



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO DE PUNO**

**FACULTAD DE INGENIERIA AGRÍCOLA**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA**



**APLICACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO AGREGADO**

**LLUVIA - ESCORRENTÍA A PASO DE TIEMPO MENSUAL EN**

**LA CUENCA DEL RÍO CALLACAME, PERÚ**

**TESIS**

**PRESENTADA POR:**

**Bach. EDWIN MAMANI MAMANI**

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:**

**INGENIERO AGRÍCOLA**

**PUNO – PERÚ**

**2020**



## DEDICATORIA

*A nuestro creador todo poderoso, a mis padres Javier y Rosa que me acompañan y guían mi camino durante mi vida permitiéndome concluir satisfactoriamente esta etapa de mi vida.*

*A mis familiares y hermanos Richard y Angélica Sonia, quienes siempre han estado brindándome su apoyo a si mismo fortalecieron las ganas de seguir adelante, por sus consejos, los ejemplos de perseverancia y por la motivación constante*

**Edwin Mamani**



## AGRADECIMIENTOS

Agradezco en primer lugar a Dios, por haberme dado la vida y permitirme el haber llegado hasta este momento tan importante de mi formación profesional.

A la Universidad Nacional del Altiplano Puno, a la escuela profesional de Ingeniería Agrícola mi alma mater, por ser el centro de estudios donde me forme y por la labor que cumple en el logro de mi formación profesional.

A los docentes de la Facultad de Ingeniería Agrícola que supieron guiarme y el más sincero agradecimiento por los conocimientos y los valores éticos y morales emitidos a lo largo de mi vida universitaria.

A todos mis queridos familiares y amigos, quienes siempre confiaron en mí y me brindaron apoyo incondicional, apoyándome en todas las decisiones que he tomado en la vida.

A mi Amigo Dr. Efraín Lujano Laura y Director de Tesis Dr. German Belizario Quispe por ser los guías y que me impulsaron en lograr el presente trabajo de investigación, a los jurados evaluadores por garantizar y validar el presente trabajo de investigación.

**Edwin Mamani**



# ÍNDICE GENERAL

**DEDICATORIA**

**AGRADECIMIENTOS**

**ÍNDICE GENERAL**

**ÍNDICE DE FIGURAS**

**ÍNDICE DE TABLAS**

**INDICE DE ACRÓNIMOS**

**RESUMEN**..... 11

**ABSTRACT** ..... 12

## **CAPITULO I**

### **INTRODUCCIÓN**

**1.1. IDENTIFICACIÓN DEL PROBLEMA** ..... 13

**1.2. OBJETIVO GENERAL**..... 15

1.2.1. Objetivo general ..... 15

1.2.2. Objetivos específicos ..... 15

## **CAPITULO II**

### **REVISIÓN DE LITERATURA**

**2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN**..... 16

2.1.1. Antecedentes internacionales ..... 16

2.1.2. Antecedentes nacionales ..... 18

**2.2. MARCO TEÓRICO**..... 20

2.2.1. Ciclo hidrológico..... 20

2.2.2. Precipitación..... 23

2.2.3. Evapotranspiración..... 23

2.2.4. Radiación solar ..... 23



2.2.5. Temperatura .....	23
2.2.6. Escorrentía.....	23
2.2.7. Modelo hidrológico .....	24
2.2.8. Clasificación de modelos hidrológicos .....	24
2.2.9. Elementos del modelo hidrológico.....	27
2.2.10. Modelo hidrológico GR2M .....	27
2.2.11. Calibración .....	31
2.2.12. Validación.....	32
2.2.13. Eficiencia de Nash-Sutcliffe .....	33
2.2.14. Coeficiente de Nash-logaritmo.....	33
2.2.15. Raíz del error cuadrático medio .....	33
2.2.16. Sesgo porcentual BIAS.....	33

### **CAPITULO III**

#### **MATERIALES Y MÉTODOS**

<b>3.1. ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>35</b>
<b>3.2. MATERIALES .....</b>	<b>36</b>
3.2.1. Información hidrometeorológica.....	36
3.2.2. Información cartográfica .....	36
3.2.3. Programas informáticos .....	37
<b>3.3. METODOLOGÍA.....</b>	<b>38</b>
3.3.1. Estimación de parámetros geomorfológicos de la cuenca .....	38
3.3.2. Análisis de consistencia de la información hidrometeorológica.....	38
3.3.3. Calibración y validación del modelo hidrológico agregado lluvia – escorrentía .....	40



## CAPITULO IV

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

<b>4.1. PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS DE LA CUENCA.....</b>	<b>45</b>
<b>4.2. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE LA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA.....</b>	<b>46</b>
4.2.1. Precipitación total mensual .....	46
4.2.2. Caudal medio mensual .....	53
<b>4.3. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO AGREGADO LLUVIA – ESCORRENTÍA.....</b>	<b>57</b>
4.3.1. Precipitación media sobre la cuenca .....	57
4.3.2. Evapotranspiración media sobre la cuenca .....	57
4.3.3. Modelo hidrológico GR2M.....	61
4.3.4. Evaluación del desempeño del modelo .....	63
<b>V. CONCLUSIONES.....</b>	<b>66</b>
<b>VI. RECOMENDACIONES .....</b>	<b>67</b>
<b>VII. REFERENCIAS .....</b>	<b>68</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>74</b>

**Área** : Ingeniería y Tecnología.

**Línea** : Recursos Hídricos.

**FECHA DE SUSTENTACIÓN:** 16 de enero de 2020.



## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b>	Procesos en el ciclo hidrológico que operan en la cuenca .....	22
<b>Figura 2.</b>	Representación esquemática del ciclo hidrológico .....	22
<b>Figura 3.</b>	Arquitectura del modelo GR2M.....	29
<b>Figura 4.</b>	Ubicación de la cuenca Callacame y la red de estaciones.....	35
<b>Figura 5.</b>	Hidrograma de precipitación total mensual .....	46
<b>Figura 6.</b>	Serie de tiempo de precipitación total anual .....	47
<b>Figura 7.</b>	Diagrama de doble masa de precipitación total mensual .....	48
<b>Figura 8.</b>	Diagrama de doble masa referido a la estación base.....	49
<b>Figura 9.</b>	Periodo de separación de la serie temporal de precipitación total mensual, estaciones a) Mazocruz, b) Pizacoma, c) Yunguyo, d) Desaguadero y e) Juli .....	50
<b>Figura 10.</b>	Análisis de tendencias de precipitación total mensual Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli.....	52
<b>Figura 11.</b>	Curva de calibración de caudales .....	54
<b>Figura 12.</b>	Serie temporal de: a) caudal medio mensual y b) caudal medio anual .....	55
<b>Figura 13.</b>	Análisis de tendencias del caudal promedio anual.....	56
<b>Figura 14.</b>	Precipitación media sobre la cuenca .....	57
<b>Figura 15.</b>	Serie de tiempo de temperatura máxima media mensual .....	58
<b>Figura 16.</b>	Serie de tiempo de temperatura mínima media mensual.....	59



<b>Figura 17.</b> Serie de tiempo de temperatura máxima, mínima y media o areal sobre la cuenca .....	60
<b>Figura 18.</b> Radiación solar extraterrestre media sobre la cuenca .....	61
<b>Figura 19.</b> Evapotranspiración media sobre la cuenca .....	61
<b>Figura 20.</b> Hidrograma de precipitación media, caudales observados (Qobs), Caudales simulados (Qsim) para el periodo de calibración y validación y un periodo de simulación.....	63



## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b>	Características de las estaciones hidrometeorológicas .....	36
<b>Tabla 2.</b>	Calificaciones de rendimiento estadístico recomendados para simulaciones de caudales mensuales .....	44
<b>Tabla 3.</b>	Medidas estadísticas para verificar el rendimiento del modelo .....	44
<b>Tabla 4.</b>	Parámetros geomorfológicos de la cuenca Callacame.....	45
<b>Tabla 5.</b>	Periodo de análisis .....	49
<b>Tabla 6.</b>	Análisis estadístico de saltos de la precipitación anual y la significancia de t Student's .....	51
<b>Tabla 7.</b>	Tendencia de las precipitaciones anuales y la significación estadística de regresión lineal.....	52
<b>Tabla 8.</b>	Análisis estadístico de saltos del caudal medio anual y la significancia de t Student's .....	55
<b>Tabla 9.</b>	Tendencia de las precipitaciones anuales y la significación estadística de regresión lineal.....	56
<b>Tabla 10.</b>	Valores de los parámetros de calibración del modelo GR2M .....	62
<b>Tabla 11.</b>	Evaluación estadística del modelo .....	65



## INDICE DE ACRÓNIMOS

SENAMHI	:	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
GR2M	:	Ingeniería Rural de dos parámetros a paso de tiempo mensual
TRMM	:	Tropical Rainfall Measuring Mission
CEMAGREF	:	Centro de Investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental de Francia
ANA	:	Autoridad Nacional del Agua
DEM	:	Modelo Digital de Elevación
SRTM	:	Shuttle Radar Topography Mission
QGIS	:	Quantum Geographic Information System
GRASS-GIS	:	Geographic Resources Analysis Support System – Geographic Information System
OMM	:	Organización Meteorológica Mundial
FAO	:	Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación
ENS	:	Eficiencia de Nash-Suttcliffe
PBIAS	:	Porcentaje de sesgo
RMSE	:	Raíz del error cuadrático medio
ENS-ln	:	Eficiencia de Nash para valores logaritmo



## RESUMEN

El agua como recurso hídrico es un elemento vital para la existencia de los seres vivos, sin embargo, este elemento es cada vez más escaso. Una adecuada gestión de los recursos hídricos, se basa en la toma de decisiones y para ello es imprescindible conocer la oferta hídrica en una cuenca. El objetivo de la investigación fue evaluar un modelo hidrológico agregado lluvia - escorrentía a paso de tiempo mensual en la cuenca del río Callacame, Perú. Para ello, evaluamos la consistencia de la información hidrometeorológica mediante el uso del programa tendencias (TREND) y los valores de precipitación y temperatura promedio areal fueron determinados utilizando los métodos de interpolación Kriging (Kr), polígonos de Thiessen (pTh) e inverso de la distancia ponderado (IDW). Así también, la evapotranspiración potencial o de referencia (ET<sub>o</sub>) fue calculada mediante los métodos de Hargreaves – Samani, Hargreaves – Samani Global y la fórmula de Ravazzani. Para la modelación hidrológica, el total de la muestra, fue separado en dos partes, el 70 % para calibración (2005-2011) y el 30 % para validación (1996-2000), los periodos en el que no se cuentan con caudales observados (2001- 2004 y 2012-2018) fueron utilizados para simulación hidrológica. Los criterios de aceptación se evaluaron de forma cualitativa (gráficos de series de tiempo) y cuantitativamente a través de la eficiencia de Nash (ENS), Nash logarítmico (ENS-ln), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y sesgo porcentual (PBIAS). Los resultados de la modelación hidrológica, mostraron un buen rendimiento y concluimos que el modelo GR2M representa adecuadamente la dinámica estacional de caudales observados pudiendo ser utilizado en la planificación del recurso hídrico en la cuenca del río Callacame.

**Palabras Clave:** Caudales medios, cuenca Callacame, GR2M, modelación hidrológica.



## ABSTRACT

Water as a water resource is a vital element for the existence of living beings, however, this element is increasingly scarce. Proper management of water resources is based on decision-making and for this it is essential to know the water supply in a basin. The objective of the research was to evaluate an aggregate rain-runoff hydrological model at the monthly time step in the Callacame river basin, Peru. To do this, we evaluated the consistency of the hydrometeorological information using the trends program (TREND) and the values of precipitation and average areal temperatures were determined using the Kriging (Kr), Thiessen polygons (pTh) and inverse of the interpolation methods. distance weighted (IDW). Likewise, the potential or reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) was calculated using the Hargreaves - Samani, Hargreaves - Samani Global methods and the Ravazzani formula. For the hydrological modeling, the total sample was separated into two parts, 70% for calibration (2005-2011) and 30% for validation (1996-2000), the periods in which there are no observed flows. (2001-2004 and 2012-2018) were used for hydrological simulation. Acceptance criteria were evaluated qualitatively (time series graphs) and quantitatively through Nash efficiency (ENS), logarithmic Nash (ENS-ln), root mean square error (RMSE) and percentage bias (PBIAS). The results of the hydrological modeling showed good performance and we conclude that the GR2M model adequately represents the seasonal dynamics of observed flows and can be used in the planning of water resources in the Callacame river basin.

**Key Words:** Average flows, Callacame basin, GR2M, hydrological modeling



# CAPITULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1. IDENTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

El agua como recurso hídrico es un elemento vital para la existencia de los seres vivos y del hombre. Sin embargo, este recurso hídrico es escaso cada vez más por el incremento de la población y la demanda hídrica (Belizario, 2014, 2015). Así mismo, a nivel nacional la distribución del recurso hídrico no es uniforme, puesto que obedece a las variaciones geográficas y climáticas.

Una adecuada gestión de los recursos hídricos, requiere una apropiada toma de decisiones en cada una de las etapas de un proyecto, sin embargo, para una correcta toma de decisiones se requiere conocer la oferta hídrica de la cuenca, siendo una necesidad, estimar la oferta hídrica en la cuenca del río Callacame mediante el uso del modelo hidrológico lluvia – escorrentía ingeniería rural de dos parámetros a paso de tiempo mensual GR2M, que permitirá simular el comportamiento no lineal de los caudales.

En el altiplano peruano los registros de precipitación son más que los registros de caudal, por lo tanto, evaluar los caudales del río Callacame a partir de la precipitación viene a ser un importante tema de investigación en el uso de modelos hidrológicos de pocas variables de entrada y adecuarlos a la zona de estudio para diversas aplicaciones. Hoy en día investigaciones realizadas en diferentes cuencas realizan estudios para representar los caudales observados a través de modelos hidrológicos. En la literatura científica, existe una gama de modelos hidrológicos que van desde el modelamiento a escala horaria, diaria, mensual y anual. Siendo los modelos hidrológicos herramientas que pueden ayudar a estimar la oferta hídrica



explicando el comportamiento actual de las cuencas y en el futuro. Para tal motivo se realiza la aplicación del modelamiento hidrológico en la cuenca del río Callacame, utilizando una serie de tiempo determinada.

Conocer la disponibilidad hídrica de la cuenca del río Callacame es de gran importancia puesto que el recurso hídrico es cada vez escaso y requiere una adecuada gestión, en el presente estudio de investigación, se propone la aplicación de un modelo agregado para conocer la oferta hídrica generando los caudales medios mensuales, y los resultados nos permitirá realizar una gestión adecuada del recurso hídrico a diferentes escalas espaciales y temporales en la cuenca. Siendo de necesidad la aplicación de modelos hidrológicos, y su adopción como herramientas de apoyo para la toma de decisiones en el planeamiento del recurso hídrico.

El modelo hidrológico lluvia – escorrentía a utilizar, es el modelo Ingeniería Rural de dos parámetros a paso de tiempo mensual GR2M, desarrollado por el Centro de Investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental de Francia (CEMAGREF), que ha sido aplicado en diversas cuencas hidrográficas del Perú, mostrando resultados satisfactorios, es así que el modelo hidrológico aplicado a la cuenca del río Callacame será como punto de partida, para futuros estudios de investigación relacionados al conocimiento de la disponibilidad hídrica, escenarios del cambio climático, pronóstico mensual, y de esta manera fortalecer la investigación en temas relacionados a los recursos hídricos en la región Puno.

El interés en mejorar el conocimiento del régimen hidrológico de la cuenca del río Callacame, nos permitirá tener una mejor estimación espacio – temporal de la oferta hídrica en esta parte del altiplano peruano.



## **1.2. OBJETIVO GENERAL**

### **1.2.1. Objetivo general**

Evaluar un modelo hidrológico agregado lluvia - escorrentía a paso de tiempo mensual para la generación de caudales medios mensuales en la cuenca del río Callacame, Perú.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

Estimar los parámetros geomorfológicos de la cuenca del río Callacame.

Realizar el análisis de consistencia de la información hidrometeorológica de la cuenca del río Callacame

Calibrar y validar el modelo hidrológico agregado lluvia – escorrentía de la cuenca del río Callacame



## CAPITULO II

### REVISIÓN DE LITERATURA

#### 2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

##### 2.1.1. Antecedentes internacionales

Carmona et al. (2013) realizaron el ajuste y validación del modelo hidrológico GR2M en la cuenca alta del río Nazas, en México, con la finalidad de que, en caso de no contar con datos de escurrimiento, sea posible estimar dicha información. De los resultados del ajuste y validación del modelo hidrológico, mediante la aplicación de la evaluación estadística, en la etapa de ajuste de los parámetros (calibración) la correlación entre el caudal observado y el simulado es alta ( $r = 0.89$ ), con un coeficiente de determinación ( $R^2 = 79.8\%$ ) siendo el desempeño del modelo satisfactorio ( $ENS = 78.2$ ,  $ENS\text{-}ln = 65.8$ ). Asimismo, en la etapa de validación la correlación entre el caudal observado y el simulado disminuye a ( $r = 0.86$ ), con un coeficiente de determinación ( $R^2 = 74.2\%$ ).

Lespinas et al. (2014) utilizaron el modelo hidrológico GR2M en el estudio de investigación Incertidumbres hidrológicas y climáticas asociadas con el modelado del impacto del cambio climático en los recursos hídricos de los ríos costeros del Mediterráneo, en Francia. De los resultados de la evaluación estadística del modelo, los valores considerados por los criterios de eficiencia revelan que la serie de descargas modeladas de 06 cuencas se ajusta bastante bien a la serie observada, así obtuvieron un Nash-Sutcliffe (ENS) que oscila entre 0.58 y 0.90 en la etapa de calibración, mientras que en la etapa de validación el criterio de Nash-Sutcliffe (ENS) oscila entre 0.67 y 0.89.



Rwasoka et al. (2014) realizaron la calibración, validación, identificación de parámetros y análisis de la incertidumbre del modelo hidrológico mensual GR2M en dos cuencas en Zimbabwe, África. Para la calibración utilizaron 10 medidas de rendimiento de modelos para evaluar los caudales observados y simulados. La calibración del modelo GR2M en las cuencas en estudio lograron resultados muy satisfactorios debido a que la eficiencia de Nash-Sutcliffe (ENS) fue  $> 0.85$ , la eficiencia de Kling-Gupta (KGE) fue  $> 80\%$  y la eficiencia de volumen fue  $> 59\%$  durante la calibración. Ligeras caídas de rendimiento se observaron durante la validación, así pues, el ENS fue  $> 0.65$ , la eficiencia de Kling – Gupta (KGE) fue  $> 71\%$  y la eficiencia de volumen fue  $> 55\%$ . Concluyen que, aunque el modelo solo tiene dos parámetros, se desempeñó satisfactoriamente en la simulación de caudales mensuales, lo que lo convierte en una buena herramienta para la modelización, planificación y gestión de hidrología operativa y recursos hídricos, especialmente en regiones con datos inadecuados.

Bai et al. (2015) en su estudio realizaron la comparación del rendimiento de doce modelos mensuales de balance de agua en diferentes cuencas climáticas de China, el estudio se realizó en 153 cuencas, cuyo objetivo principal fue investigar las diferencias en el rendimiento de los modelos y proporcionar información valiosa para su selección. Los resultados de evaluación indican que los valores medios de  $\sqrt{NSE}$  oscilan entre 0.30 y 0.50 para los modelos, entre los cuales el modelo GR5M funciona mejor, seguido del modelo GR2M.

Ibrahim et al. (2015) realizaron predicciones hidrológicas para pequeñas cuencas hidrográficas en la zona sudanesa de la cuenca del Volta en África occidental, para ello utilizaron el modelo hidrológico de dos parámetros GR2M, y



muestra un rendimiento razonable en la simulación hidrológica (ENS=78 etapa de calibración y ENS = 71 etapa de validación), así como una alta capacidad para reproducir el escurrimiento mensual observado en la zona sudanesa de la cuenca del Volta.

Lyon et al. (2017) evaluaron los cambios hidrológicos en la cuenca del Bajo Mekong en el sudeste asiático, para ello realizaron el estudio de 33 cuencas, para detectar cambios históricos en la respuesta hidrológica, evaluaron los cambios temporales en la relación lluvia-escurrimiento utilizando el modelo hidrológico GR2M de dos parámetros. Los resultados del estudio muestran que el modelo GR2M fue capaz de reproducir el comportamiento hidrológico general de las 33 cuencas en estudio, con un rendimiento adecuado en general. Así entonces, para el modelado de la temporada de lluvias, el promedio de ENS fue de 0.91 en todas las cuencas, con un rango de 0.58 a 0.99, mientras que el modelado de la estación seca, el ENS-In promedio fue de 0.71 en todas las cuencas, con un rango de 0.52 a 0.89.

### **2.1.2. Antecedentes nacionales**

Vera-Arévalo y Felipe-Obando (2011), realizaron la calibración y validación del modelo hidrológico GR2M a través de variables climáticas (precipitación y temperatura) en la cuenca del río Ramis, en Perú. Los resultados del estudio indican que en ambas fases el modelo responde con una alta eficiencia (ENS = 88.5 % calibración y 82.5 % validación).

Alcántara et al. (2014) en su estudio realizaron la validación de modelos hidrológicos lluvia-escurrimiento para su aplicación a la cabecera de cuenca del río Jequetepeque, en Perú. La finalidad fue aplicar a espacios que no tienen data de caudales, pero si se cuenta con información de precipitación y temperatura. Para ello



aplicaron el modelo GR2M. En el estudio concluyen que la aplicación del modelo en la cuenca del río Jequetepeque presenta una alta eficiencia en el periodo de calibración (ENS = 83 %) y validación (ENS=81.3%), ajustándose el modelo satisfactoriamente a la cuenca en estudio.

Herrera (2015) su trabajo de investigación, tuvo como objetivo generar y calibrar los caudales medios mensuales mediante el modelo GR2M en la cuenca del río Coata y la microcuenca del río Verde, cuencas de la región Puno en Perú. Los resultados de la etapa de calibración y validación del modelo en las cuencas de estudio muestran resultados razonables (cuenca Coata: ENS = 71 % calibración y 63% validación, cuenca rio Verde: ENS = 70 % calibración y ENS = 66 % validación)

Lujano et al. (2015) en su estudio aplicaron el modelo hidrológico GR2M para la validación de la precipitación estimada por satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) en la cuenca del río Ramis en Perú. Los resultados de la modelación hidrológica en la fase de calibración y validación del modelo presentan eficiencias de ajuste de muy buenos (con precipitaciones observadas: ENS = 0.90 calibración y 0.87 validación) y aceptables (con precipitaciones del TRMM: ENS = 0.78 calibración y ENS = 0.75 validación), reproduciendo de manera satisfactoria los caudales observados con ambas informaciones de precipitación.

Metzger (2017) realizó el estudio de modelamiento hidrológico para pronóstico estaciones de caudales del río Ramis, tuvo como objetivo calibrar y validar el modelo hidrológico GR2M con fines de pronóstico estaciones de caudal en la cuenca del río Ramis. Para la estimación de la precipitación media utilizaron los métodos, aritmético, Thiessen, Inversa a la Distancia y Kriging y los datos Peruvian

Interpolated Data of SENAMHIs Climatological and hydrological Observations (PISCO) de SENAMHI. Los resultados del proceso de calibración y validación del modelo GR2M, el mejor rendimiento del modelo (ENS = 82 % etapa de calibración y ENS = 80.8 % etapa de validación) se obtuvo empleando la precipitación areal estimada con el método de Thiessen.

## 2.2. MARCO TEÓRICO

### 2.2.1. Ciclo hidrológico

Fattorelli y Fernández (2011) indican que el ciclo hidrológico se define como la secuencia de fenómenos por medio de los cuales el agua pasa de la superficie terrestre, en la fase de vapor, a la atmósfera y regresa en sus fases líquida y sólida.

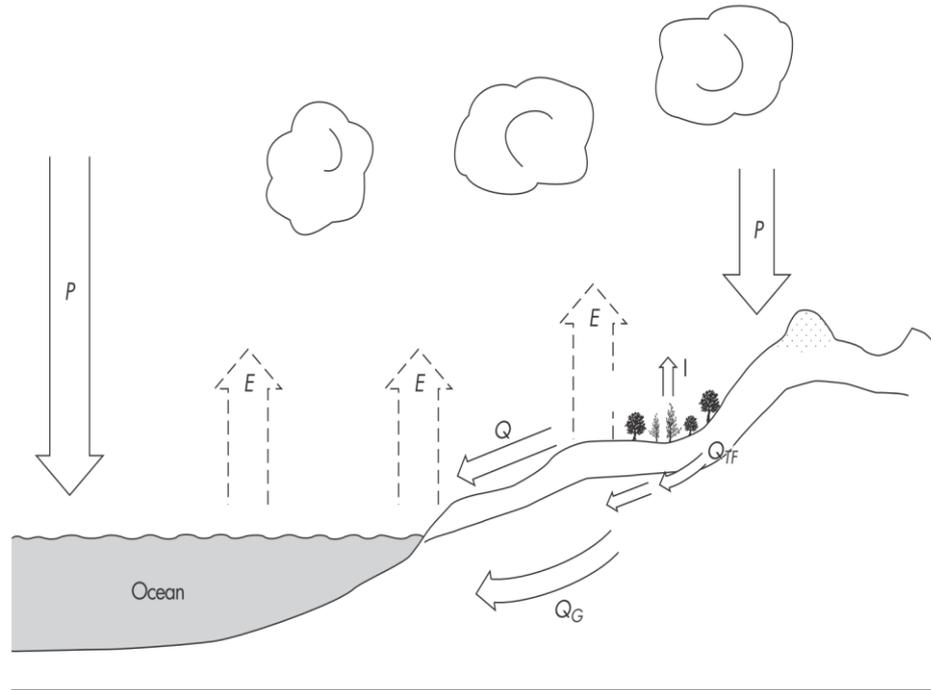
La transferencia de agua desde la superficie de la Tierra hacia la atmósfera, en forma de vapor de agua, se debe a la evaporación directa, a la transpiración por las plantas y animales y por sublimación (paso directo del agua sólida a vapor de agua). La cantidad de agua movida, dentro del ciclo hidrológico, por el fenómeno de sublimación es insignificante en relación a las cantidades movidas por evaporación y por transpiración, cuyo proceso conjunto se denomina evapotranspiración. El vapor de agua es transportado por la circulación atmosférica y se condensa luego de haber recorrido distancias que pueden sobrepasar 1000 km. El agua condensada da lugar a la formación de nieblas y nubes y, posteriormente, a precipitación (Fattorelli y Fernández, 2011).

La Figura 1 es una representación de los procesos en el ciclo hidrológico en una cuenca, se puede observar que hay tres procesos operativos (evaporación, precipitación y escorrentía), pero es posible subdividir cada uno de ellos, es así que,



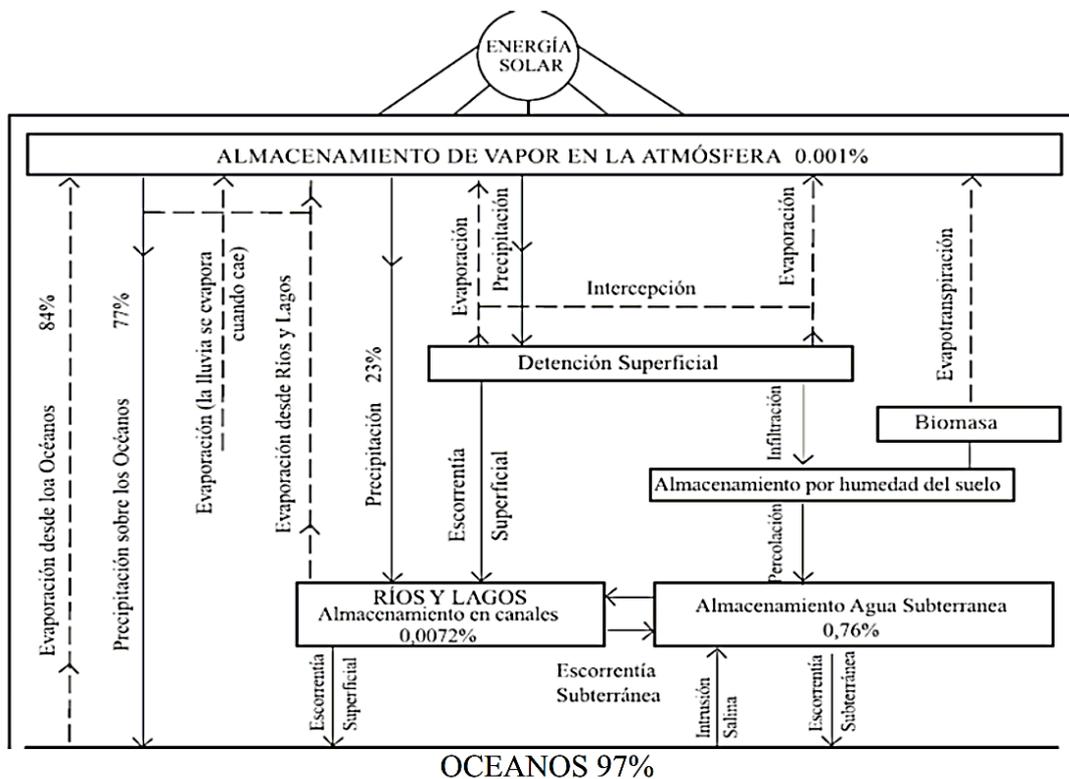
la evaporación es una mezcla de evaporación en superficie libre de agua (ríos y lagos), evaporación del suelo, evaporación de las superficies de las plantas, interceptación y transpiración de las plantas. La precipitación que puede ser en forma de nevada, granizo, lluvia o alguna mezcla de los tres (agua nieve). La escorrentía incorpora el movimiento del agua líquida por encima y por debajo de la superficie de la tierra (Davie, 2008).  $Q$  es la escorrentía, el subíndice  $G$  significa flujo de agua subterránea,  $TF$  flujo directo,  $I$  es la interceptación,  $E$  la evaporación y  $P$  es la precipitación.

Se puede suponer con fines didácticos que el ciclo empieza con la evaporación del agua de los océanos. El vapor del agua que resulta de la evaporación es trasladado por las masas de aire en movimiento y puede enfriarse, condensar y formar nubes. Si las condiciones son favorables al proceso de condensación continúa y aumentan los núcleos hasta que alcancen una dimensión suficiente para precipitarse. Parte de esta precipitación puede evaporarse en la atmósfera antes de llegar a la superficie de la tierra. Una gran parte de la precipitación cae directamente sobre los océanos y otra parte cae en la tierra. La Figura 2 es una representación muy simplificada de los procesos del sistema hidrológico general (Fattorelli y Fernández, 2011).



**Figura 1:** Procesos en el ciclo hidrológico que operan en la cuenca

Fuente: Davie (2008)



**Figura 2:** Representación esquemática del ciclo hidrológico

Fuente: Fattorelli y Fernández (2011)



### **2.2.2. Precipitación**

Agua procedente de la atmosfera que cae sobre la superficie terrestre en forma líquida o sólida (Gutiérrez, 2014). Según Davie (2008) es la liberación de agua de la atmósfera para alcanzar la superficie de la tierra, que abarca todas las formas de agua que cae de la atmosfera, incluyendo nieve, granizo, aguanieve y lluvia.

### **2.2.3. Evapotranspiración**

Cantidad de agua que pasa a la atmósfera por el proceso de evaporación del agua interceptada por el suelo y la transpiración de las plantas (Gutiérrez, 2014).

### **2.2.4. Radiación solar**

Según Fattorelli y Fernández (2011) es la principal fuente de energía que produce evaporación, esto se debe a que el cambio de estado de las moléculas de agua de un estado líquido a gas, requiere el complemento de energía (calor latente de vaporización), el proceso es más activo bajo el predominio directo de la radiación.

### **2.2.5. Temperatura**

Valor numérico que indica el estado de calor de un cuerpo, generalmente se expresa en grados Celsius ( $^{\circ}$  C) (Gutiérrez, 2014).

### **2.2.6. Escorrentía**

Según Davie (2008) La escorrentía es un término suelto que cubre el movimiento del agua hacia una corriente canalizada, después de haber alcanzado el suelo como precipitación. El movimiento puede ocurrir sobre o debajo de la

superficie y a diferentes velocidades. Es el agua que no es infiltrada y escurre sobre la superficie de la cuenca hacia aguas abajo (Gutierrez, 2014).

### **2.2.7. Modelo hidrológico**

Un modelo hidrológico tiene como objetivo la representación de los procesos que conforman el ciclo hidrológico y la interrelación entre las variables que influyen en el mismo. Los modelos hidrológicos pueden ser determinísticos o probabilísticos. Un modelo determinístico estimará la respuesta hidrológica a unos datos de entrada mediante una representación matemática abstracta o una ecuación basada físicamente, dando como resultado un valor numérico concreto. Por el contrario, un modelo probabilístico, tanto estadístico como estocástico, sigue las leyes de la probabilidad, dando como resultado una función de distribución de probabilidad, en el caso de variables continuas, o la probabilidad de ocurrencia de cada uno de los intervalos que conforman una variable discreta (Mediero, 2007).

### **2.2.8. Clasificación de modelos hidrológicos**

Mediero (2007) menciona, fundamentalmente éstos se pueden clasificar desde tres puntos de vista, la primera se fundamenta en el tipo de representación espacial del modelo, la segunda en la forma de representar los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca y la última en la extensión temporal en la que se puede aplicar el modelo.

En función de la representación espacial se pueden clasificar en tres grupos:

- Modelos agregados o agrupados: consideran una distribución espacial uniforme de lluvia en la cuenca, utilizando como variable la precipitación media, y supone que los parámetros de los diferentes submodelos, que simulan los diferentes



procesos hidrológicos, son globales para toda la cuenca y permanecen constantes a lo largo de un episodio.

- Modelos semidistribuidos: permiten una cierta variabilidad espacial de la lluvia y de los parámetros de los submodelos que lo componen, mediante la división de la cuenca en multitud de pequeñas subcuencas con lluvia y parámetros constantes en cada uno de ellos.
- Modelos distribuidos: permiten la variabilidad espacial de la lluvia y de los parámetros, mediante la división de la cuenca en celdas, en las que se simulan los diferentes procesos hidrológicos.

En función del tipo de representación de los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca se pueden clasificar en cuatro grupos:

- Modelos métricos: tienen una gran dependencia respecto de los datos observados, realizando una búsqueda sobre los mismos para caracterizar la respuesta del sistema, mediante un método de extracción de la información a partir de los datos existentes. Estos modelos se construyen con una consideración pequeña o nula de los procesos físicos que ocurren en el sistema hidrológico.
- Modelos conceptuales: representan los procesos hidrológicos más importantes mediante una base de conocimiento inicial en forma de representación conceptual de los mismos. De todas formas, la representación hidrológica se realiza mediante relaciones simplificadas con parámetros que no se pueden medir físicamente en la realidad. Por tanto, para aplicar estos modelos a una cuenca determinada deben ser calibrados con los datos observados en la misma.
- Modelos físicamente basados: utilizan los conocimientos más recientes del comportamiento físico de los procesos hidrológicos, realizando la simulación del



comportamiento hidrológico de una cuenca mediante la utilización de las ecuaciones de continuidad clásicas, resolviendo las ecuaciones diferenciales de forma numérica mediante la aplicación de métodos de diferencias finitas o elementos finitos. Estos modelos son necesariamente de tipo distribuido, y, por tanto, permiten la descripción de los fenómenos en cada una de las celdas del sistema, tanto desde el punto de vista de los parámetros como de la resolución de los sistemas de ecuaciones diferenciales, por tanto, el sistema físico se representa mediante un sistema de ecuaciones diferenciales que expresan la masa, el momento y el balance de energías.

En función de la extensión temporal en la que se puede aplicar el modelo, se clasifican en dos grupos:

- Modelos de episodio: desarrollados para simulaciones de cortos intervalos de tiempo, normalmente de un único episodio de lluvia, como su nombre indica. Se aplican fundamentalmente para simular caudales de avenida, principalmente en aquellos casos cuando la escorrentía directa es la principal fuente de generación de la escorrentía total.
- Modelos continuos: permiten la simulación de caudales diarios, mensuales o estacionales, es decir, permiten la simulación durante intervalos de tiempo mayores a un episodio de lluvia. El objetivo principal de los modelos continuos es la simulación del balance de humedad total de la cuenca durante períodos largos de tiempo. Se aplican fundamentalmente para el pronóstico de volúmenes de escorrentía a largo plazo y estimación de las reservas de agua.

De acuerdo a la naturaleza de los algoritmos básicos (Cabrera, 2012a)



- Modelos estocásticos: Las variables son consideradas como aleatorias (con una distribución de probabilidad) y enfatiza la dependencia temporal de las variables hidrológicas relacionadas por el modelo.
- Modelos determinísticos: Las variables se consideran libres de la variación aleatoria tal que ninguna tiene una distribución probabilística.

### **2.2.9. Elementos del modelo hidrológico**

De acuerdo a la naturaleza de los algoritmos, el modelo utilizado es un modelo determinístico. Cabrera (2012a) indica que los modelos determinísticos suelen presentar tres tipos de elementos:

- Variables de entrada; series espacio-temporales de precipitación, temperatura, etc.
- Parámetros; parámetros asumidos constantes en el modelo, por ejemplo, la conductividad hidráulica, la velocidad de infiltración, etc.
- Variables de estado; series espacio-temporales de humedad de suelo, etc., las cuales permiten establecer condiciones iniciales.

Asimismo, suele hablarse de variables de salidas, que usualmente son las descargas.

### **2.2.10. Modelo hidrológico GR2M**

El modelo agregado de tipo conceptual Ingeniería Rural de 2 parámetros a paso de tiempo mensual (GR2M) fue Desarrollado por la Unidad de Investigación en hidrología CEMAGREF (Centro de Investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental de Francia). La Figura 3, muestra la arquitectura y las funciones del modelo, el cual requiere como insumo de ingreso valores de precipitación areal en mm, evapotranspiración areal mm, área de la cuenca en km<sup>2</sup> y caudales observados en



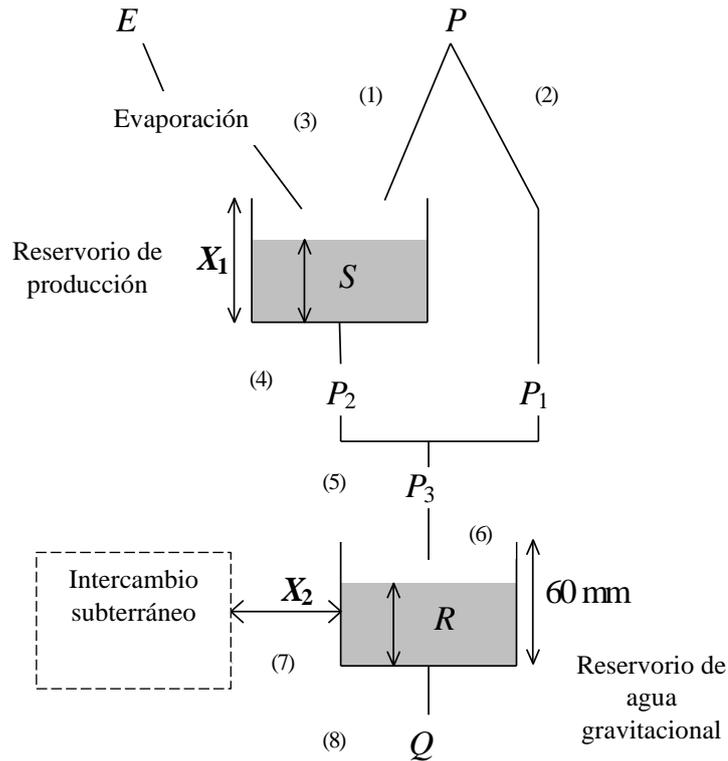
mm. Los parámetros a calibrar son: la función de producción ( $X_1$ ) y la función de transferencia ( $X_2$ ).

GR2M es un modelo agregado de balance hídrico mensual, que proporciona información valiosa sobre la transformación de precipitación en caudales en intervalo de tiempo mensual (Mouelhi et al., 2006). El modelo transforma la precipitación en esorrentía mediante la aplicación de dos funciones:

- Función de producción
- Función de transferencia.

Su estructura consta de dos depósitos: el depósito de suelo y el depósito de agua gravitacional.

En la Figura 3 se muestra el diagrama del modelo GR2M con los principales procesos hidrológicos que producen esorrentía y que son tomados en cuenta por el modelo. De acuerdo a este esquema,  $P$  es la precipitación media de la cuenca,  $P_1$  es la esorrentía superficial,  $E$  es la evapotranspiración actual,  $P_2$  la percolación profunda,  $S$  el almacenamiento del depósito de suelo al inicio del periodo de análisis,  $R$  el almacenamiento del depósito de agua gravitacional al inicio del periodo de análisis y  $Q$  el caudal a la salida de la cuenca. La capacidad máxima de almacenamiento del depósito de suelo es  $X_1$  y la del depósito gravitacional se asume de 60mm.



**Figura 3:** Arquitectura del modelo GR2M

Fuente: Mouelhi et al. (2006)

### 2.2.10.1. Función de producción

Parte de la precipitación es absorbida por el depósito de suelo y otra ( $P_1$ ) se dirige al depósito de agua gravitacional. El nuevo volumen de agua en el depósito de suelo ( $S_1$ ) se calcula de la siguiente manera:

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad (1)$$

donde  $\varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right)$ ,  $X_1$  es la capacidad máxima de almacenamiento del depósito de suelo.

Asumiendo que no hay pérdidas, el volumen de agua antes de la infiltración debe ser el mismo después de ésta; entonces:

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (2)$$

Después, el depósito de suelo será afectado por la evapotranspiración, reduciendo su volumen a  $S_2$ . El nuevo volumen se calcula de la siguiente manera:

$$S_2 = \frac{S_1(1 - \psi)}{1 + \psi \left(1 - \frac{S}{X_1}\right)} \quad (3)$$

$$\text{donde } \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)$$

Parte de este nuevo volumen  $S_2$  será transferido al depósito de agua gravitacional y el remanente se convertirá en el volumen inicial  $S$  para el siguiente período de análisis. El nuevo valor de  $S$  será:

$$S = \frac{S_2}{\left(1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right)^{\frac{1}{3}}} \quad (4)$$

Luego, el volumen de agua que percola  $P_2$  se estimará como la diferencia entre  $S_2$  y  $S$ , de donde  $P_2 = S_2 - S$ .

#### 2.2.10.2. Función de transferencia

Conocido el volumen de agua que percola, la precipitación efectiva que ingresa al depósito de agua gravitacional ( $P_3$ ), será:

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (5)$$

Debido a que el depósito de agua gravitacional contaba con un volumen inicial  $R$ , su nuevo volumen será:

$$R_1 = R + R_3 \quad (6)$$

Sin embargo, debido a que existe un intercambio de volúmenes a nivel subsuperficial, el volumen del depósito se corrige por el factor  $X_2$ :

$$R_2 = X_2 R_1 \quad (7)$$

Finalmente, el depósito de agua gravitacional se vacía siguiendo una función cuadrática, dándonos como resultado el caudal de salida:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (8)$$

donde  $R = R_2 - Q$

### 2.2.10.3. Parámetros del modelo

$X_1$ : Capacidad del depósito de suelo en milímetros.

$X_2$ : Coeficiente de intercambios subterráneos en milímetros.

### 2.2.11. Calibración

Cabrera (2012b) indica que la calibración es el proceso por el cual se identifican los valores de los parámetros del modelo para los cuales la serie de datos simulado se ajusta de manera óptima a la serie de datos observados. Para evaluar la bondad de ajuste del modelo se utiliza una “función objetivo”.

Este proceso puede realizarse de dos formas:

#### a. Prueba y error

Es el método más utilizado y usualmente recomendado. Implica un ajuste manual de parámetros basado en el criterio del investigador.

Tiene valor de aprendizaje, pero es lento y subjetivo.



## **b. Automática**

Optimiza los valores de los parámetros utilizando técnicas numéricas. A diferencia de la “prueba y error”, este método es mucho más rápido y objetivo; sin embargo, es numéricamente complejo y presenta problemas en la compensación de errores y en la captura de valores mínimos locales. Algunos ejemplos son: técnicas de escalamiento (hill-climbing techniques), recocido simulado (simulated annealing), algoritmos genéticos, etc.

En la práctica, se sugiere aplicar el primer método para conseguir una primera aproximación y luego optimizarla utilizando una calibración automática.

### **2.2.12. Validación**

Refsgaard y Knudsen (1996) definen la validación de un modelo como el proceso de demostración que el modelo es capaz de hacer predicciones en un lugar específico determinado para períodos fuera del período de calibración. De esta manera, se dice que un modelo ha sido validado si su precisión y capacidad predictiva en el período de validación muestran errores o límites aceptables.

La validación de un modelo se hace para un lugar determinado pues es imposible, realizar una validación generalizada (así como es imposible realizar una calibración generalizada). Usualmente, la validez de un modelo para un período diferente al de calibración se asume como verdadera considerando condiciones futuras similares a las actuales. Estas asunciones son válidas para casos simples como la completación de datos pues el período desconocido se encuentra “dentro” del período calibrado y las características pueden asumirse iguales, pero este no es el caso general (Cabrera, 2012c).

### 2.2.13. Eficiencia de Nash-Sutcliffe

La función de eficiencia de Nash (Nash y Sutcliffe, 1970) caracterizado por su flexibilidad para ser aplicado a diversos tipos de modelos hidrológicos y evaluar la capacidad predictiva de los mismos.

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\sum_{t=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (9)$$

### 2.2.14. Coeficiente de Nash-logaritmo

La transformación del logaritmo de ENS, función estadística ENS-ln fue utilizado para evaluar el rendimiento del modelo con respecto a caudales bajos periodo de estiaje (Nash y Sutcliffe, 1970).

$$ENS - ln = 1 - \frac{\sum_{t=i}^n (\ln(Q_i) - \ln(\hat{Q}_i))^2}{\sum_{t=i}^n (\ln(Q_i) - \ln(\bar{Q}))^2} \quad (10)$$

### 2.2.15. Raíz del error cuadrático medio

En términos de error fue evaluado a través de la raíz del error cuadrático medio RMSE.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=i}^n (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{n}} \quad (11)$$

### 2.2.16. Sesgo porcentual BIAS

Para medir la tendencia promedio de los valores simulados a ser mayores o bajos que los observados se utilizó el porcentaje de sesgo (PBIAS). El valor óptimo de PBIAS es 0.0, mientras la magnitud de valores es de baja, indican una simulación



precisa del modelo. Según Gupta et al., (1999) los valores positivos indican el sesgo de subestimación del modelo, y los valores negativos indican el sesgo de sobreestimación del modelo.

$$PBIAS = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_i - \hat{Q}_i)}{\sum_{t=1}^n Q_i} * 100 \quad (12)$$

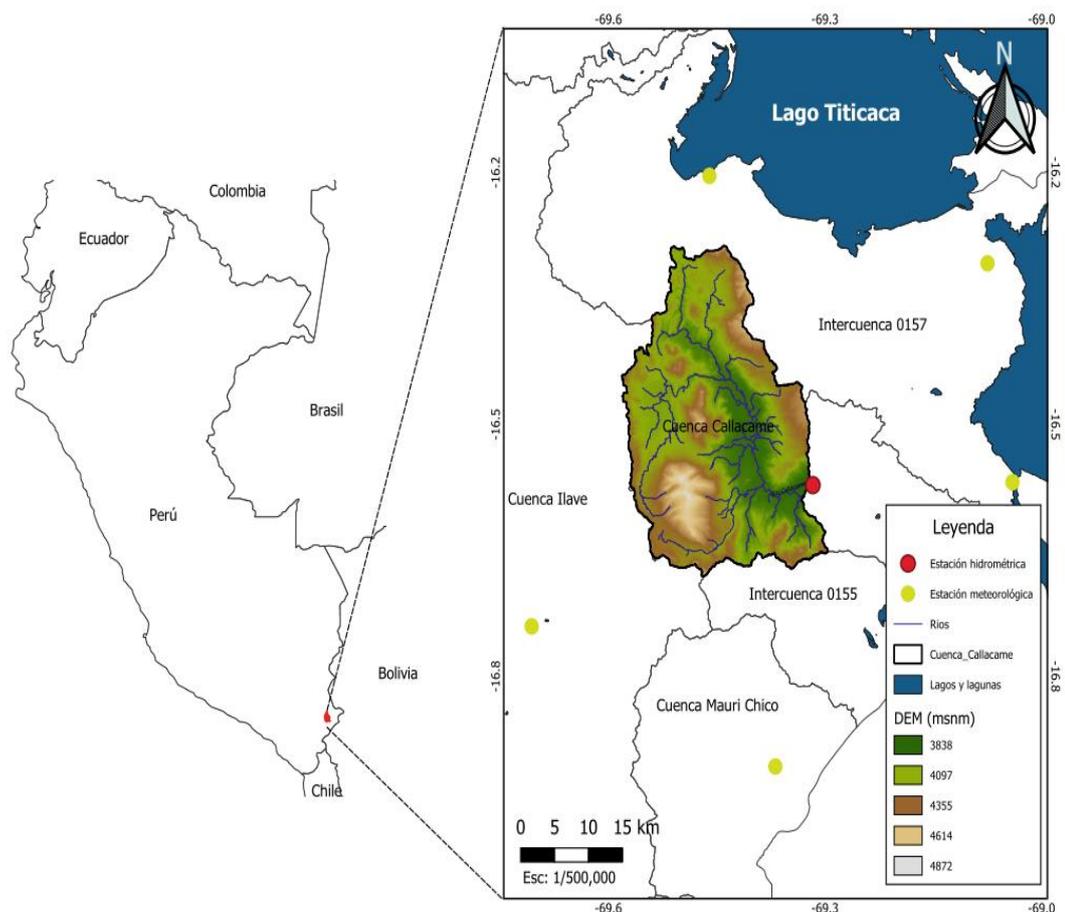
Donde,  $Q_i$  es el valor observado,  $\hat{Q}_i$  es el valor calculado,  $\bar{Q}$  es el promedio de los datos observados y  $n$  es el número de datos observados.

## CAPITULO III

### MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1. ZONA DE ESTUDIO

La cuenca Callacame se encuentra ubicado al extremo sur de Perú (Figura 4), con un área aproximado de 871.7 km<sup>2</sup>. Según la base de datos de cuencas hidrográficas de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), por el norte limita con la intercuenca 0157, por el sur con la intercuenca 0155, por el este con el río Desaguadero y por el oeste con la cuenca del río Ilave. La altitud de la cuenca varía entre 3838 y 4872 m.s.n.m., con una altitud media de 4164.2 m.s.n.m. y una pendiente media de 17.5% (0.175 m/m).



**Figura 4:** Ubicación de la cuenca Callacame y la red de estaciones hidrometeorológicas

## 3.2. MATERIALES

### 3.2.1. Información hidrometeorológica

Se utilizaron datos de precipitación total mensual (mm), temperatura máxima ( $^{\circ}$  C) y temperatura mínima ( $^{\circ}$  C) promedio mensual (ANEXO 1) de la cuenca del río Callacame. Las coordenadas de la red de estaciones hidrometeorológicas del SENAMHI utilizadas en la presente investigación se muestran en la Tabla 1, con una resolución temporal mensual (1996–2018), disponible en el portal (<https://www.senamhi.gob.pe/?&p=descarga-datos-hidrometeorologicos>). La Tabla 1 muestra las características de ubicación geográfica (latitud y longitud) de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli. La base de datos de la estación hidrométrica Callacame, está conformada por registros históricos diarios (nivel y caudal), periodo 1996 – 2000 y 2005 – 2011, con un registro continuo de datos de nivel, mientras que discontinuos para caudales.

**Tabla 1:** Características de las estaciones hidrometeorológicas

Estación	Tipo	Latitud ( $^{\circ}$ )	Longitud ( $^{\circ}$ )
Mazocruz	Meteorológica	-16.7404	-69.7064
Pizacoma	Meteorológica	-16.9073	-69.3688
Yunguyo	Meteorológica	-16.3081	-69.0750
Desaguadero	Meteorológica	-16.5688	-69.0404
Juli	Meteorológica	-16.2041	-69.4602
Callacame	Hidrométrica	-16.5722	-69.3170

### 3.2.2. Información cartográfica

Modelo Digital de Elevación (DEM) de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Versión 3 (Farr et al., 2007) disponible en una escala casi global, con una



resolución espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m), obtenido del portal (<https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>).

Unidades Hidrográficas en formato ESRI shapefile (\*.shp) elaborado por la Autoridad Nacional del Agua

Capas vectoriales en formato ESRI Shapefile (\*.shp) de países del mundo en datum WGS84, disponible (<https://tapiquen-sig.jimdo.com/descargas-gratuitas/mundo/>).

### 3.2.3. Programas informáticos

**Tendencias (TREND):** Diseñado para facilitar las pruebas estadísticas de tendencias, cambios en las medias y aleatoriedad en datos hidrológicos y otras series de tiempo, disponible en el enlace (<https://toolkit.ewater.org.au/Tools/TREND/>).

**Hydraccess:** Software de hidrología, que permite administrar base de datos hidrológicos, realizar fácilmente un conjunto de procesamientos corrientes sobre los datos como la completación de datos mediante el método del vector regional, estimación areal de variables climáticas con métodos de la media aritmética, polígonos de Thiessen, Inverso de la distancia ponderado y Kriging. Su desarrollo empezó en el año 2000, y su autor es Philippe Vauchel, Hidrólogo del IRD (Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo), y el software pertenece al IRD.

**QGIS:** Un Sistema de Información Geográfica (SIG) de software libre multiplataforma, disponible para GNU/Linux, Unix, Mac OS, Microsoft Windows y Android, en <https://www.qgis.org/es/site/forusers/download.html>

### 3.3. METODOLOGÍA

#### 3.3.1. Estimación de parámetros geomorfológicos de la cuenca

A partir del Modelo Digital de Elevación (DEM) y el punto de interés (Estación hidrológica Callacame: Latitud: -16.5722 Longitud: -69.3170), se delimitó la cuenca en estudio mediante el uso del programa Quantum GIS (QGIS) y el módulo GRASS. Asimismo, se determinó el área de la cuenca que fue necesario para convertir los caudales mensuales de  $m^3/s$  a mm. También, se calcularon los parámetros geomorfológicos de forma, de relieve y de la red hidrográfica de la cuenca.

#### 3.3.2. Análisis de consistencia de la información hidrometeorológica

En esta etapa Villón (2002) indica que el proceso se debe realizar mediante el análisis visual gráfico, análisis de doble masa y análisis estadístico de saltos y tendencias.

El análisis visual gráfico fue realizado mediante el ploteo de hidrogramas mensuales y anuales de la precipitación total mensual de las cinco estaciones meteorológicas, mientras que el análisis de doble masa se realizó con los acumulados anuales ubicando en el eje x el promedio acumulado, mientras que en el eje y el acumulado por cada estación. Este análisis permitió identificar los posibles cambios en la información. El análisis de salto fue realizado mediante la prueba paramétrica t-student (t), con el cual se evaluó si el promedio de dos periodos de datos es estadísticamente diferente (Chiew y Siriwardena, 2005).

$$t = \frac{(\bar{x} - \bar{y})}{S \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{1}{m}}} \quad (13)$$



donde  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  son los promedios del primero y segundo periodo respectivamente, m y n son el número de observaciones en el primero y segundo periodo y S es la desviación estándar de la muestra (de todas las observaciones m y n).

La tendencia se evaluó utilizando la prueba paramétrica de regresión lineal, que supone que los datos se distribuyen normalmente, comprobando si existe tendencia lineal al examinar la relación en el tiempo (x) y la variable de interés (y).

El gradiente de regresión se estimó de la siguiente manera (Chiew y Siriwardena, 2005):

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (14)$$

y el intercepto es estimado por:  $a = \bar{y} - b\bar{x}$

La estadística de prueba S es:  $S = \frac{b}{\sigma}$

$$\text{Donde: } \sigma = \sqrt{\frac{12 \sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)^2}{n(n-2)(n^2-1)}}$$

El estadístico S, sigue una distribución de t-student con n-2 grados de libertad bajo la hipótesis nula.

Para este proceso, se utilizó el programa tendencias (TREND), diseñado para facilitar las pruebas estadísticas de tendencias, cambios en las medias y aleatoriedad en datos hidrológicos y otras series de tiempo.

La información hidrológica del río Callacame se refieren a niveles promedios diarios de forma continua y caudales aforados de forma discontinua, por lo que los caudales medios mensuales, fueron obtenidos a partir del promedio de la información



diaria para cada mes y estos últimos obtenidos a través de la curva de calibración de caudales (H-Q). Las curvas H-Q fueron ajustadas a ecuaciones no lineales y su precisión de ajuste evaluados a través del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), el cual describe la proporción de la varianza en datos explicados por el modelo.  $R^2$  varía de 0 a 1, con valores más altos que indican menos varianza de error. Valores típicos mayores a 0.5 se consideran aceptables (Santhi et al., 2001, Van Liew et al., 2003). Aunque  $r$  y  $R^2$  se han utilizado ampliamente para la evaluación del modelo, estas estadísticas son demasiado sensibles a los valores extremos altos (valores atípicos) e insensibles a las diferencias aditivas y proporcionales entre las predicciones del modelo y los datos medidos (Legates y McCabe, 1999).

Una vez generado los caudales diarios a partir de las curvas de calibración, se ha obtenido el caudal medio mensual y anual, los cuales fueron sometidos a un análisis de consistencia, similar la metodología de análisis de consistencia de la precipitación total mensual.

### **3.3.3. Calibración y validación del modelo hidrológico agregado lluvia – escorrentía**

#### **3.3.3.1. Precipitación media sobre la cuenca**

Los métodos utilizados para estimar la precipitación areal o media de la cuenca fueron los polígonos de Thiessen, inverso de la distancia ponderado (IDW) y Kriging, para ello se ha recurrido al uso del programa Hydraccess y como datos de entrada se han considerado los datos mensuales de cada estación meteorológica, coordenadas geográficas y la cuenca Callacame en formato shapefile. Este último también en coordenadas geográficas.

### 3.3.3.2. Evapotranspiración de referencia media sobre la cuenca

El proceso de estimación de esta variable, según la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) recomiendan que el método estándar para calcular la ETo, sea el modelo Penman-Monteith (Citakoglu et al., 2014). Sin embargo, las variables climáticas que requiere el modelo no están disponibles para todas las estaciones meteorológicas, motivo por el cual, se utilizaron las fórmulas de Hargreaves y Samani (1985) a partir de datos de temperatura y radiación solar:

$$ET_{OHS} = 0.0023(t_{med} + 17.78)R_o * (t_{max} - t_{min})^{0.5} \quad (15)$$

La fórmula de Droogers y Allen (2002), el cual es una modificación de la ecuación de Hargreaves y Samani (1985), basado en las cuadrículas de datos del Atlas climático global de IWNI:

$$ET_{OHS\ Global} = 0.0025R_o(T_{med} + 16,8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (16)$$

Y el modelo de Ravazzani et al. (2012), que se basa en una modificación de la ecuación de Hargreaves & Samani (1985), pero con la influencia de la altitud (Z) local en metros:

$$ET_{ORavazzani} = (0.817 + 0.00022Z)0,0023R_o(T_{med} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (17)$$

Donde ETo es la evapotranspiración potencial diaria (mm/día), tmed la temperatura media diaria en (°C), Ro la radiación solar extraterrestre en (mm/día), tmax y tmin la temperatura máxima y mínima diaria en (°C) respectivamente.

### 3.3.3.3. Radiación solar extraterrestre ( $R_o$ )

La  $R_o$  en mm/día, fue obtenida de las tablas (ANEXO B) de Allen et al. (1998) (Original en  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ;  $1 \text{ mm/día} = 2.45 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$ ) para el hemisferio sur. El proceso de estimación de la radiación media para la cuenca, fue realizado mediante el programa QGIS utilizando la herramienta de interpolación lineal (ANEXO C).

### 3.3.3.4. Modelo hidrológico GR2M

Para el ingreso de datos al modelo GR2M, los caudales medios mensuales fueron convertidos a mm utilizando la siguiente ecuación:

$$C = 86.4 * Q * N/A$$

Donde C es el caudal mensual (mm), Q el caudal mensual ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), N el número de días del mes y A el área de la cuenca  $\text{Km}^2$

La Figura 3, muestra la arquitectura y las funciones del modelo GR2M, el cual requiere como insumo de ingreso valores de precipitación areal en mm, evapotranspiración areal mm, área de la cuenca en  $\text{km}^2$  y caudales observados en mm. Los parámetros a calibrar son: la función de producción ( $X_1$ ) y la función de transferencia ( $X_2$ ). El proceso de calibración de los parámetros se realizó mediante un proceso de optimización solver de Excel, la celda objetivo fue la eficiencia de ENS con un valor máximo, intercambiando los parámetros  $X_1$  y  $X_2$  (sujeto a restricciones  $X_2 \geq 0$ ), el método de resolución fue el GRG No lineal (algoritmo de gradiente reducido generalizado), debido a que, el comportamiento del caudal es no lineal. De esta manera se ha obtenido una mejor aproximación de las descargas simuladas.



Para calibrar los parámetros  $X_1$  y  $X_2$  fue necesario dividir la serie de datos en dos etapas, la etapa de calibración que fue considerada desde enero 2005 a diciembre de 2011 que corresponde al 70% de la información de caudales. En esta etapa fue preferible utilizar la mayor cantidad de datos para que los parámetros sean calibrados adecuadamente. Cabe indicar que para el periodo de calentamiento fue utilizado los datos del año 2005, con el objeto de aminorar las condiciones iniciales no conocidas.

La etapa de validación fue considerada de enero de 1996 a diciembre de 2000 correspondiente al 30% del total de la información de caudales, para esta etapa Refsgaard y Knudsen (1996) indican que es el periodo de demostración en que el modelo es capaz de hacer simulaciones para periodos fuera del período de calibración.

### **3.3.3.5. Criterios de aceptación de la calidad del modelo**

#### **Evaluación cualitativa**

Los hidrogramas obtenidos del modelo GR2M fueron comparados gráficamente entre las descargas observadas, verificando de esta manera la consistencia de los resultados conseguidos.

#### **Evaluación cuantitativa**

El rendimiento del modelo GR2M, fue evaluado mediante criterios estadísticos como la función de eficiencia de Nash-Sutcliffe (ENS) (Nash y Sutcliffe, 1970) caracterizado por su flexibilidad para ser aplicado a diversos tipos de modelos hidrológicos y evaluar la capacidad predictiva de los mismos, la función estadística Nash-In para descargas en periodo de estiaje (Nóbrega et

al., 2011). La ENS indica qué tan bien la gráfica de valor observado versus simulado se ajusta a la línea 1: 1 (Santhi et al., 2001) (Tabla 3).

En términos de error fue evaluado a través de la raíz del error cuadrático medio (RMSE). Para medir la tendencia promedio de los valores simulados a ser mayores o bajos que los observados se utilizó el porcentaje de sesgo (PBIAS) (Gupta et al., 1999).

Los criterios de valoración del desempeño del modelo hidrológico GR2M, se basa en las medidas adecuadas de Moriasi et al. (2007) (Tabla 2).

**Tabla 2:** Calificaciones de rendimiento estadístico recomendados para simulaciones de caudales mensuales

<b>Clasificación de rendimiento</b>	<b>ENS</b>	<b>PBIAS (%)</b>
Muy bueno	$0.75 < ENS \leq 1.00$	$PBIAS < \pm 10$
Bueno	$0.65 < ENS \leq 0.75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$
Satisfactorio	$0.50 < ENS \leq 0.65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$
Insatisfactorio	$ENS \leq 0.50$	$PBIAS \geq \pm 25$

Fuente: Moriasi et al. (2007)

**Tabla 3:** Medidas estadísticas para verificar el rendimiento del modelo

<b>Clasificación de rendimiento</b>	<b>ENS</b>
Aceptable – Bueno	$ENS \geq 0.50$
Malo – Insuficiente	$ENS < 0.50$

Fuente: Santhi et al. (2001)

## CAPITULO IV

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 4.1. PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS DE LA CUENCA

Para la modelación hidrológicas, se determinaron los parámetros geomorfológicos de la cuenca Callacame. Se ha determinado que el área de la cuenca, es de 871.71 km<sup>2</sup> aproximadamente hasta el punto de interés (estación hidrométrica). La altitud de la cuenca varía entre 3850 y 4889 msnm, con una altitud media de 4162.82 msnm y una pendiente media de 1.5% (0.015 m/m). El resumen de los parámetros geomorfológicos determinados para la cuenca en estudio, se muestran en la Tabla 4.

**Tabla 4:** Parámetros geomorfológicos de la cuenca Callacame

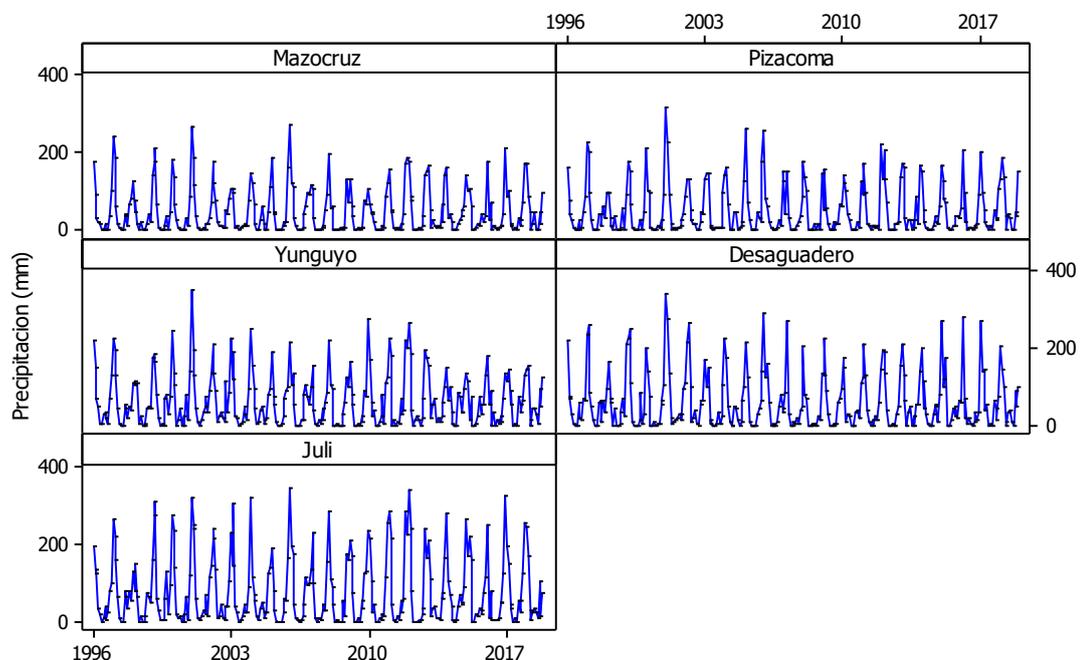
<b>Parámetros de forma</b>	<b>Unidad de medida</b>	<b>Cuenca</b>
Área total de la Cuenca	km <sup>2</sup>	871.71
Perímetro de la cuenca	km	164.85
Longitud del cauce principal	km	71.59
Longitud total de los cauces	km	515.84
Ancho promedio de la cuenca	km	12.18
Coficiente de compacidad	-	1.57
Factor de forma	-	0.17
Rectángulo equivalente Lado mayor	km	70.68
Rectángulo equivalente Lado menor	km	12.33
Radio de Circularidad	km	0.40
<b>Parámetros de relieve</b>	<b>Unidad de medida</b>	<b>Cuenca</b>
Altitud media de la cuenca	msnm	4162.82
Altitud de frecuencia media	msnm	4141.10
Área por encima de frecuencia media	km <sup>2</sup>	435.86
Altitud más frecuente	msnm	4050 – 4150
Altitud máxima	msnm	4889.00
Altitud mínima	msnm	3850.00
Pendiente media de la cuenca	m/m	0.015
Coficiente de masividad	-	0.0019
Coficiente orográfico	-	0.0033
Coficiente de torrencialidad	-	0.17
<b>Parámetros de la red hidrográfica</b>	<b>Unidad de medida</b>	<b>Cuenca</b>
Tipo de corriente	-	Perenne
Número de orden de los cauces	-	5
Frecuencia de densidad de ríos	ríos/km <sup>2</sup>	0.22
Densidad de drenaje	km/km <sup>2</sup>	0.59
Extensión media del escurrimiento superficial	km <sup>2</sup> /km	1.69
Altitud máxima del cauce principal	msnm	4845
Altitud mínima del cauce principal	msnm	3850
Pendiente media del cauce principal	m/m	0.014
Altitud media del cauce principal	msnm	4347.50
Tiempo de concentración	horas	9.23

## 4.2. ANÁLISIS DE CONSISTENCIA DE LA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA

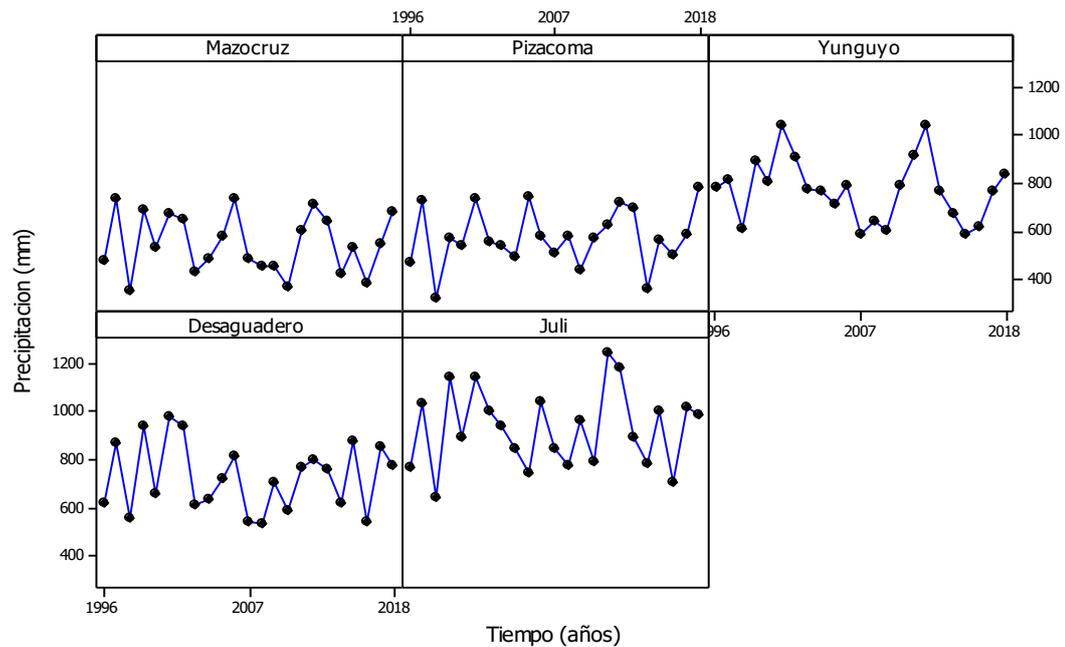
### 4.2.1. Precipitación total mensual

#### 4.2.1.1. Análisis visual gráfico

La información de datos de precipitación, corresponde a la red de 05 estaciones meteorológicas, ubicadas alrededor del ámbito de estudio. La información histórica se puede apreciar en el ANEXO A. La serie temporal de precipitación total mensual (Figura 5) y anual (Figura 6) de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli, visualmente se aprecia un comportamiento estacional, marcado por periodos de avenida y estiaje, sin embargo, no es posible apreciar saltos en la serie temporal ni tendencias de incremento y/o disminución. Por lo tanto, no existen periodos dudosos significativos en las series de datos mensuales y anuales.



**Figura 5:** Hidrograma de precipitación total mensual



**Figura 6:** Serie de tiempo de precipitación total anual

La Figura 5 muestra el comportamiento de la precipitación total mensual de cada una de las estaciones de registro. Dado que requiere un estudio detallado del comportamiento y su análisis de las mismas, estos hidrogramas nos permiten realizar un análisis del comportamiento espacial y temporal en función a los registros de las series históricas.

En la Figura 6 se presenta la serie de tiempo de la precipitación total anual desde 1996 hasta 2018, dado que nos permite evaluar el comportamiento de las precipitaciones en el espacio y tiempo, para una adecuada toma de decisiones en la gestión del recurso hídrico a nivel de la micro cuenca e implementar proyectos de desarrollo del ámbito de estudio y que estas sean proyectos de desarrollo sostenible, asimismo estos proyectos no alteren el ecosistema del ámbito de estudio.

#### 4.2.1.2. Análisis de doble masa

Debido a la cantidad de estaciones y la distribución espacial en la que se encuentran, se optó por considerar un solo grupo. La Figura 8 muestra el diagrama de doble masa, en el cual, el promedio acumulado de las estaciones se observa en el eje “x” y el acumulado de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli en el eje “y”. Según la Figura 7, la estación Juli es la que presenta menor cantidad de quiebres y es seleccionada como la estación base (Figura 8). El análisis de doble masa también se puede verificar en el ANEXO D.

Mediante las Figuras 7 y 8 fue posible identificar los puntos de quiebre y establecer los periodos de separación (Tabla 5) para el análisis de saltos. Los periodos considerados como dudosos (Tabla 5) fueron evaluados en el análisis estadístico de saltos.

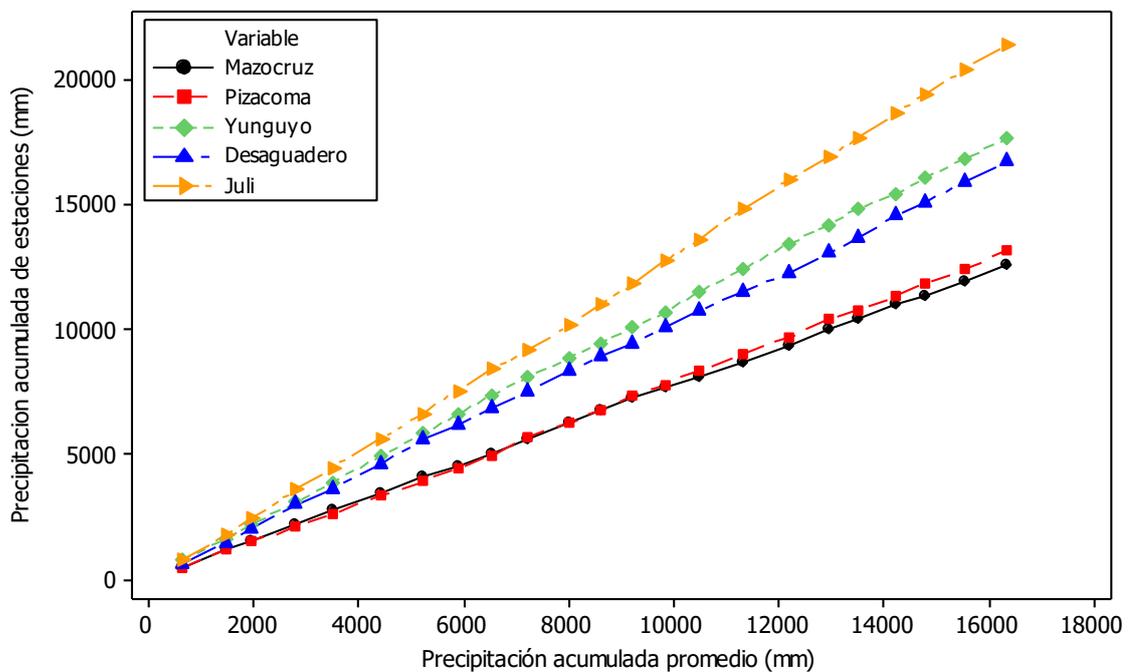
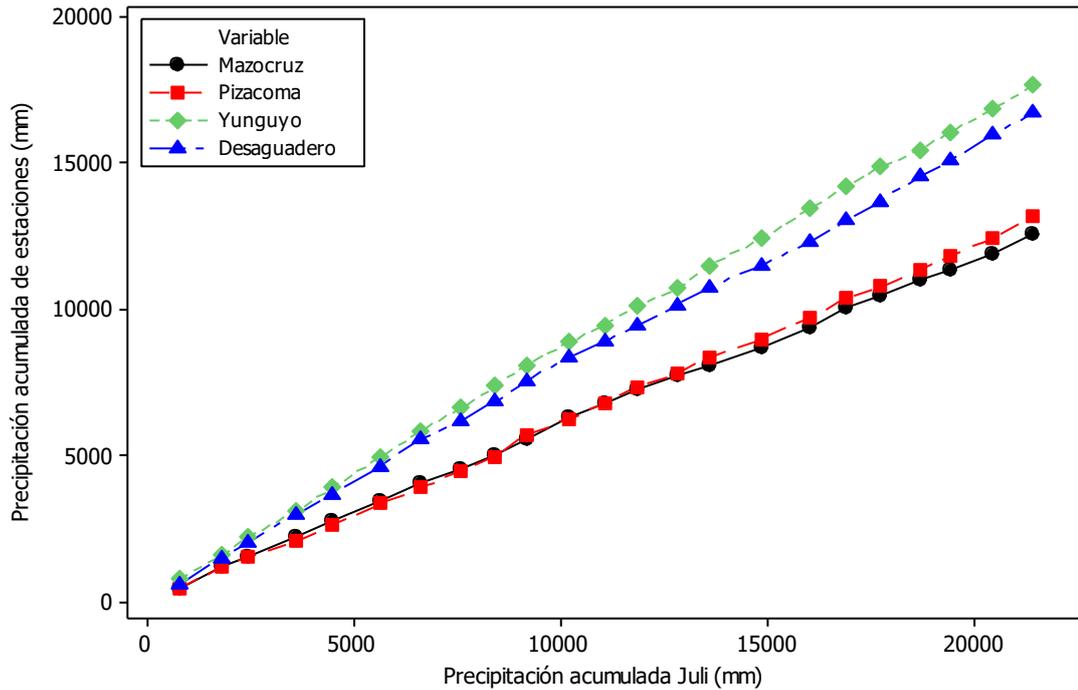


Figura 7: Diagrama de doble masa de precipitación total mensual



**Figura 8:** Diagrama de doble masa referido a la estación base

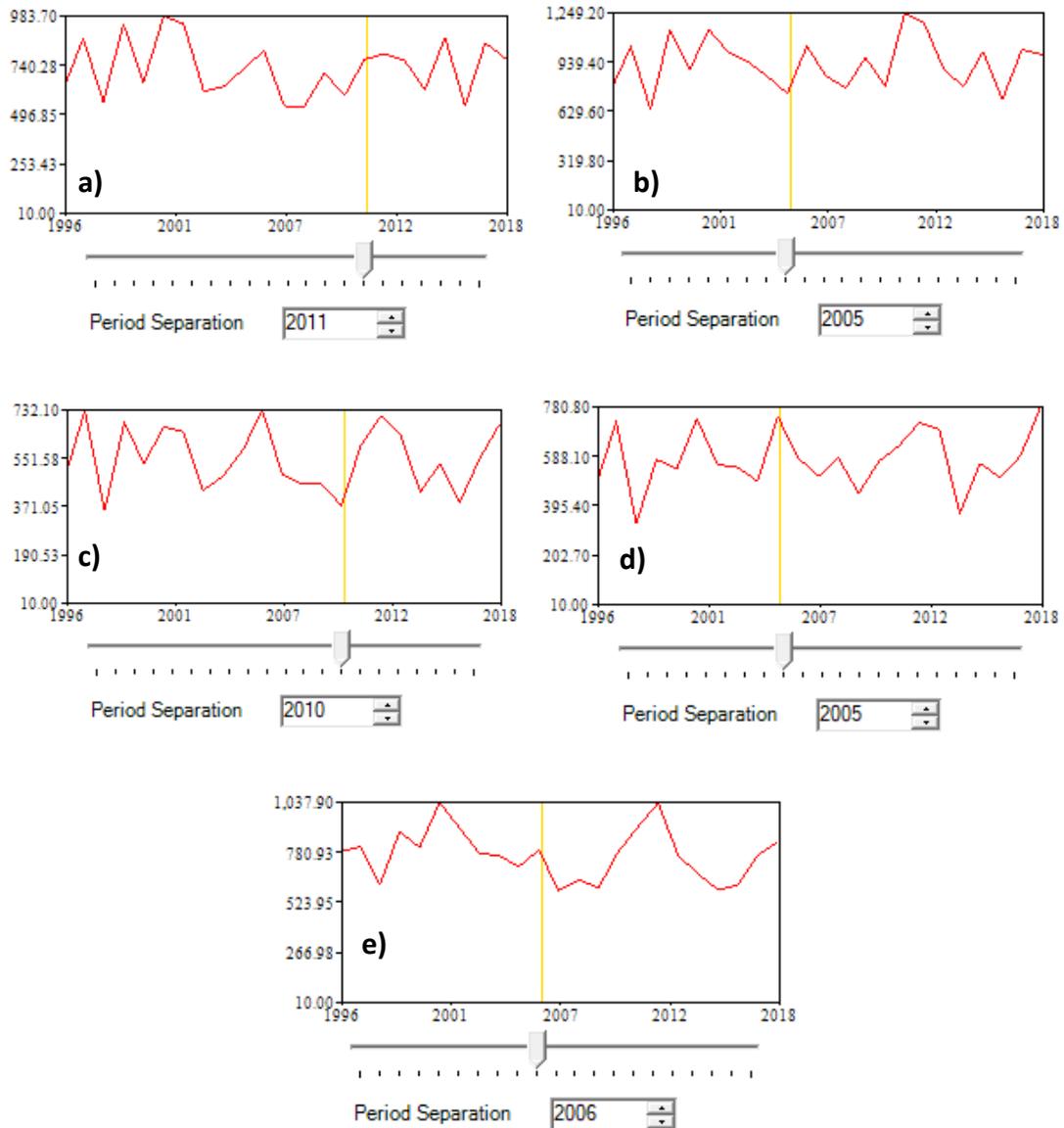
**Tabla 5:** Periodo de análisis

Estación	Primer periodo		Segundo periodo	
Mazocruz	Enero 1996	Diciembre 2010	Enero 2011	Diciembre 2018
Pizacoma	Enero 1996	Diciembre 2004	Enero 2005	Diciembre 2018
Yunguyo	Enero 1996	Diciembre 2009	Enero 2010	Diciembre 2018
Desaguadero	Enero 1996	Diciembre 2004	Enero 2005	Diciembre 2018
Juli	Enero 1996	Diciembre 2005	Enero 2006	Diciembre 2018

#### 4.2.1.3. Análisis estadístico

##### a) Análisis de saltos

La Figura 9 muestra el periodo de separación de la serie temporal de precipitación anual (en línea continua roja) de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli. Cada figura especifica un periodo de separación (línea amarilla vertical), el cual es el año de inicio del segundo periodo. Cabe indicar que TREND realiza el análisis estadístico solo para datos anuales y completos.



**Figura 9:** Periodo de separación de la serie temporal de precipitación total mensual, estaciones a) Mazocruz, b) Pizacoma, c) Yunguyo, d) Desaguadero y e) Juli

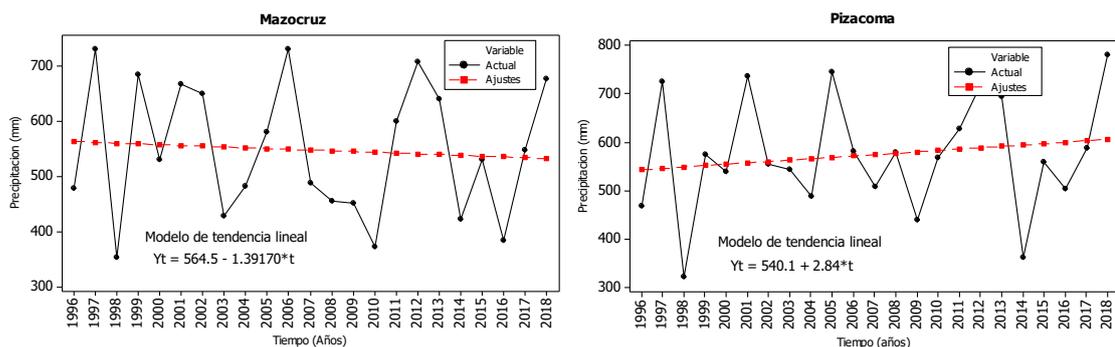
La Tabla 6 muestra los resultados del análisis estadístico mediante la prueba t-Student. Se resume que los valores t son inferiores a los valores críticos de tablas estadísticas a niveles de significancia 0.1, 0.05 y 0.01, por tanto, al comparar la media del primer periodo y la media del segundo periodo de la serie de precipitación de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli, no es significativamente (NS) diferente, es decir, los promedios de los dos periodos son iguales estadísticamente.

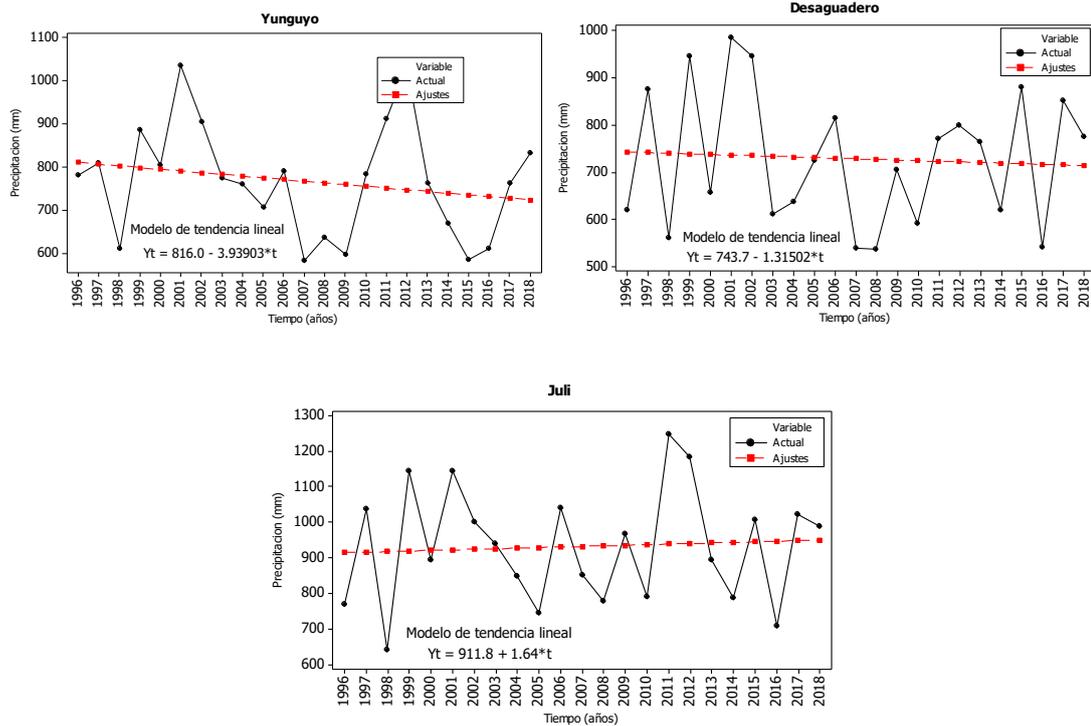
**Tabla 6:** Análisis estadístico de saltos de la precipitación anual y la significancia de t Student's

Estación	Estadístico t (Tc)	Valores críticos (tablas estadísticas) – Tt			Resultado
		a=0.1	a=0.05	a=0.01	
Mazocruz	0.164	1.717	2.74	2.819	NS
Pizacoma	-0.771	1.717	2.74	2.819	NS
Yunguyo	1.297	1.717	2.74	2.819	NS
Desaguadero	-0.546	1.717	2.74	2.819	NS
Juli	0.092	1.717	2.74	2.819	NS

**b) Análisis de tendencias**

Los resultados mostrados en la Tabla 7, nos da a conocer que el estadístico t para la tendencia es menor que los valores críticos obtenidos de tablas para los niveles de significancia (0.10, 0.05, 0.01), por tanto, a pesar de que en la Figura 10, se observa tendencias de incremento en los datos de precipitación de las estaciones (Pizacoma y Juli) y disminución (Mazocruz, Yunguyo y Desaguadero), estadísticamente no hay tendencia significativa (NS). Se concluye que los datos de precipitación de las estaciones analizadas no muestran tendencias significativas.





**Figura 10:** Análisis de tendencias de precipitación total mensual Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli

Es posible observar tendencias de incremento en los datos de precipitación de las estaciones Pizacoma y Juli, y disminución en las estaciones de Mazocruz, Yunguyo y Desaguadero, pero estadísticamente no hay tendencia significativa (NS). Pero matemáticamente y gráficamente muestran variaciones ascendentes de las primeras estaciones y descendentes de las segundas, estas variaciones no son considerables (Figura 10), siendo  $T_c < T_t$  (Tabla 7).

**Tabla 7:** Tendencia de las precipitaciones anuales y la significación estadística de regresión lineal

Estación	Estadístico $T_c$	Valores críticos (tablas estadísticas - $T_t$ )			Resultado $T_c < T_t$
		$\alpha=0.1$	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$	
Mazocruz	-0.357	1.721	2.08	2.831	NS
Pizacoma	0.746	1.721	2.08	2.831	NS
Yunguyo	-0.951	1.721	2.08	2.831	NS
Desaguadero	-0.289	1.721	2.08	2.831	NS
Juli	0.314	1.721	2.08	2.831	NS



## 4.2.2. Caudal medio mensual

### 4.2.2.1. Curva de calibración de caudales

Para el periodo de análisis 1996 - 2000, 2005 – 2011, se tiene un total de los 4485 registros de nivel diario y solo el 16% de caudales obtenidos de forma discontinua. Para generar caudales diarios en días que no se cuenta con este registro, fueron necesario realizar las curvas de calibración de caudales (Figura 11). Para lo cual la variable dependiente es el caudal en  $m^3/s$ , mientras que la variable dependiente es el nivel en metros. La figura 11a muestra la ecuación para estimar caudales diarios desde el 01/01/1996 hasta el 20 de diciembre de 1998 con una precisión de 94.1%. Mediante la ecuación mostrada en la Figura 11b, fue posible generar caudales diarios para el periodo 21/12/1998 hasta el 31/12/2000 con una precisión de 93.9%. A partir de la ecuación mostrada en la Figura 11c se ha generado caudales diarios para el periodo 01/01/2005 al 12/12/2005, con una precisión 99.3%, mientras que para generar caudales para el periodo 13/12/2005 al 29/10/2006 se utilizó la ecuación mostrada en la Figura 11d con una precisión de 93.6%. Asimismo, para estimar caudales para los periodos 30/10/2006 al 19/11/2007, 20/11/2007 al 30/11/2009, 01/12/2009 al 11/01/2011, 12/01/2011 al 31/12/2011, se utilizaron las ecuaciones mostradas en las Figuras 11e, 11f, 11g y 11h, con una precisión de 83.6%, 96.6%, 90.9% y 95.7% respectivamente. Según Moriasi et al. (2007) y Santhi et al. (2001) las calificaciones del rendimiento estadístico son buenos a muy buenos, pues la generación de caudales para los días en que no existen mediciones y/o aforos son confiables.

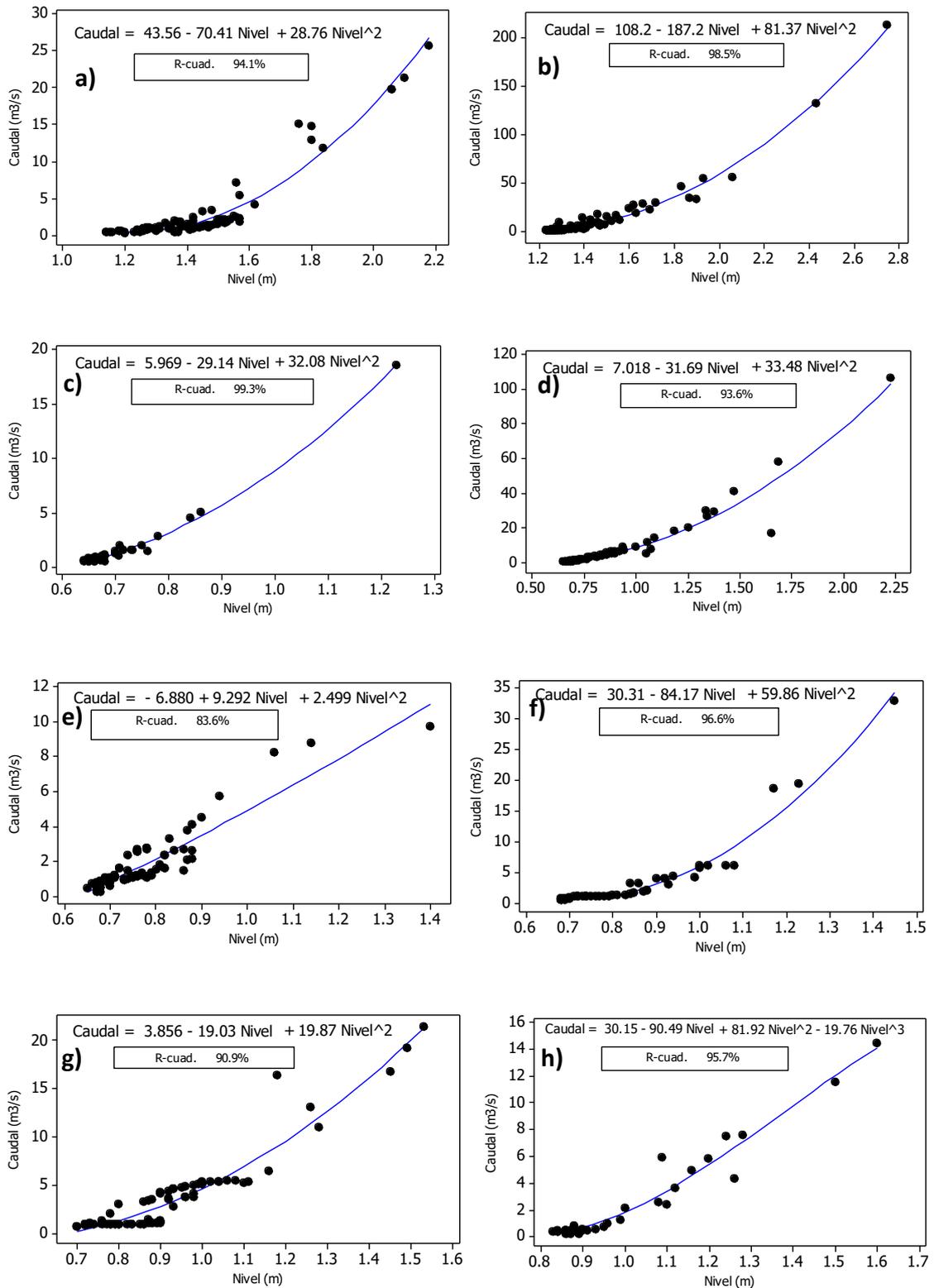
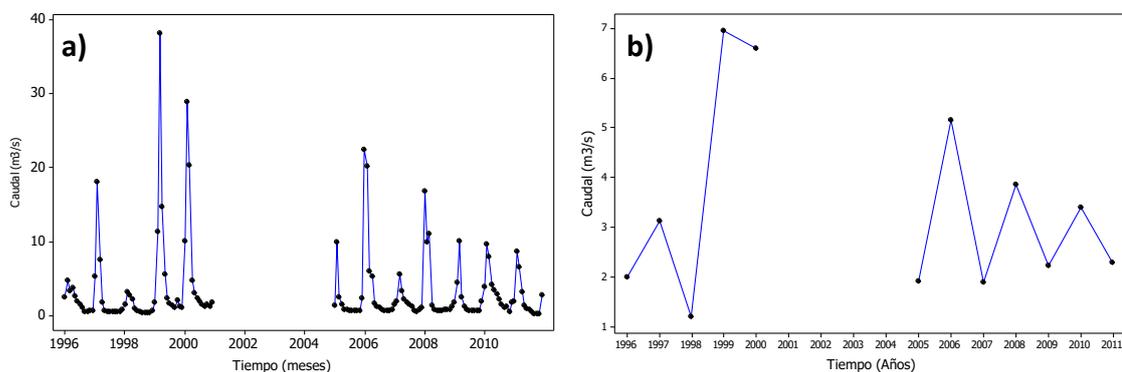


Figura 11: Curva de calibración de caudales

#### 4.2.2.2. Análisis visual gráfico

En la serie temporal de caudal medio mensual (Figura 12a) y anual (Figura 12b) de la estación hidrométrica Callacame, visualmente se aprecia un comportamiento estacional marcado por periodos de avenida y estiaje, pero también es posible distinguir dos periodos de análisis el primer periodo (1996 – 2000) y el segundo periodo (2005 – 2011).



**Figura 12:** Serie temporal de: a) caudal medio mensual y b) caudal medio anual

#### 4.2.2.3. Análisis estadístico

##### a) Análisis de saltos

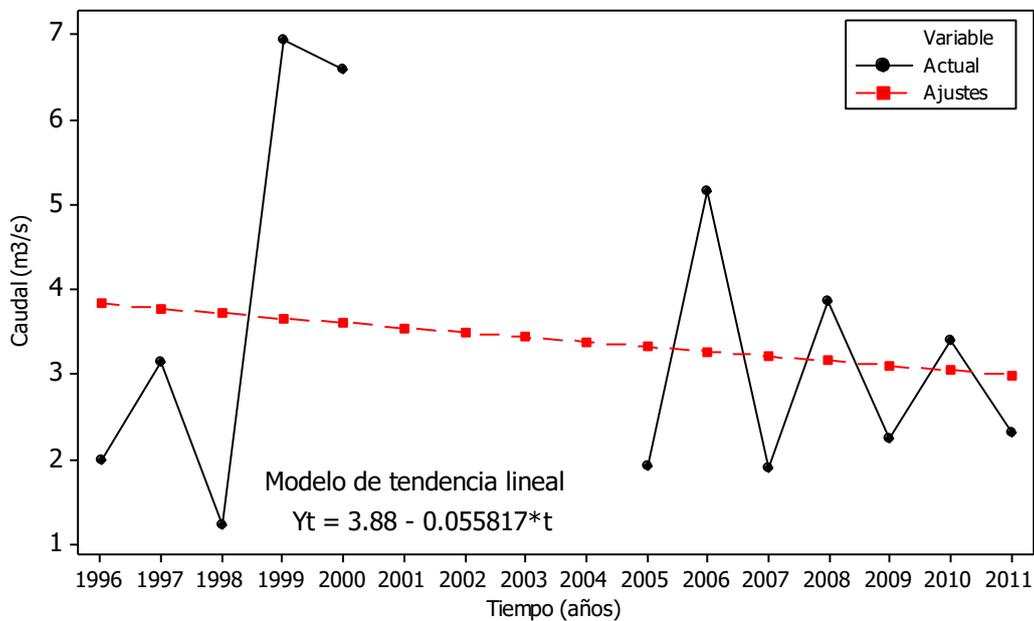
De la Tabla 8 según la prueba de t´Student, se concluye que la media del primer periodo 1996 – 2000 y la media del segundo periodo 2005 – 2011 no es significativamente diferente.

**Tabla 8:** Análisis estadístico de saltos del caudal medio anual y la significancia de t Student’s

Estación	Estadístico t (Tc)	Valores críticos (tablas estadísticas) – Tt			Resultado Tc<Tt
		a=0.1	a=0.05	a=0.01	
Callacame	0.844	1.796	2.201	3.106	NS

## b) Análisis de tendencia

Los resultados mostrados en la Tabla 9, nos da a conocer que el estadístico t para la tendencia es menor que los valores críticos obtenidos de tablas para los niveles de significancia (0.1, 0.05, 0.01), por lo tanto, a pesar de que en la Figura 13, se observa tendencias de disminución de la serie de datos de caudales, estadísticamente no es significativa (NS). Se concluye que los datos de caudales de la estación Callacame no muestran una tendencia estadísticamente significativa.



**Figura 13:** Análisis de tendencias del caudal promedio anual

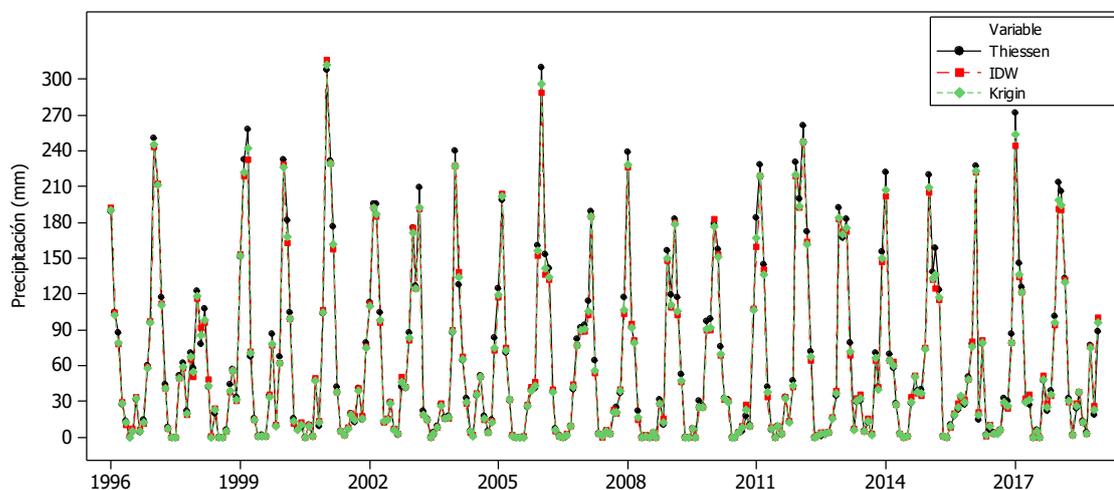
**Tabla 9:** Tendencia de las precipitaciones anuales y la significación estadística de regresión lineal

Estación	Estadístico t (Tc)	Valores críticos (tablas estadísticas) - Tt			Resultado Tc<Tt
		a=0.1	a=0.05	a=0.01	
Callacame	-0.269	1.812	2.228	3.169	NS

### 4.3. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO AGREGADO LLUVIA – ESCORRENTÍA

#### 4.3.1. Precipitación media sobre la cuenca

La Figura 14 muestra la variabilidad temporal de la precipitación media o areal sobre la cuenca Callacame. Los métodos utilizados fueron los polígonos de Thiessen, el Inverso de la Distancia Ponderado (IDW) y el método de Kriging. El ANEXO E muestra la determinación de la precipitación areal de la cuenca en Hydracess.



**Figura 14:** Precipitación media sobre la cuenca

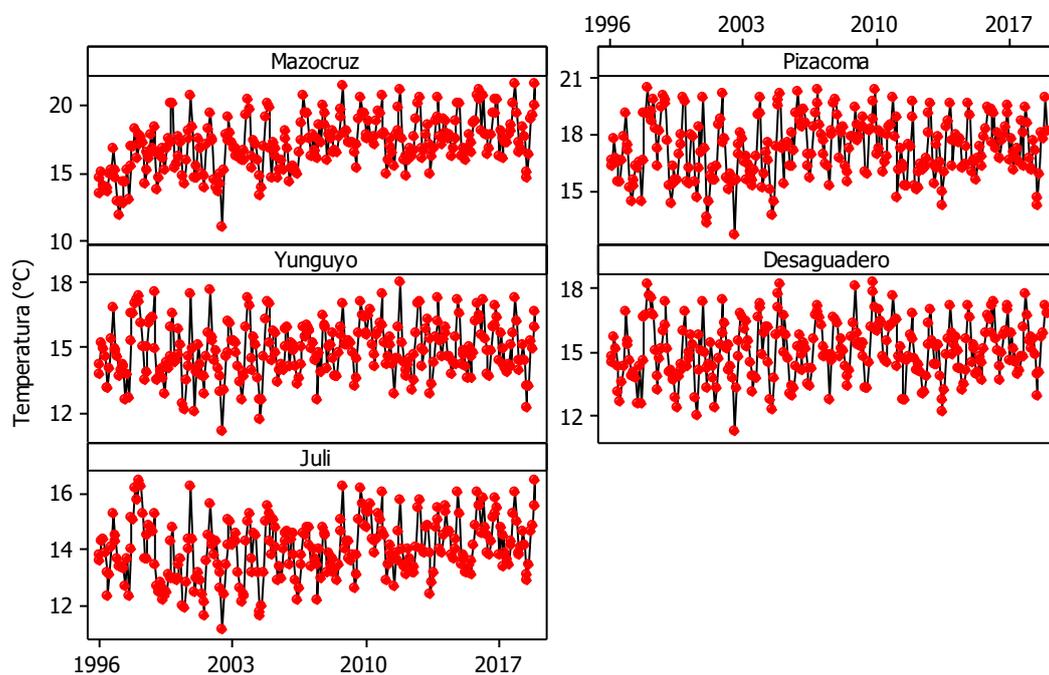
#### 4.3.2. Evapotranspiración media sobre la cuenca

Las pérdidas totales de la cuenca (evaporación del suelo y agua + la transpiración de las plantas), se muestra en la Figura 19 y ANEXO F. El valor promedio multianual de ETo según Hargreaves – Samani es 1187.5 mm, mientras que con Hargreaves – Samani Global es 1241.4 mm, sin embargo, valores más altos de ETo son estimados con el método de Ravazzani (2059.8 mm). Los valores más bajos de ETo son para el mes de junio y los más altos en el mes de noviembre. Cabe indicar que los valores más altos de ETo se observan en verano, debido a que existe

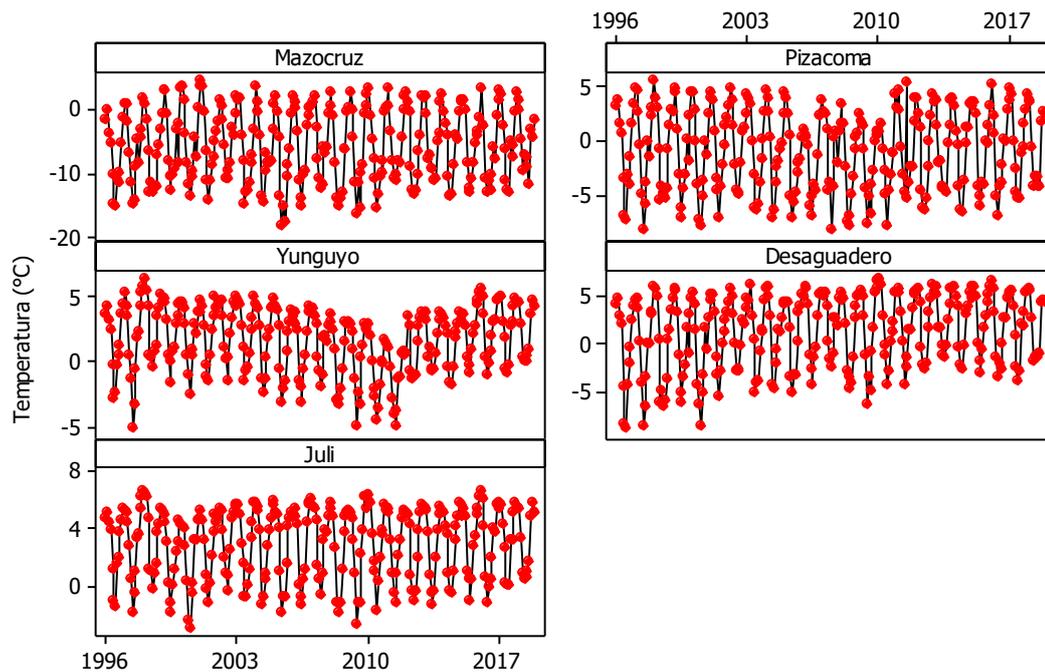
mayor radiación solar y es favorecido también por la inclinación de la tierra. Por el contrario, valores más bajos de ETo se muestran en invierno, aunque en invierno se observa cielo despejado, pero existe menor radiación solar en el hemisferio sur. Lavado et al. (2015), menciona que el modelo Hargreaves-Samani (HS) proporciona estimaciones aceptables con datos de entrada limitado, pero una recalibración regional entre HS y Penman Monteith utilizando regresiones lineales, puede mejorar sustancialmente las estimaciones.

#### 4.3.2.1. Temperatura media sobre la cuenca

La Figura 15 y 16 muestran el comportamiento temporal (1996-2018) de los datos de temperatura máxima y mínima media mensual de las estaciones meteorológicas Mazocruz, Pizacoma, Yunguyo, Desaguadero y Juli.



**Figura 15:** Serie de tiempo de temperatura máxima media mensual

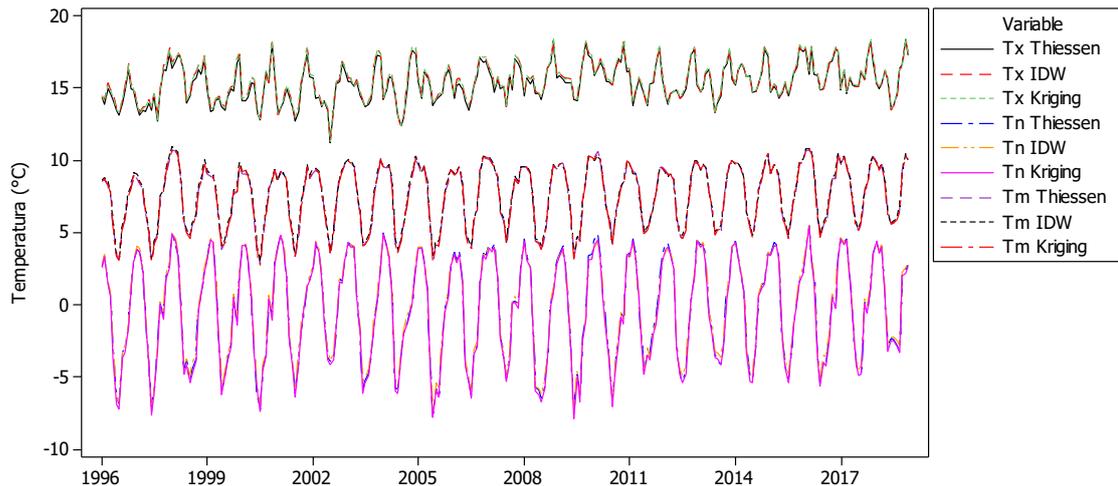


**Figura 16:** Serie de tiempo de temperatura mínima media mensual

En la Figura 17 se muestra los valores medios de temperatura máxima, mínima y media mensual para la cuenca Callacame estimados mediante el método de interpolación Thiessen, IDW y Kriging. Los mejores resultados en la calibración y validación del modelo hidrológico, se ha obtenido mediante el uso de la temperatura interpolada con el método del IDW, por lo tanto, se deduce que la temperatura máxima promedio multianual para la cuenca Callacame es de 15.5 °C, valores bajos de la temperatura promedio multimensual se observan en julio 13.9 °C, mientras que valores altos se observa en noviembre 17.3°C. Por otro lado, la temperatura mínima (Figura 17) para el mes de junio y julio muestran los valores más bajos (-4.8 °C) promedio multimensual, con un máximo valor promedio multimensual para el mes de febrero (4.1 °C) y un valor promedio multianual de -0.1°C. La Figura 17, muestran el comportamiento temporal de la temperatura media para la

cuenca, se deduce que el promedio multianual es de  $7.7^{\circ}\text{C}$ , valores menores se observan en julio ( $4.5^{\circ}\text{C}$ ), mientras que el valor más alto en diciembre ( $9.9^{\circ}\text{C}$ ).

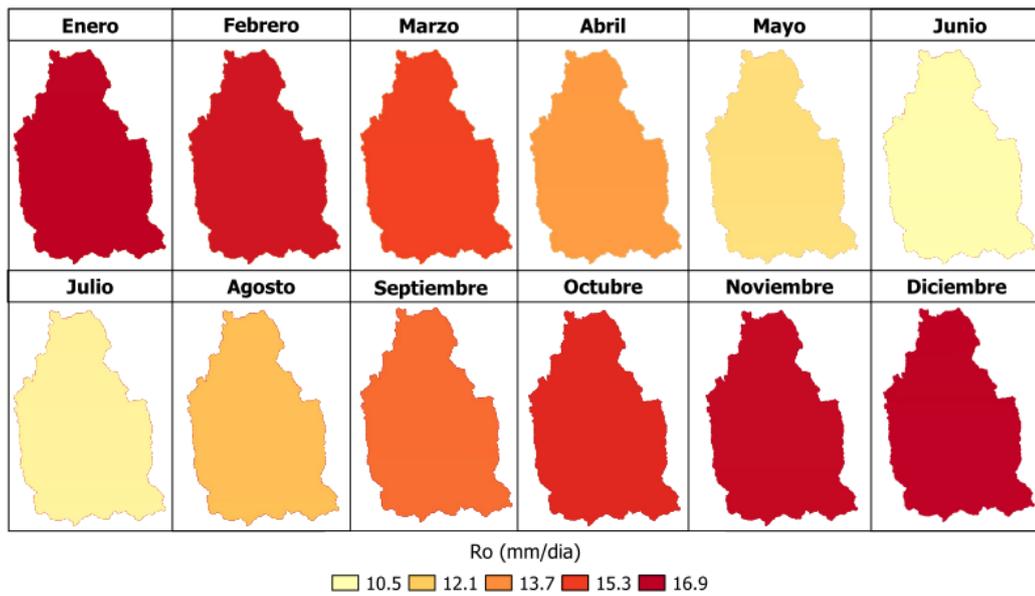
Para más detalle ver ANEXO G para la temperatura máxima, mínima y media mensual para la cuenca Callacame.



**Figura 17:** Serie de tiempo de temperatura máxima, mínima y media o areal sobre la cuenca

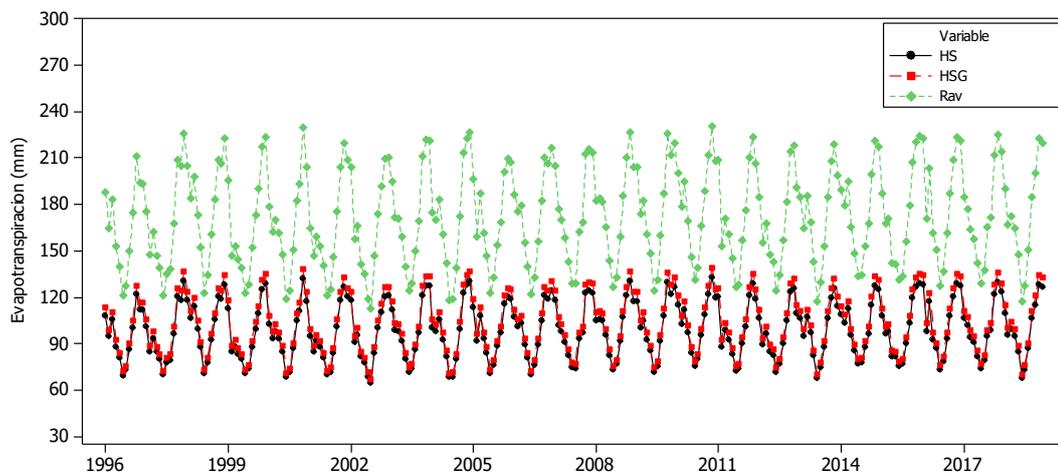
#### 4.3.2.2. Radiación solar extraterrestre media sobre la cuenca

La radiación solar extraterrestre (Figura 18), muestra un comportamiento reducido en invierno (JJA) y valores altos en verano (DEF) para la cuenca Callacame. En promedio para la cuenca Callacame, los valores de radiación obtenidos por interpolación en QGIS a partir de las tablas de Allen et al. (1998) de enero a diciembre son de 16.8, 16.3, 15.2, 13.3, 11.5, 10.6, 10.9, 12.4, 14.3, 15.8, 16.6, 16.9 mm/día respectivamente.



**Figura 18:** Radiación solar extraterrestre media sobre la cuenca

Fuente: Elaboración en base a Allen et al. (1998).



**Figura 19:** Evapotranspiración media sobre la cuenca

#### 4.3.3. Modelo hidrológico GR2M

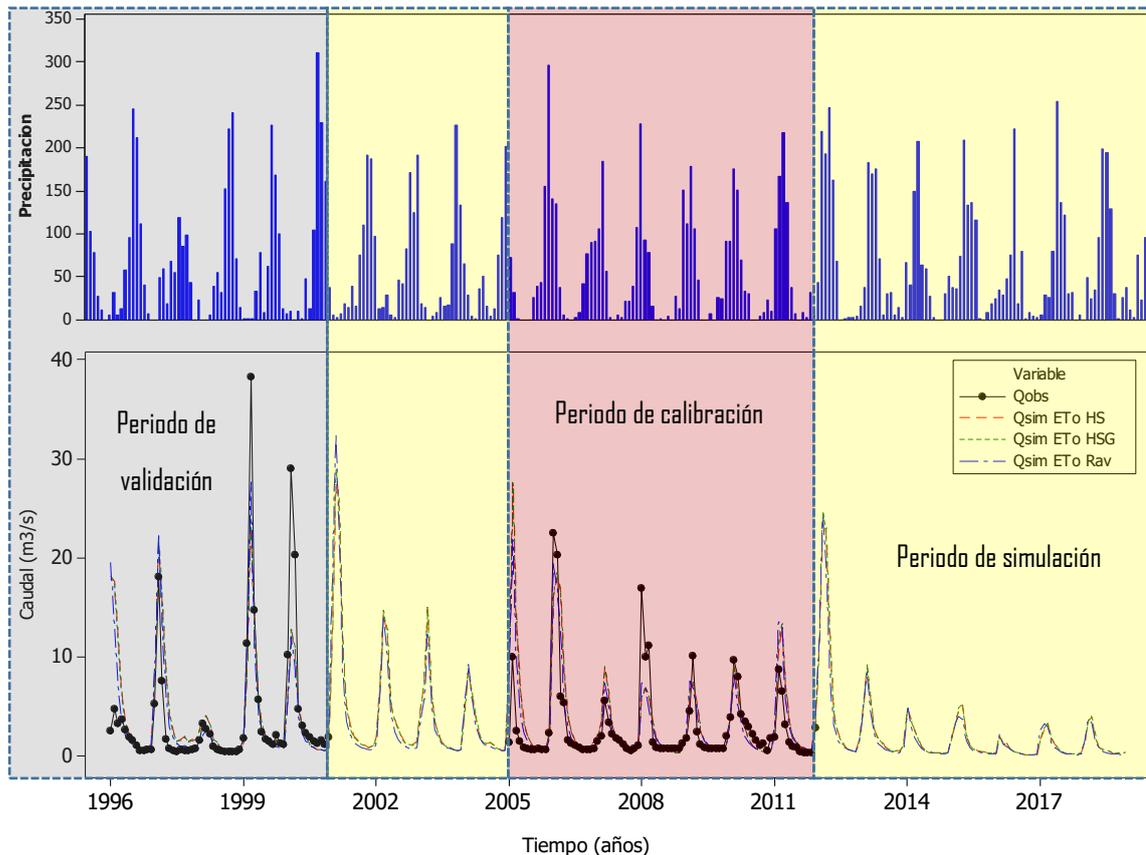
En la etapa de calibración valores de parámetros X1 y X2, varían entre 6.01 mm y 6.73 mm para X1, mientras que para X2 varían entre 0.97 mm y 1.09 mm (Tabla 10). Los insumos de entrada fueron datos de precipitación media observada (mm/mes) y evapotranspiración media (mm/mes) sobre la cuenca obtenido mediante

la formula de Hargreaves y Samani (1985), las formulas modificadas de Droogers y Allen (2002), Ravazzani et al. (2012) y caudales medios mensuales (mm/mes). Resultados similares fueron obtenidos en cuencas del altiplano peruano, asi pues para la cuenca Ramis Metzger (2017) obtuvo valores de  $X1=6.50$  mm y  $X2 = 0.77$  mm, mientras que Vera-Arévalo y Felipe-Obando (2011) obtuvieron  $X1=5.89$  mm y  $X2 = 0.81$  mm. Para la cuenca Coata y cuenca del rio Verde Herrera Velásquez (2015), alcanzaron valores de  $X1=6.6$  mm,  $X2 = 0.41$  mm y  $X1 = 5.69$  mm,  $X2 = 0.13$  mm respectivamente. El ANEXO H muestra la calibracion del modelo hidrológico GR2M.

**Tabla 10:** Valores de los parámetros de calibración del modelo GR2M

Parámetro	ETo HS	ETo HSG	ETo Rav	Unidad
X1: Capacidad de producción de almacenamiento	6.73	6.64	6.01	Mm
X2: Coeficiente de intercambio de agua	0.97	0.99	1.09	Mm

Los hidrogramas de caudales observados y simulados para el periodo de calibracion y validacion se muestran en la Figura 20 y ANEXO I. Se resume que el modelo simula adecuadamente la dinamica estacional de caudales, siendo adecuado para transferir informacion hidrológica a sitios sin informacion dentro de la cuenca Callacame.



**Figura 20:** Hidrograma de precipitación media, caudales observados (Qobs), Caudales simulados (Qsim) para el periodo de calibración y validación y un periodo de simulación

#### 4.3.4. Evaluación del desempeño del modelo

El rendimiento del modelo GR2M al utilizar estimaciones de precipitación observada y estimaciones de ETo mediante el método modificado por Ravazzani et al. (2012) son muy buenos tanto en la etapa de calibración ( $NSE = 75.4\%$ ) y la etapa de validación ( $NSE = 76.6\%$ ), mientras que un rendimiento bueno fueron obtenidos utilizando datos de Eto mediante el método modificado de Droogers y Allen (2002) y Hargreaves y Samani (1985) (Tabla 11). Según las disgresiones de Moriasi et al. (2007) el rendimiento del modelo es muy bueno, pues la modelación hidrológica es mejor utilizando las estimaciones de Eto con la fórmula de Ravazzani.



Los mejores resultados, fueron obtenidos al utilizar como insumo de entrada la precipitación areal procesada mediante el método de Kriging, mientras que para la evapotranspiración fue mejor utilizar los datos obtenidos por el método de IDW. En cuencas del altiplano peruano Metzger (2017) en la cuenca del río Ramis, obtuvo el mejor rendimiento del modelo (ENS = 82 % etapa de calibración y ENS = 80.8 % etapa de validación), empleando la precipitación areal con el método de Thiessen. Investigaciones similares como Vera-Arévalo y Felipe-Obando (2011), obtuvieron una alta eficiencia ENS=88.5 % en la calibración y ENS = 82.5 % en la etapa de validación, mientras que Herrera Velásquez (2015) en la cuenca del río Coata y la cuenca del río Verde, mostraron resultados razonables (cuenca Coata: ENS=71 % calibración y 63% validación, cuenca rio Verde: ENS = 70 % calibración y ENS = 66 % validación). Por otro lado, Lujano et al. (2015) utilizaron como insumo de entrada precipitaciones observadas y las estimaciones por satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) en la cuenca del río Ramis y presentaron eficiencias de ajuste muy buenos (con precipitaciones observadas: ENS=0.90 calibración y 0.87 validación) y aceptables (con precipitaciones del TRMM: ENS = 0.78 calibración y ENS = 0.75 validación).

Así también la ENS-ln para evaluar caudales en el periodo de estiaje, en la etapa de calibración y validación fue igual a 79.1 % y 78.6 %, RMSE igual a 7.7 m<sup>3</sup>/s y 12.4 m<sup>3</sup>/s., al utilizar datos de entrada de precipitación observada y evapotranspiración con el método de Ravazzani respectivamente. Valores inferiores fueron obtenidos al utilizar el método modificado de Droogers y Allen (2002) y Hargreaves y Samani (1985). Así también, valores más bajos del porcentaje de sesgo en la etapa de calibración y validación fueron al utilizar datos de ETo obtenidos por el método de Ravazzani PBIAS = 5.3% y -1.2 %, respectivamente, siendo un



rendimiento muy bueno según las consideraciones de Moriasi et al. (2007) (Tabla 11).

**Tabla 11:** Evaluación estadística del modelo

Medida de bondad de ajuste	Calibración			Validación		
	ETo HS	ETo HSG	ETo Rav.	ETo HS	ETo HSG	ETo Rav.
ENS (%)	65.3 (B)	65.4 (B)	75.5 (MB)	70.5 (B)	72.3 (B)	76.5 (MB)
ENS-ln (%)	69.0	69.9	79.2	70.0	71.1	78.6
RMSE (m <sup>3</sup> /s)	9.8	9.7	7.7	13.6	13.4	12.4
PBIAS (%)	-5.3 (MB)	-5.3 (MB)	-3.8 (MB)	-1.3 (MB)	-1.2 (MB)	1.0 (MB)



## V. CONCLUSIONES

Mediante el uso del sistema de información geográfica, se ha determinado que el área de la cuenca Callacame, hasta el punto de interés de la estación hidrométrica del mismo nombre es de 871.71 km<sup>2</sup>.

Del análisis de consistencia, se concluye que los datos de precipitación total mensual de las estaciones Mazocruz, Pizacoma, Juli, Desaguadero, Yunguyo y caudales del río Callacame, son consistentes, pues no se han identificado saltos en la serie temporal ni tendencias de incremento y/o disminución. Por lo tanto, no existen periodos dudosos en las series de datos.

El modelo GR2M, representa adecuadamente la dinámica estacional de caudales observados, utilizando datos de precipitación observada y evapotranspiración estimada con el método de Ravazzani. Aunque la ETo por el método de Ravazzani presenta mayores valores respecto a los calculados con los métodos de HS y HSG, la precisión es muy buena en la calibración y validación, pudiendo ser utilizado como base en la planificación y gestión del recurso hídrico en la cuenca del río Callacame.



## VI. RECOMENDACIONES

Al utilizar ETo calculada con el método de Ravazzani, se obtuvo mayores precisiones en la calibración y validación del modelo hidrológico GR2M, por lo tanto, se recomienda realizar una recalibración del método Ravazzani para estimar ETo en la cuenca del Titicaca, tomando como referencia el método de Penman Monteith



## VII. REFERENCIAS

- Alcántara, A., Montalvo, N., Mejía, A., y Ingol, E. (2014). Validación de modelos hidrológicos lluvia-escorrentía para su aplicación a la cabecera del río Jequetepeque. *Revista Del Instituto de Investigación (RIIGEO)*, 17, 7-17.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., y Smith, M. (1998). Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Aybar, C., Lavado, W., Huerta, A., Fernández, C., Vega, F., Sabino, E., y Felipe, O. (2017). Nota Técnica 001 SENAMHI – DHI – 2017. Uso del producto grillado PISCO de precipitación en estudios, investigaciones y sistemas operacionales de monitoreo y pronóstico hidrometeorológico.
- Bai, P., Liu, X., Liang, K., y Liu, C. (2015). Comparison of performance of twelve monthly water balance models in different climatic catchments of China. *Journal of Hydrology*, 529, 1030–1040. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.015>
- Belizario, G. (2014). *Impactos del cambio climático en la agricultura de la cuenca Ramis, Puno-Perú* (Universidad Nacional del Altiplano). Retrieved from <http://repositorio.unap.edu.pe/handle/UNAP/256>
- Belizario, G. (2015). Efectos del cambio climático en la agricultura de la cuenca Ramis, Puno-Perú. *Rev. Investig. Altoandin.*, 17(1), 47–52. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.18271/ria.2015.77>



- Berti, A., Tardivo, G., Chiaudani, A., Rech, F., y Borin, M. (2014). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. *Agricultural Water Management*, 140, 20-25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2014.03.015>
- Cabrera, J. (2012a). Modelos hidrológicos. [http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas\\_interes/modhidro\\_1.pdf](http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_1.pdf)
- Cabrera, J. (2012b). Calibración de modelos hidrológicos. Instituto para la Mitigación de los Efectos del Fenómeno El Niño, Universidad Nacional de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Civil, Perú. [http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas\\_interes/modhidro\\_2.pdf](http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_2.pdf)
- Cabrera, J. (2012c). Validación de Modelos Hidrológicos. [http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas\\_interes/modhidro\\_3.pdf](http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_3.pdf)
- Carmona, D., Delgado, G., Trucios, C., y Estrada, J. (2013). Ajuste y validación del modelo hidrológico GR2M en la Cuenca alta del río Nazas. *AGROFAZ*, 13(2), 81-89.
- Chiew, F., y Siriwardena, L. (2005). Trend/change detection software. User guide.
- Citakoglu, H., Cobaner, M., Haktanir, T., y Kisi, O. (2014). Estimation of Monthly Mean Reference Evapotranspiration in Turkey. *Water Resources Management*. 28, 99–113. <http://ezproxy.concytec.gob.pe:2071/10.1007/s11269-013-0474-1>
- Davie., T. (2008). *Fundamentals of hydrology*, Madison Avenue, New York
- Droogers, P., y Allen, R. G. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and drainage systems*, 16(1), 33-45.



- Fattorelli, S., y Fernández, P. C. (2011). Diseño Hidrológico 2da. Edición.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., y Alsdorf, D.E., (2007). The shuttle radar topography mission: *Reviews of Geophysics*, 45(2), 1-33, <http://dx.doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Gupta, H.V., Sorooshian, S., y Yapo, P.O. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143. doi:10.1061/(asce)1084-0699(1999)4:2(135)
- Gutiérrez, C. (2014). *Hidrología básica y aplicada*, Quito, Ecuador, Editorial Universitaria Abya-Yala.
- Hargreaves G.H. y Samani A.Z. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99.
- Herrera Velásquez, J. (2015). Generación y calibración de caudales medios mensuales mediante el modelo gr2m, en la cuenca del río Coata. Tesis de Pregrado Escuela Profesional de Ingeniería Agrícola. Universidad Nacional del Altiplano, Puno – Perú.
- Ibrahim, B., Wisser, D., Barry, B., Fowe, T., y Aduna, A. (2015). Hydrological predictions for small ungauged watersheds in the Sudanian zone of the Volta basin in West Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 386–397. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.07.007>



- Lamprea Naranjo, Y. (2011). Estudio comparativo de modelos multiparamétricos de balance hídrico a nivel mensual en cuencas hidrográficas de Cundinamarca y valle del Cauca. Tesis. Facultad de Ingeniería Civil. Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá – Colombia.
- Lavado, W.S., Lhomme, J.P., Labat, D., Guyot, J.L., y Boulet, G. (2015). Estimación de la evapotranspiración de referencia (FAO-56 Penman-Monteith) con limitados datos climáticos en la cuenca andina amazónica peruana. *Revista Peruana Geo-Atmósferica RPGA*, 4, 31-43.
- Lavado Casimiro, W.S., Labat. D., Loup Guyot, J., Ronchail, J., y Ordoñez, J. j. (2009). Validación de lluvia utilizando TRMM en dos cuencas amazónicas peruanas y su aplicación en modelos mensuales de balance hídrico. *Revista Peruana Geo-Atmósferica RPGA*, 1, 245-252.
- Lespinas, F., Ludwig, W., y Heussner, S. (2014). Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. *Journal of Hydrology*, 511, 403–422.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.033>
- Lujano, A., Quispe, J. P., y Lujano, E. (2019). Métodos alternativos de estimación de evapotranspiración de referencia en la estación de Yauri – Cusco, Perú. *Revista Investigaciones Altoandinas*, 21(3), 215–224.  
<http://dx.doi.org/10.18271/ria.2019.479>
- Lujano, E., Felipe, O. G., Lujano, A., y Quispe, J. P. (2015). Validación de la precipitación estimada por satélite TRMM y su aplicación en la modelación hidrológica del río Ramis Puno Perú. *Revista Investigaciones Altoandinas*, 17(2),



221–228. <https://doi.org/10.18271/ria.2015.116>

- Lyon, S. W., King, K., Polpanich, O., y Lacombe, G. (2017). Assessing hydrologic changes across the Lower Mekong Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 12(June), 303–314. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.06.007>
- Mediero, L. 2007. Pronóstico probabilístico de caudales de avenida mediante redes bayesianas aplicadas sobre un modelo hidrológico distribuido. España. Departamento de Ingeniería Civil: Hidráulica y Energética. Universidad Politécnica de Madrid.
- Metzger, J. (2017) Modelamiento Hidrológico para Pronóstico estacional de caudales del río Ramis. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). Dirección de Hidrología. Diciembre.
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew M.W., et al (2007) Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50:885–900. doi:10.13031/2013.23153
- Mouelhi, S., C. Michel, C. Perrin, V. y Andréassian (2006), Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model, *Journal of Hydrology*, 318, 200–214, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.1006.1014>
- Nash, J. E., y Sutcliffe J. V. (1970), River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.
- Nóbrega, M. T., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., y Paz, A.R. (2011). Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 585–595.



- Ravazzani, G., Corbari, C., Morella, S., Gianoli, P., y Mancini, M. (2011). Modified Hargreaves-Samani equation for the assessment of reference evapotranspiration in Alpine river basins. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 138(7), 592-599.
- Refsgaard, J., y Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, (32), 2189 – 2202.
- Rwasoka, D. T., Madamombe, C. E., Gumindoga, W., y Kabobah, A. T. (2014). Calibration, validation, parameter indentifiability and uncertainty analysis of a 2 - parameter parsimonious monthly rainfall-runoff model in two catchments in Zimbabwe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 67–69, 36–46.  
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2013.09.015>
- Vera-Arévalo, H., y Felipe-Obando, O. (2011). Modelización de los caudales medios mensuales en la cuenca del río Ramis. *Revista Peruana Geo-Atmosférica Rpga*, 3(3), 116–124. Retrieved from [http://www.senamhi.gob.pe/rpga/pdf/2011\\_vol03/art10.pdf](http://www.senamhi.gob.pe/rpga/pdf/2011_vol03/art10.pdf)



## ANEXOS

### Anexo A: Información Hidrometeorológica

#### Precipitación total mensual (mm) estación meteorológica Mazocruz

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	177.0	88.2	29.0	19.5	13.6	0.0	0.0	14.2	0.0	1.0	34.1	102.3	478.9
1997	241.7	183.5	60.9	13.3	5.0	0.0	0.0	32.2	41.8	8.0	63.1	81.5	731.0
1998	126.8	44.2	77.0	14.2	0.0	18.6	0.0	0.6	0.4	11.6	38.1	20.8	352.3
1999	139.6	177.5	212.8	64.2	1.6	0.0	0.0	0.0	8.4	35.2	0.0	45.8	685.1
2000	179.2	135.8	64.1	22.9	6.4	1.2	0.0	1.2	0.6	28.3	7.9	82.2	529.8
2001	267.5	184.1	116.3	33.6	4.8	0.6	0.0	6.4	0.2	13.8	14.4	27.0	668.7
2002	70.4	175.4	120.3	75.6	17.0	9.2	10.0	2.2	2.0	51.1	36.8	81.1	651.1
2003	103.3	103.7	92.8	5.8	8.0	0.0	2.2	7.5	7.0	11.8	10.6	75.9	428.6
2004	142.8	118.8	64.4	16.2	0.0	0.8	26.2	59.6	12.1	0.0	0.0	41.9	482.8
2005	109.2	187.5	40.0	42.8	0.0	0.0	0.0	0.0	18.2	6.6	18.0	158.3	580.6
2006	271.5	118.1	109.5	26.9	11.4	0.2	0.0	0.4	5.0	37.7	57.2	94.2	732.1
2007	87.4	113.4	107.0	29.4	0.0	0.4	0.0	0.2	10.8	3.1	49.2	87.8	488.7
2008	194.4	52.7	57.9	1.4	0.0	0.0	0.0	6.4	0.0	6.3	3.0	132.2	454.3
2009	71.0	130.0	61.8	33.4	0.7	0.0	6.4	0.0	6.4	4.6	72.7	65.0	452.0
2010	103.5	63.8	40.6	44.2	20.5	0.0	0.0	0.0	0.8	9.4	6.3	82.4	371.5
2011	121.6	153.6	46.6	47.7	5.8	0.0	3.2	0.0	12.4	0.4	37.6	171.6	600.5
2012	183.0	174.4	87.1	73.8	0.2	0.0	0.4	3.4	0.9	7.6	36.0	142.6	709.4
2013	152.4	166.0	49.4	1.8	22.4	8.2	4.0	8.0	2.6	65.8	18.0	141.8	640.4
2014	160.5	28.2	37.0	18.1	0.0	0.0	0.0	15.0	24.6	33.0	47.8	57.4	421.6
2015	142.4	101.6	103.0	61.5	1.2	0.0	2.0	14.4	9.0	38.0	39.0	18.8	530.9
2016	33.8	174.8	26.0	72.0	0.0	8.8	4.6	0.0	4.0	9.9	11.0	39.4	384.3
2017	208.6	84.0	101.6	7.0	13.2	0.0	3.4	0.4	29.8	7.2	22.6	70.6	548.4
2018	172.1	168.6	83.2	42.3	1.4	14.1	43.4	0.2	0.6	43.2	14.4	93.6	677.1
<b>Promedio</b>	<b>150.4</b>	<b>127.3</b>	<b>77.8</b>	<b>33.4</b>	<b>5.8</b>	<b>2.7</b>	<b>4.6</b>	<b>7.5</b>	<b>8.6</b>	<b>18.9</b>	<b>27.7</b>	<b>83.2</b>	<b>547.8</b>

Fuente: SENAMHI

#### Precipitación total mensual (mm) estación meteorológica Pizacoma

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	162.2	75.4	41.7	26.1	3.4	0.0	0.0	25.4	0.0	5.2	44.6	83.8	467.8
1997	226.4	201.4	96.4	24.1	0.0	0.0	0.0	41.4	38.1	8.1	57.6	31.6	725.1
1998	96.0	96.0	29.9	9.7	0.0	34.7	0.0	0.0	0.0	2.2	53.9	0.0	322.4
1999	90.9	177.8	151.4	62.1	3.4	0.0	0.0	0.0	23.6	22.2	0.0	42.4	573.8
2000	208.6	99.4	95.8	6.2	1.5	0.7	0.0	9.6	2.0	24.6	0.0	90.2	538.6
2001	317.3	226.5	92.1	16.5	0.0	4.6	0.4	5.6	1.8	10.7	22.7	37.9	736.1
2002	85.7	129.5	130.0	51.8	22.5	12.8	15.4	1.3	0.4	18.4	46.3	40.9	555.0
2003	127.7	143.6	143.5	9.2	4.6	0.0	5.3	5.8	2.7	3.7	2.8	94.1	543.0
2004	139.4	162.3	64.7	0.0	0.0	0.0	46.6	46.8	0.0	1.8	9.1	18.3	489.0
2005	123.6	259.1	68.8	24.8	0.0	0.0	0.0	0.0	43.0	27.8	21.0	175.9	744.0
2006	257.6	81.8	57.8	18.3	2.0	0.0	0.0	0.9	2.1	26.3	9.8	125.1	581.7
2007	150.1	37.1	147.9	30.0	0.0	0.0	0.0	0.9	7.5	17.0	32.9	84.1	507.5
2008	175.8	136.4	99.2	0.0	0.0	0.0	0.0	11.6	0.0	13.5	0.0	143.4	579.9
2009	47.1	153.4	56.7	12.4	0.0	0.0	17.2	0.0	15.2	14.7	63.5	59.8	440.0
2010	122.0	139.0	97.9	37.6	21.8	0.0	0.0	0.0	0.0	20.9	2.9	125.4	567.5
2011	89.3	170.8	95.9	15.3	10.2	0.0	7.9	7.9	1.6	6.6	0.0	222.8	628.3
2012	131.9	206.3	129.6	68.5	0.4	0.0	0.0	1.4	11.6	12.1	21.0	137.1	719.9
2013	171.4	159.6	29.0	0.0	22.5	24.2	0.0	25.1	2.1	84.4	12.5	162.8	693.6
2014	149.6	50.3	16.8	5.7	0.0	0.0	0.0	10.2	35.8	20.1	16.6	57.1	362.2
2015	166.9	127.5	78.3	69.8	5.0	0.0	0.0	8.8	11.4	32.5	31.8	27.2	559.2
2016	52.7	205.0	20.9	96.5	0.0	4.8	3.8	0.8	4.1	11.2	13.2	89.6	502.6
2017	198.4	94.2	49.6	20.4	9.6	0.0	6.6	0.4	50.4	28.2	25.2	104.7	587.7
2018	127.8	186.6	136.2	33.7	0.0	40.2	30.9	0.0	0.4	42.7	33.9	148.4	780.8
<b>Promedio</b>	<b>148.6</b>	<b>144.3</b>	<b>83.9</b>	<b>27.8</b>	<b>4.6</b>	<b>5.3</b>	<b>5.8</b>	<b>8.9</b>	<b>11.0</b>	<b>19.8</b>	<b>22.7</b>	<b>91.4</b>	<b>574.2</b>

Fuente: SENAMHI



### Precipitación total mensual (mm) estación meteorológica Yunguyo

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	221.2	148.7	71.2	48.0	4.6	4.2	30.5	36.0	17.6	3.0	69.9	128.0	782.9
1997	227.9	197.2	130.2	42.8	6.5	0.7	0.4	44.5	54.2	19.5	50.0	37.1	811.0
1998	109.0	116.8	104.0	109.9	4.4	24.4	0.0	1.3	5.1	44.2	50.8	43.8	613.7
1999	176.8	187.0	164.9	82.1	21.6	1.0	1.8	0.8	69.5	80.6	27.4	74.8	888.3
2000	248.3	132.9	103.7	0.0	13.9	45.9	0.0	23.1	0.0	81.8	13.5	142.6	805.7
2001	353.0	196.4	130.4	46.2	10.2	0.0	13.9	35.3	51.6	76.8	35.9	88.2	1037.9
2002	136.9	211.4	136.0	89.4	8.4	25.2	36.4	19.4	7.2	115.3	36.5	85.3	907.4
2003	227.9	120.9	188.0	23.8	20.3	0.0	1.9	8.4	50.3	28.0	12.1	95.1	776.7
2004	250.0	153.4	95.6	46.0	6.4	7.7	37.8	49.1	15.1	5.6	18.1	77.5	762.3
2005	93.3	189.7	74.8	53.7	10.5	0.0	0.0	1.7	24.9	72.0	88.1	99.8	708.5
2006	216.9	103.8	132.9	56.3	0.0	0.0	0.0	16.4	12.2	77.8	103.3	72.6	792.2
2007	55.0	101.8	155.4	40.4	4.4	0.0	15.6	3.6	46.8	14.0	60.6	86.6	584.2
2008	220.1	104.3	92.6	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	0.0	27.7	61.9	127.0	639.2
2009	101.3	164.4	79.3	53.4	0.0	0.0	4.6	0.0	21.7	11.2	89.1	74.1	599.1
2010	273.7	170.6	57.0	23.8	37.4	0.0	0.0	7.1	25.0	77.5	3.2	110.9	786.2
2011	123.0	226.2	182.1	0.0	12.6	0.5	11.2	3.1	69.8	28.0	39.4	218.4	914.3
2012	201.9	265.7	183.0	41.0	0.0	11.7	26.2	16.5	0.0	21.4	70.9	196.6	1034.9
2013	176.5	156.6	56.9	20.7	55.8	70.6	9.0	21.2	11.0	25.0	58.6	102.2	764.1
2014	150.8	65.6	97.6	36.4	4.0	0.0	0.0	82.8	72.8	33.8	32.6	94.4	670.8
2015	136.8	116.4	15.5	75.8	0.0	0.0	6.4	24.8	76.3	27.8	55.2	52.4	587.4
2016	129.9	182.8	52.6	92.0	0.0	33.2	0.0	15.2	5.2	25.6	8.2	69.2	613.9
2017	133.8	115.0	144.8	55.2	87.8	0.0	1.8	0.0	72.4	52.8	35.6	66.0	765.2
2018	129.2	146.8	154.9	16.0	0.0	44.6	44.6	27.0	3.6	95.0	50.1	123.5	835.3
<b>Promedio</b>	<b>178.0</b>	<b>155.4</b>	<b>113.2</b>	<b>45.8</b>	<b>13.4</b>	<b>12.0</b>	<b>10.5</b>	<b>19.0</b>	<b>31.0</b>	<b>45.4</b>	<b>46.6</b>	<b>98.5</b>	<b>768.7</b>

Fuente: SENAMHI

### Precipitación total mensual (mm) estación meteorológica Desaguadero

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	218.6	73.5	69.3	27.3	5.0	0.0	1.5	58.3	20.2	12.7	67.9	65.4	619.7
1997	233.7	260.9	85.7	47.3	13.7	0.0	0.0	58.6	63.2	11.2	65.5	34.4	874.2
1998	94.7	165.1	72.0	57.7	0.0	42.4	0.0	0.0	3.4	32.7	67.2	25.8	561.0
1999	212.0	225.7	248.8	109.5	10.9	0.9	1.1	0.0	15.2	86.5	3.1	30.9	944.6
2000	202.1	140.7	72.3	0.5	0.0	9.4	0.0	2.9	4.8	55.2	63.5	104.9	656.3
2001	340.0	278.2	136.9	17.5	3.2	7.5	14.8	20.7	28.7	28.6	12.0	95.6	983.7
2002	107.5	213.9	266.3	98.1	11.5	20.4	37.8	1.7	1.5	53.8	64.9	66.9	944.3
2003	171.9	102.2	149.2	2.0	12.8	0.0	0.0	5.1	35.9	5.9	22.8	103.5	611.3
2004	224.2	175.3	47.2	9.8	0.7	0.0	50.4	42.1	14.8	0.0	7.3	64.5	636.3
2005	98.1	215.2	123.0	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	30.4	44.2	64.8	138.1	725.2
2006	289.6	122.5	158.6	57.3	0.6	2.0	0.0	0.0	11.1	48.7	77.8	46.2	814.4
2007	34.3	84.2	269.3	31.2	0.0	0.0	9.9	3.4	19.4	4.0	36.8	47.6	540.1
2008	207.2	78.2	70.5	0.0	0.0	2.2	0.0	2.2	0.0	25.7	14.6	136.1	536.7
2009	129.2	228.1	89.8	29.0	0.0	0.0	1.8	0.0	3.8	61.5	67.1	93.7	704.0
2010	174.2	152.2	10.2	31.2	22.2	0.0	0.0	0.0	33.4	40.8	19.0	107.4	590.6
2011	126.6	212.5	128.7	37.8	8.7	0.0	14.8	0.0	24.4	14.8	57.6	144.7	770.6
2012	194.2	189.5	133.7	40.2	0.0	0.8	3.3	1.0	0.0	29.6	49.7	156.2	798.2
2013	209.3	127.7	64.5	0.0	35.6	51.6	1.3	22.4	0.0	56.7	56.4	139.1	764.6
2014	199.1	46.7	113.8	31.6	3.8	0.0	0.0	31.2	54.6	49.5	11.1	77.8	619.2
2015	269.0	119.3	101.6	176.9	0.6	0.0	13.5	44.7	23.6	47.3	20.9	62.5	879.9
2016	59.6	281.1	19.3	68.3	1.8	18.2	1.6	0.0	9.3	33.7	12.0	35.6	540.5
2017	270.4	141.7	144.8	39.7	53.9	0.0	4.6	0.0	62.4	44.1	16.6	73.9	852.1
2018	204.4	144.2	101.3	11.3	0.0	32.4	41.0	7.0	0.0	87.5	48.4	98.3	775.8
<b>Promedio</b>	<b>185.6</b>	<b>164.3</b>	<b>116.4</b>	<b>40.7</b>	<b>8.0</b>	<b>8.2</b>	<b>8.6</b>	<b>13.1</b>	<b>20.0</b>	<b>38.0</b>	<b>40.3</b>	<b>84.7</b>	<b>728.0</b>

Fuente: SENAMHI



## Precipitación total mensual (mm) estación meteorológica Juli

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	195.5	127.0	137.3	32.3	18.8	0.0	9.1	38.0	4.5	26.6	77.2	101.6	767.9
1997	264.1	220.8	162.3	66.1	11.1	0.0	0.0	64.0	79.7	36.2	79.2	54.0	1037.5
1998	132.4	77.3	150.6	62.0	0.0	13.6	0.0	0.0	12.3	75.4	66.0	51.3	640.9
1999	158.7	278.2	309.8	61.5	28.4	2.2	3.1	1.9	58.1	130.3	18.5	94.0	1144.7
2000	275.3	236.3	138.4	16.7	10.9	14.3	0.6	17.0	1.2	62.2	1.9	119.5	894.3
2001	324.0	251.9	239.6	57.4	7.9	1.9	12.7	30.9	18.8	67.7	13.8	116.2	1142.8
2002	145.8	216.8	239.1	134.2	8.6	16.5	42.4	10.9	3.7	39.4	37.4	107.1	1001.9
2003	229.7	142.7	304.8	39.3	23.4	0.0	5.9	12.6	42.6	24.6	25.6	89.6	940.8
2004	322.0	115.8	68.4	54.9	11.6	2.0	34.0	49.9	25.3	11.1	25.7	126.3	847.0
2005	139.1	189.2	78.7	29.5	1.5	0.0	0.0	1.0	24.7	61.2	54.0	164.2	743.1
2006	347.2	196.8	174.1	44.6	7.1	3.3	0.0	2.3	13.9	43.5	113.6	93.9	1040.3
2007	99.1	136.4	231.3	99.6	6.6	1.2	8.3	5.1	30.4	44.4	30.3	156.9	849.6
2008	284.7	109.5	88.7	44.4	0.8	2.5	1.2	0.5	0.7	52.0	15.9	177.3	778.2
2009	161.7	210.5	170.1	77.0	0.0	0.0	6.6	0.0	54.0	34.0	125.9	128.5	968.3
2010	236.2	217.6	107.0	25.1	42.5	0.0	T	9.1	4.2	17.6	13.1	117.0	789.4
2011	254.1	288.1	216.6	45.3	6.4	0.0	12.0	3.6	56.0	21.8	60.7	284.6	1249.2
2012	224.9	339.6	239.7	79.0	0.0	1.2	1.3	1.5	5.4	17.7	33.2	241.0	1184.5
2013	166.0	210.5	110.9	12.2	33.7	40.4	9.1	10.2	2.1	73.0	59.4	165.0	892.5
2014	278.8	103.5	67.3	40.0	5.7	0.0	2.0	39.2	69.8	44.8	47.3	87.5	785.9
2015	266.2	167.9	220.8	161.8	0.4	0.2	16.7	15.6	34.9	29.2	20.7	73.0	1007.4
2016	114.8	251.8	6.7	80.9	4.1	3.1	4.5	5.4	7.6	50.5	51.1	125.0	705.5
2017	325.5	194.4	152.3	42.8	35.3	0.1	8.0	0.0	53.9	26.1	56.6	125.6	1020.6
2018	257.8	246.4	169.1	31.7	4.5	24.8	34.3	25.6	7.7	103.5	12.2	72.1	989.7
<b>Promedio</b>	<b>226.2</b>	<b>196.9</b>	<b>164.5</b>	<b>58.2</b>	<b>11.7</b>	<b>5.5</b>	<b>9.6</b>	<b>15.0</b>	<b>26.6</b>	<b>47.5</b>	<b>45.2</b>	<b>124.8</b>	<b>931.4</b>

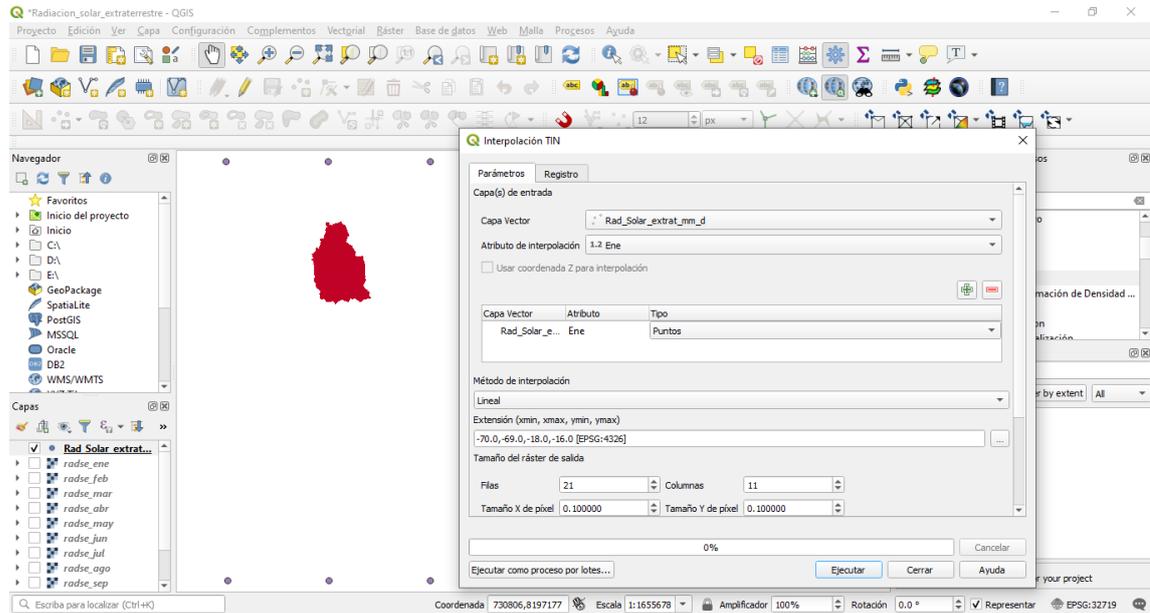
Fuente: SENAMHI

## Anexo B: Radiación solar extraterrestre

Tabla de Radiación solar extraterrestre en mm/día (Allen et al., 1998) (Original en MJ·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>; 1 mm/día = 2,45 MJ·m<sup>-2</sup>·día<sup>-1</sup>)

Latitud	HEMISFERIO NORTE												HEMISFERIO SUR											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
70	0.0	1.1	4.2	9.4	14.4	17.3	16.1	11.4	6.1	2.0	0.0	0.0	16.9	11.7	6.4	2.0	0.1	0.0	0.0	0.9	4.4	9.6	15.2	18.5
68	0.0	1.5	4.8	9.8	14.4	17.1	15.9	11.7	6.6	2.4	0.3	0.0	16.7	12.0	6.9	2.4	0.3	0.0	0.0	1.3	4.9	10.0	15.3	18.2
66	0.2	2.0	5.3	10.1	14.5	16.9	15.8	12.0	7.1	2.9	0.6	0.0	16.7	12.2	7.4	2.9	0.6	0.0	0.2	1.7	5.3	10.4	15.3	18.0
64	0.6	2.4	5.8	10.5	14.7	16.8	15.8	12.2	7.5	3.5	1.0	0.2	16.7	12.6	7.9	3.4	1.0	0.2	0.5	2.2	5.9	10.7	15.5	17.9
62	0.9	2.9	6.3	10.9	14.8	16.8	15.9	12.5	8.0	4.0	1.4	0.5	16.8	12.9	8.3	3.9	1.4	0.5	0.8	2.6	6.3	11.1	15.6	17.9
60	1.3	3.4	6.8	11.2	14.9	16.8	16.0	12.8	8.4	4.4	1.8	0.9	16.9	13.2	8.8	4.4	1.8	0.8	1.2	3.1	6.8	11.5	15.8	17.9
58	1.8	3.9	7.2	11.6	15.1	16.9	16.1	13.1	8.9	4.9	2.2	1.3	17.0	13.5	9.2	4.9	2.2	1.2	1.6	3.6	7.3	11.8	16.0	18.0
56	2.2	4.4	7.7	11.9	15.3	16.9	16.2	13.3	9.3	5.4	2.7	1.7	17.1	13.8	9.6	5.4	2.7	1.6	2.0	4.0	7.8	12.2	16.1	18.0
54	2.7	4.9	8.2	12.2	15.4	16.9	16.2	13.6	9.7	5.9	3.2	2.1	17.2	14.0	10.0	5.9	3.1	2.0	2.4	4.5	8.2	12.5	16.3	18.1
52	3.1	5.4	8.6	12.6	15.6	17.0	16.4	13.8	10.1	6.4	3.7	2.6	17.3	14.3	10.4	6.4	3.6	2.4	2.9	5.0	8.7	12.8	16.4	18.1
50	3.6	5.9	9.1	12.9	15.7	17.0	16.4	14.0	10.5	6.9	4.2	3.1	17.4	14.5	10.9	6.8	4.1	2.9	3.3	5.5	9.1	13.1	16.6	18.2
48	4.1	6.4	9.5	13.1	13.8	17.1	16.5	14.2	10.9	7.4	4.7	3.6	17.5	14.8	11.2	7.3	4.5	3.3	3.8	6.0	9.5	13.4	16.7	18.2
46	4.6	6.9	9.9	13.4	16.0	17.1	16.6	14.4	11.2	7.8	5.1	4.0	17.6	15.0	11.6	7.8	5.0	3.8	4.2	6.4	9.9	13.7	16.8	18.2
44	5.1	7.3	10.3	13.7	16.0	17.1	16.6	14.7	11.6	8.3	5.7	4.5	17.6	15.2	12.0	8.2	5.5	4.3	4.7	6.9	10.3	13.9	16.9	18.2
42	5.6	7.8	10.7	13.9	16.1	17.1	16.7	14.8	11.9	8.7	6.2	5.1	17.7	15.4	12.3	8.7	6.0	4.7	5.2	7.3	10.7	14.2	17.0	18.2
40	6.1	8.3	11.1	14.2	16.2	17.1	16.7	15.0	12.2	9.2	6.7	5.6	17.7	15.6	12.6	9.1	6.4	5.2	5.7	7.8	11.1	14.4	17.1	18.2
38	6.6	8.8	11.5	14.4	16.3	17.1	16.7	15.1	12.5	9.6	7.1	6.0	17.7	15.7	12.9	9.5	6.9	5.7	6.2	8.2	11.4	14.6	17.1	18.2
36	7.1	9.2	11.8	14.6	16.3	17.0	16.7	15.3	12.9	10.0	7.6	6.6	17.7	15.9	13.2	9.9	7.4	6.2	6.6	8.7	11.8	14.8	17.1	18.1
34	7.6	9.7	12.2	14.7	16.3	17.0	16.7	15.3	13.1	10.4	8.1	7.1	17.7	16.0	13.5	10.3	7.8	6.6	7.1	9.1	12.1	15.0	17.1	18.1
32	8.1	10.1	12.5	14.5	16.3	16.9	16.6	15.5	13.4	10.9	8.6	7.6	17.7	16.1	13.8	10.7	8.3	7.1	7.6	9.5	12.4	15.1	17.1	18.0
30	8.6	10.5	12.8	15.0	16.3	16.8	16.6	15.5	13.6	11.3	9.1	8.1	17.6	16.2	14.0	11.1	8.7	7.6	8.0	9.9	12.7	15.3	17.1	17.9
28	9.1	10.9	13.1	15.1	16.3	16.7	16.5	15.6	13.8	11.6	9.5	8.6	17.6	16.2	14.2	11.5	9.2	8.0	8.4	10.3	13.0	15.4	17.1	17.8
26	9.6	11.3	13.4	15.3	16.3	16.6	16.4	15.6	14.1	12.0	10.0	9.1	17.5	16.3	14.4	11.8	9.6	8.5	8.9	10.7	13.3	15.5	17.1	17.7
24	10.0	11.8	13.7	15.3	16.2	16.4	16.3	15.6	14.2	12.3	10.4	9.5	17.3	16.3	14.6	12.2	10.0	8.9	9.3	11.1	13.5	15.6	17.0	17.6
22	10.5	12.1	13.9	15.4	16.1	16.3	16.2	15.7	14.4	12.7	10.9	10.0	17.2	16.4	14.8	12.5	10.4	9.4	9.8	11.5	13.8	15.7	16.9	17.4
20	10.9	12.5	14.2	15.5	16.0	16.1	16.0	15.6	14.6	13.0	11.3	10.4	17.1	16.3	14.9	12.8	10.9	9.8	10.2	11.8	14.0	15.8	16.8	17.2
18	11.4	12.9	14.4	15.5	15.9	16.0	15.9	15.6	14.7	13.3	11.7	10.9	16.9	16.3	15.1	13.1	11.2	10.2	10.6	12.2	14.2	15.8	16.7	17.0
16	11.8	13.2	14.6	15.6	15.8	15.8	15.7	15.6	14.9	13.6	12.1	11.4	16.8	16.3	15.2	13.4	11.6	10.7	11.0	12.5	14.4	15.8	16.6	16.8
14	12.2	13.5	14.7	15.6	15.7	15.6	15.6	15.5	15.0	13.8	12.5	11.8	16.6	16.2	15.3	13.6	12.0	11.1	11.4	12.8	14.5	15.8	16.4	16.6
12	12.6	13.8	14.9	15.5	15.5	15.3	15.3	15.4	15.1	14.1	12.9	12.2	16.4	16.2	15.4	13.9	12.3	11.5	11.8	13.1	14.7	15.8	16.2	16.3
10	13.0	14.1	15.1	15.5	15.3	15.1	15.1	15.3	15.1	14.3	13.2	12.7	16.1	16.0	15.4	14.1	12.7	11.9	12.2	13.4	14.8	15.7	16.0	16.1
8	13.4	14.4	15.2	15.4	15.1	14.8	14.9	15.2	15.2	14.5	13.6	13.1	15.9	15.9	15.5	14.3	13.0	12.2	12.5	13.6	14.9	15.7	15.8	15.8
6	13.8	14.6	15.3	15.3	14.9	14.6	14.7	15.1	15.2	14.7	13.9	13.4	15.6	15.8	15.5	14.5	13.3	12.6	12.9	13.9	15.0	15.6	15.6	15.5
4	14.1	14.9	15.3	15.3	14.7	14.3	14.4	14.9	15.2	14.9	14.2	13.8	15.3	15.6	15.5	14.7	13.6	13.0	13.2	14.1	15.1	15.5	15.3	15.2
2	14.4	15.1	15.4	15.1	14.4	14.0	14.1	14.7	15.2	15.1	14.5	14.2	15.1	15.5	15.5	14.9	13.9	13.3	13.5	14.4	15.1	15.4	15.1	14.9
0	14.8	15.3	15.5	15.0	14.2	13.6	13.8	14.6	15.2	15.3	14.8	14.5	14.8	15.3	15.5	15.0	14.2	13.6	13.8	14.6	15.2	15.3	14.8	14.5

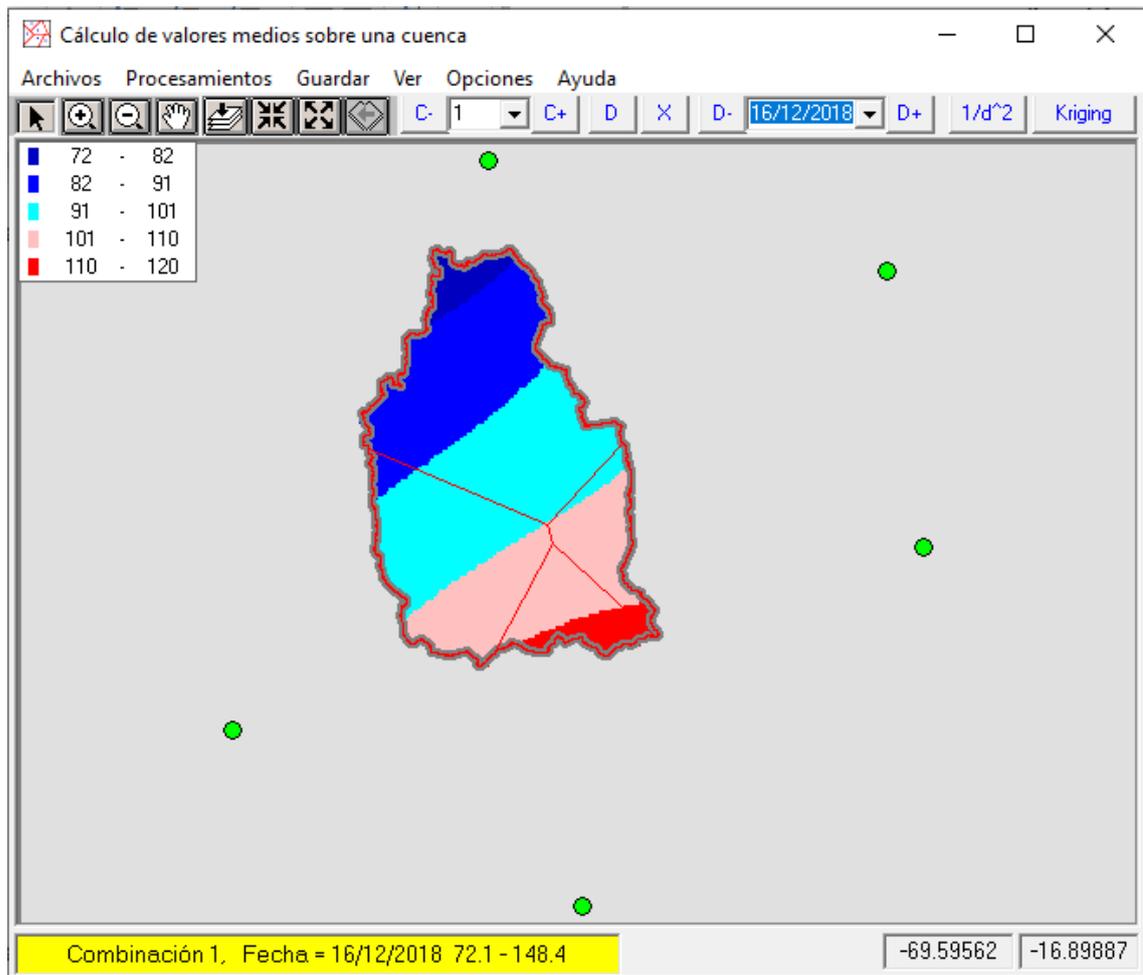
## Anexo C: Interpolación de la Radiación solar extraterrestre QGIS



## Anexo D: Análisis de doble masa de la precipitación total mensual

Año	Precipitación total anual (mm)					Promedio Acum. (mm)	Precipitaciones total anual acumulada (mm)				
	Estaciones						Estaciones				
	Mazocruz	Pizacoma	Yunguyo	Desaguadero	Juli		Mazocruz	Pizacoma	Yunguyo	Desaguadero	Juli
1996	478.9	467.8	782.9	619.7	767.9	623.4	478.9	467.8	782.9	619.7	767.9
1997	731.0	725.1	811.0	874.2	1037.5	1459.2	1209.9	1192.9	1593.9	1493.9	1805.4
1998	352.3	322.4	613.7	561.0	640.9	1957.3	1562.2	1515.3	2207.6	2054.9	2446.3
1999	685.1	573.8	888.3	944.6	1144.7	2804.6	2247.3	2089.1	3095.9	2999.5	3591.0
2000	529.8	538.6	805.7	656.3	894.3	3489.5	2777.1	2627.7	3901.6	3655.8	4485.3
2001	668.7	736.1	1037.9	983.7	1142.8	4403.3	3445.8	3363.8	4939.5	4639.5	5628.1
2002	651.1	555.0	907.4	944.3	1001.9	5215.3	4096.9	3918.8	5846.9	5583.8	6630.0
2003	428.6	543.0	776.7	611.3	940.8	5875.4	4525.5	4461.8	6623.6	6195.1	7570.8
2004	482.8	489.0	762.3	636.3	847.0	6518.8	5008.3	4950.8	7385.9	6831.4	8417.8
2005	580.6	744.0	708.5	725.2	743.1	7219.1	5588.9	5694.8	8094.4	7556.6	9160.9
2006	732.1	581.7	792.2	814.4	1040.3	8011.3	6321.0	6276.5	8886.6	8371.0	10201.2
2007	488.7	507.5	584.2	540.1	849.6	8605.3	6809.7	6784.0	9470.8	8911.1	11050.8
2008	454.3	579.9	639.2	536.7	778.2	9202.9	7264.0	7363.9	10110.0	9447.8	11829.0
2009	452.0	440.0	599.1	704.0	968.3	9835.6	7716.0	7803.9	10709.1	10151.8	12797.3
2010	371.5	567.5	786.2	590.6	789.4	10456.7	8087.5	8371.4	11495.3	10742.4	13586.7
2011	600.5	628.3	914.3	770.6	1249.2	11289.2	8688.0	8999.7	12409.6	11513.0	14835.9
2012	709.4	719.9	1034.9	798.2	1184.5	12178.6	9397.4	9719.6	13444.5	12311.2	16020.4
2013	640.4	693.6	764.1	764.6	892.5	12929.7	10037.8	10413.2	14208.6	13075.8	16912.9
2014	421.6	362.2	670.8	619.2	785.9	13501.6	10459.4	10775.4	14879.4	13695.0	17698.8
2015	530.9	559.2	587.4	879.9	1007.4	14214.6	10990.3	11334.6	15466.8	14574.9	18706.2
2016	384.3	502.6	613.9	540.5	705.5	14763.9	11374.6	11837.2	16080.7	15115.4	19411.7
2017	548.4	587.7	765.2	852.1	1020.6	15518.7	11923.0	12424.9	16845.9	15967.5	20432.3
2018	677.1	780.8	835.3	775.8	989.7	16330.5	12600.1	13205.7	17681.2	16743.3	4.0

## Anexo E: Estimación de la precipitación areal en Hydraccess



Precipitación media sobre la cuenca (mm) – Método de Kriging

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	190.6	102.6	79.2	28.1	12.2	0.3	5.6	32.3	5.7	12.8	58.6	95.8	623.8
1997	245.7	211.7	111.4	41.1	7.9	0.0	0.0	49.8	59.1	19.6	67.7	54.6	868.6
1998	118.7	85.8	98.5	43.7	0.3	22.8	0.0	0.3	5.5	38.9	55.6	31.3	501.4
1999	152.5	222.1	241.8	70.6	14.4	1.0	1.4	0.8	33.9	78.7	9.1	62.8	889.1
2000	226.6	168.1	99.7	13.5	6.9	10.1	0.2	9.9	1.6	47.6	12.9	104.3	701.4
2001	311.4	229.3	162.1	38.5	5.4	2.6	7.8	19.3	14.7	39.5	16.4	75.2	922.2
2002	110.0	192.0	187.3	97.9	13.3	15.1	28.4	6.3	2.7	46.8	42.4	83.2	825.4
2003	171.3	124.6	192.4	19.3	14.7	0.0	3.7	8.9	26.5	15.6	16.9	88.7	682.6
2004	227.0	134.2	65.5	29.2	4.8	1.5	36.2	51.0	15.8	4.7	13.0	75.2	658.1
2005	119.6	202.4	72.5	31.6	1.2	0.0	0.0	0.5	26.3	39.4	43.0	156.2	692.7
2006	296.4	141.6	134.5	38.5	6.2	1.6	0.0	2.2	9.2	42.4	77.2	90.2	840.0
2007	90.9	106.1	184.9	56.3	2.7	0.6	5.5	2.8	21.1	21.1	38.9	106.9	637.8
2008	228.5	92.5	79.2	16.7	0.3	1.6	0.4	3.9	0.3	28.3	12.9	150.6	615.2
2009	111.3	179.2	106.1	47.2	0.2	0.0	7.2	0.0	25.8	25.4	91.3	92.3	686.0
2010	176.3	150.8	69.9	33.0	30.1	0.0	0.0	3.8	8.2	23.0	9.9	106.7	611.7
2011	166.6	218.7	136.8	37.7	7.5	0.0	9.3	2.7	32.4	13.0	43.7	219.7	888.1
2012	194.0	247.9	162.3	68.0	0.1	1.3	2.8	2.9	3.9	16.0	37.1	183.5	919.8
2013	169.8	175.4	71.8	6.4	30.7	32.6	5.3	14.2	2.5	67.1	40.6	150.3	766.7
2014	207.4	64.2	60.2	27.5	2.9	0.0	0.7	30.0	50.3	37.9	36.9	73.8	591.8
2015	209.1	133.2	136.9	117.0	1.3	0.1	9.1	19.1	25.4	34.6	29.7	48.4	763.9
2016	76.3	223.1	19.0	79.5	1.8	9.1	3.7	3.1	6.2	29.5	26.0	79.5	556.8
2017	254.1	136.4	121.9	29.9	31.6	0.0	5.6	0.2	49.1	25.4	35.5	95.9	785.6
2018	199.1	194.9	129.7	31.0	2.0	26.4	38.0	12.3	3.3	75.1	23.6	96.1	831.5
<b>Promedio</b>	<b>184.9</b>	<b>162.5</b>	<b>118.4</b>	<b>43.6</b>	<b>8.6</b>	<b>5.5</b>	<b>7.4</b>	<b>12.0</b>	<b>18.7</b>	<b>34.0</b>	<b>36.5</b>	<b>100.9</b>	<b>733.1</b>



## Anexo F: Evapotranspiración areal de la cuenca Callacame

### Evapotranspiración areal de la cuenca – Método Hargraves Samani

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	108.5	94.7	105.4	88.3	80.8	69.8	73.3	86.5	100.7	121.7	111.8	111.6	1153.0
1997	101.3	84.9	93.7	84.6	80.0	69.8	77.8	79.8	96.7	120.4	118.3	130.3	1137.6
1998	117.9	106.3	114.3	99.9	87.7	70.7	77.7	92.5	105.5	120.3	119.0	128.2	1239.9
1999	112.5	84.6	88.2	83.3	80.3	70.7	73.8	87.9	99.9	109.6	125.4	128.8	1145.1
2000	103.1	93.7	97.8	93.1	85.1	68.6	71.9	86.9	105.3	111.6	132.3	117.7	1167.3
2001	94.9	84.6	91.7	88.1	80.9	69.8	72.0	84.1	101.0	117.8	126.7	120.4	1132.1
2002	117.8	90.8	95.9	81.4	77.8	68.8	65.0	84.4	100.4	110.6	120.8	121.1	1134.8
2003	112.2	98.7	98.3	91.9	80.5	71.7	74.3	86.2	97.4	121.6	127.7	127.6	1188.1
2004	100.7	98.1	105.5	92.8	82.1	68.3	68.7	80.0	99.5	122.9	128.4	130.7	1177.7
2005	113.4	91.9	108.0	93.1	84.5	70.8	76.7	88.7	97.3	115.9	120.6	119.3	1180.2
2006	107.2	101.1	103.5	89.4	80.7	70.1	76.4	89.9	105.0	121.3	118.8	124.7	1188.0
2007	118.2	102.1	98.2	91.1	82.5	74.5	74.4	93.5	96.9	122.5	124.2	123.1	1201.0
2008	105.2	105.9	104.7	95.4	82.9	73.1	76.8	91.6	107.0	121.1	130.6	117.7	1211.8
2009	117.7	100.3	105.0	92.8	85.3	71.8	75.7	92.1	107.7	129.9	122.2	126.5	1227.1
2010	115.4	102.7	112.3	97.6	84.1	75.6	80.1	95.7	108.9	122.1	132.6	119.7	1246.8
2011	120.2	88.3	98.4	92.6	83.6	72.8	73.8	90.6	101.4	121.1	128.7	119.1	1190.7
2012	106.7	89.4	96.5	85.2	82.5	71.7	77.3	90.4	104.8	123.5	125.9	110.0	1163.9
2013	106.5	94.8	107.0	97.3	82.4	67.7	74.8	88.0	106.4	119.9	126.2	114.7	1185.6
2014	109.0	103.6	112.4	95.4	85.5	77.1	77.7	88.0	96.9	115.0	127.3	125.3	1213.2
2015	107.9	96.5	98.3	82.0	81.4	75.7	77.3	90.2	103.4	119.3	127.0	129.1	1188.1
2016	128.3	98.3	117.3	92.9	86.9	73.6	78.6	93.2	107.9	120.4	128.8	127.4	1253.6
2017	106.4	102.1	94.3	90.9	81.7	74.2	79.4	95.1	99.0	122.2	129.8	123.3	1198.5
2018	109.4	96.1	99.2	94.8	85.0	67.7	73.3	86.9	106.6	115.4	128.3	126.4	1189.2
<b>Promedio</b>	<b>110.5</b>	<b>96.1</b>	<b>102.0</b>	<b>91.0</b>	<b>82.8</b>	<b>71.5</b>	<b>75.1</b>	<b>88.8</b>	<b>102.4</b>	<b>119.4</b>	<b>125.3</b>	<b>122.7</b>	<b>1187.5</b>

### Evapotranspiración areal de la cuenca – Método Hargraves Samani Global

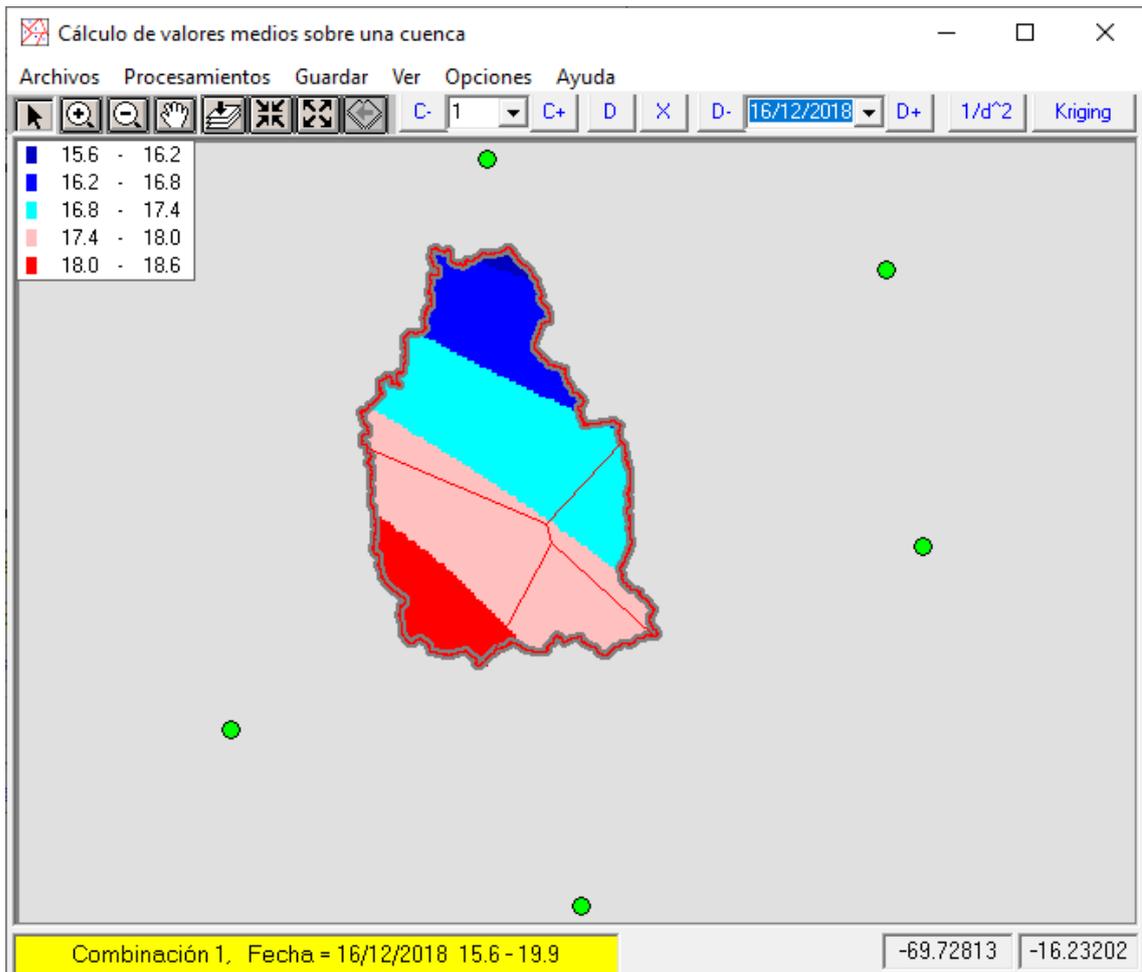
Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	113.5	99.2	110.3	92.4	84.2	72.3	75.9	90.0	105.0	127.2	116.9	116.9	1203.9
1997	106.1	88.9	98.0	88.2	83.3	72.3	80.9	83.0	101.0	125.9	124.0	136.7	1188.2
1998	123.8	111.5	119.9	104.6	91.4	73.6	80.8	96.4	110.0	125.9	124.6	134.4	1296.8
1999	117.9	88.7	92.4	87.1	83.7	73.4	76.7	91.5	104.2	114.6	131.1	135.0	1196.3
2000	108.0	98.2	102.4	97.4	88.8	71.2	74.4	90.5	109.9	116.7	138.5	123.4	1219.3
2001	99.4	88.7	96.0	92.2	84.4	72.6	74.7	87.5	105.4	123.2	132.8	126.1	1183.0
2002	123.4	95.2	100.5	85.1	81.2	71.6	67.5	87.9	104.8	115.8	126.5	126.9	1186.3
2003	117.7	103.5	103.0	96.1	84.0	74.4	77.2	89.7	101.5	127.2	133.8	133.8	1241.9
2004	105.5	102.8	110.6	97.1	85.3	70.8	71.4	83.3	104.0	128.6	134.4	137.1	1231.0
2005	118.9	96.3	113.2	97.4	88.0	73.4	79.7	92.2	101.5	121.1	126.2	125.0	1232.8
2006	112.3	105.9	108.4	93.5	84.0	72.9	79.3	93.7	109.5	127.0	124.6	130.8	1242.0
2007	124.0	107.0	102.9	95.4	86.0	77.6	77.3	97.5	101.3	128.2	129.9	129.0	1256.1
2008	110.3	111.0	109.6	99.6	86.1	75.9	79.7	95.3	111.6	126.7	136.9	123.4	1266.1
2009	123.4	105.1	110.0	97.0	89.0	74.4	78.7	95.8	112.5	136.0	128.2	132.6	1282.8
2010	121.1	107.8	117.7	102.2	87.8	78.8	83.2	99.7	113.7	127.7	138.8	125.5	1303.8
2011	126.0	92.5	103.1	96.9	87.2	75.7	76.9	94.4	105.9	126.6	134.8	124.8	1244.7
2012	111.7	93.7	101.0	89.2	86.0	74.6	80.4	94.1	109.4	129.4	132.0	115.3	1216.8
2013	111.5	99.4	112.2	101.8	86.0	70.4	77.8	91.6	111.1	125.5	132.3	120.2	1239.8
2014	114.3	108.6	117.7	99.9	89.2	80.3	80.8	91.8	101.3	120.4	133.5	131.5	1269.1
2015	113.0	101.2	103.0	85.8	84.9	78.9	80.3	94.0	108.0	124.9	133.2	135.4	1242.6
2016	134.7	103.2	123.1	97.3	90.6	76.6	81.9	97.1	112.7	126.0	134.8	133.6	1311.8
2017	111.5	107.1	98.9	95.2	85.4	77.3	82.6	99.2	103.5	127.9	136.1	129.3	1254.0
2018	114.7	100.7	104.0	99.2	88.6	70.5	76.4	90.5	111.3	120.9	134.6	132.6	1244.1
<b>Promedio</b>	<b>115.8</b>	<b>100.7</b>	<b>106.9</b>	<b>95.2</b>	<b>86.3</b>	<b>74.3</b>	<b>78.0</b>	<b>92.4</b>	<b>106.9</b>	<b>124.9</b>	<b>131.3</b>	<b>128.7</b>	<b>1241.4</b>

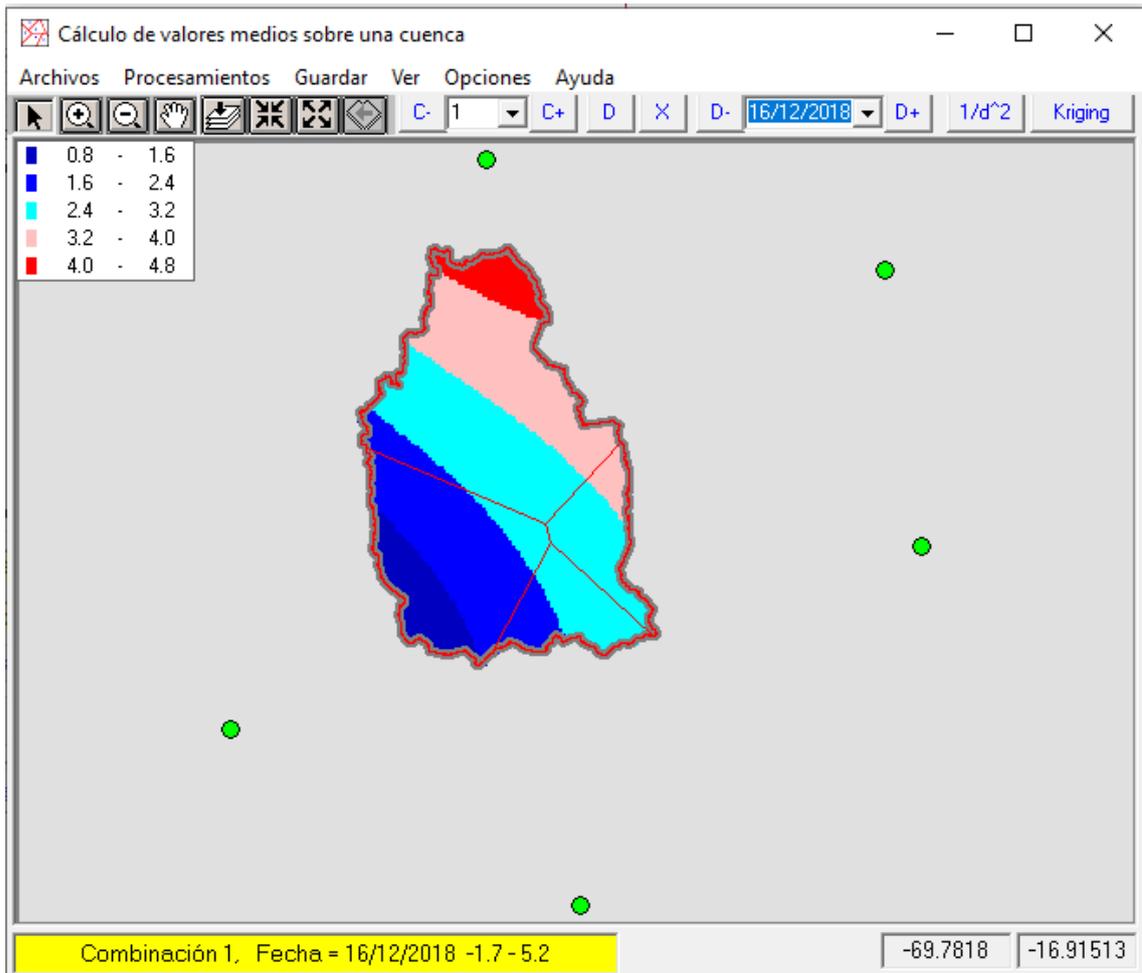


## Evapotranspiración areal de la cuenca – Método Ravazzani

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	188.1	164.3	182.9	153.2	140.2	121.0	127.1	150.0	174.7	211.1	193.8	193.6	1999.9
1997	175.6	147.3	162.5	146.7	138.8	121.1	135.0	138.4	167.7	208.9	205.2	225.9	1973.2
1998	204.5	184.3	198.2	173.3	152.1	122.6	134.7	160.5	183.0	208.6	206.5	222.3	2150.6
1999	195.2	146.8	153.0	144.5	139.3	122.6	128.1	152.4	173.4	190.1	217.4	223.4	1986.1
2000	178.7	162.6	169.7	161.5	147.7	119.0	124.7	150.8	182.7	193.5	229.5	204.2	2024.6
2001	164.7	146.8	159.0	152.8	140.4	121.1	125.0	145.8	175.1	204.3	219.8	208.8	1963.6
2002	204.3	157.6	166.4	141.2	135.0	119.3	112.8	146.4	174.1	191.9	209.4	210.0	1968.3
2003	194.6	171.2	170.4	159.4	139.7	124.3	128.9	149.6	168.9	210.9	221.6	221.3	2060.8
2004	174.7	170.1	183.0	161.0	142.4	118.4	119.2	138.8	172.7	213.2	222.6	226.6	2042.6
2005	196.6	159.5	187.4	161.4	146.5	122.8	133.0	153.9	168.8	200.9	209.1	206.9	2047.0
2006	186.0	175.4	179.5	155.1	140.0	121.7	132.6	155.9	182.1	210.3	206.0	216.2	2060.6
2007	205.0	177.1	170.2	158.0	143.1	129.2	129.0	162.1	168.1	212.4	215.4	213.5	2083.0
2008	182.5	183.7	181.5	165.4	143.8	126.8	133.2	158.8	185.5	210.0	226.5	204.2	2101.9
2009	204.1	173.9	182.2	160.9	148.0	124.6	131.3	159.8	186.9	225.4	212.0	219.3	2128.5
2010	200.2	178.1	194.7	169.3	145.9	131.2	139.0	165.9	188.8	211.8	230.0	207.5	2162.5
2011	208.5	153.2	170.7	160.7	145.0	126.3	128.1	157.1	175.9	210.1	223.2	206.5	2065.3
2012	185.0	155.1	167.3	147.8	143.2	124.4	134.1	156.9	181.7	214.2	218.3	190.8	2018.8
2013	184.6	164.4	185.6	168.8	142.9	117.4	129.7	152.6	184.6	208.0	218.9	198.9	2056.4
2014	189.1	179.6	194.9	165.5	148.3	133.7	134.7	152.7	168.0	199.5	220.9	217.3	2104.2
2015	187.2	167.4	170.4	142.2	141.2	131.4	134.0	156.4	179.3	207.0	220.3	223.9	2060.7
2016	222.5	170.5	203.5	161.2	150.8	127.8	136.4	161.6	187.1	208.8	223.3	220.9	2174.3
2017	184.5	177.1	163.6	157.7	141.8	128.8	137.7	165.0	171.7	211.9	225.2	213.8	2078.8
2018	189.8	166.7	172.1	164.4	147.4	117.5	127.1	150.7	185.0	200.1	222.5	219.3	2062.6
<b>Promedio</b>	<b>191.6</b>	<b>166.6</b>	<b>176.9</b>	<b>157.9</b>	<b>143.6</b>	<b>124.0</b>	<b>130.2</b>	<b>154.0</b>	<b>177.6</b>	<b>207.1</b>	<b>217.3</b>	<b>212.8</b>	<b>2059.8</b>

## Anexo G: Temperatura areal de la cuenca Callacame





### Temperatura máxima areal de la cuenca Callacame

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	14.5	14.2	15.4	14.9	14.5	13.6	13.3	14.3	15.2	16.7	15.3	15.1	14.8
1997	14.0	13.3	13.7	13.7	14.2	13.6	14.6	12.8	15.0	16.6	16.6	17.8	14.7
1998	16.8	17.1	17.5	17.2	16.1	14.1	14.6	15.6	16.1	16.7	16.4	17.4	16.3
1999	15.3	13.6	13.6	14.2	14.5	13.9	13.6	14.6	15.1	15.1	17.0	17.4	14.8
2000	14.3	14.4	14.7	15.8	15.6	13.3	12.9	14.3	16.1	15.4	18.2	15.9	15.1
2001	13.1	13.7	14.1	15.2	14.7	13.8	13.0	13.7	15.5	16.3	17.8	16.0	14.7
2002	15.9	14.5	14.6	13.9	14.2	13.6	11.3	13.8	15.4	15.6	16.9	16.5	14.7
2003	15.7	15.7	15.1	15.6	14.7	14.2	13.7	14.1	14.5	16.8	17.7	17.4	15.4
2004	14.3	15.0	16.0	15.9	14.6	13.2	12.4	13.1	15.3	17.1	17.8	17.8	15.2
2005	15.7	14.5	16.3	15.9	15.3	13.9	14.3	14.6	14.6	15.9	16.6	16.1	15.3
2006	14.6	15.6	15.7	15.3	14.4	13.8	14.2	15.1	16.1	17.2	17.1	17.1	15.5
2007	16.4	16.1	15.0	15.8	15.1	15.2	13.7	15.9	15.1	17.2	17.0	16.6	15.8
2008	14.7	15.9	15.6	15.9	14.8	14.6	14.3	15.3	16.4	16.9	18.3	15.9	15.7
2009	16.1	15.8	15.7	15.7	15.6	14.2	14.1	15.4	16.7	18.2	17.5	17.3	16.0
2010	16.0	16.4	17.0	16.7	15.5	15.5	15.2	16.3	16.9	16.9	18.2	16.4	16.4
2011	16.4	14.0	14.8	15.7	15.3	14.6	13.8	15.2	15.5	16.6	17.9	16.1	15.5
2012	14.6	14.0	14.6	14.8	15.0	14.3	14.5	15.1	16.2	17.4	17.8	15.4	15.3
2013	14.7	15.1	16.1	16.4	15.2	13.3	14.0	14.6	16.4	16.8	17.8	15.9	15.5
2014	15.2	16.2	16.7	16.4	15.7	15.8	14.6	14.8	15.2	16.2	17.9	17.3	16.0
2015	14.7	15.3	15.1	14.4	14.8	15.5	14.5	15.2	16.0	16.7	17.9	17.5	15.6
2016	17.8	16.2	17.9	16.1	16.0	14.8	15.0	15.8	16.8	16.9	17.8	17.5	16.6
2017	15.0	16.3	14.7	15.7	15.2	15.1	15.1	16.2	15.5	17.0	18.3	17.0	15.9
2018	15.3	15.1	15.3	16.2	15.6	13.5	13.8	14.5	16.4	16.5	18.3	17.2	15.6
<b>Promedio</b>	<b>15.3</b>	<b>15.1</b>	<b>15.4</b>	<b>15.5</b>	<b>15.1</b>	<b>14.2</b>	<b>13.9</b>	<b>14.8</b>	<b>15.7</b>	<b>16.6</b>	<b>17.5</b>	<b>16.7</b>	<b>15.5</b>



### Temperatura mínima areal de la cuenca Callacame

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	2.8	3.5	1.7	0.9	-3.2	-6.5	-6.7	-3.2	-2.8	-1.2	1.4	3.2	-0.8
1997	4.1	3.9	2.5	-0.6	-4.0	-7.3	-5.8	-2.9	0.2	-0.6	2.2	3.0	-0.4
1998	5.1	4.6	3.6	0.6	-4.3	-3.6	-4.9	-4.1	-3.4	0.0	1.1	2.7	-0.2
1999	3.3	4.6	4.3	1.9	-2.4	-5.8	-4.5	-3.4	-2.4	0.8	-0.9	2.4	-0.2
2000	4.2	4.3	3.3	0.6	-3.0	-5.7	-6.9	-4.1	-3.1	0.7	-0.7	2.9	-0.6
2001	4.1	4.8	4.2	2.0	-2.1	-4.0	-5.8	-3.5	-1.3	0.1	1.7	2.0	0.2
2002	2.8	4.4	3.8	2.1	-0.9	-3.3	-3.8	-3.4	-1.2	1.9	1.9	3.2	0.6
2003	4.4	4.2	4.1	0.8	-1.6	-5.5	-4.9	-4.4	-2.9	-0.6	0.6	3.0	-0.2
2004	4.9	4.1	3.4	1.2	-5.5	-5.6	-3.2	-1.7	-0.9	-0.2	0.6	2.8	0.0
2005	4.0	4.0	3.1	1.0	-4.2	-7.1	-5.4	-5.7	-2.2	-0.2	0.9	2.8	-0.8
2006	3.5	2.9	3.5	1.5	-3.8	-4.9	-6.0	-3.1	-2.5	1.4	3.5	3.4	-0.1
2007	4.0	3.8	3.9	2.0	-2.0	-3.3	-5.0	-3.3	0.4	0.6	0.1	2.6	0.3
2008	4.4	3.2	2.7	-1.0	-5.6	-5.8	-6.2	-5.2	-3.4	0.3	1.2	2.9	-1.0
2009	3.4	3.8	2.8	0.5	-3.4	-7.4	-4.6	-6.2	-2.2	-0.7	3.1	3.2	-0.6
2010	4.0	4.3	3.1	0.5	-2.0	-3.5	-6.6	-4.5	-2.4	-0.5	-1.0	3.5	-0.4
2011	3.2	4.2	3.3	0.6	-2.4	-4.6	-3.0	-3.6	-1.8	-1.2	0.8	2.9	-0.1
2012	3.7	3.8	3.6	2.5	-2.7	-4.5	-4.9	-4.3	-1.6	0.7	2.2	4.5	0.3
2013	4.0	4.3	3.0	-0.6	-1.3	-3.2	-3.3	-3.6	-2.5	0.7	2.0	4.1	0.3
2014	4.3	3.4	2.1	1.1	-2.9	-4.8	-4.9	-2.3	0.8	1.5	1.7	3.7	0.3
2015	3.5	4.1	4.1	3.1	-2.2	-3.8	-4.8	-2.9	-1.2	0.7	1.9	2.6	0.4
2016	3.8	5.5	3.3	1.8	-3.3	-5.1	-3.5	-3.6	-1.7	0.8	0.3	3.4	0.1
2017	4.7	4.3	4.6	1.8	-0.6	-3.6	-4.5	-4.2	0.4	-0.1	1.7	3.7	0.7
2018	4.4	3.8	4.2	0.8	-2.7	-2.2	-2.2	-2.5	-2.8	2.3	2.6	2.9	0.7
<b>Promedio</b>	<b>3.9</b>	<b>4.1</b>	<b>3.4</b>	<b>1.1</b>	<b>-2.9</b>	<b>-4.8</b>	<b>-4.8</b>	<b>-3.7</b>	<b>-1.8</b>	<b>0.3</b>	<b>1.3</b>	<b>3.1</b>	<b>-0.1</b>

### Temperatura media areal de la cuenca Callacame

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1996	8.7	8.9	8.6	7.9	5.7	3.6	3.3	5.6	6.2	7.8	8.4	9.2	7.0
1997	9.1	8.6	8.1	6.6	5.1	3.2	4.4	5.0	7.6	8.0	9.4	10.4	7.1
1998	11.0	10.9	10.6	8.9	5.9	5.3	4.9	5.8	6.4	8.4	8.8	10.1	8.0
1999	9.3	9.1	9.0	8.1	6.1	4.1	4.6	5.6	6.4	8.0	8.1	9.9	7.3
2000	9.3	9.4	9.0	8.2	6.3	3.8	3.0	5.1	6.5	8.1	8.8	9.4	7.2
2001	8.6	9.3	9.2	8.6	6.3	4.9	3.6	5.1	7.1	8.2	9.8	9.0	7.5
2002	9.4	9.5	9.2	8.0	6.7	5.2	3.8	5.2	7.1	8.8	9.4	9.9	7.7
2003	10.1	10.0	9.6	8.2	6.6	4.4	4.4	4.9	5.8	8.1	9.2	10.2	7.6
2004	9.6	9.6	9.7	8.6	4.6	3.8	4.6	5.7	7.2	8.5	9.2	10.3	7.6
2005	9.9	9.3	9.7	8.5	5.6	3.4	4.5	4.5	6.2	7.9	8.8	9.5	7.3
2006	9.1	9.3	9.6	8.4	5.3	4.5	4.1	6.0	6.8	9.3	10.3	10.3	7.7
2007	10.2	10.0	9.5	8.9	6.6	6.0	4.4	6.3	7.8	8.9	8.6	9.6	8.0
2008	9.6	9.6	9.2	7.5	4.6	4.4	4.1	5.1	6.5	8.6	9.8	9.4	7.3
2009	9.8	9.8	9.3	8.1	6.1	3.4	4.8	4.6	7.3	8.8	10.3	10.3	7.7
2010	10.0	10.4	10.1	8.6	6.8	6.0	4.3	5.9	7.3	8.2	8.6	10.0	8.0
2011	9.8	9.1	9.1	8.2	6.5	5.0	5.4	5.8	6.9	7.7	9.4	9.5	7.7
2012	9.2	8.9	9.1	8.7	6.2	4.9	4.8	5.4	7.3	9.1	10.0	10.0	7.8
2013	9.4	9.7	9.6	7.9	7.0	5.1	5.4	5.5	7.0	8.8	9.9	10.0	7.9
2014	9.8	9.8	9.4	8.8	6.4	5.5	4.9	6.3	8.0	8.9	9.8	10.5	8.2
2015	9.1	9.7	9.6	8.8	6.3	5.9	4.9	6.2	7.4	8.7	9.9	10.1	8.0
2016	10.8	10.9	10.6	9.0	6.4	4.9	5.8	6.1	7.6	8.9	9.1	10.5	8.3
2017	9.9	10.3	9.7	8.8	7.3	5.8	5.3	6.0	8.0	8.5	10.0	10.4	8.3
2018	9.9	9.5	9.8	8.5	6.5	5.7	5.8	6.0	6.8	9.4	10.5	10.1	8.2
<b>Promedio</b>	<b>9.6</b>	<b>9.6</b>	<b>9.4</b>	<b>8.3</b>	<b>6.1</b>	<b>4.7</b>	<b>4.5</b>	<b>5.5</b>	<b>7.0</b>	<b>8.5</b>	<b>9.4</b>	<b>9.9</b>	<b>7.7</b>

## Anexo H: Calibración del modelo hidrológico GR2M

The screenshot displays the Excel interface for the GR2M model calibration. The 'Parámetros de Solver' dialog box is active, with the following settings:

- Establecer objetivo:** \$E\$533
- Para:**  Max  Min  Valor de: 0
- Cambiando las celdas de variables:** \$D\$512:\$D\$513
- Sujeto a las restricciones:** \$D\$513 >= 0
- Método de resolución:** GRG Nonlinear

The spreadsheet background shows the following data for the Cuenca del río Callacame - Lugar: Puente Callacame:

Transformed	Real
x1: Capacity of the production store (mm)	6.73
x2: Water exchange coefficient (mm)	0.97
Initial level S0 in prod. store (max: x1 mm)	419.74
Initial level R0 in routing store (max: 60 mm)	5
Length of the warm-up period (months)	12
Length of the test period (months)	71
Start date	01/2009
End date	12/2011
Mean observed rainfall (mm/month)	57.2
Mean observed PE (mm/month)	100.7
Mean observed streamflow (mm/month)	9.4
Mean root square transformed streamflow	2.6
Mean logarithmic transformed streamflow	1.7
Nash(Q)	65.3
Nash(VQ)	73.0
Nash(ln(Q))	69.0
Bias	98.2
r2	0.51
RMSE	9.8

## Anexo I: Caudales medios mensuales (m<sup>3</sup>/s) estación hidrométrica Callacame

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Prom
1996	2.5	4.7	3.3	3.7	2.6	1.9	1.6	1.1	0.6	0.6	0.7	0.7	2.0
1997	5.3	18.1	7.6	1.8	0.8	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	0.8	3.1
1998	1.6	3.3	2.8	2.3	1.0	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	1.2
1999	1.8	11.4	38.3	14.8	5.7	2.4	1.7	1.5	1.2	2.2	1.3	1.2	6.9
2000	10.2	29.0	20.3	4.8	3.1	2.4	1.9	1.6	1.3	1.6	1.2	1.9	6.6
2001	17.9	33.2	22.8	7.7	3.3	2.0	1.3	1.0	0.8	0.7	0.6	0.6	7.7
2002	1.2	6.8	14.6	10.0	4.0	2.4	1.6	1.1	0.9	0.7	0.7	0.8	3.7
2003	3.5	5.9	12.6	5.0	2.6	1.7	1.1	0.9	0.7	0.6	0.5	0.6	3.0
2004	6.4	9.6	5.4	3.1	1.8	1.3	1.0	0.9	0.7	0.6	0.5	0.6	2.7
2005	1.4	10.0	2.6	1.5	0.8	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	2.4	1.9
2006	22.5	20.3	6.0	5.4	1.6	1.3	1.1	0.9	0.7	0.7	0.6	0.8	5.2
2007	1.6	2.0	5.6	3.4	2.3	1.8	1.6	1.2	0.8	0.6	0.8	1.1	1.9
2008	16.9	10.0	11.1	1.5	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	1.3	3.9
2009	1.9	4.5	10.1	2.5	1.2	0.9	0.8	0.7	0.8	0.7	0.7	2.0	2.2
2010	3.9	9.7	8.0	4.2	3.6	2.9	2.3	1.6	1.1	1.3	0.6	1.8	3.4
2011	1.9	8.8	6.6	3.2	1.4	1.0	0.9	0.5	0.3	0.3	0.3	2.9	2.3
2012	11.5	24.6	19.1	7.8	3.1	1.7	1.1	0.8	0.6	0.5	0.4	1.9	6.1
2013	5.3	8.8	4.8	2.1	1.3	0.9	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3	1.0	2.2
2014	5.1	3.0	1.9	1.1	0.7	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.2
2015	2.3	3.4	4.1	3.7	1.5	0.8	0.6	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	1.5
2016	0.3	2.4	1.2	1.0	0.6	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6
2017	2.9	3.4	3.0	1.4	0.8	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	1.1
2018	1.5	3.9	3.4	1.4	0.7	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	1.1
<b>Promedio</b>	<b>5.6</b>	<b>10.3</b>	<b>9.4</b>	<b>4.1</b>	<b>2.0</b>	<b>1.3</b>	<b>1.0</b>	<b>0.8</b>	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>0.6</b>	<b>1.1</b>	<b>3.1</b>

Fuente: Elaboración propia a partir de la curva de calibración altura gasto (en color negro promedio de caudales medios mensuales, en celeste generados por el modelo GR2M)