidad como base principal para la regionalización en lugar de la similitud de las características fisiográficas entre cuencas. Así, los resultados del análisis de sensibilidad son entradas para la delimitación de regiones de calibración del modelo.

Se realizó el análisis de sensibilidad de parámetros del modelo GR2M mediante el método FAST (Fourier Amplitude Sensivity Test) propuesto por Reusser, Buytaert and Zehe (2011). De acuerdo a Bock et al. (2016), este método crea un conjunto de sets de parámetros, los cuales son únicos y no están correlacionados entre sí. Las salidas del modelo, corridas con las mismas forzantes climáticas, pero con los distintos sets de parámetros, son Fourier-transformadas en una densidad espectral de potencias. Luego la sensibilidad se calcula como la suma de las potencias de la varianza de las salidas, para cada set de parámetros (varianza total). La sensibilidad de los parámetros es luego escalada de tal manera que los valores de sensibilidad vayan de 0 a 1. Para mayor detalle de la metodología revisar Reusser, Buytaert and Zehe (2011).

Muchos análisis de sensibilidad en modelos hidrológicos evalúan la métrica de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash & Sutcliffe 1970). No obstante, esto requiere del contraste entre las salidas simuladas con las observaciones. En nuestro caso, se consideran métricas que tomen en cuenta la magnitud y variabilidad de las forzantes climáticas y las salidas del modelo. En ese sentido se utilizó el Índice de Precipitación-Escorrentía (RR) y el Índice de Variabilidad de la Escorrentía (RV) propuestos por (Sankarasubramanian & Vogel 2003), los cuales se calculan mediante las ecuaciones [1] y [2], respectivamente:

$$RR = \frac{V_{Qsim}}{V_P} \quad (1)$$

$$R = \frac{\sigma_{Qsim}}{\sigma_P} \quad (2)$$

donde V_{Qsim} es el volumen total de la escorrentía simulada, V_P es el volumen total de la precipitación, σ_{Qsim} es la desviación estándar de la escorrentía simulada, y σ_P es la desviación estándar de la precipitación.

Los índices RR y RV se calcularon considerando un conjunto de 1000 set de parámetros del modelo GR2M. En ese estudio, sólo los parámetros X1 y X2 fueron considerados para el análisis de sensibilidad. Los coeficientes f_{precip} y f_{pet} no fueron tomados en cuenta en este experimento.

3.4.3 Delimitación de regiones de calibración

Las regiones homogéneas de calibración fueron desarrolladas mediante el procedimiento conocido como Análisis Regional de Frecuencias (ARF) basado en los L-momentos. Este procedimiento consiste básicamente en definir regiones estadísticamente homogéneas en una zona determinada, con el fin de asociar sub-cuencas a estas regiones.

- **Etapas del Análisis Regional de Frecuencias basado en los L-Momentos.**

El procedimiento a seguir para la aplicación del ARF basado en los L-Momentos contempla las siguientes etapas: (a) Preparación de datos y construcción de una base de variables, (b) Cálculo de los L-Momentos para cada una de las sub-cuencas y (c) delimitación de regiones homogéneas.

A continuación se describe los pasos y procedimientos asociados:

3.4.3.1 Preparación y construcción de una base de datos

Para la formación de regiones homogéneas, fue necesario el uso de un conjunto de variables predictoras, tal es el caso de Índice de Precipitación-Escorrentía (RR) y el Índice de Variabilidad de la Escorrentía (RV), determinadas mediante el análisis de sensibilidad (Reusser, Buytaert and Zehe., 2011). Así mismo, se incluyó los caudales medios anuales (m^3) calculados a partir del método de Budyko; por último, se incorporó la variable correspondiente a la localización de las sub-cuencas (latitud y longitud). Cabe precisar, que dichas variables predictoras fueron estimadas para las 2376 sub-cuencas identificadas.

3.4.3.2 Cálculo de los L-Momentos

Los L-momentos son un desarrollo reciente dentro de las estadísticas (Hosking, 1990). En una amplia gama de aplicaciones hidrológicas, los L-momentos proporcionan estimadores simples y razonablemente eficientes de las características de los datos hidrológicos y de los parámetros de una distribución (Stedinger et al., 1992). (Hosking y Wallis, 1997) definieron los L-momentos como funciones lineales de los momentos de probabilidad ponderada (PWM), que son robustos para valores atípicos y virtualmente imparciales para muestras pequeñas; además menciona que los L-momentos son demostrablemente superiores a los que se han utilizado anteriormente y ahora están siendo adoptados por muchas organizaciones en todo el mundo. Los momentos de probabilidad ponderada (PWM), introducidos por (Greenwood 1979) se definen como:

$$\beta_r = E\{x[F(x)]\} \quad (3)$$

El cual puede ser reescrito como:

$$\beta_r = \int_0^1 x(F)F^r dF \quad (4)$$

Donde $F=F(x)$ es la función de distribución acumulada (CDF) de x , $x(F)$ es la CDF inversa de x evaluada con la probabilidad F , y $r = 0,1,2,\dots,s$ es un entero no negativo. Cuando $r=0$, β_0 es igual a la media de la distribución $\mu=E[x]$.

Los L-momentos lineales combinados de PWM. El r_{th} L-momento λ_r está relacionado con r_{th} PWM Hosking (1990) a través de:

$$\lambda_r + 1 = \sum_{k=0}^r \beta_k (-1)^{r-k} \binom{r}{k} \binom{r+k}{k} \quad (5)$$

Por ejemplo, los primeros cuatro L-momentos están relacionados con PWM usando:

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad (6)$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (7)$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (8)$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (9)$$

Hosking (1990) definió las relaciones de L-momentos de la siguiente manera:

$$L = C_v = \tau_2 = \lambda_2/\lambda_1 \quad (10)$$

$$L - \text{Asimetría} = \tau_3 = \lambda_3/\lambda_2 \quad (11)$$

$$L - \text{Kurtosis} = \tau_4 = \lambda_4/\lambda_2 \quad (12)$$

3.4.3.3 Identificación de regiones homogéneas

El objetivo principal de la regionalización, es el de formar grupos de sub-cuencas que satisfagan la condición de homogeneidad hidrológica. Para definir las regiones homogéneas, se siguió dos pasos básicos. Primero, formación de las regiones mediante el uso de variables descriptoras. Segundo, aplicación de las pruebas de discordancia y heterogeneidad (es decir, evaluar si las regiones contienen sub-cuencas estadísticamente similares o no).

En este estudio, la medida de heterogeneidad verificó que las sub-cuencas conformaran la cantidad adecuada de regiones. Sin embargo, esta regionalización se fue afianzado con la agrupación jerárquica (clúster) en base al algoritmo Ward's; considerando que las variables predictoras deben ser estandarizadas para evitar el predominio de vectores característicos con grandes valores absolutos.

(a) Análisis de clúster (Método de Ward)

Se utilizó el método de agrupamiento jerárquico de Ward en consideración con las estadísticas de los L-momentos, para dividir las sub-cuencas en regiones homogéneas.

El objetivo de utilizar el análisis de conglomerados con variables hidrológicas es agrupar las unidades hidrográficas en función a la alta similitud de las características hidrológicas. De esta manera, cada región contiene la menor varianza de las variables (Hassan & Ping, 2002).

El método de Ward utiliza el aumento en la suma total de cuadrados dentro del grupo como resultado de unir grupos. La aplicación del grupo jerárquico se basó en la distancia euclídeana estandarizada (d), viene dada por la ecuación 13: (Ouarda et al., 2008)

$$d^2(p, q) = (x_p - x_q)D^{-1}(x_p - x_q)^T \quad (13)$$

Donde x_p, x_q son las coordenadas de las sub-cuencas p y q es el espacio fisiográfico y D^{-1} es una matriz diagonal. Dado que las variables se expresan en unidades diferentes, cada coordenada en la suma de cuadrados se pondera inversamente por la varianza muestral de esa coordenada para eliminar los efectos de escala entre las variables (Ouarda et al., 2008).

(b) Prueba de discordancia (D_i).

Dado que el área de investigación fue discretizado en sub-cuencas; un adecuado criterio consiste en que la sub-cuenca que integra la región homogénea no presente propiedades que la haga discordante con el resto de las sub-cuencas dentro de la región homogénea.

Hosking & Wallis (1997) presentaron la medida de discordancia (D_i), la cual permite evaluar el grado en que los L-momentos de una sub-cuenca, se apartan significativamente del patrón medio de los L-momentos regionales. D_i es utilizada generalmente durante el proceso de control de calidad de datos e identifica las sub-cuencas dentro de la región que deberían ser sometidos a un análisis de calidad más profundo.

Se considera que el vector de los L-momentos (L_{-CV} , L_{-SK} , L_{-CK}) de una sub-cuenca determinada constituye un punto en un espacio tridimensional, por lo que un grupo de estaciones producirá una nube de puntos en este espacio; cualquier punto que se ubique lejos del centro de gravedad del conjunto de estos, deberá ser considerado como discordante.

Para un determinado número de sub-cuencas existe un valor crítico de D_i . Sobre este valor la sub-cuenca es considerada discordante. El indicador de D_i basado en los L-momentos, según lo planteado por Hosking y Wallis (1997) se expresa como:

$$D_i = \frac{1}{3}(u_i - U)^T \cdot A^{-1}(u_i - U) \quad (14)$$

$$u_i = [\tau^i \cdot \tau_3^i \cdot \tau_4^i]^T \quad (15)$$

$$U = N^{-1} \sum_{i=1}^N u_i \quad (16)$$

$$A = (N - 1)^{-1} \sum_{i=1}^N (u_i - U)(u_i - U)^T \quad (17)$$

N representa el número de sub-cuencas que forman una región en análisis, el vector transpuesto formado por τ , τ_3 y τ_4 del sitio i se expresa como u_i . Por otra parte, U es el promedio del grupo de estaciones y A es la matriz de covarianza de la muestra. La región crítica del indicador de discordancia D_i depende del número de estaciones que formen una región (Hosking y Wallis, 1997). Los valores de D_i sugeridos para considerar una estación discordante se muestran en el cuadro 2.

Cuadro 2. Valores críticos del indicador de discordancia D_i

Número de estaciones en la región	Valor crítico D_i
5	1,333
6	1,648
7	1,917
8	2,140
9	2,329
10	2,491
11	2.632
12	2,757
13	2,869
14	2,971
15	3,000

Fuente: Hosking y Wallis, 1997

(c) Prueba de heterogeneidad

Medidas de heterogeneidad han sido desarrolladas por Hosking y Wallis (1997) como un indicador del grado de heterogeneidad en los L-momentos para un grupo de sub-cuencas. En fundamento teórico y procedimiento de cálculo de la medida de heterogeneidad está ampliamente descrita por Hosking y Wallis (1986).

A continuación, se sugiere los siguientes rangos por Wallis et al (2007) presentados en el cuadro 3:

Cuadro 3. Valores críticos de heterogeneidad originales y actualizados

Heterogeneidad	Wallis et al (2007)
Homogénea	$H < 2$
Posiblemente heterogénea	$2 < H < 3$
Heterogénea	$H > 3$

Fuente: Wallis et al (2007)

Las simulaciones basadas en la distribución de Kappa permiten obtener valores de V para cada región. Además con las simulaciones se puede determinar el promedio y la desviación estándar de V (μ_v y σ_v). Según lo planteado por Hosking y Wallis (1997), el indicador de heterogeneidad se expresa como:

$$(18)$$

$$H = \frac{V - \mu_v}{\sigma_v}$$

Donde para cada simulación se calcula V_j . Se determina además la media μ_{v_j} , y la desviación estándar σ_{v_j} , de los N_{sim} valores de V_j .

3.4.4 Calibración del modelo mensual

La calibración es un esfuerzo para parametrizar mejor un modelo, a un conjunto dado de condiciones locales, reduciendo la incertidumbre de predicción. En grandes cuencas fluviales, la precipitación, la escorrentía y el rendimiento del agua pueden variar ampliamente en toda la cuenca.

En esta etapa se comprobó diferentes formas de calibración para el conjunto de sub-cuencas, tal es el caso de la calibración global, individual y regionalizada; mediante el algoritmo de optimización mono-objetivo Shuffled Complex evolution (SCE-UA) (Duan, Gupta and Sorooshian, 1993); teniendo como función objetivo la métrica de Kling-Gupta (KGE) (Gupta *et al.*, 2009), la cual se calcula mediante la ecuación [3]:

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2} \quad (19)$$

donde r es el coeficiente de correlación de Pearson, σ_{sim} y σ_{obs} es la desviación estándar de los datos simulados y observados, respectivamente; mientras que μ_{sim} y μ_{obs} corresponden a las medias. El coeficiente KGE varía de $-\infty$ a 1, siendo 1 el mejor ajuste entre las series observadas y simuladas. La métrica KGE ha tenido una creciente acogida en la comunidad hidrológica en los últimos años, y es empleado actualmente en funciones de optimización de modelos hidrológicos (Patil and Stieglitz, 2015; Pechlivanidis and Arheimer, 2015; Knoblen, Freer and Woods, 2019).

Adicionalmente se consideran las métricas de ajuste de Nash-Sutcliffe (NSE), el Coeficiente de Correlación de Pearson (R), la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) y el Porcentaje de Sesgo (PBIAS) entre las series observadas y simuladas, calculadas mediante las ecuaciones [20], [21], [22] y [23], respectivamente; para evaluar la simulación en los periodos de calibración y validación.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \mu_{obs})^2} \quad (20)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \mu_{obs})(Q_{sim,i} - \mu_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \mu_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - \mu_{sim})^2}} \quad (21)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})^2} \quad (22)$$

$$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})}{\sum_{i=1}^N Q_{sim,i}} \quad (23)$$

donde Q_{sim} y Q_{obs} corresponden a los caudales simulados y observados en el paso de tiempo i .

4. RESULTADOS y DISCUSIONES

4.1 Configuración de la unidad hidrográfica

Es el proceso inicial y mediante esta herramienta (QSWAT), y partiendo de un DEM se determinó el área de la cuenca, sub-cuencas y la red de drenaje que componen el sistema hidrológico a modelizar. El módulo permitió identificar 2376 sub-cuencas y tramos de red de drenaje; las mismas, que presentan una conectividad semejante.

La división de la cuenca permitió a la vez, reflejar las diferencias climáticas para cada sub-cuenca, mediante la creación de estaciones virtuales climáticas representativas ubicadas en el centroide de cada sub-cuenca; el cálculo se basa en la determinación del promedio aritmético areal mensual de los valores grillados del producto PISCOpm y PISCOetp.

4.2 Análisis de sensibilidad

La sensibilidad relativa derivada del análisis FAST, empleando los índices hidroclimáticos RR y RV, para las sub-cuencas en todo el territorio peruano se muestra en la figura 4. Los resultados del análisis muestran que RR es más sensible al parámetro X1 en la cuenca Amazónica Peruana – Ecuatoriana, debido a la presencia de suelos con mayor contenido de humedad en la Amazonía.

En el caso de RV (figura 4b), la región Amazónica, presenta mayor variabilidad de los pesos de X1 y X2 frente a la sensibilidad de RV. No obstante, en gran medida X2 explica en mayor proporción la variabilidad de la escorrentía frente a las precipitaciones. Finalmente es importante precisar que de ambos parámetros del modelo GR2M, X2 explica en gran parte del territorio peruano la sensibilidad de los índices hidroclimáticos RR y RV.

4.3 Formación de regiones homogéneas

La etapa de identificación de regiones homogéneas, es generalmente una de las que presenta mayor complejidad, debido a la necesidad de una elevada cantidad de juicios subjetivos; siendo la experiencia, información previa y juicios personales que pueden brindar posibles orientaciones para formar regiones con características hidrológicas similares.

De acuerdo a la metodología establecida, se procedió a formar regiones homogéneas que satisfagan la medida de condición de homogeneidad ($H_j < 2$), para formar regiones homogéneas de calibración;

así mismo, se realizó una agrupación jerárquica por el análisis de clúster con el objeto de obtener regiones coherentes.

4.3.1 Filtrados de datos usando medidas de discordancia

Los resultados y análisis en esta etapa se dan para la variable predictora caudal medio anual. De acuerdo al valor crítico del indicador de discordancia D_i (Hosking y Wallis, 1997), se estableció que el valor crítico D_i es 3.

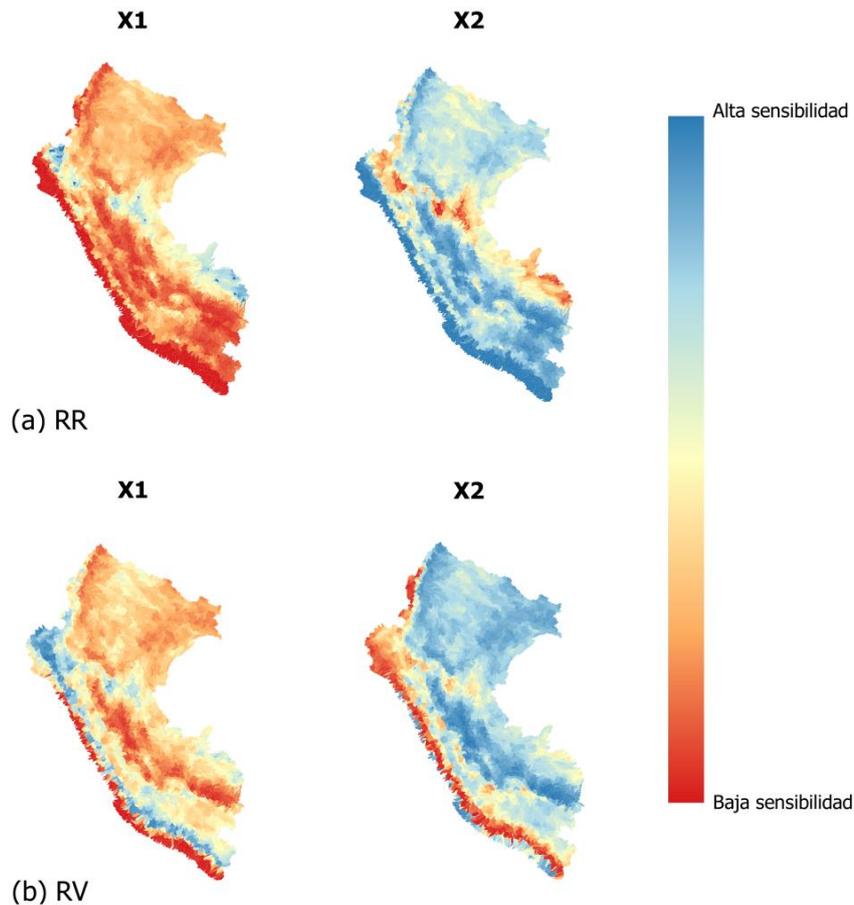


Figura 4. Sensibilidad de los índices de precipitación-escorrentía (RR) y variabilidad de la escorrentía (RV) aplicando el método FAST a los parámetros X1 y X2 del modelo GR2M

Durante el desarrollo del filtrado de datos, se encontró un total de 30 sub-cuencas que mostraban discordancia con respecto a la demás, por lo tanto, se vio por conveniente examinarlas en diferentes regiones hasta lograr su homogeneidad.

4.3.2 Prueba de homogeneidad regional

Para generar regiones homogéneas se ha empleado la simulación de Monte Carlo, mediante la distribución Kappa. Los parámetros de la distribución Kappa ξ (localización), α (escala), k y h (forma); se obtienen ajustando a los ratios regionales medios de L-momentos. Además, se ha aplicado 1000

simulaciones para obtener medidas de heterogeneidad más precisas y para verificar que las regiones propuestas sean homogéneas, se realizó la prueba del estadístico H_2 , tomando en cuenta el criterio de clasificación de Wallis et al., 2007, que se observa en el cuadro 4.

Después del proceso de verificación con la medida de heterogeneidad se ha encontrado que el conjunto de sub-cuencas conformaron doce regiones homogéneas, tal como se muestra en la figura 5 y cuadro 4.

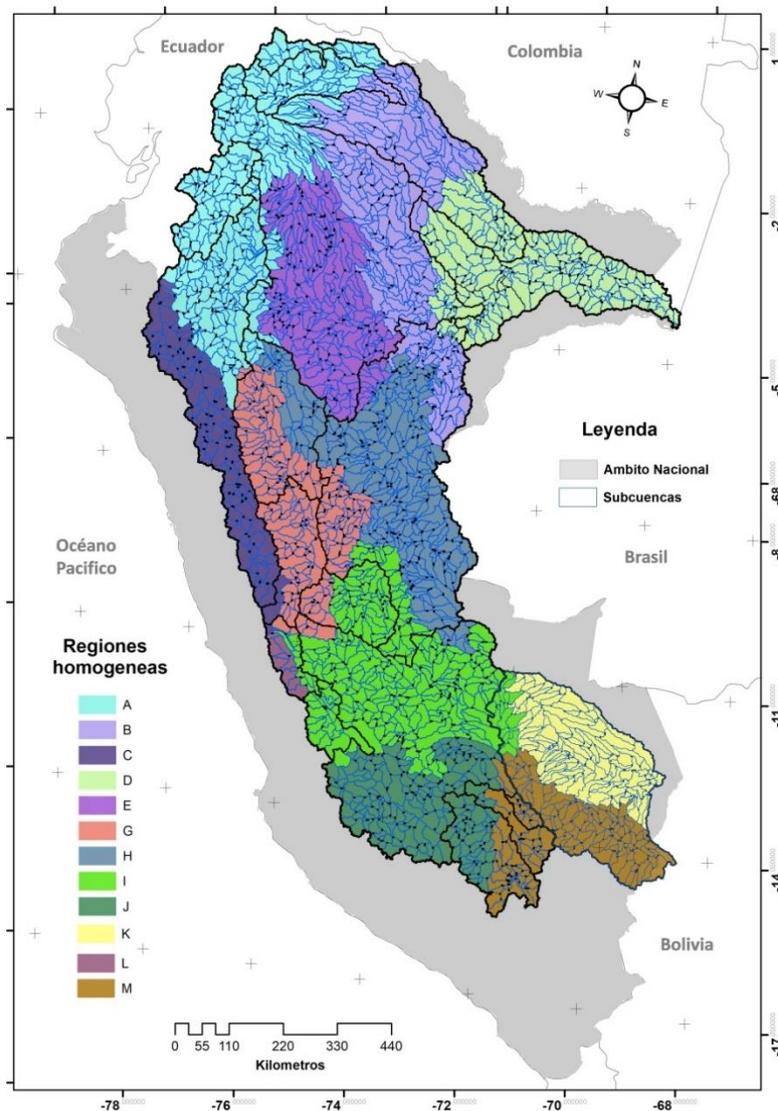


Figura 5. Regiones conformadas para el área de estudio
Fuente: Elaboración propia 2019

El grado de homogeneidad de las regiones propuestas se basó en la medida estadística H_2 definida por Hosking y Wallis (1997). La región se declara heterogénea si el valor de H_j es suficiente elevado, se sugiere considerar como “aceptablemente homogénea” si $H_j < 1$, “posiblemente heterogénea” si $1 < H_j < 2$, y “definitivamente heterogénea” si $H_j > 2$. Según Hosking y Wallis., (1997).

Cuadro 4. Resultados de la prueba de homogeneidad, para las regiones definidas

Regiones	Medidas de Heterogeneidad		
	H ₁	H ₂	H ₃
A	11.48	-2.07	-0.64
B	-5.10	-9.90	-6.95
C	13.91	1.93	2.54
D	-3.16	-2.99	-4.85
E	0.11	-3.66	-1.94
F	8.65	1.41	2.40
G	38.51	-1.14	-0.50
H	12.46	-5.67	-8.30
I	12.49	1.17	1.21
J	28.78	1.50	2.00
K	-0.24	-5.65	-4.52
L	12.82	1.95	2.04
M	21.51	1.50	2.40
N	18.93	1.55	2.54

Fuente: Elaboración Propia

4.4 Calibración y validación del modelo

4.4.1 Calibración global

Para el primer caso de estudio se realizó la calibración global (a lo largo de toda la cuenca) a partir, de los puntos de monitoreo hidrométrico Tabatinga y la Pastora; mediante el algoritmo de optimización mono-objetivo; dicho proceso estableció los parámetros para cada región homogénea revelados en la tabla 2. Posteriormente, se realizó la validación del modelo con las estaciones contiguas, tal como se observa en la tabla 3.

Tabla 2. Resultados de la calibración global del modelo GR2M en cuencas de las regiones homogéneas en la vertiente del Atlántico

Estación	Regiones	Parámetros			
		X1	X2	Fpp	Fpet
Tabatinga	A	1967.07	1.98	0.97	0.88
	B	1980.57	1.92	0.91	1.33
	C	1162.58	0.00	1.47	1.33
	D	3.27	1.78	0.83	0.88
	E	1980.13	1.96	0.86	1.21
	G	14.24	0.00	0.82	0.86
	H	1822.36	0.66	0.85	1.00
	I	1931.20	0.32	0.91	1.43
	J	1504.49	1.86	0.88	1.27
	L	945.62	0.25	1.11	1.37
	M	995.68	1.89	0.85	1.33
La pastora	I	171.17	1.41	1.05	0.85
	K	1980.40	2.00	1.04	0.81
	M	1942.94	0.91	0.84	0.89

Fuente: Elaboración propia

Tabla 3. Desempeño de los modelos mensuales durante el periodo de calibración y validación global en cuencas de la vertiente del Atlántico

Vertiente	Estación	Calibración	
		Periodo	KGE
Atlántico	Tabatinga	01/2000 -12/2010	0.70
	La pastora	01/2006 - 12/2010	0.83
	Estación	Validación	
	Amaru mayu	09/2016 - 09/2019	0.81
	Bellavista	01/2000 - 12/2010	0.26
	Borja	01/1996 - 12/2002	0.68
	Chazuta	01/2004-12/2016	0.31
	KM 105	01/2000 - 12/2009	-19.81
	Francisco de Orellana	01/2010 - 12/2016	0.3
	Lagarto	01/2010 - 12/2016	-0.03
	Mejorada	01/2000 - 12/2010	-3.75
	Napo	01/2006 - 12/2012	-0.01
	Paucartambo	01/2011 - 12/2015	0.46
	Puente Cunyac	07/2009 - 06/2013	-0.13
	Puente Stuart	01/1981 - 12/1989	-0.35
	Puerto inca	07/2001 - 12/2010	-0.34
	Requena	07/2001 - 12/2009	0.02
	San Regis	01/2006 - 12/2012	0.74
Santiago de batallón	01/2002 - 12/2008	0	
Tamshiyacu	01/2006 - 12/2013	0.48	
Tocache	01/2004 - 12/2016	-0.42	

Fuente: Elaboración propia.

La figura 6 detalla los resultados del estadístico de bondad de ajuste KGE, obtenidos para cada estación,

Los resultados del enfoque de calibración global muestran que, durante el periodo de calibración se obtuvieron resultados óptimos en las estaciones Tabatinga y la Pastora (KGE= 0.70 y 0.83). Por otro lado, se evidencia valores bajos de KGE en su mayoría durante el periodo de validación, no siendo capaz de reproducir los caudales observados.

4.4.2 Calibración Independiente

En este caso, la calibración del modelo mensual se realizó de forma independiente para cada punto de estación hidrométrica, ubicado dentro del área de estudio, teniendo como función objetivo la métrica de Kling-Gupta (KGE), el proceso de calibración considero un periodo de calentamiento de 3 años, con el propósito de estabilizar el desempeño del modelo.

A continuación en tabla 4 se especifica los parámetros de las regiones homogéneas identificadas; del mismo modo, en la tabla 5 se detalla el desempeño del modelo a partir de la calibración independiente.

Los resultados en este caso sugieren que las estaciones hidrométricas pertenecientes a la cuenca del río Ucayali y Marañón resultan altamente aceptables, sobre todo las sub-cuencas situadas hacia la región sur de la cuenca Amazónica peruana, además se observó que las fluctuaciones estacionales fueron bien representadas.

Tabla 4. Resultados de la calibración independiente del modelo GR2M en cuencas de las regiones homogéneas en la vertiente del Atlántico

Estacion	Regiones	Parametros			
		X1	X2	Fpp	Fpet
La Pastora	I	171.17	1.41	1.05	0.85
	K	1980.40	2.00	1.04	0.81
	M	1942.94	0.91	0.84	0.89
Tabatinga	A	1967.07	1.98	0.97	0.88
	B	1980.57	1.92	0.91	1.33
	C	1162.58	0.00	1.47	1.33
	D	3.27	1.78	0.83	0.88
	E	1980.13	1.96	0.86	1.21
	G	14.24	0.00	0.82	0.86
	H	1822.36	0.66	0.85	1.00
	I	1931.20	0.32	0.91	1.43
	J	1504.49	1.86	0.88	1.27
	L	945.62	0.25	1.11	1.37
	M	995.68	1.89	0.85	1.33
EGEMSA_KM105	J	1.066	0.435	0.800	1.153
	M	96.364	0.015	0.834	1.109
La Mejorada	C	10.33	0.00	1.18	0.94
	G	1527.29	0.80	1.37	1.07
	I	10.50	0.02	1.32	1.05
	L	619.39	0.17	0.92	1.18
Tocache	C	6.19	0.01	1.05	1.49
	G	22.44	0.72	0.96	1.28
Chazuta	A	11.18	0.30	1.08	1.26
	C	1.68	0.08	1.38	0.88
	G	1656.66	1.53	0.91	0.95
	H	226.67	1.56	0.93	1.45
Borja	A	1.12	1.42	0.80	0.94
	C	39.79	0.01	1.03	1.05
	G	9.79	0.06	1.10	1.01
Napó nueva roca fuerte	A	1965.30	1.98	0.88	0.94
	B	896.38	0.11	1.22	1.01
Requena	B	1951.93	1.98	1.49	0.83
	C	2.20	1.07	1.35	1.14
	D	1641.39	0.00	1.35	1.29
	E	1898.37	1.32	0.87	0.93
	G	1940.94	1.98	1.37	1.24
	H	5.16	1.50	0.83	0.80
	I	196.24	0.01	1.05	1.27
	J	1.37	0.01	1.18	1.14
	L	17.60	0.08	0.89	0.90
	M	43.45	0.00	1.50	0.83
Bellavista	A	6.841	0.036	1.117	0.933
	B	2.504	1.485	0.837	1.044
	D	1962.328	1.998	1.144	0.918

Tabla 4. Resultados de la calibración independiente del modelo GR2M en cuencas de las regiones homogéneas en la vertiente del Atlántico. (Continuación)

San Regis	A	17.693	0.145	0.909	1.027
	B	2.302	1.831	0.879	0.975
	C	11.251	0.005	1.205	1.304
	D	692.874	0.031	1.457	1.238
	E	1792.23	1.939	1.109	0.848
	G	23.004	0.018	1.457	0.964
	H	1.074	0.022	1.483	1.358
	Francisco de orellana	A	1991.234	1.986	1.009
Puerto Inca	G	24.51	0.084	1.208	0.838
	I	3.632	1.677	0.814	1.342
Tamshiyacu	A	2.467	0.043	0.844	1.067
	B	4.125	1.488	1.127	1.207
	C	1628.176	1.573	1.265	1.27
	D	1492.317	1.856	1.072	1.175
	E	1.511	1.452	0.847	0.911
	G	30.685	0.013	1.401	1.166
	H	1805.025	1.996	1.323	0.888
	I	6.028	0.034	1.107	0.939
	J	1209.824	0.003	1.232	1.166
	L	35.876	0.003	0.95	1.035
	M	1333.468	1.578	1.378	1.084
	Puente Cunyac	J	1741.16	1.068	1.224
M		1358.329	0.777	1.036	1.269
Lagarto	C	7.428	0.565	1.287	1.434
	G	80.339	0.015	1.267	1.224
	H	51.628	0.573	0.859	1.293
	I	31.215	1.232	1.046	1.07
	J	18.874	0.006	1.086	1.064
	L	121.643	0.021	1.287	0.989
	M	795.297	1.981	1.451	1.042
Paucartambo	M	176.931	1.414	0.94	1.069
Puente Stuart	C	39.378	0.042	1.079	0.886
	G	468.947	0.902	1.099	1.037
	I	5.411	0.152	0.878	0.948
	L	966.68	0.989	1.133	1.14
Santiago de batallon	A	1755.819	1.979	1.177	0.821

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 5. Desempeño de los modelos mensuales en el periodo de Calibración independiente en cuencas de la vertiente Atlántica.

Vertiente	Estación	Calibración	
		Periodo	KGE
Atlántico	La Pastora	01/2006 - 12/2010	0.83
	Tabatinga	01/2000 - 12/2010	0.72
	KM 105	01/2004 - 12/2010	0.80
	Mejorada	01/1997 - 12/2002	0.95
	Tocache	01/2006 - 12/2011	0.87
	Chazuta	01/2004 - 12/2010	0.93
	Borja	01/2002 - 12/2008	0.34
	Napo	01/2003 - 12/2009	0.27
	Requena	01/2001 - 12/2008	0.78
	Bellavista	01/2000 - 12/2007	0.10
	San Regis	01/2002 - 12/2008	0.62
	Francisco de Orellana	01/2004 - 12/2009	0.18
	Puerto inca	01/2005 - 12/2012	0.86
	Tamshiyacu	01/2002 - 12/2010	0.66
	Puente Cunyac	09/2010 - 12/2013	0.92
	Lagarto	04/2010 - 12/2014	0.93
	Paucartambo	01/2009 - 12/2015	0.90
	Puente Stuart	01/1992 - 12/2000	0.92
Santiago de batallón	03/2001 - 12/2009	0.09	

Fuente: Elaboración propia 2019.

4.4.3 Calibración Regionalizada

Para dicho procedimiento, seleccionamos estaciones hidrométricas situadas predominantemente dentro en una región homogénea (Figura 6c) con el objetivo de capturar la variación espacial de las descargas. El enfoque de calibración que se siguió fue el de tipo escalonado, iniciando la calibración en la parte superior de la cuenca hasta llegar a la parte más baja.

En cuanto a la transferencia de parámetros, se eligió el mejor conjunto de parámetros provenientes de la calibración independiente (paso anterior). El criterio que se tomó en cuenca fue el de alterar los parámetros y paralelamente ver si a la salida de la cuenca, iban mejorando las estadísticas; en un sentido práctico, este paso ayuda a determinar los procesos preponderantes, para el componente de interés.

Además, la calibración del modelo se realizó seleccionando cuidadosamente los valores de los parámetros de entrada al modelo (dentro de sus respectivos rangos de interés) comparando las predicciones del modelo (salida) para un conjunto dado de condiciones asumidas con datos observados para las mismas condiciones.

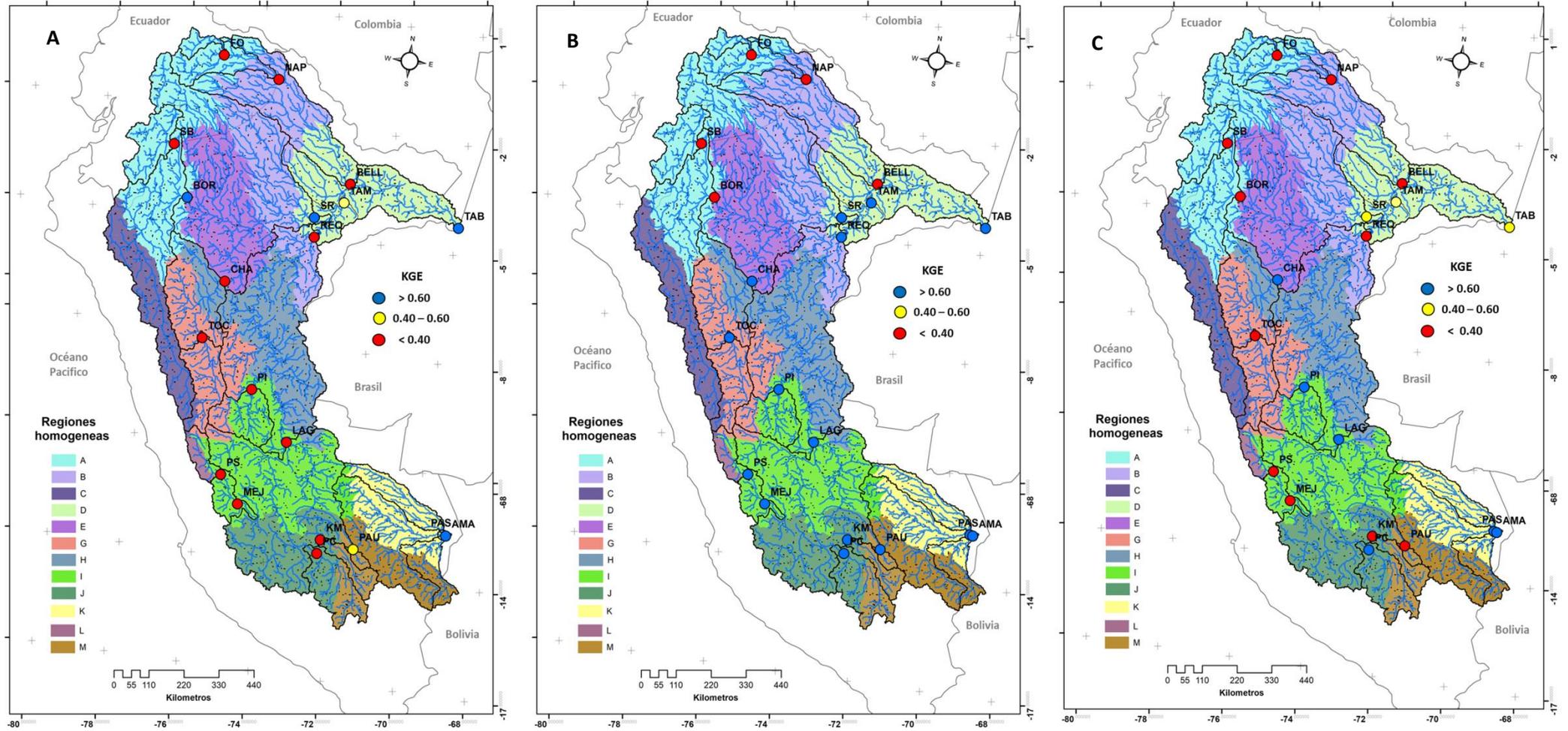


Figura 6. Mapa de coeficientes de rendimiento KGE para la calibración (a) global, (b) independiente y (c) regionalizada. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6. Resultados de la calibración regionalizada del modelo GR2M en la vertiente del Atlántico

Región	X1	X2	fprec	fpet
A	1.320	0.557	0.822	0.989
B	1980.57	1.92	0.91	1.33
C	1.70	0.759	0.815	1.016
D	1492.32	1.856	1.07	1.18
E	1898.37	1.32	0.87	0.93
G	1656.66	1.53	0.91	0.95
H	1822.36	0.66	0.85	1.00
I	31.215	1.232	1.05	1.07
J	285.612	1.391	0.8	0.965
K	1980.40	2.00	1.04	0.81
L	1.163	0.619	1.134	0.942
M	1.132	0.483	0.839	1.080

Fuente: Elaboración propia 2019.

Tabla 7. Desempeño de los modelos mensuales en el periodo de calibración independiente en cuencas de la vertiente Atlántica

Vertiente	Estación	Calibración	
		Periodo	KGE
Atlántico	Bellavista	01/2000 - 12/2007	-6.03
	Borja	01/2002 - 12/2008	0.18
	Chazuta	01/2004 - 12/2010	0.92
	KM 105	01/2004 - 12/2010	-8.37
	Francisco de Orellana	01/2004 - 12/2009	-0.21
	Lagarto	04/2010 - 12/2014	0.87
	La Pastora	01/2006 - 12/2010	0.83
	Mejorada	01/1997 - 12/2002	-47.93
	Napo	01/2003 - 12/2009	-0.04
	Paucartambo	01/2009 - 12/2015	0.15
	Puente Cunyac	09/2010 - 12/2013	0.73
	Puente Stuart	01/1992 - 12/2000	0.25
	Puerto inca	01/2005 - 12/2012	0.86
	Requena	01/2001 - 12/2008	0.31
	San Regis	01/2002 - 12/2008	0.58
	Santiago de batallón	03/2001 - 12/2009	-0.46
	Tabatinga	01/2000 - 12/2010	0.45
Tamshiyacu	01/2002 - 12/2010	0.53	
Tocache	01/2006 - 12/2011	0.25	

Fuente: Elaboración propia.

La calibración regionalizada representó óptimos resultados hacia la región sur, siendo capaz de reproducir los hidrogramas observados en las estaciones Puente Cunyac, Lagarto, Puerto Inca, La Pastora y Amaru Mayo. Por otro lado, algunas estaciones en dirección norte de la cuenca amazónica peruana muestran una clara oposición en el rendimiento; ello muestra la dificultad del modelo de representar hidrogramas observados en regiones más cercanas a la lineal ecuatorial.

5. CONCLUSIONES

Este estudio desarrolla el modelado hidrológico distribuido en la cuenca amazónica peruana empleando el modelo GR2M. Además, se evalúa la utilidad de los datos de entrada espacialmente distribuidos. Las estimaciones de precipitación del conjunto de datos grillados PISCO, reproducen modernamente la precipitación espacial en el ámbito de las regiones del sur y parte central de la cuenca amazónica.

Mediante los diversos tipos de calibración mostrados, se pudo inferir que las calibraciones independientes (regionales) representan de mejor manera los procesos hidrológicos. Así mismo, la calibración regionalizada presenta resultados moderadamente aceptables.

Además, el rendimiento del modelo mostro en los tres casos de calibración, una clara oposición en las cuencas del norte de las regiones tropicales de la Amazonía peruana, esto podría deberse a la baja estacionalidad de lluvias.

6. REFERENCIAS

- Arsenault, R., Poissant, D. & Brissette, F., 2015. Parameter dimensionality reduction of a conceptual model for streamflow prediction in Canadian, snowmelt dominated ungauged basins. *Advances in Water Resources*, 85, pp.27–44.
- Aybar, C. et al., 2019. Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*, 0(0), pp.1–16.
- Bai, P. et al., 2015. Comparison of performance of twelve monthly water balance models in different climatic catchments of China. *Journal of Hydrology*, 529(August), pp.1030–1040.
- Bock, A.R. et al., 2016. Parameter regionalization of a monthly water balance model for the conterminous United States. , pp.2861–2876.
- Dawson, C.W. & Wilby, R.L., 2001. Progress in Physical Geography Hydrological modelling using.
- Espinoza, J. et al., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(3), pp.317–319.
- Greenwood, J.A., 1979. M , j . o = n • __ o Weibull m + a [-ln (| - F)] Gumbel . , 15(5).
- He, Y., 2011. Sciences A review of regionalisation for continuous streamflow simulation. , pp.3539–3553.
- Julio, P. et al., 2019. Evaluating Hydrological Models for Deriving Water Resources in Peninsular Spain. , pp.1–36.
- Lavado Casimiro, W.S. et al., 2012. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40years (1965-2007). *Hydrological Processes*, 27(20), pp.2944–2957.
- Mouelhi, S. et al., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. , 318, pp.200–214.
- Nash, J. & Sutcliffe, V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part 1 - A discussion of principles. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 0.
- Nasseri, M. et al., 2014. Monthly water balance modeling: Probabilistic, possibilistic and hybrid methods for model combination and ensemble simulation. *Journal of Hydrology*, 511, pp.675–691.
- Olden, J.D., Kennard, M.J. & Pusey, B.J., 2012. A framework for hydrologic classification with a review of methodologies and applications in ecohydrology. *Ecohydrology*, 5(4), pp.503–518.
- Oudin, L. et al., 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research*, 44(3), pp.1–15.
- Oudin, L. et al., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1–4), pp.290–306.
- Reusser, D.E., Buytaert, W. & Zehe, E., 2011. Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with the Fourier amplitude sensitivity test. , 47.
- Sankarasubramanian, A. & Vogel, R.M., 2003. Hydroclimatology of the continental United States. , 30(7), pp.1–4.
- Young, A.R.U. et al., 2000. A river network based hydrological model for predicting natural and influenced flow statistics at ungauged sites : Micro LOW FLOWS.