

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA SUBCUENCA DEL RÍO
QUILLCAY RESPECTO A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA
ANDINA EN UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO”**

Presentada por:

FLOR ANGELA JARA REMIGIO

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR
DOCTORIS PHILOSOPHIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima - Perú

2024

FLOR ANGELA JARA REMIGIO.pdf

INFORME DE ORIGINALIDAD

5%

INDICE DE SIMILITUD

5%

FUENTES DE INTERNET

1%

PUBLICACIONES

0%

TRABAJOS DEL ESTUDIANTE

FUENTES PRIMARIAS

1	hdl.handle.net Fuente de Internet	1%
2	www.ipcc.ch Fuente de Internet	1%
3	es.scribd.com Fuente de Internet	1%
4	repositorio.unfv.edu.pe Fuente de Internet	1%
5	migrationletters.com Fuente de Internet	1%
6	gtgiiag.umsa.bo Fuente de Internet	1%
7	repositorio.unam.edu.pe Fuente de Internet	1%

Excluir citas

Apagado

Excluir coincidencias < 1%

Excluir bibliografía

Activo

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**

**“RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA SUBCUENCA DEL RÍO
QUILLCAY RESPECTO A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA
ANDINA EN UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR
DOCTORIS PHILOSOPHIAE**

Presentada por:

FLOR ANGELA JARA REMIGIO

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Dr. Néstor Montalvo Arquíñigo

PRESIDENTE

Dr. Abel Mejía Marcacuzco

ASESOR

Dr. Waldo Lavado Casimiro

MIEMBRO

Ph.D. Eduardo Chávarri Velarde

MIEMBRO

Ph.D. Christian Pedro Yarleque Gálvez

MIEMBRO EXTERNO

DEDICATORIA

A mi esposo David Ramos Charqui y
mis hijos Adiel, Dayanne y Kyara

A mis Padres Elviro y Alejandrina.

A mis hermanos Ludim, Silvio, Rubens y Luz.

AGRADECIMIENTOS

- Al Dr. Jesús Abel Mejía Marcacuzco, patrocinador de la presente tesis.
- A los docentes del Programa Doctoral de Recursos Hídricos de la Universidad Nacional Agraria La Molina.
- A la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Objetivos.....	4
1.1.1	Objetivo general.....	4
1.1.2	Objetivos específicos.....	4
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	6
2.1	Antecedentes.....	6
2.2	Conceptos.....	12
2.2.1	Cambio climático.....	12
2.2.2	Calentamiento global.....	13
2.2.3	Variabilidad climática.....	14
2.2.4	Acumulación.....	14
2.2.5	Ablación.....	14
2.2.6	Zonas de acumulación.....	15
2.2.7	Zonas de ablación.....	15
2.2.8	Línea de equilibrio (ELA).....	16
2.2.9	Balance de masa.....	16
2.2.10	Oportunidades de gestión ante el cambio climático.....	16
2.2.11	Gestión ambiental en el contexto del cambio climático, Perú.....	17
2.3	Modelación hidrológica.....	17
2.3.1	Modelación.....	17
2.3.2	Modelos hidrológicos.....	19
2.3.3	Clasificación de modelos hidrológicos.....	20
2.3.4	Cuenca hidrográfica.....	20
2.3.5	Modelo de cuenca.....	21
2.4	Concepto de sistema.....	21
2.5	Sistema de modelamiento hidrológico (HEC-HMS).....	22
2.6	Sistema de modelamiento hidrológico (SWAT).....	24
2.7	Índices mejorados de agua y nieve basados en LANDSAT.....	28
III.	MATERIALES Y MÉTODOS	35
3.1	Materiales.....	35

3.1.1	Descripción de la zona de estudio.....	37
3.2	Métodos.....	41
3.2.1	Estimación de la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay – Perú, ante el cambio climático	41
3.2.4	Evaluación de la descarga de caudal de la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático	63
3.2.5	Calibración y validación.....	77
3.2.6	Corrección de la salida del modelo – BIAS correction.....	87
3.2.7	Análisis estadístico de los datos observados – Estación Quillcay ...	88
3.2.8	Caudales observados y los caudales simulados después de la calibración – Modelo SWAT y Modelo HEC-HMS.....	90
3.2.9	Escenarios de cambio climático – temperatura y precipitación del CMIP6 Temperatura.....	93
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	107
4.1	Estimación de la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático	107
4.2	Evaluar los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay	115
4.2.1	Modelo hidrológico en SWAT con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay	115
4.2.2	Modelo hidrológico en HEC-HMS con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay	118
4.3	Evaluación de la descarga de caudal de la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático	121
4.4	Limitaciones y alcances	135
4.4.1	Limitaciones	135
4.4.2	Alcances	137
V.	CONCLUSIONES	140
VI.	RECOMENDACIONES	143
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	144
VIII.	ANEXOS.....	162

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Estimaciones de las emisiones históricas de CO₂	13
Tabla 2: Valores referenciales del coeficiente de correlación y su interpretación	34
Tabla 3: Calificación general de rendimiento de NSE	34
Tabla 4: Características de la colección 2 de Landsat 5, 8 y 9	43
Tabla 5: Información y fuente de las imágenes	44
Tabla 6: Información geográfica y climática suministrada al modelo	55
Tabla 7: Reclasificación de cobertura vegetal	56
Tabla 8: Reclasificación de suelo en la subcuenca	56
Tabla 9: Clasificación de la cobertura vegetal para CN	57
Tabla 10: Clasificación del suelo para CN y grupo hidrológico correspondiente	58
Tabla 11: Valores de los grupos hidrológicos	58
Tabla 12: Valores de los parámetros con la mejor simulación	81
Tabla 13: Análisis de los datos para calcular t_c	89
Tabla 14: Comparación de los primeros 10 y últimos 10 años	106
Tabla 15: Variación del volumen glaciar de la subcuenca del río Quillcay	110
Tabla 16: Estadística de la regresión	111
Tabla 17: Variación del volumen glaciar de la subcuenca del río Quillcay	112
Tabla 18: Resumen global producto del HEC-HMS	118
Tabla 19: Resumen de los caudales desde 1986 hasta 2016	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Clasificación de los modelos hidrológicos.....	20
Figura 2: Representación en diagrama de bloques del sistema hidrológico global....	22
Figura 3: Fases de trabajo del programa.....	24
Figura 4: Esquema de elementos de simulación de SWAT.....	25
Figura 5: Proceso de modelación en SWAT.....	26
Figura 6: Partes de Phantom 4 Pro.....	37
Figura 7: Área de estudio, subcuenca río Quillcay.....	39
Figura 8: Flujo de trabajo del modelo propuesto para la estimación de cobertura de nieve.....	42
Figura 9: Landsat de colección 2-reflectancia superficial combinaciones de infrarrojo de onda corta 1, banda infrarrojo cercano y rojo.....	47
Figura 10: Diagrama de flujo que representa el modelado en SWAT.....	54
Figura 11: (a) MDE, (b) uso de suelo, (c) suelo y (d) curva número de la subcuenca Quillcay.....	55
Figura 12: Flujo de trabajo del modelamiento.....	59
Figura 13: Gráfica del HEC-HMS con los puntos de interés.....	60
Figura 14: Tabla de clases de suelos de Green and Ampt.....	61
Figura 15: Área de estudio, subcuenca de río Quillcay.....	64
Figura 16: (a) Ortofoto georreferenciada y (b) DEM.....	65
Figura 17: RAS Terrain del DEM.....	68
Figura 18: (a)Series temporales de la desviación SST - Niño y la Niña entre 1950 a 2023	69
Figura 19: El Niño y la Niña en el siglo XX.....	70
Figura 20: Anomalías de temperatura y precipitaciones en eventos SST más frescos en el Pacífico tropical occidental.....	72
Figura 21: Anomalías de temperatura y precipitaciones en eventos SST más cálidos en el Pacífico tropical occidental.....	74
Figura 22: Geometría de mallas en HEC-RAS.....	75
Figura 23: Periodo de calibración.....	78
Figura 24: General Input/Output section.....	79
Figura 25: (a)Parámetros a considerar – calibration inputs, (b)Información observada - calibration inputs.....	80

Figura 26: Corrida del modelo.....	80
Figura 27: Calibration outputs: (a) y (b) caudales observados y caudales con la mejor simulación.....	81
Figura 28: Gráficos de valores de parámetros versus función objetivo.....	82
Figura 29: (a) y (c) Caudales observados y caudales con la mejor simulación, (b) Coeficiente de determinación, (d) Valores de los parámetros con la mejor simulación.....	83
Figura 30: (a) Seleccionamos para editar los parámetros obtenidos en la simulación, (b) Valores de los parámetros obtenidos en la mejor simulación, (c) Ingreso de los parámetros obtenidos en la mejor simulación.....	84
Figura 31: Proceso para obtener los datos de salida del SWAT.....	85
Figura 32: Proceso para obtener los datos de salida del SWAT-CUP.....	86
Figura 33: Caudal observado y caudal simulado, después de la calibración, (a)Gráfica del Qobs & Qsim, (b) Datos del Qobs y Qsim, (c) Gráfico de dispersión del Qobs & Qsim.....	87
Figura 34: (a) Corrección de la salida del modelo – BIAS correction, (b) Coeficiente determinístico del Qobs & Qsim-correg. (c) Qobs & Qsim-correg.....	88
Figura 35: (a) Serie histórica de caudales mensuales observados años 1986-2016, (b) Estadística descriptiva, (c) Distribución normal.....	91
Figura 36: (a) Gráfica del caudal observado, caudal simulado después de la calibración y precipitación, (b) Coeficiente de Nash, (c) Gráfica de dispersión del caudal observado y el caudal simulado después de la calibración – Modelo SWAT, (d) Estadística descriptiva.....	92
Figura 37: (a) Gráfica del caudal observado, caudal simulado y precipitación, (b) Gráfica de dispersión del caudal observado y el caudal simulado – Modelo HEC-HMS, (c) Estadística descriptiva.....	93
Figura 38: Escenario actual – T° C anual, modelos 1-40.....	94
Figura 39: Escenario futuro – T° C anual, modelos 1-40.....	95
Figura 40: (a) Comparación del escenario actual & escenario futuro – T° C promedio anual modelos 1-40, (b) Estadística descriptiva de los modelos – escenarios actual, futuro y el promedio.....	96
Figura 41: Escenario actual – PP mensual modelos 1-40.....	97
Figura 42: Escenario futuro – PP mensual modelos 1-40.....	100

Figura 43: Comparación del escenario actual, escenario futuro y promedio – PP mensual, modelos 1-40.....	101
Figura 44: (a) Comparación del escenario actual & escenario futuro – PP promedio anual modelos 1-40, (b) Estadística descriptiva de los modelos – escenarios actual, futuro y el promedio.....	103
Figura 45: Temperatura y Precipitación mensual – resumen de los modelos 1-40...104	104
Figura 46: Temperatura y Precipitación anual – resumen de los modelos 1-40.....	105
Figura 47: Análisis de tendencia para los años 1986-2016 y 2017-2056.....	108
Figura 48: Resultados de análisis de cobertura de nieve desde el año 1986 al 2021..	109
Figura 49: Comparación de cobertura de nieve del año 1986 y 2021.....	112
Figura 50: Pérdida de masa glaciar.....	116
Figura 51: Precipitación y caudal simulado y calibrado para la subunidad hidrográfica 9 (ciudad de Huaraz).....	117
Figura 52: Gráfica de caudal resultante para el punto de sumidero (C).....	119
Figura 53: Descarga de caudal de febrero de 1998.....	123
Figura 54: Descarga de caudal de febrero del 2016.....	123
Figura 55: Descarga de caudal por la profundidad desde 1986 hasta 2016.....	124
Figura 56: Velocidad de descarga desde 1986 hasta 2016.....	125
Figura 57: Elevación de la superficie del agua (WSE) desde 1986 hasta 2016.....	125
Figura 58: Plano de ubicación de la subcuenca del río Quillcay.....	163
Figura 59: Estaciones virtuales de la subcuenca del río Quillcay.....	164
Figura 60: Caudales de la simulación 1.....	164
Figura 61: Simulación de la precipitación con caudales de las 4 subcuencas, a)SC1, b)SC2, c)SC3 y d) SC4.....	165
Figura 62: Gráfica del comportamiento de la profundidad del rio, a) año 1998, b) 2016.....	166
Figura 63: Gráfica de las profundidades del río por tramos.....	167
Figura 64: Gráfica de las velocidades del río por tramos.....	168
Figura 65: Gráfica de las velocidades del río por tramos.....	169
Figura 66: Simulación del río – profundidades.....	170
Figura 67: Velocidades del río – tramos.....	171
Figura 68: Elevación de la superficie del agua (WSE) desde 1986 hasta 2016.....	172

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Planos.....	163
ANEXO 2: Evaluación de la descarga de caudal de la subcuenca del río quillcay ...	166
ANEXO 3: Registro histórico de caudales medios mensuales (m³/s).....	173
ANEXO 4: Código script en r para determinar la pérdida de la masa glaciaria.....	174

RESUMEN

El calentamiento global, viene ocasionando el acelerado retroceso de los glaciares tropicales andinos y variaciones en los recursos hídricos, impactando la sostenibilidad hídrica del sector socio-económico de la población vulnerable Andina. Esta investigación, tuvo como objetivo estimar los cambios de algunas variables hidrológicas de la subcuenca del río Quillcay (Ancash, Perú) bajo escenarios de variabilidad y cambio climático, donde en dicha área de estudio se muestra una relación directa entre la generación de aguas frescas (deshielo, glaciar, caudales) desde ambientes glaciares y el abastecimiento de dicho recurso vital a la ciudad de Huaraz y actividades socioeconómicas de importancia. Se usó el Índice Diferencial Normalizado de Nieve sin información de agua (NDSInw) y el Índice Diferencial Normalizado de Agua sin información de nieve (NDWIns) para analizar la disminución en la cobertura de nieve en la subcuenca del río Quillcay para el periodo 1986 a 2021. Para ello, se utilizaron imágenes satelitales de Landsat 5, 8 y 9 de Google Earth Engine (GEE). Los datos espaciales se procesaron mediante R. Los resultados revelan disminución del 27.8 % en la cobertura de nieve en los últimos 35 años. Para la década de 2050s se proyecta el decrecimiento de la cobertura glaciar alrededor del 69.5 %, según el coeficiente de determinación R^2 de 0.96. Se utilizaron los modelos hidrológicos SWAT y HEC-HMS, se observó que, en términos de precisión, SWAT superó a HEC-HMS, con un índice de Nash-Sutcliffe de 0.77, además, el coeficiente de determinación de SWAT con los datos observados R^2 de 0.91, sugiriendo un buen ajuste del modelo SWAT. Se evaluaron los fenómenos El Niño de 1998 y 2016, que afectan la precipitación y el comportamiento hidrológico de la subcuenca. Esto ayuda a entender la variación en la cobertura de nieve y su influencia para la gestión sostenible de los recursos hídricos.

Palabras clave: desglaciación, cambio climático, índices espectrales, Andes, modelamiento hidrológico.

ABSTRACT

Global warming has been causing the accelerated retreat of the Andean tropical glaciers and variations in water resources, impacting the water sustainability of the socio-economic sector of the vulnerable Andean population. This research aimed to estimate the changes in some hydrological variables of the Quillcay River sub-basin (Ancash, Peru) under scenarios of climate variability and change. In this study area, there is a direct relationship between the generation of fresh water (melting, glacier runoff) from glacial environments and the supply of this vital resource to the city of Huaraz and important socio-economic activities. The Normalized Difference Snow Index without water information (NDSInw) and the Normalized Difference Water Index without snow information (NDWIns) are used to analyze the decrease in snow cover in the Quillcay River sub-basin for the period from 1986 to 2021. For this purpose, satellite images from Landsat 5, 8, and 9 from Google Earth Engine (GEE) were used. Spatial data were processed using R. The results reveal a 27.8 % decrease in snow cover over the last 35 years. By the 2050s, glacier cover is projected to decrease by approximately 69.5 %, according to the coefficient of determination R^2 of 0.96. The hydrological models SWAT and HEC-HMS were used, and it was observed that, in terms of accuracy, SWAT outperformed HEC-HMS, with a Nash-Sutcliffe efficiency index of 0.77. Additionally, the coefficient of determination of SWAT with the observed data was R^2 of 0.91, suggesting a good fit of the SWAT model. The El Niño phenomena of 1998 and 2016, which affect precipitation and the hydrological behavior of the sub-basin, were evaluated. This helps to understand the variation in snow cover and its influence on the sustainable management of water resources.

Keywords: deglaciation, climate change, spectral indices, Andes, hydrological modeling.

I. INTRODUCCIÓN

El cambio climático está provocando la pérdida de glaciares alpinos a nivel mundial y se espera que su número y tamaño disminuyan drásticamente durante el siglo actual (Serbu et al., 2024). Los glaciares se distribuyen en regiones con diferentes condiciones climáticas y partes de áreas glaciadas se encuentran en regiones climáticamente sensibles, los glaciares tropicales, sirven como indicadores sensibles del clima tropical (Amen et al., 2023). A su vez, las montañas son fuentes esenciales de agua dulce para nuestro mundo, pero su papel en los recursos hídricos globales bien podría verse alterado significativamente por el cambio climático (Viviroli et al., 2011).

Alrededor del 71 % de los glaciares tropicales de Sudamérica, se localizan en los Andes peruanos distribuidos en 19 cordilleras nevadas, las cuales se reparten en los sectores: Norte, Centro y Sur. En las 4 últimas décadas las 18 cordilleras nevadas han experimentado grandes cambios y procesos físicos (recesión, fragmentación y extinción de glaciares) que han provocado la pérdida progresiva de la superficie glaciada total en 42,64 % (ANA, 2014).

Los glaciares de los Andes tropicales han ido retrocediendo durante las últimas décadas, lo que ha ocasionado un incremento temporal del suministro de agua en la temporada seca aguas abajo. No obstante, la futura contracción de los glaciares proyectada conducirá a una reducción a largo plazo de la descarga de los ríos en la estación seca provenientes de cuencas glaciadas. Este retroceso de los glaciares está estrechamente relacionado con el aumento observado en la temperatura del aire en la superficie a gran altura en la región. (Vuille et al., 2018). Los fenómenos del Niño y los cambios en su ocurrencia espacial y temporal desde finales de la década de 1970, junto con el calentamiento de la troposfera sobre los Andes tropicales, pueden explicar gran parte de la reciente y dramática reducción de los glaciares en esta parte del mundo (Rabatel et al., 2013).

Se espera que el derretimiento acelerado de los glaciares tenga un efecto negativo en los recursos hídricos de regiones montañosas y sus tierras bajas adyacentes, siendo las regiones montañosas tropicales unas de las más vulnerables (Buytaert et al., 2017).

Los glaciares de los Andes tropicales han estado retrocediendo rápidamente durante las últimas décadas, aumentando así temporalmente el suministro de agua en las regiones secas río abajo. Sin embargo, este aumento no es sostenible, ya que los glaciares continúan reduciéndose. Por lo tanto, el retroceso de los glaciares plantea un desafío importante para la adaptación de una variedad de sistemas naturales y humanos en toda la región (Vuille et al., 2018).

Los glaciares vienen a ser una de las fuentes más importantes de agua de las regiones frías y su proceso de derretimiento puede afectar la evaluación de masa glaciar y contribuir con una gran cantidad de escorrentía en las regiones frías (Mohammadi et al., 2023). Desde la década de 1980, los descubrimientos científicos referente a la competencia del cambio climático global son de mayor interés para el público y la ciencia en su conjunto. En 1988, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) establecieron el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) (Marengo, 2001).

Los glaciares han disminuido en gran medida en las últimas décadas bajo escenarios del calentamiento climático, ejerciendo así tremenda influencia en los recursos hídricos regionales (Wang et al., 2021). Tras aplicar diversos métodos de análisis y detección, han surgido pruebas considerables de la influencia humana. Se concluye que en los últimos 50 años el calentamiento que fue observado puede atribuirse al aumento de los gases de efecto invernadero causado por el hombre (IPCC, 2001).

Actualmente, el indicador más conocido del cambio climático es el incremento de las temperaturas globales que, en Perú, está vinculado al retroceso de los indicadores del impacto del cambio climático (Thompson et al., 2006). Según el Congreso Nacional del Medio Ambiente, en los últimos 35 años, Perú perdió el 22 por ciento de su cobertura glaciar, lo cual equivale a 10 años del uso de agua de Lima (Vargas, 2009). Por otro lado, el incremento de las temperaturas aumentará la evaporación, lo que perjudicará gravemente a los elementos del ciclo del agua, afectando potencialmente la acumulación de vapor de agua en la atmósfera. Esto provocará cambios en los patrones de lluvias intensas y la periodicidad de los eventos extremos (Buytaert et al., 2017).

La red hídrica de la subcuenca del río Quillcay está surcada debido al derretimiento de los glaciares de la parte de la Cordillera Blanca, las filtraciones de los lagos en la cabecera de cuenca y la precipitación efectiva. El caudal resultante traspasa la ciudad de Huaraz y desagua en el cauce del Santa. A su vez, el volumen de los glaciares de la subcuenca ha venido decreciendo. Esta cuantificación del volumen glaciar muestra que los glaciares tropicales en la subcuenca perdieron 2.73 de volumen, que representa un promedio de 36 por ciento de glaciar derretido en los últimos 35 años (Jara et al., 2023a).

El conocimiento de la magnitud de tales procesos permite determinar la gestión hídrica de la cuenca, identificar los servicios ecosistémicos, conceptualizar sobre infraestructura, realizar una mejor toma de decisiones, etc. El modelamiento hidrológico no es particularmente simple en el territorio nacional debido a la poca cantidad de estaciones hidrometeorológicas, especialmente en la región selva. Aun así, este hecho no ha sido impedimento para el desarrollo de los mismos valiéndose de distintos métodos estadísticos para la estimación de los datos requeridos.

Esta investigación aporta los modelos hidrológicos HEC-HMS y SWAT para caracterizar la subcuenca del río Quillcay y de forma complementaria estima la pérdida de masa glaciar a partir de diferentes años y utilizando datos de fuentes satelitales. Esto permitirá tomar decisiones acertadas y la planificación hidrológica del área en estudio. El HEC-HMS utiliza el método del Hidrograma Unitario Clark con el objetivo de simular el flujo de la corriente, mientras que el método SCS-CN se adopta en el modelo SWAT. El método SCS-CN tiene en cuenta la pendiente, el tipo y uso de suelo, mientras que el Hidrograma Unitario Clark considera la forma de la cuenca para el coeficiente de almacenamiento de la cuenca y el tiempo de concentración. Las razones antes mencionadas pueden ser algunos de los factores que aportan a los cambios obtenidos en los resultados del caudal (Chathuranika et al., 2022).

El primer capítulo explica el objetivo de investigación y el razonamiento del artículo. El segundo, presenta los fundamentos relevantes de la modelización hidrológica y describe la base teórica de la modelización hidrológica y conceptos relacionados. En el tercer capítulo se desarrolla los procedimientos para realizar los objetivos planteados. El capítulo 4 presenta los resultados obtenidos al aplicar lo descrito en la metodología. En la evaluación de modelos hidrológicos, se ha considerado el uso de los modelos SWAT (Soil & Water Assessment Tool) y HEC-HMS (Hydrologic Modeling System).

La evaluación de la masa glaciaria se realizó mediante una metodología con nuevos índices mejorados: Índice Diferencial Normalizada de Nieve sin información de agua (NDSInw) e Índice Diferencial Normalizado de Agua sin información de nieve (NDWIns). La combinación de tecnologías de información geográfica e información hidrometeorológica permitió realizar estudios sobre el comportamiento del ciclo hidrológico más precisos y detallados (Hurtado & Yáñez, 2015). El capítulo 5 expone las conclusiones de este estudio de investigación, las que corresponden a los objetivos planteados. El Capítulo 6 considera recomendaciones del trabajo de investigación. El capítulo 7 presenta las referencias de las fuentes citadas.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Modelar el componente hidrológico de la subcuenca del río Quillcay en un contexto de Cambio Climático.

1.1.2 Objetivos específicos

- Evaluar los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay.
- Evaluar la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay en un contexto del cambio climático.
- Estimar las descargas del río Quillcay en un contexto del cambio climático.

1.1. Justificación

La variabilidad y cambio climático afectan de manera acelerada la disponibilidad hídrica de los afluentes del río Santa. Esto se debe al retroceso glaciario y la alteración del ciclo hidrológico, fenómeno que se percibe de manera progresiva en la subcuenca del río Quillcay. La mayoría de los glaciares han perdido masa y superficie en las últimas décadas, con excepción del período de 1940 a 1980, cuando muchos mantuvieron o recuperaron volumen debido al leve enfriamiento global. Desde 1980, las temperaturas han seguido aumentando en los glaciares del mundo, que en su mayoría han desaparecido por completo o están en peligro de hacerlo (Bulege, 2016).

La subcuenca del río Quillcay es seleccionada como campo de investigación por su importancia hidrológica y su sensibilidad a las variaciones climáticas andinas. Esta cuenca específica podría ser un indicador clave para comprender cómo las variaciones climáticas impactan a la disponibilidad hídrica de la región. Se escogió Quillcay en lugar de Parón o Santa Cruz, u otras cuencas, en esencial para conocer las complejidades de esta región. Las variaciones geográficas y climáticas entre cuencas pueden llevar a respuestas hidrológicas distintas y por lo tanto, es crucial centrarse en la cuenca que más representa el área de interés. La inclusión del río Santa como referencia en la investigación permite comparar y contrastar la respuesta hidrológica entre diferentes cuencas.

Los principales beneficiarios de esta investigación son los gestores de recursos hídricos, autoridades locales, y comunidades que dependen del río Quillcay y sus afluentes. Además, los resultados de la investigación también pueden ser de interés para organismos gubernamentales, instituciones ambientales y científicos dedicados al estudio del cambio climático y la hidrología. La brecha a cubrir radica en la falta de comprensión detallada sobre cómo la variabilidad climática andina, exacerbada por el cambio climático, afecta la respuesta hidrológica específica en la subcuenca del Quillcay. Al cerrar esta brecha, la investigación aportará a la buena toma de decisiones e informada en conocer los posibles efectos negativos en la disponibilidad de agua.

En este contexto, es preciso generar información relacionada con las posibles consecuencias del cambio climático, asociados en la pérdida de la cobertura glaciaria y la escorrentía superficial de la subcuenca Quillcay. Los resultados contribuirán a una acertada planificación y gestión del agua para adaptarse a las presiones climáticas y socioeconómicas en periodos futuros.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Antecedentes

Fortner et al., (2011) afirman que, en todo el mundo, la pérdida de los glaciares de las montañas disminuirá la oferta del agua dulce, observándose esto en cuencas hidrográficas que poseen una cobertura glacial muy reducida. Por ello, la rápida pérdida de los glaciares tropicales ha aumentado la conciencia de su importancia como un recurso hídrico importante, particularmente durante la estación seca (Buytaer et al., 2012; Bradley et al., 2006; Ebi et al., 2007; Mark et al., 2010). A medida que los glaciares andinos retroceden, ha habido un aumento en la descarga estacional en cuencas con menor área glacial y un descenso en la descarga anual total (Juen et al., 2007; Mark et al., 2005). Los habitantes de la región dependen del río y la descarga glacial en las cuencas altas de la Cordillera Blanca para consumo interno, ganadería, riego para agricultura e hidroeléctrica (Bury et al., 2010; Young y Lipton, 2006). La estación seca proporciona, así, la mayor oportunidad potencial para que la calidad del agua sea evaluada, relacionado con el retroceso glacial, se examinó el río Quillcay, un afluente alimentado por glaciares para la parte alta del río Santa en los 12 km superiores en elevaciones que varían desde de aproximadamente 4800 a 3800, concluyendo que las evaluaciones de la temporada seca, incluyendo su propio estudio, son particularmente importantes porque durante este período el deshielo glacial aporta hasta el 40 % del total de descargas en la Cordillera Blanca (Mark et al., 2005).

Medina y Mejía (2014) sostienen que la reducción de la superficie de los glaciares de nuestro país es un manifiesto del cambio climático. Estimaron la cantidad de glaciares en el área de Parón durante las últimas dos décadas y media y utilizaron técnicas multifractales, así como el SIG (sistemas de información geográfica) con el objeto de determinar cómo afectan los periodos cíclicos de El Niño y La Niña para el retroceso glacial.

Para distinguir la masa del glaciar de otras características como agua, nubes etc., utilizaron NDSI o índice diferencial de nieve y una relación de aspecto de 4/5 en la imagen binaria de las imágenes seleccionadas.

Concluyeron que el comportamiento del volumen de los glaciares a lo largo del tiempo, 1987 a 2011, que la extensión del glaciar en las montañas de Parón obtenida mediante SIG y métodos multifractales, disminuyó en una media del 18 por ciento. Al mismo tiempo, manifestaron que no se evidenciaron diferencias estadísticamente significativas en las cantidades encontradas por SIG y los métodos multifractales. El parámetro más fiable que indica la ocurrencia de eventos de El Niño y La Niña es $\Delta\alpha$. El valor medio de la dimensión de entropía D1 es el valor de 1.44. Por lo tanto, la superficie de la capa glaciar de Parón ha disminuido 18 por ciento en los últimos 24 años.

Baraer et al., (2015) afirman que la rápida retirada de la capa de nieve de los glaciares tropicales de la Cordillera Blanca está afectando significativamente a la hidrología aguas abajo. Aunque el agua subterránea es un componente hidrológico crítico que sostiene los flujos de la corriente durante la estación seca, sus características y su contribución a la hidrología aguas abajo siguen siendo poco conocidas. Los glaciares tropicales se han retirado en todo el mundo durante el último siglo (Rabatel et al., 2013). Como consecuencia, se ha alterado la estacionalidad de la hidrología proglacial y se han elevado las preocupaciones sobre el suministro aguas abajo (Mark & Seltzer, 2003). El río Santa, que drena el lado occidental de la Cordillera Blanca en Perú, exhibió una reducción del caudal en la estación seca que está relacionada al retiro glacial (Baraer et al., 2012). La Cordillera Blanca tiene la mayor superficie glaciada en los trópicos (Suárez et al., 2008). La cobertura de glaciares de la Cordillera Blanca disminuyó de 800-850 km² en 1930 y menor de 600 km² finalizando el siglo XX (Georges, 2004). Posteriormente, los glaciares continuaron encogiéndose para alcanzar un área de 482 km² en 2010 (Burns & Nolin, 2014). La región se caracteriza por fuerte precipitación estacional. Más del 80 por ciento de las lluvias suelen darse alrededor de los meses de octubre hasta abril, y casi no hay precipitaciones en el invierno austral de junio a agosto. El deshielo glacial proporciona de 10-20 por ciento del total anual de descarga al río y puede exceder el 40 por ciento en la época de estiaje en la cuenca alta del río Santa (Mark et al., 2005). Como es característico de los trópicos, en las zonas tropicales, los cambios de temperatura diarios son significativamente mayor que los cambios estacionales en la temperatura promedio diaria.

En otras palabras, a lo largo del día, las temperaturas pueden experimentar fluctuaciones notables, mientras que las diferencias entre las estaciones del año no son tan pronunciadas. En los trópicos, donde no hay una marcada estacionalidad en cuanto a la distribución del calor a lo largo del año, los glaciares pueden experimentar ablación de manera continua durante todo el año (Kaser & Georges, 1999). Durante la estación seca en las cuencas glaciares de la cordillera blanca, la contribución del agua subterránea en las cuatro cuencas hidrográficas estudiadas de la Cordillera Blanca oscila entre 0.36 y 0.74 mm/d para la estación seca de 2008 que representa entre 24 % y 80 % de las áreas de estudio que fluye en los valles proglaciales de la Cordillera Blanca (Baraer, 2015). Es probable que los manantiales alimentados sean más vulnerables a cambios climáticos ya que pueden volverse efímeros cuando desaparece el suministro de hielo (Fortner, 2011).

Guittard et al., (2017) refieren que el uso del agua en la cuenca del río Santa involucra varias dimensiones, que van desde industrial (principalmente la minería) y agrícola (tradicional e intensivo) a doméstico. El uso del agua del río Santa es para fines de agricultura de riego y la producción de agua potable. La cuenca es altamente susceptible aguas abajo por la contaminación de las actividades humanas y las interacciones naturales agua-roca (Fortner et al., 2011). Las acciones ambientales, asociadas con el agua en la cuenca, incluyen actividades mineras, agricultura comercial y producción de energía. La demanda de agua ha aumentado considerablemente desde la década de 1940 a causa del incremento de la demografía y de las actividades productivas (Carey et al., 2014). La hidroclimatología de la Cordillera Blanca se distingue por dos variaciones estacionales: una estación de estiaje y una estación húmeda. El 70 a 80 por ciento de precipitaciones anuales suceden a lo largo de la época de avenidas, es decir entre octubre y abril (Kaser et al., 1990). La precipitación estacional influye directamente en la hidrología del río Santa, lo que hace que fluctúe de aproximadamente 40 m³/s durante la estación seca a más de 400 m³/s durante la época de lluvias (Vergara et al., 2011). Se concluye que otras condiciones climáticas tropicales de insolación impulsan la variabilidad de temperatura diaria que excede la variabilidad entre estaciones y grandes cambios en la humedad estacional y las nubes inducen la ablación de los glaciares durante todo el año. Por lo tanto, una fuente importante de flujo base en afluentes glaciares es el agua generada del derretimiento de los nevados.

Grande et al., (2019) afirman que la Cordillera Blanca posee aproximadamente el 70 por ciento de los glaciares tropicales del mundo. Los nevados que se derriten suministran entre

el 10 y el 20 por ciento del flujo anual total del río Santa, con 40 por ciento ocurriendo en la estación seca. Esto hace que la cuenca sea vulnerable a sequías, especialmente debido a un proceso acelerado de retirada glacial (Mark et al., 2005; Baraer et al., 2009). Por otro lado, se tiene un menor impacto en el flujo base del río Santa en la Cordillera Negra. Aproximadamente, el 80 por ciento de las precipitaciones ocurren entre octubre y abril en la temporada húmeda. Por debajo de la línea de nieve permanente en la Cordillera Blanca, entre 3700 y 4400 metros sobre el nivel del mar, las pendientes han sido modificadas para agricultura y ganadería a pequeña escala, en esta región, las pendientes han sido alteradas para aprovechar el terreno en la práctica de actividades agrícolas y ganaderas (Grande et al., 2019).

Yan et al., (2020) sostienen que identificar de manera precisa la cobertura de agua y nieve/glaciares (SCG, por sus siglas en inglés) es de gran importancia para monitorear diferentes recursos hídricos en el Tíbeta. Mencionan que discriminar entre agua y SCG sigue siendo una tarea difícil debido a sus características espectrales similares según los principios físicos de la teledetección. Para distinguir de manera eficiente los diferentes tipos de recursos hídricos automáticamente, propusieron dos nuevos índices que incluyen: (i) el índice de agua de diferencia normalizada sin información SCG (NDWIns) para separar agua del lago y suprimir SCG y (ii) el índice de nieve de diferencia normalizada sin información de agua (NDSI noroeste) para separar SCG y suprimir el agua del lago. Tanto los índices de agua nueva como los de nieve se probaron en la meseta tibetana utilizando la serie Landsat, lo que demuestra que las precisiones generales de NDWIns y NDSInw estuvieron en el rango de 94.6–97.0 por ciento y 94.9–97.0 por ciento en el mapeo del agua del lago de SCG y el mapeo del SCG del agua del lago, respectivamente. Otras comparaciones sugieren que estos dos nuevos índices mejoraron el índice de nieve de diferencia normalizada anterior/índice de agua de diferencia normalizada modificado (NDSI/MNDWI) en el mapeo del cuerpo de agua y SCG. El NDWIns recientemente propuesto y NDSInw tienen la capacidad para un mejor seguimiento del agua de lagos y las zonas de glaciar/nieve en otras partes frías del mundo.

Sanjay y Vinay (2021), en su publicación “Rendimiento de HEC-HMS y SWAT para simular el flujo de agua en la cuenca tropical subhúmeda de Hemavathi”, mencionan que el dato fundamental esencial para la investigación hidrológica es el caudal, que representa la fase de escorrentía del ciclo hidrológico. Desafortunadamente, la medición continua del

caudal es todo un desafío. Por tanto, el problema fundamental del hidrólogo es la relación entre las precipitaciones y las conversiones de caudales para la gestión del agua. Las mediciones del caudal en los ríos a menudo son limitadas y no están libres en los países de desarrollo, haciendo que sea más difícil evaluar la disponibilidad de este recurso. Con el fin de simular los caudales de una determinada cuenca fluvial de mediana a grande, se desarrollaron modelos HEC-HMS y SWAT para simulación hidrológica continua y basada en eventos. Sin embargo, la comparación del rendimiento de los modelos SWAT y HEC-HMS en regiones tropicales húmedas se ha investigado en muy pocos estudios. En presencia de bosques tropicales húmedos siempre verdes y suelos laterales bien drenados, no se ha estudiado a fondo la precisión con la que se puede simular el flujo de corriente en condiciones de precipitación excepcionalmente altas. A menudo es necesario evaluar cómo recopilar datos, procesarlos e ingresarlos para el modelo en condiciones de escasez de datos. HEC-GeoHMS y ArcSWAT son barras de herramientas de extensión de ArcGIS. En contraste con el análisis de la base teórica, el rendimiento de los modelos hidrológicos SWAT y HEC-HMS que simulan variaciones temporales en el escurrimiento del desemboque de la cuenca del Hemavathi (estación de aforo Akkihebbal) fue muy satisfactorio.

Mateo et al. (2022) indican que la disminución progresiva de masa glaciar afecta a la hidrología de las corrientes y comprende mejor la manifestación local del cambio climático sobre la variación y los controles de los sucesos meteorológicos locales en escalas temporales diurnas, estacionales e interanuales. El monitoreo a largo plazo de las variables hidrometeorológicas es indispensable para documentar y asimilar las variaciones en curso.

Ahmed et al. (2022) refieren que la dramática pérdida de masa de la cobertura glaciar de los glaciares tropicales, bajo la influencia del cambio climático, ha causado alteraciones en los regímenes hidrológicos regionales, incluido el desarrollo y la expansión de los lagos glaciares, principalmente lagos con represas de morrena, lagos supraglaciales y lagos con represas de hielo. Existe un amplio consenso sobre los lagos glaciares represados por Moraine (MDGL) que se entienden comúnmente como los lagos potencialmente más peligrosos que pueden desencadenar inundaciones repentinas de lagos glaciares (GLOF: Glacial Lake Outburst Floods). Se espera que el evento GLOF en ese proceso tenga un impacto negativo en las comunidades río abajo, los activos agrícolas y la infraestructura. Se hizo el estudio en la Cordillera Blanca y los datos satelitales multitemporales (TM, ETM,

OLI y Sentinel-2A) se utilizaron para analizar los cambios del área del lago durante un tiempo de 40 años, desde 1980 hasta 2020. Un total de 38 MDGL (tamaño > 0,05 km²) que cubren, se identificaron y mapearon un área de 10.30 km², y ubicados en la franja altitudinal que va de los 4155 a los 4960 msnm. Desde 1980 (6,59 km²) hasta 2020 (10,3 km²), se observó una extensión de 3,7 km² (35 %) a razón anual de 0,09 km²/año en el área del lago. Este estudio también contribuye al desarrollo de un banco de datos de eventos GLOF pasados a partir de una extensa encuesta bibliográfica para comprender el perfil de amenazas y desastres de la región para el período 1702-2020.

Chathuranika et al. (2022), en su publicación “Comparación de la simulación de lluvia-escorrentía entre la regresión del vector de soporte y HEC-HMS para una cuenca rural en Taiwán”, utilizaron los modelos hidrológicos SWAT y HEC-HMS para comparar las capacidades de simulación del caudal en la cuenca del Huai Bang Sai (HBS), que desemboca en el gran río Mekong. Estos dos modelos hidrológicos han sido utilizados frecuentemente en regiones tropicales por muchos investigadores. El modelo HEC-HMS está basado en bloques, mientras que el modelo SWAT viene a ser un modelo semidistribuido. Los modelos basados en bloques consideran la cuenca total como un “elemento único y homogéneo”. Por otro lado, los modelos que son semidistribuidos discretiza la cuenca de drenaje en unidades homogéneas de relieve, suelo y topografía de la cuenca. Por lo tanto, en el estudio, la hipótesis probada fue si la discretización espacial de la cuenca a través de diferentes modelos hidrológicos tenía un impacto en la respuesta a la simulación de caudal. Este estudio comparó el rendimiento de HEC-HMS y SWAT, que son modelos hidrológicos a fin de simular el caudal en la estación hidrológica kh.92, de 2007 a 2014. Para el estudio, se desarrolló un modelo HEC-HMS y se comparó con el modelo SWAT. Por lo tanto, el modelo SWAT puede resultar atractivo para simulaciones de flujo estacional tanto húmedo como seco. Los resultados muestran que la discretización espacial de la cuenca HBS utilizando los modelos SWAT y HEC-HMS no afecta significativamente la respuesta a las simulaciones de flujo. Las diferencias en las ecuaciones utilizadas para calcular los procesos hidrológicos no demostraron grandes desviaciones en la reproducción del caudal. Por ello, se recomienda el uso tanto del SWAT como del HEC-HMS en las condiciones tropicales húmedas de Tailandia y de otras partes del mundo.

García-Tadeo et al. (2023) en su publicación “Comprensión de la susceptibilidad del ambiente tropical proglacial en Perú mediante imágenes ópticas y mediciones de radón”,

mencionan que una de las partes más difíciles del mapeo de la cobertura de nieve mediante imágenes satelitales es distinguir nieve y nube. El mayor problema es que la nieve y la capa de nubes se ven muy similares y tienen una distribución de color uniforme, y aislar manualmente los píxeles de nieve de los píxeles de las nubes requiere información experta complementada con mediciones de campo. Para detectar entornos proglaciales, Sentinel-2 genera imágenes ópticas a partir de bandas específicas. La banda 20 tiene una resolución más alta de sus datos que ayuda a identificar nieve y glaciares para inventariar. Para lagos proglaciales, el cálculo de NDWI con Sentinel-2 es una herramienta útil ya que se utiliza para monitorear los cambios asociados con el contenido de agua en cuerpos de agua. Asimismo, los autores sostienen que para obtener datos de Sentinel-2 MSI L2A, se selecciona la zona utilizando centros de datos ubicados en la nube, incluidos servidores y almacenamiento de datos, Google Earth Engine, posee una colección de imágenes recientes de las misiones Sentinel.

2.2 Conceptos

2.2.1 Cambio climático

La Convención Marco de la Naciones Unidas sobre Cambio Climático (Naciones Unidas, 1992) define cambio climático como los cambios en el clima causados por el hombre. En el informe del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC), cambio climático está referido a cualquier cambio en el clima causado por cambios naturales o actividades humanas (Parry et al., 2007). El Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático, "Cambio Climático 2014: Informe de Síntesis", refiere que, el cambio climático se trata de alteraciones a largo plazo en las características estadísticas del clima, como la humedad relativa del aire, la temperatura, la velocidad del viento, la presión atmosférica, la lluvia, la nevada y otras condiciones atmosféricas.

Según Millennium Ecosystem Assessment (2005), El cambio climático conlleva impactos notables en los ecosistemas, afectando la disposición de especies en un territorio, los ciclos biogeoquímicos y la disponibilidad de los recursos naturales, lo que puede tener efectos significativos para la biodiversidad y la sostenibilidad de los sistemas naturales. En la presente tesis, nos referimos a variaciones en el largo plazo de los patrones climáticos que afecta en la zona de estudio y a nivel global, como el aumento de la temperatura y la precipitación.

2.2.2 Calentamiento global

Según el IPPC (2007) y Rangecroft (2023), refieren que, el calentamiento global está directamente vinculado al incremento de los niveles de gases que aportan al efecto invernadero, tales como el metano y dióxido de carbono, que intensifican el efecto invernadero y conducen al atrapamiento de calor en la atmósfera terrestre.

Según Church et al. (2013), el calentamiento global tiene impactos significativos en glaciares y capas de hielo, contribuyendo al retroceso glaciar y al deshielo de las regiones polares y montañosas, con consecuencias para el nivel del mar y la oferta de agua. El calentamiento global está directamente vinculado al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero y conducen al atrapamiento de calor en la atmósfera terrestre.

Tabla 1: Estimaciones de las emisiones históricas de CO₂

Calentamiento global entre 1850–1900 y 2010–2019 (°C)		Emisiones históricas acumuladas de CO ₂ desde 1850 hasta 2019 (GtCO ₂)					Variaciones en las reducciones de las emisiones distintas del CO ₂ ^c
1,07 (0,8-1.3; rango probable)		2390 (± 240; rango probable)					
Calentamiento global aproximado con respecto a 1850–1900 hasta el límite de temperatura (°C) ^a	Calentamiento global adicional con respecto a 2010–2019 hasta el límite de temperatura (°C)	Estimación de los presupuestos de carbono restantes a partir de principios de 2020 (GtCO ₂) Probabilidad de restringir el calentamiento global al límite de temperatura ^b					
		17 %	33 %	50 %	67 %	83 %	
1.5	0.43	900	650	500	400	300	Una mayor o menor reducción de las emisiones distintas del CO ₂ puede aumentar o disminuir los valores de la izquierda en 220 GtCO ₂ o más
1.7	0.63	1 450	1 050	850	700	550	
2.0	0.93	2 300	1 700	1 350	1 150	900	

Fuente: Tomado de IPCC (2021).

Nota:

a. Los valores para cada aumento de 0,1 °C de calentamiento están en los Cuadros RT.3 y 5.8.

b. Esta probabilidad se fundamenta en la incerteza respecto a la respuesta temporal del clima a las emisiones acumuladas de CO₂ y a las interacciones adicionales dentro del sistema climático. Esto indica la frecuencia de que el calentamiento global no exceda los valores de temperatura mencionados en las dos columnas del lado izquierdo.

Las incertezas asociadas al calentamiento histórico (±550 GtCO₂) y al forzamiento y la respuesta que no son de CO₂ (±220 GtCO₂) son parcialmente tratadas mediante la evaluación de la incerteza en la respuesta climática temporal a las emisiones de CO₂ almacenadas. Sin embargo, las incertezas en las emisiones recientes desde 2015 (±20 GtCO₂) y la respuesta del clima luego de alcanzar las emisiones netas de CO₂ iguales a cero (±420 GtCO₂) son diferentes.

c. Del carbono restante consideran el calentamiento originado por factores que no son el CO₂, según se detalla en los escenarios evaluados en el informe sobre el calentamiento global de 1,5 °C. El Grupo de Trabajo III del IE6 evaluará cómo mitigar las emisiones diferentes al CO₂.

De la tabla 1, las proyecciones de los límites de carbono restantes se basan en datos desde principios de 2020 y se prolongan hasta que las emisiones netas de CO₂ sean cero a nivel de todo el mundo. Se mencionan las emisiones de CO₂, considerando también el impacto del calentamiento global debido a otras emisiones aparte del CO₂. El término "calentamiento global" aquí se refiere al incremento de la temperatura media global causado por la actividad humana, excluyendo la influencia de la variabilidad natural en las temperaturas globales durante años específicos.

Numerosas modificaciones en el sistema climático aumentan proporcionalmente con el incremento del calentamiento global. Entre ellos se incluyen el incremento de la frecuencia y la intensidad de los episodios de calor extremo, las olas de calor marinas, las precipitaciones intensas y, en algunas regiones, las sequías agrícolas y ecológicas; un aumento de la proporción de ciclones tropicales intensos; y la reducción del hielo marino del Ártico, el manto de nieve y el permafrost (IPPC, 2021).

2.2.3 Variabilidad climática

Abarca las fluctuaciones en el clima que ocurren sin la intervención humana directa. Esto incluye la variabilidad interna del sistema climático además de la influencia de factores naturales externos como erupciones volcánicas, y en escalas temporales más extensas, los efectos orbitales y la actividad tectónica de las placas. Se estima que la variabilidad interna en cualquier año es de aproximadamente $\pm 0,25$ °C (rango del 5 % al 95 %, nivel de confianza alto (IPPC, 2021).

2.2.4 Acumulación

Se refiere a todos los procesos que agregan material a un glaciar. El material generalmente se agrega en forma de nieve y lentamente se convierte en hielo. Las avalanchas, la formación de escarcha y la formación de hielo a partir del agua de deshielo entrante que se vuelve a congelar son otros procesos acumulativos. Este proceso, suele ocurrir en lo alto y muy cerca de la superficie del glaciar (Autoridad Nacional del Agua, 2014).

2.2.5 Ablación

La ablación incluye todos los procesos por los cuales el hielo y la nieve desaparecen de los glaciares. Esto puede ser causado por evaporación, sublimación, fusión o nieve arrastrada por el viento. El glaciar no pierde masa y no derrite la nieve ni el hielo que se congela en

otras zonas de la cámara glaciar. Esto evita que se derrita. La ablación ocurre casi exclusivamente en la superficie del glaciar y la mayor parte de los casos ocurren en su punta o frente. Por tanto, la ablación puede ocurrir en cualquier lado del flujo. Los glaciares pueden perder hielo durante el derretimiento en su base, pero la cantidad de ablación por unidad de volumen es insignificante en comparación con la pérdida que ocurre en la superficie (Autoridad Nacional del Agua, 2014).

La masa de hielo muestra una importante ablación y desprendimiento de las crestas de salida de las morrenas de los márgenes del glaciar (morrena lateral y frontal), lo que indica su importante retroceso desde el periodo del Pleistoceno Superior (Ingólfsson et al., 1998). En la actualidad, la mayoría se encuentra en una dinámica recesiva generalizada (Skvarca et al., 1998).

2.2.6 Zonas de acumulación

Está referido a la zona del glaciar donde se producen procesos que contribuyen a aumentar su masa, principalmente debido a las precipitaciones sólidas que se acumulan en su superficie. Este acumulamiento incluye también la adición de escarcha, el transporte de nieve por el viento, avalanchas y deslizamientos desde las pendientes empinadas. El área de acumulación de un glaciar es aquella parte donde la adición de material supera la pérdida por ablación durante un año determinado. La extensión de esta zona puede variar de un año a otro dependiendo del balance de masa del glaciar (Francou & Vincent, 2007). Debido a que la acumulación neta es generalmente positiva en las partes altas de un glaciar (zona de acumulación), un exceso de carga produce flujos de hielo hacia la parte baja (zona de ablación) (Arroyo & Artica, 2017).

2.2.7 Zonas de ablación

El área de ablación de un glaciar es aquella en la que la pérdida de hielo supera la acumulación de nieve. Es aquí donde el hielo se derrite o sublima debido a las temperaturas más cálidas y las condiciones climáticas favorables a la fusión. Esta región generalmente se encuentra en las partes inferiores del glaciar, donde las temperaturas son más altas y la exposición solar es mayor (Kaser et al., 2006).

Se describe el área de un glaciar donde ocurren procesos que resultan en la disminución de su masa. El principal proceso es el derretimiento, el cual es afectado por factores como la

radiación solar, la lluvia, la temperatura del aire, la cobertura de nubes, la cantidad de detritos, entre otros (Sharp, 1998).

La acumulación indica una adición o aumento de masa y se denota con un signo positivo. Por el contrario, la ablación representa la salida de flujo del sistema, o pérdida de masa, y será representada con un signo negativo (Rivera et al., 2017).

2.2.8 Línea de equilibrio (ELA)

La asociación del balance con la altura se aproxima en algunos casos a una recta en la zona de ablación, y en otros casos forma más bien una curva irregular. En todos los casos, la curva muestra un claro punto de inflexión a medida que el equilibrio se acerca a 0. El nivel altimétrico en el que el equilibrio alcanza un valor de 0 mm de equivalente de agua corresponde a la ELA, que divide el área de acumulación (donde $A_c > A_b$) y la zona de ablación (donde A_c es la elevación de ELA del glaciar, altura de equilibrio), medida en m s.n.m., que varía linealmente de un año a otro dependiendo del valor de equilibrio (Autoridad Nacional del Agua, 2014). La desigualdad en altura de la superficie superior del glaciar y la cumbre del depósito reduce la pérdida de volumen (espesor) del glaciar (Nozal et al., 2007).

2.2.9 Balance de masa

El balance de masa es el cambio en la masa de un glaciar, o parte de un glaciar, durante un período determinado, o alternativamente que lo definen como la suma de la acumulación y la ablación en un lapso de tiempo dado (Rivera et al., 2017).

2.2.10 Oportunidades de gestión ante el cambio climático

La actividad humana está causando cambios climáticos que están impactando diversos eventos meteorológicos y climáticos extremos a nivel mundial. Desde la publicación del IE5 (Quinto Informe de Evaluación del IPCC), hay más evidencia de que los fenómenos extremos – como olas de calor, precipitaciones intensas, sequías y ciclones tropicales – están cambiando, y que esa evolución se debe a la influencia humana (IPPC, 2021).

Los datos climáticos y ambientales son recursos clave para la gestión ambiental y la planificación estratégica para abordar los desafíos del cambio climático (Meléndez et al., 2023). Investigaciones en los Andes del Perú han confirmado que el cambio climático está

contribuyendo negativamente en la agricultura y la infraestructura de los agricultores dedicados a la agricultura de subsistencia (Chiang & Chen, 2022).

Cabe mencionar que el IPCC destacó la mala calidad y cantidad de información obtenida de la región (Magrin et al., 2007). Por lo tanto, es necesario planificar y diseñar prácticas de conservación del suelo, gestión del agua de riego, restauración de humedales, restauración de arroyos, gestión del nivel freático y planificación, desarrollo y gestión del recurso hídrico (Chiang et al., 2022).

Desarrollar estrategias de gobernanza regional para afrontar el cambio climático requiere una comprensión de políticas y planes nacionales de desarrollo. En este contexto, se identificaron áreas y sectores vulnerables mediante la realización de estudios integrados y la planificación de proyectos de adaptación, así como la implementación oportuna de programas de sostenibilidad y energías renovables en varios departamentos de producción (Cigarán y García, 2006).

2.2.11 Gestión ambiental en el contexto del cambio climático, Perú

Una estrategia nacional integral para abordar el cambio climático se concentra en la biodiversidad y la desertificación, formula 11 políticas estratégicas contra la alteración climática e incluye un enfoque científico y tecnológico integrado (MINAM, 2009).

2.3 Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos son herramientas confiables que se han utilizado ampliamente para estudios hidrológicos (Habibu et al., 2020). Estos modelos permiten evaluar los impactos potenciales de cambios, extracciones o vertidos a fuentes hídricas. Permite la simulación de factores basados en las condiciones hidrológicas de la cuenca y cómo estas condiciones afectan el arrastre de contaminantes y la calidad del agua y pueden cambiar según los escenarios (Camacho y Díaz, 2003). El beneficio y eficacia de estos modelos dependerá de la competencia predictiva que se pueda alcanzar tras los procesos de calibración, validación y la posterior posvalidación (Domínguez, 2000).

2.3.1 Modelación

Un modelo es una forma de explicar la realidad. El tipo de permutación del objeto de investigación real determina el tipo de modelado: físico, matemático, lógico, analógico, etc.

(Domínguez 2000). Estos modelos simplifican los sistemas de los recursos hídricos para facilitar el entendimiento del comportamiento del modelo. Comprender los elementos del ciclo hidrológico, incluido el escurrimiento superficial, infiltración, transpiración, evaporación, evapotranspiración y las precipitaciones son fundamentales en los estudios de modelización hidrológica (Chathuranika et al., 2022).

Según Domínguez (2013), el proceso de modelado matemático de un proceso incluye un plan de trabajo con los siguientes pasos:

- Definir el objeto de investigación de modelado. Se define el modelo más adecuado, la exactitud requerida para el trabajo y la ventana de tiempo a utilizar.
- Desarrollo de un modelo conceptual. Se basa en la disponibilidad de datos existentes y la viabilidad del trabajo de campo. Además, determina la complejidad del proceso bajo consideración y comprende la perspectiva del usuario sobre el proceso que se está modelando.
- Selección del tipo de modelo
- Elección de los códigos a utilizar. Si es necesario deben ser desarrollados o adaptados con fines de modelado. Para hacer esto, se necesita fórmulas numéricas, codificación por computadora y código o prueba.
- Identificación de los componentes del modelo. Se define utilizando mediciones de campo planificadas, existentes o futuras o se determina resolviendo problemas inversos.
- Modelo de validación. Se realiza para verificar el ajuste del modelo y parametrizar el modelo con la información existente. Luego, el modelo se prueba en una serie de datos que no han sido empleados en la parametrización y se calcula el error promedio de dicho modelo sin cambiar los parámetros encontrados. Si el error está dentro del rango permitido, el modelo se considera válido; en caso contrario, se realiza de nuevo el proceso de parametrización.
- Los estándares de prueba incluyen el estándar del Centro Hidrometeorológico Ruso ($S/\sigma\Delta$), el Estándar de Información Bayesiano (BIS) utilizado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), el estándar de eficiencia Nash-Sutcliffe y el pronóstico de precisión.

Se pueden utilizar una variedad de enfoques conceptuales, a menudo llamados modelos hidrológicos, para lograr una comprensión integral de la respuesta hidrológica en una cuenca. Constan de dos partes principales: modelos conceptuales y modelos computacionales. Los modelos conceptuales están respaldados por métodos hidrológicos que describen la dinámica por medio de variables y procesos asociados que ayudan a interpretar los sistemas naturales representados por el ciclo del agua o partes de sus elementos en los modelos hidrológicos. Los modelos computacionales son herramientas capaces de simular los sucesos hidrológicos determinados en modelos conceptuales. La herramienta consiste en una función o representación realista capaz de modificar las variables de ingreso en las de salida utilizando los parámetros que describen las características más importantes de sistemas naturales o sucesos relacionados.

2.3.2 Modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos representan de manera simplificada la forma matemática o física de un sistema real complejo, conocido como prototipo. Un sistema matemáticamente real se representa analíticamente. La modelización hidrológica ayuda a comprender todos los sucesos por los que el agua de lluvia se transforma en escorrentía (Agathe et al., 2018).

En los modelos hidrológicos, los sistemas físicos reales que normalmente representamos son cuencas hidrológicas y componentes de cada ciclo de agua. En consecuencia, los modelos matemáticos nos ayudarán a la toma de decisiones sobre hidrología. Por ello, es preciso comprender los ingresos y las salidas del sistema para comprobar que el modelo sea adecuado. El resultado de los modelos hidrológicos varía según el propósito y el objetivo del modelo. Algunos modelos son utilizados para predecir la escorrentía mensual total, mientras que otros están diseñados para estudiar tormentas individuales. Las salidas más comunes son los hidrogramas (Figura 1).

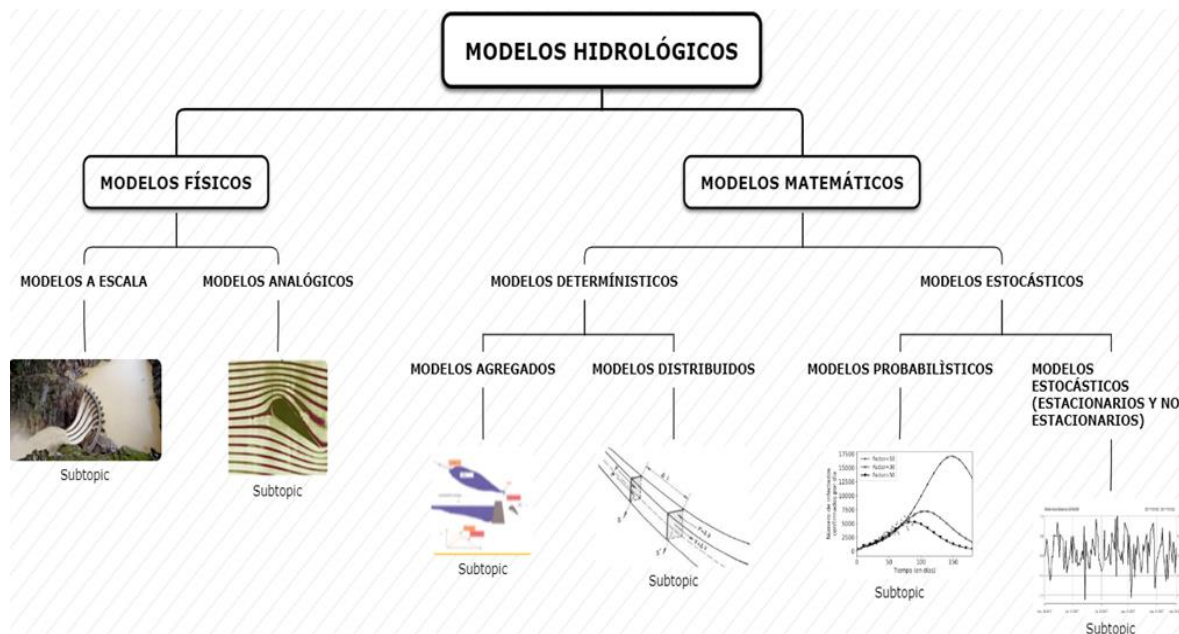


Figura 1: Clasificación de los modelos hidrológicos

Fuente: Adaptado de Díaz (2017).

2.3.3 Clasificación de modelos hidrológicos

Los modelos apoyados en la física, donde cada parámetro, en principio, tiene un significado físico, describen procesos a través de descripciones intrincadas basadas en representaciones matemáticas (Morad y Pérez, 2001). Una combinación muy frecuente es un modelo conceptual simplificado que intenta describir la dinámica del flujo del ciclo del agua utilizando relaciones que se basan en parámetros físicos de forma simplificada. Estos modelos se basan en escenarios de yacimientos, donde la entrega del agua de un yacimiento a otro puede basarse en relaciones físicas, semiempíricas o empíricas. SWAT es una ilustración de uno de estos modelos (Arnold et al., 1998). Aunque se encuentran algunas excepciones, como el conocido modelo TOPMODEL (Beven, 1995), en general es cierto, como se puede observar en la literatura, que los modelos conceptuales son simplificados (Kumar et al., 2013).

2.3.4 Cuenca hidrográfica

Desde una perspectiva hidrológica, una cuenca hidrográfica es un área geográfica física delimitada por cuencas topográficas (*divortium aquarum*) que reciben precipitaciones y vierten escorrentías en un colector común conocido como cauce principal o unidad territorial (Vásquez et al., 2016). También es considerada como un sistema abierto y complejo

influenciado por el ciclo del agua y que sus componentes naturales, económicos, sociales, políticos, ecológicos e institucionales cambian con el tiempo, pero que están estrechamente relacionados entre sí. Sin embargo, la interacción de los distintos componentes ocasiona una consecuencia mayor que el total de sus elementos. Del mismo modo que el cuerpo humano, se considera un sistema complejo.

Desde una perspectiva hidrológica, una cuenca hidrológica es un área geográfica física delimitada por cuencas topográficas (*divortium aquarum*) que reciben precipitaciones y vierten escorrentías en un embalse común denominado río principal o unidad territorial (Vásquez et al., 2016). Considerando los cambios hidrológicos a lo largo de miles de años desde el último derretimiento de los glaciares, se afirma que los tres factores hidrológicos más importantes en las cuencas fluviales son la lluvia, la evaporación de la vegetación y el suelo, y la escorrentía total (Liu et al., 2022).

2.3.5 Modelo de cuenca

Los modelos de cuenca constan de elementos que reflejan la pérdida de lluvia, la transformación precipitación-escorrentía y el efecto del flujo base. Los parámetros geográficos como la longitud del río, el área y la pendiente de la subcuenca o tramo pueden recuperarse automáticamente mediante el módulo GIS del HEC-HMS dentro de un DEM de la cuenca como entrada. La cuenca se puede dividir en varias subcuencas, principal y ramales, según el interés o consideración específica del usuario (Chiang et al., 2022).

2.4 Concepto de sistema

Según Chow (2000). El ciclo del agua puede visualizarse como un sistema compuesto principalmente por la lluvia, el escurrimiento y la evaporación. Para su análisis, se puede descomponer en subsistemas, analizarlos de manera individual y luego integrar los resultados considerando las interacciones entre ellos; el sistema de agua superficial abarca el flujo superficial, nacimientos de agua subsuperficial y agua subterránea, así como la escorrentía hacia ríos y océanos.

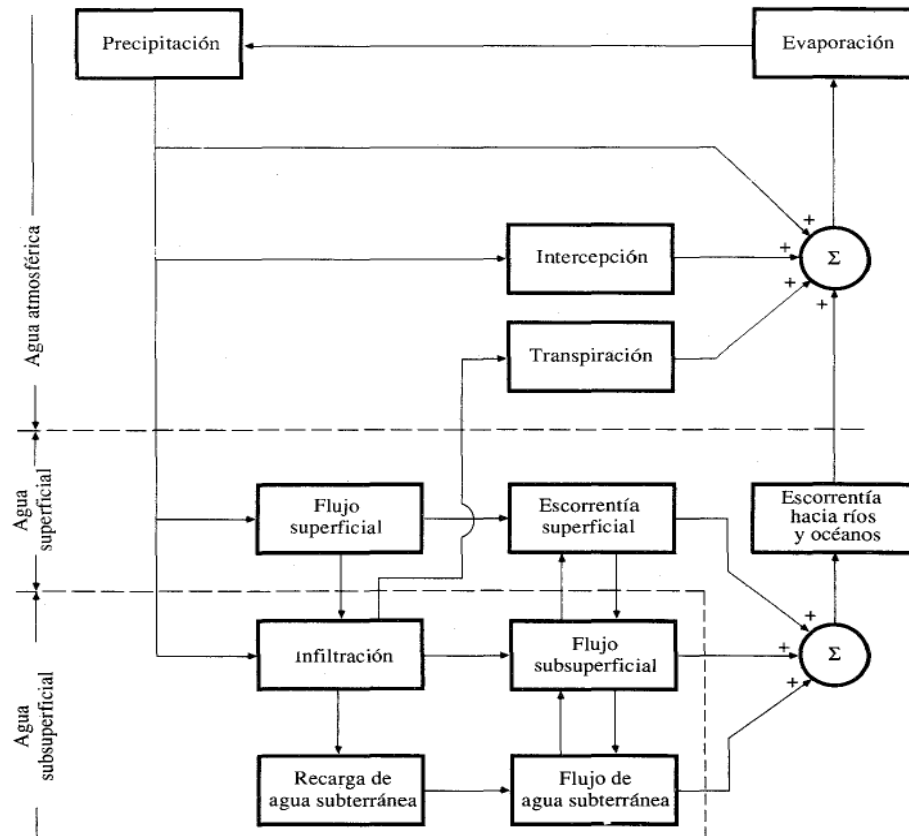


Figura 2: Representación en diagrama de bloques del sistema hidrológico global

Fuente: Tomado de Chow (2000).

2.5 Sistema de modelamiento hidrológico (HEC-HMS)

El Sistema de Modelamiento Hidrológico HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System) es el sistema de gestión de modelos hidrológicos del Centro de Ingeniería Hidrológica del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los EE. UU (Pacheco, 2011). HEC-HMS, en colaboración con el Centro de ingeniería hidrológica del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EE. UU, en 1998, está diseñado para el modelado hidrológico continuo y basado en eventos (Agathe et al., 2018), para simular el mecanismo de precipitación y escurrimiento de una cuenca (Chiang et al., 2022).

El modelo HEC-HMS es un modelo basado en bloques. Los modelos basados en bloques consideran la cuenca total como un “elemento único y homogéneo” (Chathuranika et al., 2022). Este programa es gratuito y de dominio público (Marahatta et al., 2021).

Este modelo es usado en la zona andina (caracterizado por su topografía compleja que puede afectar la distribución de las precipitaciones y el escurrimiento), porque HEC-HMS tiene la capacidad que permite dividir una cuenca en subcuencas y la consideración de diferentes características topográficas y de suelo en cada uno de ellas.

La respuesta hidrológica de la cuenca se replica utilizando HEC HMS. Abarca datos de entrada, modelo de cuenca, parámetros meteorológicos y especificaciones de control. Además, el programa combina modelos y datos técnicos para generar escenarios de simulación o para lluvia o flujo. Tiene la opción de guardar todos los datos de estado de la cuenca en el momento y capacidad de iniciar otra nueva simulación que se basa en datos de estado que previamente fueron guardados (Habibu et al., 2020). El mapa de cuenca ilustra el resultado de la simulación. El flujo máximo y el volumen total se incluyen en tablas resumen que son tanto globales como básicas por naturaleza. La opción de imprimir todos los gráficos y tablas en HEC-HMS está disponible.

El modelo contiene cuatro componentes:

(1) Componente de cuenca, (2) Componente meteorológico, (3) Especificación de control y (4) Componente de datos de ingreso (series de tiempo, datos emparejados y datos cuadrículados). Para un uso eficaz de los modelos hidrológicos, se requiere hacer la calibración, validación, evaluación del desempeño y análisis de sensibilidad (Agathe et al., 2018).

Las reservas mundiales de agua dulce se enfrentan a una presión cada vez mayor a medida que se reduce el suministro. Muchas cuencas fluviales enfrentarán una creciente escasez de agua dulce y una mayor contaminación. Por lo tanto, las estrategias de adaptación ante las nuevas realidades del cambio climático son uno de los retos más relevantes del siglo XXI para la seguridad hídrica y alimentaria global (Habibu et al., 2020).

Fases de trabajo del programa:

Se determina estableciendo la cantidad de escorrentía directa producida por la precipitación y luego calculando la producción total de lluvia neta y restando la suma del total. Luego, se determina la variación del caudal base y desarrollo del hidrograma a lo largo del río. Una subcuenca en HEC-HMS permitirá calcular los tres primeros pasos mencionados anteriormente. Después, toda la escorrentía generada y dirigida a lo largo de la ruta se suma

para crear un mapa hidrográfico de drenaje de la cuenca. HEC-HMS tiene tres módulos principales que definen un proyecto de simulación de cuencas (Pacheco, 2011; Chavarry et al., 2013).

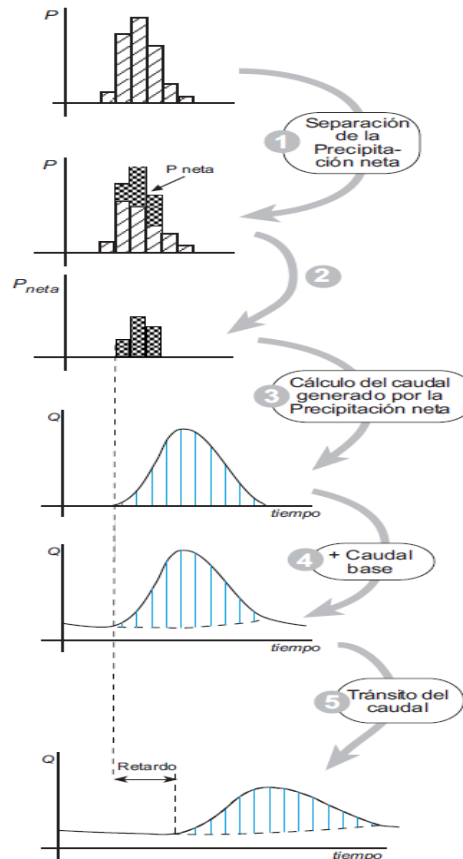


Figura 3: Fases de trabajo del programa

Fuente: Tomado de Sánchez (2016)

El HEC-HMS fue creado con el propósito de simular los eventos hidrológicos complejos. Es una de las herramientas de simulación de lluvia y escorrentía más populares en todo el mundo (Chiang et al., 2022).

2.6 Sistema de modelamiento hidrológico (SWAT)

Es un modelo hidrológico de libre distribución SWAT (Soil and Water Assessment Tool) es un modelo que sirve como herramienta ampliamente utilizada para la evaluar el recurso hídrico. El SWAT es considerado un modelo semidistribuido, la característica de los modelos semidistribuidos es discretizar la cuenca de drenaje en varias unidades homogéneas de relieve, suelo y topografía de la cuenca. A su vez, el modelo SWAT divide una cuenca en múltiples cuencas y luego la discretiza en unidades de respuesta hidrológica (HRU) que se conforman en una combinación de características similares, tales como la pendiente, el

tipo y uso del suelo (Chathuranika et al., 2022). Es uno de los análisis cuantitativos y cualitativos más sólidos para cuencas grandes y complejas.

Los centros de investigación, ministerios, organismos de cuenca y organismos gubernamentales vienen a ser los principales usuarios del SWAT. Fue creado por el Servicio de Investigación Agrícola (ARS) y el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). El SWAT integró elementos en algoritmos desde los años 90, incluyendo una variedad de modelos, rutinas, ecuaciones y escenarios. Estos aspectos hicieron de SWAT un software ampliamente utilizado en todo el mundo. Es un modelo hidrológico de dominio público disponible gratuitamente, capaz de simular procesos hidrológicos complejos (Marahatta et al., 2021).

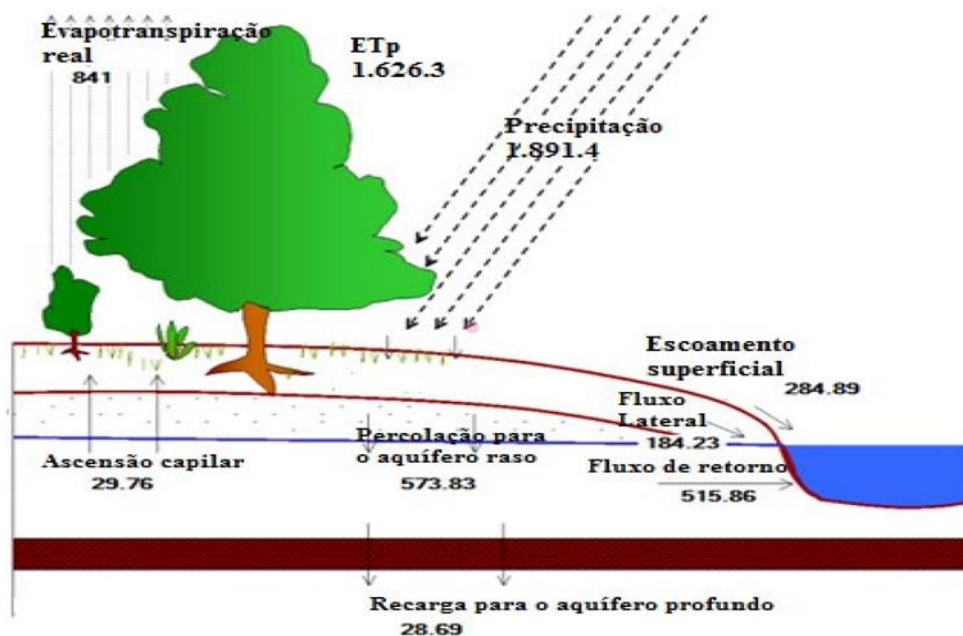


Figura 4: Esquema de elementos de simulación de SWAT

Fuente: Tomada de Viana et al., (2018).

El modelo SWAT, que opera en pasos de tiempo diarios, fue desarrollado por la división de Servicios de Investigación Agrícola (ARS) del USDA. Este modelo es eficiente para evaluar procesos hidrológicos y contaminación de fuentes difusas en diferentes escalas espaciales (Chathuranika et al., 2022).

El ciclo del agua es un sistema complejo modificado por el hombre, cuyo estudio requiere herramientas informáticas avanzadas para realizar cálculos detallados. Su objetivo es permitir la combinación de subprocesos y variables para crear un balance hídrico aún más

preciso. Al vincular los procesos de diferentes variables biofísicas, podemos evaluar las variaciones antropogénicos en el ciclo del agua a nivel de subcuenca hidrográfica. Los principales flujos en el ciclo hidrológico son: entradas (lluvia, transferencias, infiltración), almacenamiento (embalses y perfil de suelo) y salidas (evapotranspiración, caudal de río y la recarga de acuíferos). La comunidad científica ha utilizado ampliamente el modelo hidrológico SWAT, que es un instrumento que permite evaluar el agua y el suelo para simular diferentes condiciones hidroclimáticas y entornos geofísicos (Marahatta et al., 2021).

Para realizar la simulación de la dinámica hidrológica, mediante el modelo SWAT, se requiere datos de entrada tales como relieve, cobertura, tipo de suelos, uso del suelo, los datos de lluvia y las temperaturas de escala diaria máximas y mínimas. La calidad y cantidad de los datos de ingreso influyen en el modelo.

SWAT es una herramienta apropiada para simular flujos con variabilidad temporal y espacial en el manejo de cuencas (Sanjay & Vinay, 2021). Los componentes claves del modelo involucran información sobre el agua, los datos climáticos, las propiedades físicas del suelo y su uso, el desarrollo de los cultivos, los nutrientes y los pesticidas. SWAT está vinculado a un sistema de información geográfica para que pueda integrar datos ambientales regionales específicos para la cuenca.



Figura 5: Proceso de modelación en SWAT

Fuente: Tomada de Marques y de Carvalho (2014).

Este modelo secciona la cuenca en varias subregiones, que del mismo modo se subdividen

en unidades de respuesta hidrológica (HRU, por sus siglas en inglés) compuestas por uso, manejo y tipos de suelos, por donde el agua debe fluir más homogéneamente. Los resultados finales del modelo se compilan en el resultado final de toda la cuenca. Para mejorar la precisión del modelo, cada componente hidrológico debe analizarse por separado, pero los resultados son agrupados por subcuencas y son promediados en el informe final para toda la cuenca (Marques y de Carvalho, 2014) (Figura 5). Los pasos a seguir en SWAT son: delimitar la cuenca y las subcuencas; definir las HRU, que son unidades de respuesta hidrológica; parámetros de entrada, clima, suelo, el ciclo vegetativo de los cultivos, el uso del suelo, etc.; asimismo, realizar la parametrización de los componentes de entrada y finalmente la simulación.

Los modelos deben calibrarse para una simulación hidrológica adecuada. Se refiere al proceso de ajustar un modelo simulado para reducir las divergencias de los datos obtenidos con los datos medidos. El propósito de la calibración es asegurar que el resultado de la simulación se acerque lo más posible a los procesos naturales. SWAT-CUP (Programas de calibración e incertidumbre) es un programa independiente desarrollado para calibrar SWAT. Este programa utiliza el algoritmo Sequential Uncertainty Fitting (SUFI-2) para calibrar y validar el modelo hidrológico de la cuenca de estudio (Nené, 2020).

Los coeficientes P y R, en SWAT-CUP, se utilizan a fin de realizar la evaluación del rendimiento del modelo. P es el dato que representa el porcentaje de la observación rodeada por la salida del modelo 95PPU, mientras que el factor R es un espesor de caparazón de 95 PPU. SUFI-2 pretende conseguir valores razonables para estos dos factores. Aunque sería conveniente capturar la mayor cantidad de observaciones con 95 PPU. Al mismo tiempo sería ideal una pequeña envolvente. A partir de la calibración de ciertos parámetros que afectan la dinámica hidrológica de la cuenca, es posible conseguir la simulación de cómo interactúan los diversos elementos del balance hídrico a nivel de cuenca (Nené, 2020).

Los modelos hidrológicos descentralizados ayudan a describir mejor las interacciones de diferentes factores presentes en la cuenca, en discrepancia de los modelos agregados, donde desaparece el espectro de conexiones entre los elementos del sistema hidrológico (Nené, 2020).

2.7 Índices mejorados de agua y nieve basados en LANDSAT

Hoy en día, el uso de software SIG y la implementación de algoritmos informáticos, como el cálculo del Índice diferencial de agua normalizado (Normalized Difference Water Index - NDWI), ha facilitado el monitoreo y análisis de metadatos derivados de imágenes satelitales multiespectrales, como las capturadas por satélites LANDSAT, para evaluar y realizar un seguimiento más accesible del estado de glaciares y lagunas glaciares (Otiniano et al., 2023).

Las imágenes Landsat han sido ampliamente empleadas en la cartografía de masas de agua durante las últimas tres décadas debido a su capacidad para proporcionar una referencia multitemporal, a largo plazo y de gran cobertura (Yan et al., 2017). Las masas de agua se refieren a cuerpos de agua, como embalses, lagos, ríos y océanos, que cubren áreas significativas en la superficie terrestre. Aunque los métodos manuales y la clasificación supervisada por lo general logran resultados satisfactorios, ambos consumen demasiado tiempo cuando se utilizan para series de tiempo prolongado a gran escala. Los métodos basados en índices proporcionan un enfoque alternativo para lograr este objetivo de manera más optimizada. Los índices de agua de diferencia normalizados utilizando la banda verde y las longitudes de onda infrarrojas (NDWI_{green}) y los índices de agua de diferencia normalizados utilizando la banda roja y las longitudes de onda infrarrojas (NDWI_{red}) actuarían de manera diferente al cartografiar masas de agua interiores con diferentes colores (Yan et al., 2017).

Por ejemplo, los índices de agua de diferencia normalizada (NDWI) combinan la banda verde y la infrarroja cercana (NIR), y los índices de tamaño de cristales de nieve (SGI), que emplea bandas similares, se utilizan para cartografiar las masas de agua y la capa de nieve, respectivamente. Negi et al., (2010) desarrollaron los índices de nieve de diferencia normalizada (NDSI) con el objeto de cartografiar la capa de nieve utilizando datos de espectro radiómetro de imágenes con resolución moderada del MODIS (Hall et al., 1995).

Posteriormente, se introdujo los índices de agua de diferencia normalizada modificada (MNDWI) que emplea las mismas bandas para el mapeo de cuerpos de agua urbanos (Xu, 2006). Antes de que se propusiera los índices de nieve forestal de diferencia normalizada (NDFSI) para mapear los bosques cubiertos de nieve a diferencia de los bosques sin nieve (Wang et al., 2015) ya se había empleado para estimar el NDWI para el mapeo de la costa (Ouma y Tateishi, 2006).

Además, Rogers y Kearney (2004) sugirieron mapear cuerpos de agua usando la banda roja y la banda de infrarrojos de onda corta 1 (SWIR1) que había sido desarrollada por Xiao et al. (2001) para detectar y monitorear SCG en Turquía (Xiao et al., 2001). Se debe tener en cuenta que estudios anteriores utilizaron métodos similares para extraer cuerpos de agua continentales y SCG, debido a la distribución similar de reflectancia de SCG y cuerpos de agua (Yamazaki & Trigg, 2016), lo que lleva a una mayor dificultad para discriminar entre cuerpos de agua superficiales y SCG (Huang et al., 2018). El término SCG se refiere a "Superficies de Suelo con Cobertura de Nieve", que describe las áreas de terreno cubiertas por una capa de nieve.

Varios factores, por ejemplo, las montañas, la nieve, las nubes, las sombras de las nubes y la turbidez también son obstáculos en la extracción de mapas de aguas superficiales terrestres con datos satelitales (Khandelwal et al., 2017). Investigaciones anteriores han dedicado mucho esfuerzo en disminuir el ruido de las superficies de las nubes (Marchane et al., 2015), vegetación (Shimamura et al., 2006) y bosques de coníferas siempre verdes (Wang et al., 2015) en el mapeo de capa de nieve y el ruido de la vegetación (Gao et al., 1996) suelo urbanizado (Xu et al., 2006) y sombra (Feyisa et al., 2014) en el mapeo de agua. No obstante, se prestó poca atención al desarrollo y calibración de índices de agua y nieve para distinguir cuerpos de agua y SCG. Por lo tanto, es esencial desarrollar un nuevo índice de agua eficaz para extraer datos de masas de agua del fondo que incluya SCG, y un nuevo índice de nieve para obtener información de SCG del fondo que incluya masas de agua.

Para resolver el problema anterior, nuestro objetivo es desarrollar dos nuevos índices de acuerdo con la pequeña diferencia en la reflectancia entre los cuerpos de agua del lago y SCG. Para evaluar aún más el desempeño del índice de agua recientemente desarrollado en el mapeo de cuerpos de agua de lagos de SCG y el índice de nieve en el mapeo de SCG de cuerpos de agua de lagos, hicieron una comparación entre estos dos nuevos índices y el NDSI/MNDWI anterior.

2.7.1 Formulación del índice de agua y el índice de nieve

La formulación del índice de agua de diferencia normalizado sin información de SCG (NDWIns) es la diferencia normalizada de la banda verde entre la banda NIR permanece en un nivel alto en las áreas de agua del lago, pero en un nivel bajo en las áreas SCG. Los valores de contraste entre el agua de lagunas y las áreas de suelo cubiertas de nieve son muy

buenos cuando calculamos la diferencia entre cómo estas superficies reflejan la luz en dos bandas específicas: la verde y la infrarroja cercana (NIR). Esto se debe a que la reflectancia de las masas de agua del lago es muy baja, mientras que la reflectancia de las áreas de suelo cubiertas de nieve es bastante alta en la banda infrarroja cercana, superando el valor de 0.5, al restar se mantiene el valor del índice de las masas de agua del lago en un nivel alto y disminuye aún más el valor del índice de SCG. Por lo tanto, NDWIns está diseñado para extraer información de agua con ruido de SCG (Yan et al., 2020). Al reducir el valor de la banda NIR asociado a la detección de SCG, se tendrá un valor despreciable de SCG.

$$NDWIns = (\rho_{green} - a \times \rho_{nir}) / (\rho_{green} + \rho_{nir}) \quad (1)$$

Donde:

ρ_{green} : reflectancia de la banda verde.

ρ_{nir} : reflectancia de la banda NIR.

a : parámetro empírico que necesita ser calibrado para diferentes sitios de estudio. Se usa un valor de 2.

La formulación del índice SCG de diferencia normalizada sin información de agua (NDSInw) es como sigue: la diferencia entre las bandas SWIR1 y NIR sigue siendo alta en las áreas de SCG y baja en las áreas de agua del lago. La normalización de la diferencia entre las bandas SWIR1 y NIR mantiene el valor del índice en un nivel alto en las áreas de SCG y en un valor bajo en las áreas de agua del lago. Para reducir aún más la información del agua del lago, se resta un valor positivo (0,05) del valor de la diferencia entre las bandas SWIR1 y NIR. Así, el NDSInw propone extraer SCG y suprimir el ruido de los cuerpos de agua del lago (Yan et al., 2020).

$$NDSInw = (\rho_{nir} - \rho_{SWIR1} - b) / (\rho_{nir} + \rho_{SWIR1}) \quad (2)$$

Donde:

ρ_{nir} : reflectancia de la banda NIR.

ρ_{SWIR1} : reflectancia de la banda SWIR1.

b : parámetro empírico que necesita ser calibrado para diferentes sitios de estudio. Se usa un valor de 0.05.

2.7.2 NDSI y MNDWI

El NDSI fue propuesto por Hall et al., (1995) por medio de la normalización de la banda verde y la diferencia de la banda SWIR1 en función de los datos MODIS. Después de una década, MNDWI también se usó esta combinación de bandas para extraer diferentes cuerpos de agua basados en datos de Landsat (Xu, 2006). Aunque el NDSI y el MNDWI tienen la misma ecuación en términos de tecnología de detección remota, originalmente fueron diseñados para mapear diferentes tipos de cobertura terrestre. Según los principios físicos de la teledetección, el NDSI se basa en el hecho de que la nieve refleja más la luz visible que la luz infrarroja media (Hall et al., 1995), mientras que el MNDWI, diseñado para mejorar las masas de agua abiertas, aprovecha la característica de reflexión de que la reflectancia de las masas de agua en la banda verde es mayor que la de la banda infrarroja media. Los principios físicos de la teledetección de NDSI y MNDWI son similares debido a sus características espectrales similares en el campo de la teledetección óptica.

Como NDSI y MNDWI (NDSI/MNDWI) son los métodos más populares en SCG y mapeo de cuerpos de agua, respectivamente, el rendimiento de NDSI/MNDWI y los nuevos índices se prueban y comparan en este estudio.

$$\text{NDSI/MNDWI} = (\rho_{\text{green}} - \rho_{\text{SWIR1}}) / (\rho_{\text{green}} + \rho_{\text{SWIR1}}) \quad (3)$$

Donde:

ρ_{green} : reflectancia de la banda verde

ρ_{SWIR1} : reflectancia de la banda SWIR1

2.7.3 Segmentación de umbral de imagen

El umbral es un factor importante que afecta la extracción de la cobertura terrestre utilizando el método basado en índices. Los académicos anteriores han usado frecuentemente el umbral predeterminado para clasificar la imagen MNDWI y la imagen NDSI (Hall et al., 1995; Xu et al., 2006). Sin embargo, el valor de umbral predeterminado puede impedir que los métodos basados en índices logren el mejor resultado de asignación. Así, las imágenes extraídas de los tres índices se clasificaron en imágenes binarias utilizando el método de Otsu (1979), que se usa mucho para separar el primer plano del fondo (Du et al., 2014; Li et al., 2013).

Los procedimientos del umbral de Otsu se muestran a continuación:

$$A^2 = P_b \times (M_b - M)^2 + P_f \times (M_f - M)^2 \quad (4)$$

$$M = P_b \times M_b + P_f \times M_f \quad (5)$$

Dónde:

A : es la varianza entre clases de primer plano y fondo.

M : es el valor medio de la imagen índice.

M_b : es el valor medio de la clase de fondo.

M_f : es el valor medio de la clase de primer plano.

P_b y P_f: son la probabilidad de las clases de fondo y de primer plano en cada imagen índice.

El método del umbral de Otsu ha sido considerado como el mejor método para identificar el límite entre cuerpos de agua y no agua. Por lo tanto, el umbral de Otsu se utiliza para segmentar cuerpos de agua y no agua. También cabe señalar que la precisión de la extracción de cuerpos de agua está influenciada por el umbral, el método de corrección atmosférica elegido y el sensor, y las variaciones estacionales (Feyisa et al., 2014). Por lo tanto, estos factores deben considerarse al probar la precisión y solidez de diferentes NDWI para mapear diferentes tipos de aguas en futuras investigaciones (Yan et al., 2017).

2.7.4 Validación de imagen clasificada

La obtención de datos de referencia en el campo suele ser inaplicable, ya que los cuerpos de agua cambian rápidamente con el tiempo (Ouma & Tateishi, 2006). Es aceptable aprovechar otras imágenes de mayor resolución adquiridas simultáneamente con las imágenes Landsat (Du et al., 2014). Por ejemplo, las imágenes de Google Earth se utilizaron para validar el resultado del mapeo de diferentes tipos de masas de agua en Suiza, Etiopía, Sudáfrica y Nueva Zelanda (Feyisa et al., 2014).

Las imágenes del índice de agua se evaluaron con la ayuda de datos QuickBird de resolución de 2,4 m e imágenes pancromáticas OLI (15 m) (Du et al., 2014).

La imagen de Google Earth con alta resolución en el marco de tiempo correspondiente se utilizó para examinar la precisión de los resultados de clasificación en esta investigación. Dichos resultados de la validación están sujetos al número y calidad de los datos de referencia (Tarpanelli et al., 2017).

Basado en el método de matriz de confusión que ha sido ampliamente utilizado en numerosos estudios (Du et al., 2014; Felysa et al., 2014; Li et al., 2013; Verpoorter et al., 2012; Zhang et al., 2020), se calcularon el error de la comisión, el error de omisión, la precisión general (OA) y el coeficiente Kappa (KC) para evaluar el rendimiento del NDSI/MNDWI y el NDWIns en el mapeo de áreas de agua del lago, y el NDSI/MNDWI y NDSInw en el mapeo de áreas SCG.

$$\text{Error de comisión} = 1 - N_{11}/(N_{11}+N_{12}) \quad (6)$$

$$\text{Error de omisión} = 1 - N_{11}/(N_{11}+N_{21}) \quad (7)$$

$$\text{Precisión global (OA)} = (N_{11} + N_{22})/(N_{11}+N_{12}+N_{21}+N_{22}) \quad (8)$$

Donde:

N_{11} , N_{12} , N_{21} , N_{22} son los recuentos de muestras entre la imagen binaria clasificada y el punto de referencia en función de la matriz de confusión.

$$\text{Coeficiente Kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^n N_{ii} - \sum_{i=1}^n (N_{ix} \cdot N_{xi})}{N^2 - \sum_{i=1}^n (N_{ix} \cdot N_{xi})} \quad (9)$$

Donde:

N : número total de puntos de la muestra.

N_{ii} : número de puntos con clasificación correcta.

N_{ix} y N_{xi} : son el número de puntos de muestra de datos binarios clasificados y datos de referencia, respectivamente.

Aunque el NDSInw logra una alta precisión en el mapeo de glaciares abiertos, es difícil extraer información de los glaciares cubiertos por escombros, lo que puede influir en los patrones de reflectancia del glaciar. Además, la reflectancia de los cuerpos del agua está modificada por la concentración de sedimentos (Yan et al., 2017).

Con el aumento de las concentraciones de los sedimentos, los picos de reflexión de la masa de agua cambian a longitudes de onda más largas. Si la reflectancia de las masas de agua en la banda NIR es mayor que la de la banda verde, el NDWIns dejará de ser válido en este patrón de reflexión espectral. Así, el NDWIns y NDSInw deben probarse en otras coberturas terrestres y regiones de estudio de caso en estudios futuros, y a y b en NDWIns y NDSInw ajustarse en otros sitios de estudio especiales para optimizar su desempeño en la separación de cuerpos de agua de lagos más precisos e información de SCG (Yan et al., 2017).

2.7.5 Medidas de bondad de ajuste

A. El coeficiente de determinación (R^2)

R^2 indica el porcentaje de variación de los datos que puede explicarse por la relación entre dos variables.

Tabla 2: Valores referenciales del coeficiente de correlación y su interpretación

Coeficiente de correlación	Ajuste
0.00 - 0.25	Correlación inexistente
0.26 - 0.50	Correlación débil
0.51 - 0.75	Correlación moderada
0.76 - 1.00	Correlación entre fuerte y perfecta

Fuente: Tomado de Martínez et al. (2009).

B. El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe

La eficiencia de Nash, consiste en la comparación de la magnitud relativa de la varianza residual (“caudal simulado”) con la variación de los datos de medición (“caudal observado”), el cual se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$E = 1 - \frac{MSE^{sim}}{MSE^{obs}} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y_t^{sim})^2}{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y^{promedio})^2} \quad (10)$$

Donde:

YOBS: datos observados.

YSIM: datos simulados.

YPROM: promedio de los datos observados.

Tabla 3: Calificación general de rendimiento de NSE

Clasificación	NSE
Muy bueno	$0,75 < NSE < 1,00$
Bueno	$0,65 < NSE < 0,75$
Satisfactorio	$0,50 < NSE < 0,65$
Insatisfactorio	$NSE < 0,50$

Fuente: Moriasi et al. (2007).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Materiales

Para realizar la respuesta hidrológica de la subcuenca del río Quillcay respecto a la variabilidad climática Andina en un contexto de Cambio Climático, se hizo uso de:

- Información climática obtenida a partir del producto grillado PISCO, datos como la precipitación diaria en unidades de milímetros (mm), los años 1986 a 2016, a su vez la evapotranspiración en unidades de milímetros (mm), temperaturas máximas y mínimas en datos diarios, que corresponde a 4 estaciones virtuales dentro de la subcuenca.
 - EV1, con coordenadas de latitud S: 9° 25' 34.720" y longitud O: 77° 20' 10.636.
 - EV2, con coordenadas de latitud S: 9° 30' 46.536" y longitud O: 77° 22' 21.733.
 - EV3, con coordenadas de latitud S: 9° 26' 55.706" y longitud O: 77° 25' 49.733.
 - EV4: con coordenadas de latitud S: 9° 31' 54.540" y longitud O: 77° 28' 32.911.
- Información relacionada con los datos climáticos, tales como: la humedad relativa del aire, radiación solar, y la velocidad del viento. También se obtuvo del SWAT Global Weather Database, aunque solo hasta 2014.
- Mapa nacional de la cobertura vegetal que provee el Ministerio del Ambiente, elaborado a una escala de 1:100 000, en formato vectorial, <https://www.datosabiertos.gob.pe/dataset/cobertura-vegetal-ministerio-del-ambiente>
- Imágenes satelitales de la colección 2 de Landsat 5, 8 y 9. Las imágenes Landsat proporcionadas por GEE contienen sensores.
 - Multispectral Scanner (MSS) de Landsat 1-5 del año 1972 hasta 1999.
 - Thematic Mapper (TM) de Landsat 5 desde el año 1982 hasta 1993.
 - Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS) de Landsat 8, desde el año 2013 hasta el presente, y recientemente lanzado.
 - Thermal Infrared Sensor 2 (TIRS-2) and Operational Land Imager 2 (OLI-2) de Landsat 9, desde el año 2021 hasta el presente.

- Imágenes Landsat. Estas poseen 30 m en resolución espacial para la mayoría de las bandas y una resolución temporal de 16 días para el sensor.
- Drone Phantom 4 Pro, para la realización de DEM y generar la superficie terrestre que contiene información sobre la altitud o elevación de la tierra en diferentes puntos, que fue utilizado para la investigación en la simulación de descarga de caudal. El Drone Phantom 4 Pro fue gracias a la colaboración del Ing. Alexander Santiago Martel de la UNASAM.

El DJI Phantom 4 Pro es un dron de fotografía y vídeo de alta calidad con las siguientes características:

- Cámara de 20 megapíxeles con estabilizador de imagen: la cámara del Phantom 4 Pro. Tiene la particularidad de capturar las imágenes de alta resolución y vídeos en 4K a 60 cuadros por segundo. Tiene un objetivo con apertura f/2.8 y un estabilizador de imagen mecánico para minimizar el efecto de movimiento y mejorar la calidad de las imágenes.
- Velocidad de vuelo rápida: el Phantom 4 Pro puede volar a una de 72 km/h siendo el valor máximo, a su vez el tiempo de vuelo de 30 minutos como el máximo.
- Sistema de navegación avanzado: el Phantom 4 Pro tiene un sistema de navegación que incluye sensores de visión y láser para evitar obstáculos y mantener un vuelo estable. También tiene un modo de vuelo "follow me" que permite al dron seguir y filmar al usuario.
- Control de vuelo y transmisión de vídeo en tiempo real: el Phantom 4 Pro viene con un control remoto que permite al usuario controlar el vuelo y ver el vídeo en tiempo real a través de una pantalla incorporada. También tiene una función de transmisión de vídeo en tiempo real por medio de una conexión WiFi, lo que permite ver el vídeo en un dispositivo móvil o computadora.
- Peso y dimensiones: Phantom 4 Pro pesa 1.38 kg y mide 29.8 x 8.3 x 20.8 cm.

El drone Phantom 4 Pro

Es un drone de fotografía y video de alta calidad producido por DJI (por sus siglas en inglés: Da-Jiang Innovations, empresa fabricante líder a nivel mundial de drones y tecnología de fotografía aérea). Tiene la capacidad de tomar un conjunto de videos e imágenes de alta calidad y pueden utilizarse para capturar imágenes aéreas para crear ortomosaicos.

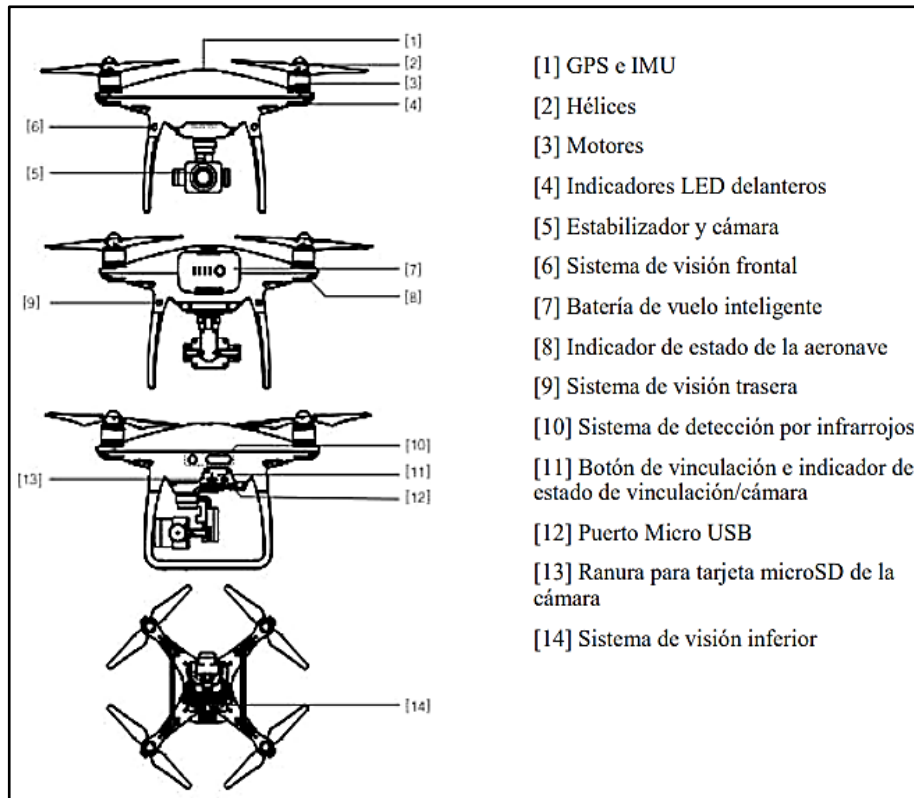


Figura 6: Partes de Phantom 4 Pro

Fuente: Extraído de Phantom 4 Pro/ Pro + Manual del usuario (2020).

3.1.1 Descripción de la zona de estudio

Es la subcuenca del río Quillcay, exactamente en el tramo de la ciudad de Huaraz, que comprende desde la confluencia del río Auqui y Paria y termina su descarga de caudal en el río Santa. La subcuenca del río Quillcay está ubicada entre los distritos de Huaraz e Independencia, ambos distritos se encuentran en la parte noreste de la provincia de Huaraz. Limita con las provincias de Huari y Carhuaz y cuenta con un área de 247.38 km², un perímetro de 110.10 km y una altura media de 4232.24 m s.n.m. (Jara et al., 2023a, 2023b).

Las aguas se originan en la quebrada de Cojup, y éste forma el cauce Paria, fluyendo aguas abajo. Luego confluye con el río Auqui, tomando el nombre del río Quillcay. La quebrada Cojup es un afluente del cauce Paria, que desemboca en el cauce Quillcay. La quebrada Cayesh desemboca en el río Auqui que, junto a la quebrada Shallap, confluyen para formar el río Quillcay (Jara et al., 2023a). El río atraviesa la ciudad principal de Huaraz y desemboca en el río Santa (Meza et al., 2016).

Según el Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas ANA (2014), la cordillera Blanca posee una superficie glaciar de 527.62 km². La reducción de superficie glaciar de la Cordillera Blanca entre 1970 (723.37 km²) al 2014 (527.62 km²) es 195.75 km², existiendo 27.06 % de pérdida de superficie glaciar (ANA, 2014). El departamento de Ancash, cuenta con 549 número de glaciares, por otro lado, Áncash alberga la mayor superficie glaciar siendo 441.13 km² (INAIGEM, 2023).

De acuerdo a la Memoria descriptiva del inventario nacional de glaciares y lagunas de origen glaciar, realizado por INAIGEM (2023); desde 1962 los Andes peruanos han perdido 1348.75 km² de superficie glaciar, lo que representa el 56 % de pérdida en 58 años. Tomando como base el inventario del año 2016, en los últimos cuatro años se produjo una reducción de superficie glaciar de 67.80 km² a nivel nacional (INAIGEM, 2023).

La región se caracteriza por poseer una marcada precipitación estacional, que es típica de la exterior zona tropical. Más del 80 por ciento de las precipitaciones cae en la época de avenidas, siendo para la zona los meses de octubre hasta abril, con poca o ninguna precipitación en los meses de junio hasta agosto, considerado como invierno austral. En la cuenca alta del río Santa, el deshielo glaciar (hielo y nieve derretir de glaciares) proporciona 10-20 por ciento del total anual de descarga del río y en la época seca superando el 40 por ciento (Mark et al., 2005).

La precipitación media anual muestra un importante gradiente norte sur con 770 mm ·y-1 en el norte (Parón), pero sólo 470 mm·y-1 en el sur (Recreta). En promedio, el 90 % de la precipitación total anual cae dentro de los siete meses de la época húmeda y de transición de octubre a abril (ONDJFMA), con un pico de precipitación en febrero y marzo. El resto del año (mayo septiembre) es bastante seco, con menos de 50-100 mm en total (Vuille et al., 2007). El área glaciar total de la Cordillera Blanca, Perú, se ha reducido en más del 30 % en

el período de 1930 al presente con un marcado retroceso glaciar también en las últimas décadas (Schauwecker et al., 2014).

Cerca del 70 por ciento de los glaciares tropicales de todo el mundo se encuentra en la Cordillera Blanca del Perú. Derritiéndose proporcionan entre el 10 y el 20 por ciento del flujo anual total del río Santa, con 40 % ocurriendo en la estación seca (Grande et al., 2019). Esto hace que la cuenca sea vulnerable a sequías, especialmente debido a un proceso acelerado de retirada glaciar (Baraer et al., 2009; Mark et al., 2005).

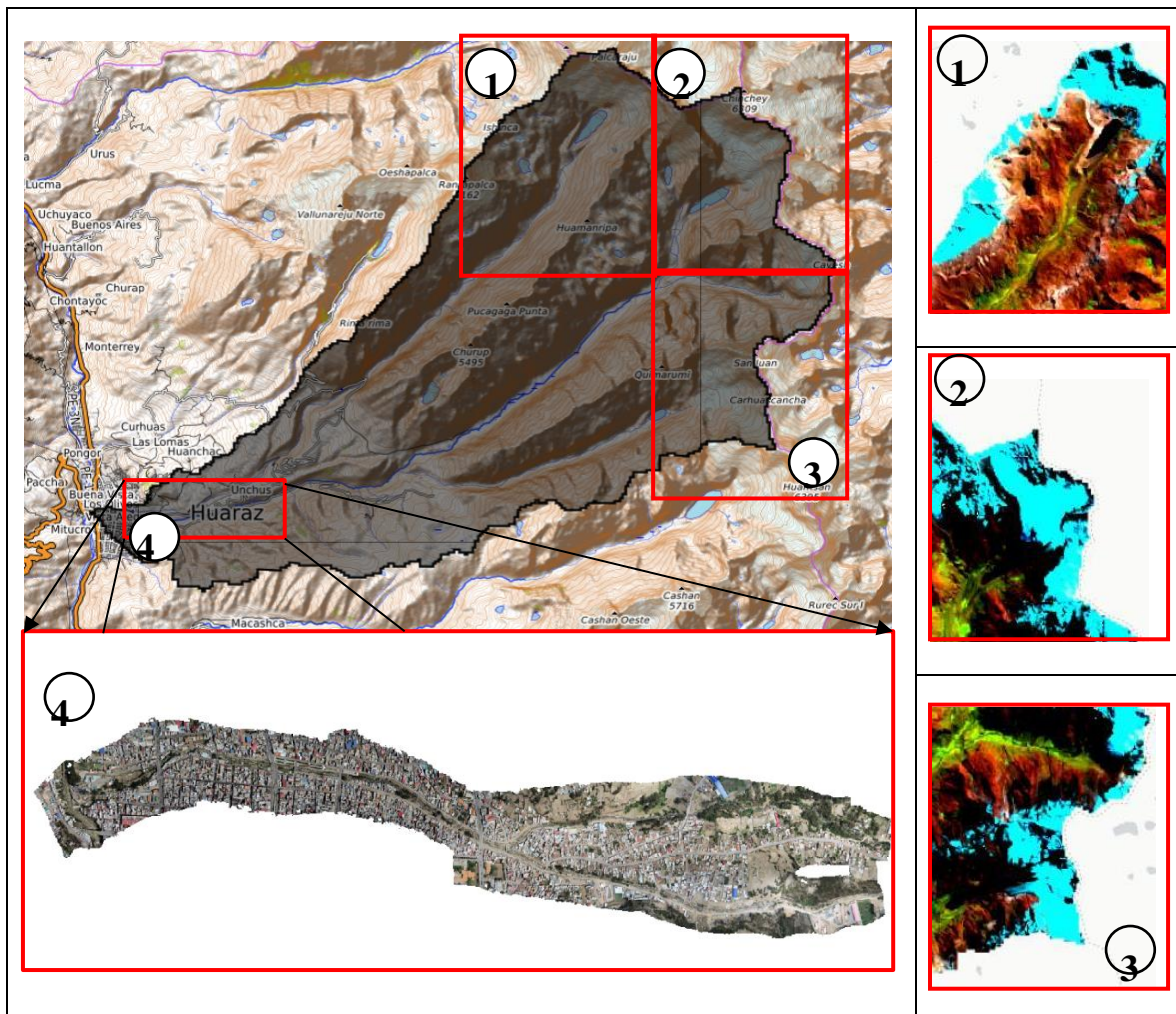


Figura 7: Área de estudio, subcuenca río Quillcay

Nota:

- (1): Quebrada Cojup, el color celeste indica el área glaciar.
- (2): Quebrada Quillcayhuanca, el color celeste indica el área glaciar.
- (3): Quebrada Shallap, el color celeste indica el área glaciar.

(1), (2) y (3) Subcuenca del río Quillcay, corresponden a las partes altas, para determinar la pérdida del área glaciar.

(4): Subcuenca del río Quillcay, corresponden a la parte baja, desembocadura del cauce Quillcay en el río Santa, área para determinar el caudal de la subcuenca del río Quillcay.

Fuente: Adaptado de Jara et al. (2023a).

Software

HEC-RAS (Hydrological Engineering Center-River Analysis System) es un software capaz de realizar cálculos de flujos superficiales del agua, cálculos de flujos tales como el uniforme y variado, a su vez el transporte de sedimentos, modelización de flujos estacionarios e inestables, modelado de transporte de sedimentos y análisis de la calidad del agua (Cartaya y Mantuano-Eduarte, 2016).

Como señala Cartaya y Mantuano-Eduarte (2016), HEC-RAS permite el análisis y simulación de flujos de agua en cauces y canales. Hay varios tipos de simulaciones que se pueden realizar con HEC-RAS, incluyendo:

- Simulación de flujo unidimensional: Esta simulación analiza el flujo de agua en un canal o río en una sola dimensión, es decir, en el eje horizontal. Esto se utiliza para predecir la profundidad, velocidad y distribución del flujo de una sección transversal del canal.
- Simulación de flujo bidimensional: Esta simulación analiza el flujo del agua en dos dimensiones; es decir, en los ejes horizontal y vertical. Se utiliza para predecir la distribución de la corriente en la sección transversal del canal, así como también la distribución de la velocidad y la profundidad en la sección transversal.
- Simulación de flujo tridimensional: Esta simulación analiza el flujo de agua en los ejes horizontal, vertical y longitudinal del canal, es decir en las tres dimensiones. Esto se utiliza para predecir la distribución de velocidad y profundidad a lo largo de la sección transversal del canal, a su vez la distribución actual a través de la sección transversal del canal.
- Simulación de inundación: Esta simulación analiza el flujo de corriente de agua en una zona inundable y predice el nivel del agua en la zona durante una inundación. Se utiliza para evaluar el riesgo de inundaciones y para desarrollar planes contra inundaciones.

3.2 Métodos

La respuesta hidrológica de la subcuenca del río Quillcay respecto a la variabilidad climática Andina en un entorno de Cambio Climático, se ha realizado de tal manera que pueda cumplirse con los objetivos planteados en la presente tesis.

3.2.1 Estimación de la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay – Perú, ante el cambio climático

A nivel mundial, los glaciares tropicales se han retirado durante el último siglo (Rabatel et al., 2013). Gran parte de las áreas de los glaciares a nivel mundial están disminuyendo constantemente de su superficie glaciar. En algunos hay un incremento parcial, como sucede con el Karakoram en el Himalaya a causa de la variación climatológica del lugar y el aumento de la lluvia (Kaltenborn et al., 2010). En las últimas décadas se observa que los glaciares a nivel global y principalmente los glaciares tropicales experimentan un retroceso acelerado de la cobertura de nieve frente al cambio climático. Los glaciares tropicales de Perú han generado el surgimiento de numerosas lagunas e incrementó en su volumen al pasar los años. En el presente trabajo se usan los índices descritos en la sección 2.7, nuevos índices mejorados: Índice Diferencial Normalizada de Nieve sin información de agua (NDSInw) y Índice Diferencial Normalizado de Agua sin información de nieve (NDWIns).

La metodología a seguir consiste principalmente en la generación de un algoritmo que incluye tres pasos principales:

- 1) Obtención de datos preprocesados de imágenes satelitales.
- 2) Generación de tipos de cobertura terrestres mejorados en índices espectrales.
- 3) Extracción de clase de cobertura relacionados con lagunas de origen glaciar y cobertura de nieve.

Después del procesamiento de los datos, se realizó el desarrollo y análisis de la desglaciación de los glaciares (Figura 8).

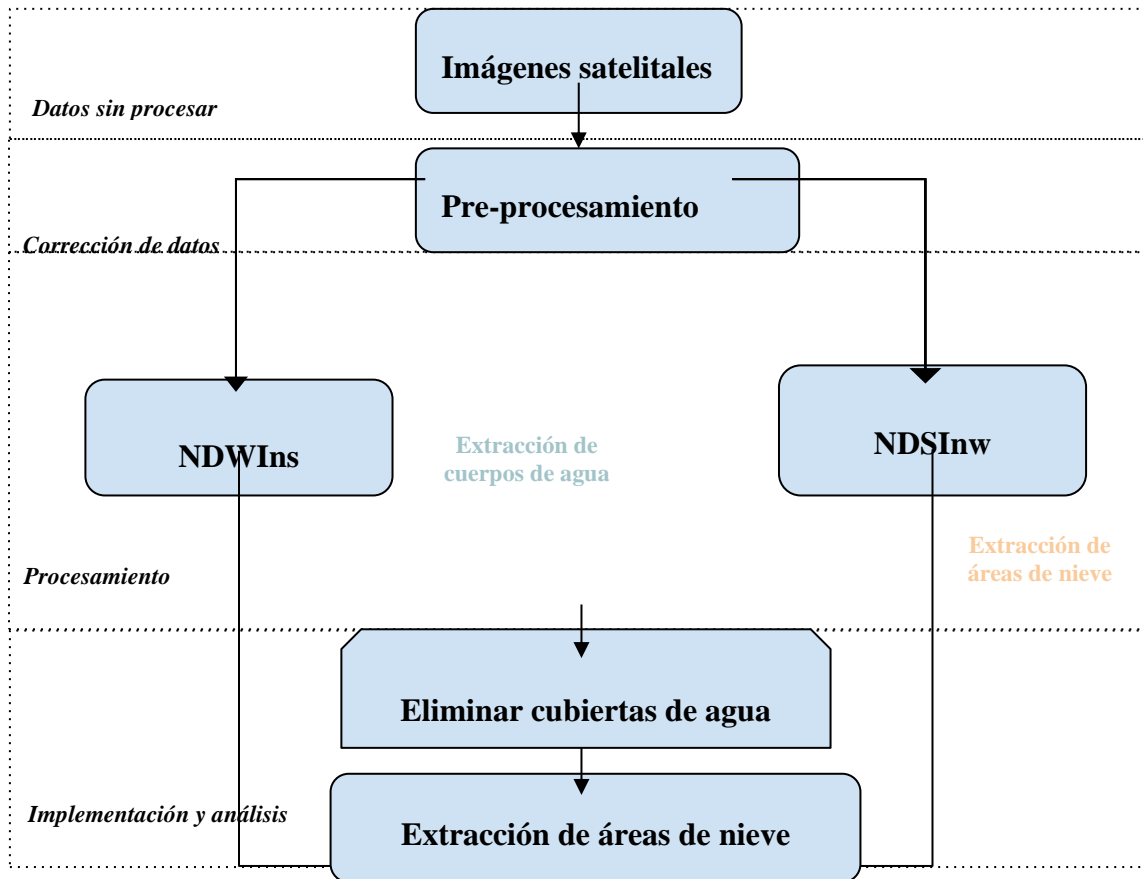


Figura 8: Flujo de trabajo del modelo propuesto para la estimación de cobertura de nieve

a. Fuente de datos

La serie temporal de imágenes corregidas de reflectancia superficial (SR) de Landsat es proporcionada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Están completamente libres y listas para utilizar en Google Earth Engine (GEE) para Landsat 4-9, colección 2 que tiene mejoras en los datos, en su procesamiento y desarrollo de algoritmos (Tabla 4).

b. Procedimiento y aplicación de la metodología

Se estableció los valores iniciales para la ejecución de este proceso con las elecciones de imágenes satelitales Landsat 5, 8 y 9 de la colección 2 de resolución de 30 m que proporciona el catálogo de datos de GEE. Las imágenes se encuentran corregidas a nivel de superficie. Optamos por elegir imágenes de Landsat 5 de sensor TM de los años 1986, 1994, 1999,

2007; Landsat 8, de sensores OLI y TIRS del año 2014 y Landsat 9 de sensores OLI-2 y TIRS-2 del año 2021. La serie de imágenes seleccionadas se obtuvieron en la estación de estiaje (temporada seca) desde el 01 de mayo al 01 de setiembre de todos los años.

Tabla 4: Características de la colección 2 de Landsat 5, 8 y 9

Satélite	Landsat-5	Landsat-8	Landsat-9
Bandas de sensores	Band 1 (blue)	Band 1 (coastal aerosol)	Band 1 (ultra blue, coastal aerosol)
		Band 2 (blue)	Band 2 (blue)
	Band 3 (red)	Band 3 (green)	Band 3 (green)
	Band 4 (near infrared)	Band 4 (red)	Band 4 (red)
	Band 5 (shortwave infrared 1)	Band 5 (near infrared)	Band 5 (near infrared)
	Band 6 (Thermal Infrared 1)	Band 6 (shortwave infrared 1)	Band 6 (shortwave infrared 1)
	Band 7 (shortwave infrared 2)	Band 7 (shortwave infrared 2)	Band 7 (shortwave infrared 2)
		Band 8 (Panchromatic)	Band 8 (Panchromatic)
		Band 9 (Cirrus)	Band 9 (Cirrus)
		Band 10 (Thermal infrared 1)	Band 10 (Thermal infrared 1)
		Band 11 (Thermal infrared 2)	Band 11 (Thermal infrared 2)
Resolución espacial	30m	30m	30m
Sensor	TM	OLI-/TIRS	OLI-/TIRS-2
Tipo de corrección de aplicación	Surface Reflectance (SR)	Surface Reflectance (SR)	Surface Reflectance (SR)

Fuente: Tomado de Jara et al. (2023a).

Las imágenes Landsat proporcionadas por GEE (Google Earth Engine), seleccionadas todas en la estación de estiaje. Las franjas de las imágenes satelitales de Landsat, que en su mayoría, tienen resolución espacial de 30 m y resolución temporal de los sensores de 16 días.

El uso de las imágenes Landsat proporcionadas por Google Earth Engine (GEE), que se utilizó para los años; 1986, 1994, 1999, 2007, 2014 y 2021, corresponden a las siguientes series de datos Landsat:

Multispectral Scanner (MSS) de Landsat 5 (1986): Proporcionan datos multiespectrales iniciales para establecer una línea base histórica de la cobertura glaciar en la subcuenca del río Quillcay.

Thematic Mapper (TM) de Landsat 5 (1994, 1999 y 2007): Ofrecen una mayor resolución espectral y temporal, permitiendo un análisis más preciso de los cambios en la cobertura de hielo durante los años 80 y 90.

Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS) de Landsat 8 (2014): Estas imágenes proporcionan datos de alta calidad que son esenciales para el análisis reciente de la cobertura glaciaria, incluyendo mediciones térmicas que ayudan a evaluar la temperatura de la superficie del glaciar.

Operational Land Imager 2 (OLI-2) y Thermal Infrared Sensor 2 (TIRS-2) de Landsat 9 (2021): la colección más reciente de datos, incluyendo imágenes seleccionadas específicamente durante la estación de estiaje de 2021, es utilizada para evaluar los cambios más recientes en la extensión y el volumen glaciario.

El uso de GEE (Google Earth Engine) para filtrar las imágenes por fecha y calidad, asegurando que solo se utilicen imágenes sin nubes y de alta calidad. Se compararon las imágenes Landsat de diferentes años para identificar cambios en la extensión glaciaria. Esto se hace mediante el análisis de bandas específicas sensibles al hielo y la nieve, como las bandas del infrarrojo cercano (NIR) y del infrarrojo de onda corta (SWIR). Se utilizó índices espectrales como el Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI) para detectar áreas cubiertas de nieve y hielo.

Tabla 5: Información y fuente de las imágenes

Subcuenca del río Quillcay			
Image	Colección	Nubosidad (%)	Fuente
Median 1986	LANDSAT/LT05/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine
Median 1994	LANDSAT/LT05/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine
Median 1999	LANDSAT/LT05/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine
Median 2007	LANDSAT/LT05/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine
Median 2014	LANDSAT/LC08/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine
Median 2021	LANDSAT/LC09/C02/T1_L2	15	Dataset Earth Engine

Fuente: Tomado de Jara et al. (2023a).

Nota:

La tabla 5, proporciona información sobre la subcuenca del río Quillcay y las imágenes utilizadas, detalles sobre la colección, la cantidad de nubosidad en cada imagen y la fuente de la información. cómo se detalla a continuación:

La columna 1; enumera las imágenes utilizadas en el estudio o análisis. Cada imagen se refiere a una captura satelital específica de la subcuenca del río Quillcay en diferentes momentos.

La columna 2; proporciona información sobre la colección de la imagen, es decir, el conjunto de datos o el programa satelital del cual se obtuvo la imagen. Se mencionan colecciones que indican la serie Landsat y otros detalles técnicos sobre la imagen.

La columna 3; indica el porcentaje de nubosidad presente en cada imagen. Una nubosidad baja significa que la mayor parte de la superficie está claramente visible en la imagen, mientras que la calidad de la imagen y las capacidades de análisis pueden verse afectadas por una nubosidad alta, a su vez afectar la capacidad de análisis.

La columna 4; se especifica la fuente de las imágenes y los datos. En este caso, todas las imágenes provienen del conjunto de datos de Google Earth Engine, un servicio de análisis geoespacial basado en la nube.

Se aplicó un factor de escala para las imágenes seleccionadas. Los factores son distintos, tanto para la colección 1 como para la colección 2 Landsat Nivel-2 de reflectancia superficial y productos de temperatura superficial. La reflectancia superficial de Landsat Collection 2 tiene un factor de escala de 0,0000275 y una compensación adicional de -0,2 por píxel. Por ejemplo, un valor de píxel de 18 639 se multiplica por 0,0000275 para el factor de escala y luego se suma -0,2 para el desplazamiento adicional para obtener un valor de reflectancia de 0,313 (USGS Landsat 8 Level 2, Collection 2, Tier 1 Earth Engine Data Catalog, Google Developers). Se empleó la API de rgee que integra Google Earth Engine con R y a través de un script se aplicó el factor de escala para la serie de imágenes mediante la creación de una función de cálculo. Las imágenes Landsat fueron trabajadas en la nube utilizando la plataforma de GEE (Google Earth Engine) haciendo uso de una parte de la supercomputadora de Google.

Las imágenes se filtraron por fecha de adquisición para los años establecidos; se filtraron por el área de interés, que es la subcuenca Quillcay. Se estableció el filtrado por metadatos utilizando una cobertura de nubes inferior a 15 % que permitió obtener imágenes limpias y sin alteraciones de nubes. Se aplicó el factor de escala para Landsat 5 y Landsat 8 y 9 juntas, ya que tiene escalamiento similar para las bandas. Para cada año, se aplicó una mediana para todas las imágenes reduciéndolas a una. Finalmente, se estableció el corte para el área de interés.

Se empleó la ecuación diferencial normalizada sin información de agua (NDSInw). La ecuación utiliza la banda infrarroja cercana (NIR) y la banda de longitud de onda corta 1 (SWIR1).

La normalización de la diferencia de la banda NIR y la banda SWIR1 mantiene el valor del índice en un nivel alto en las zonas de cobertura de nieve y en un valor bajo en las áreas de agua del lago.

Para reducir aún más la información del agua del lago, se resta un valor positivo (0,05) del valor de la diferencia de la banda NIR y la banda SWIR1. Por lo tanto, se propone el NDSInw para extraer áreas de nieve y suprimir el ruido de los cuerpos de agua del lago a un nivel menos relevante (Yan et al., 2020), ver la ecuación (2). Realizado el índice propuesto, el umbral que obtiene la diferencia entre nieve y no nieve es 0.4. Este umbral cambia típicamente por estaciones del año (Salcedo, 2011). Se propone el índice de agua de diferencial normalizado sin cobertura de nieve (NDWIns). La ecuación utiliza la banda verde.

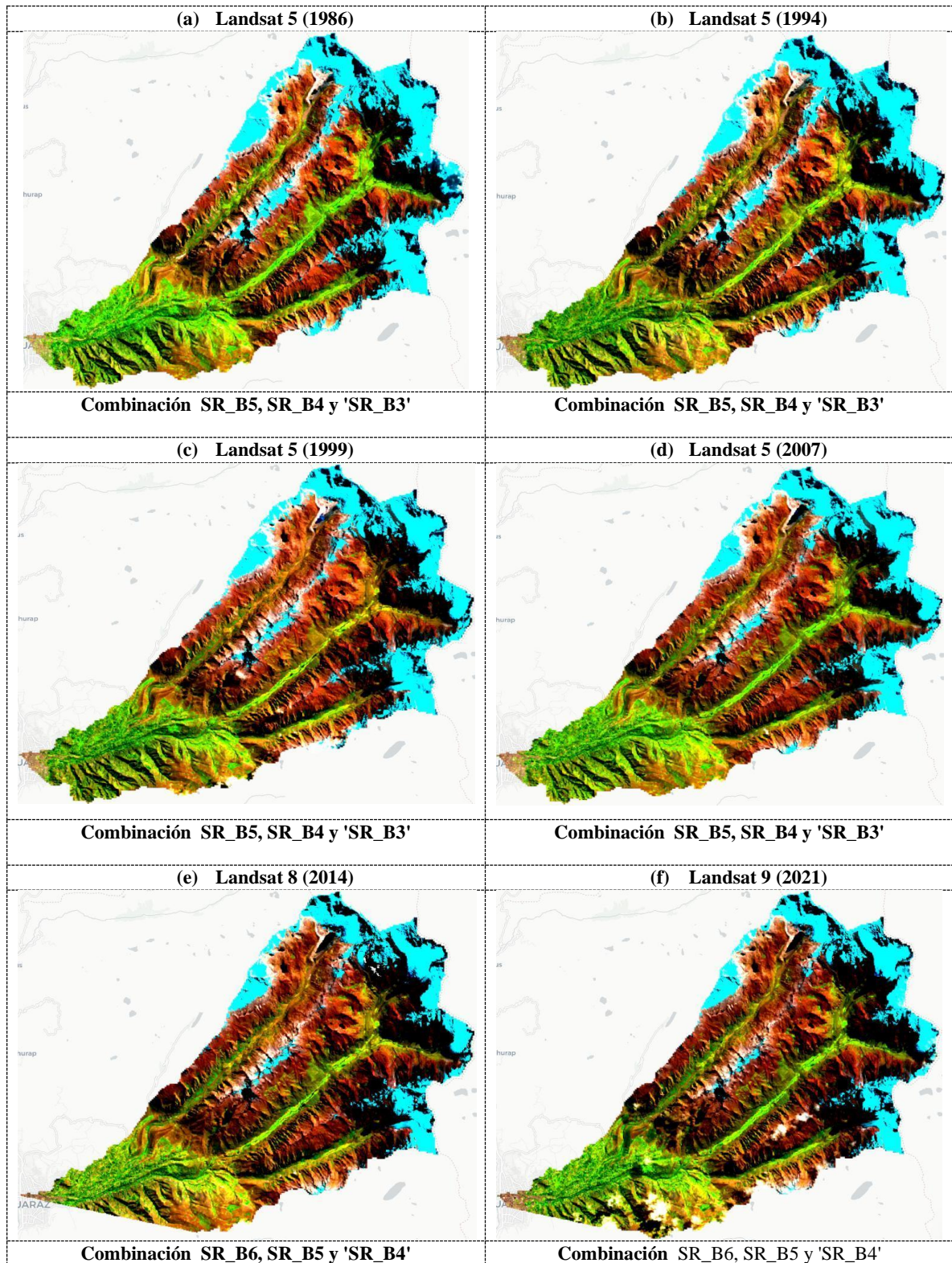


Figura 9: Landsat de colección 2-reflectancia superficial combinaciones de infrarrojo de onda corta 1, banda infrarrojo cercano y rojo

Nota:

Landsat 5: es un satélite de observación de la Tierra lanzado en 1984 y operó hasta 2013, por la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Landsat 8: Fue lanzado en 2013. Porta el sensor Operational Land Imager (OLI) y el sensor Thermal Infrared Sensor (TIRS). OLI captura imágenes en nueve bandas espectrales.

Landsat 9: Es el último satélite de la serie Landsat. Fue lanzado en septiembre de 2021 como una continuación y mejora de la misión Landsat. Al igual que Landsat 8, porta el sensor OLI y el sensor TIRS. Landsat 9 asegura la continuidad de la recolección de datos de Landsat.

SR_B5: Se refiere a la banda 5 del Landsat 5, que está en el espectro del infrarrojo cercano. Esta banda es útil para resaltar vegetación sana, ya que la clorofila refleja bien la luz en esta región del espectro.

SR_B4: Es la banda 4 del Landsat 5, que se encuentra en la región del rojo visible del espectro. Esta banda puede usarse para resaltar características como la vegetación, el suelo desnudo y la urbanización.

SR_B3: Se refiere a la banda 3 del Landsat 5, que también está en el espectro del rojo visible. Esta banda proporciona información adicional sobre la vegetación, así como sobre el agua y otros tipos de cobertura terrestre.

SR_B6: Esta banda está en la región del infrarrojo medio del espectro electromagnético. Al igual que SR_B5, proporciona información sobre la vegetación. Esta banda generalmente se refiere a una banda espectral específica dentro del infrarrojo cercano (NIR, por sus siglas en inglés).

- (a) **Landsat 5 (1986);** imagen satelital del año 1986, Las combinaciones de bandas: SR_B5, SR_B4 y **SR_B3**, representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 5.
- (b) **Landsat 5 (1994);** imagen satelital del año 1994, Las combinaciones de bandas: SR_B5, SR_B4 y **SR_B3**, representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 5.
- (c) **Landsat 5 (1999);** imagen satelital del año 1999, Las combinaciones de bandas: SR_B5, SR_B4 y **SR_B3**, representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 5.
- (d) **Landsat 5 (2007);** imagen satelital del año 2007, Las combinaciones de bandas: SR_B5, SR_B4 y **SR_B3**, representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 5.
- (e) **Landsat 8 (2014);** imagen satelital del año 2014, Las combinaciones de bandas: SR_B6, SR_B5 y 'SR_B4', representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 8.
- (f) **Landsat 9 (2021);** imagen satelital del año 1986, Las combinaciones de bandas: SR_B6, SR_B5 y 'SR_B4', representan bandas espectrales específicas utilizadas en las imágenes obtenidas por el satélite Landsat 9.

La banda NIR permanece en un nivel alto en las áreas de agua del lago, pero en un nivel bajo en las áreas de SCG. Además, los valores de contraste entre los cuerpos de agua del lago y nieve son excelentes al normalizar la diferencia entre las bandas verde y NIR. Este índice es excelente para eliminar los ruidos generados de cobertura de agua con el índice NDSInw. El

parámetro empírico que se multiplica a la banda NIR, utiliza el valor de 2 (Yan et al., 2020), ver la ecuación (1).

En el cálculo de los diferentes índices se tienen los valores que están entre -1 y 1.

Los que están por encima de 0 indican la presencia de características similares observadas; y, por debajo del valor, significan la ausencia o falta de característica analizada. En otros términos, todos los valores positivos de 0 a 1 representan superficies con las características de objetivo y todos los valores negativos de -1 a 0 se consideran con terrenos de tipo de característica diferente (Dolean et al., 2020).

El script de procedimiento de la metodología propuesta para la investigación lo pueden encontrar aquí:

<https://drive.google.com/file/d/1391rwlEWGuY7xwsLB6qcx9YKLuZkzqt2/view?usp=sharing>

Una vez obtenida el área de la superficie glaciar para el método de procesamiento con Google Earth Engine en Rstudio, se determinó el volumen medio de los glaciares en la subcuenca con la siguiente fórmula (Klein & Isacks, 1998; Medina & Mejía, 2014):

$$V = C * A^b \quad (12)$$

Donde:

V : representa el volumen glaciar en km³.

A : representa el área de la superficie glaciar en km².

El valor de C y b como empíricos, C= 0.048 y b = 1.36.

Los valores de los coeficientes empíricos C y b, fueron determinados a través de estudios previos o análisis locales que lo describen Medina & Mejía (2014), estos valores fueron derivados mediante estudios de campo que miden directamente el volumen del glaciar y la extensión de la superficie glaciar en el estudio mencionado. Por lo tanto, en el contexto de la subcuenca del río Quillcay, los valores específicos de C=0.048 y b=1.36 se derivarían de análisis y observaciones específicas de esa región.

Fundamentación Teórica y Empírica del uso de la ecuación (12)

Se ha utilizado ampliamente una relación de escala de área de volumen (Bahr et al., 1997; Bahr et al., 2015) se ha utilizado ampliamente para estimar el volumen total de glaciares a escala regional a global o para desarrollar modelos de evolución glaciar de dimensión cero (Radic et al., 2007). Estos modelos basados en escalas se utilizan a menudo para una representación numéricamente eficiente de la dinámica de los glaciares dentro de la hidrológica (Zhang et al., 2015) o modelos climáticos (Kumar et al., 2019).

La relación de escala de la zona de volumen:

$$V = C * A^b$$

Relaciona el volumen de un glaciar “V” a su área “A” a través de un exponente adimensional y un factor de escala “C” (Bahr et al., 1997; Bahr et al., 2015).

Para los 144 glaciares compilados en Bahr et al. (1997), los datos muestran una aparente tendencia de la ley de poder entre el espesor y el área. La validez de estas y otras limitaciones (y fortalezas) están arraigadas en la mecánica subyacente que, para bien o para mal, están ocultas por la ecuación (12), pero que se explican en Bahr et al. (1997).

La validez y Reconocimiento en la Literatura: La fórmula empírica $V = C * A^b$ es ampliamente reconocida y utilizada en estudios glaciológicos. Klein & Isacks (1998), Medina & Mejía (2014) proporcionan un marco teórico y empírico sólido basado en estudios de campo que han validado la relación entre el volumen glaciar y el área de la superficie glaciar.

Coefficientes Empíricos Derivados de Estudios Locales: Los valores de los coeficientes C y b ($C=0.048$ y $b=1.36$) se derivaron de estudios específicos que midieron directamente el volumen y la extensión de glaciares. Medina & Mejía (2014) en particular, realizaron estudios en condiciones similares a las de la subcuenca del río Quillcay, ya que lo desarrollaron en la cordillera Parón en los Andes de Perú, lo que aumenta la relevancia y precisión de estos coeficientes en el uso de la ecuación (12).

Aplicabilidad a la Subcuenca del Río Quillcay

Condiciones Geográficas y Climáticas Similares: La subcuenca del río Quillcay presenta características geográficas y climáticas similares a las regiones estudiadas por Klein & Isacks (1998) y Medina & Mejía (2014). Esto incluye altitudes, temperaturas, y patrones de precipitación que afectan el comportamiento de los glaciares, lo que hace que los coeficientes empíricos sean aplicables y representativos, para la zona de estudio que es la subcuenca del río Quillcay.

Relevancia en el Contexto del Cambio Climático: Dado que el tema de investigación aborda la respuesta hidrológica frente a la variabilidad climática andina, el uso de una fórmula específica para glaciares es crucial. Los glaciares son indicadores sensibles del cambio climático, y su volumen afecta significativamente los caudales en la subcuenca del río Quillcay.

Derivación Empírica y Ajuste de Datos

Derivación de Coeficientes Empíricos: Los valores de $C=0.048$ y $b=1.36$ fueron obtenidos a partir de estudios detallados, lo que asegura su importancia para la estimación del volumen glaciar. Estos valores han sido derivados específicamente para glaciares en condiciones similares a las de la subcuenca del río Quillcay, como lo demuestra el trabajo de Medina & Mejía (2014).

Justificación Teórica y Empírica

Fundamentos Teóricos de la Ley de Potencia: La relación de ley de potencia entre el espesor glaciar y el área está respaldada por la teoría de escala, como se menciona en estudios de Bahr et al. (1997). La teoría sugiere que el espesor y el área de los glaciares siguen una ley de potencia con un exponente teórico cercano a 1.375, mientras que el exponente obtenido en su estudio es 1.36, lo que está en concordancia con la teoría.

Consistencia con Estudios Anteriores: La utilización de la fórmula y los coeficientes específicos ha sido validada en múltiples estudios (Bahr et al., 2011; Bahr et al., 2015; Banerjee, 2020). Aunque la hipótesis de la ley de potencia podría ser evaluada con técnicas

estadísticas más sofisticadas, la regresión lineal simple y el ajuste de R^2 , proporcionan una base sólida para su uso en la estimación del volumen glaciar en tu contexto de estudio.

Aplicabilidad Regional

Relevancia para la Subcuenca del Río Quillcay: Las condiciones climáticas y geográficas de la subcuenca del río Quillcay son similares a las áreas estudiadas previamente, lo que justifica el uso de los coeficientes C y b derivados de estudios locales y regionales. Esto asegura que la estimación del volumen glaciar sea representativa y precisa en el contexto específico del área de estudio.

Aplicabilidad Regional y Relevancia: La tendencia de ley de potencia observada en Bahr et al. (1997) es aplicable a una amplia gama de glaciares, incluyendo aquellos en la subcuenca del río Quillcay. Los coeficientes empíricos $C=0.048$ y $b=1.36$ utilizados en la fórmula son consistentes con las observaciones generales de Bahr et al. (1997), Bahr et al. (2015) y se derivan de estudios específicos en regiones similares.

3.2.2 Evaluación del modelo hidrológico en SWAT con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay

La modelización hidrológica es el proceso de representar el ciclo del agua simplificando y aproximando el proceso real en el sistema hidrológico (Ochoa et al., 2022). El modelo de una cuenca se reflejará en el sistema de cuenca y sus respuestas. Su poder predictivo será de cómo se construyen las predicciones y cómo se aplican; y la precisión de las predicciones frecuentemente depende de la calidad de la comprensión del sistema y del modelo que lo representa. Esto quiere decir, que no existe un modelo perfecto que pueda aplicarse a todas las cuencas de la Tierra, ya que cada cuenca tiene su propio clima, geografía, geología, etc. (Cabrera, 2012).

Metodología con SWAT (Soil and Water Assessment Tool)

SWAT es un modelo semidistribuido basado en procesos (Arnold et al., 1998; Chathuranika et al., 2022; Habibu et al., 2020), capaz de predecir el caudal de salida en unidades hidrográficas a escala temporal continua (diaria, mensual o anual). En SWAT, cada unidad hidrográfica es dividida en subunidades. Luego se dividen dichas subunidades en Unidades

de Respuesta Hidrológica (HRU), entidades heterogéneamente estructuradas que surgen de la sobreposición de la pendiente, el mismo tipo y uso de suelo.

Las simulaciones SWAT se basan en la ecuación del balance de agua para la fase terrestre del ciclo del agua y se expresa de la siguiente manera:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (13)$$

Donde:

SW_t : es la cantidad final de agua en el suelo (mm).

SW_0 : es la cantidad de agua inicial en el día i (mm).

t : tiempo (días).

R_{day} : es la cantidad de precipitación en el día i (mm).

Q_{gw} : es la cantidad de escorrentía superficial en el día i (mm).

E_a : es la cantidad de evapotranspiración en el día i (mm).

W_{seep} : es la cantidad de agua que se acumula en la zona no saturada del perfil del suelo en el día i (mm).

Q_{gw} : es la cantidad de flujo de retorno en el día i (mm).

La información detallada sobre los métodos de simulación está disponible en la base teórica del modelo hidrológico SWAT (Neitsch et al., 2011).

a. Procedimiento y aplicación de la metodología

El procedimiento del modelado hidrológico SWAT de la presente investigación consta de los siguientes pasos: (1) la configuración del proyecto, (2) la delineación de la cuenca hidrográfica, (3) el análisis de HRU, (4) la escritura y edición de tablas de entrada y (5) la ejecución del modelo (Figura 10).

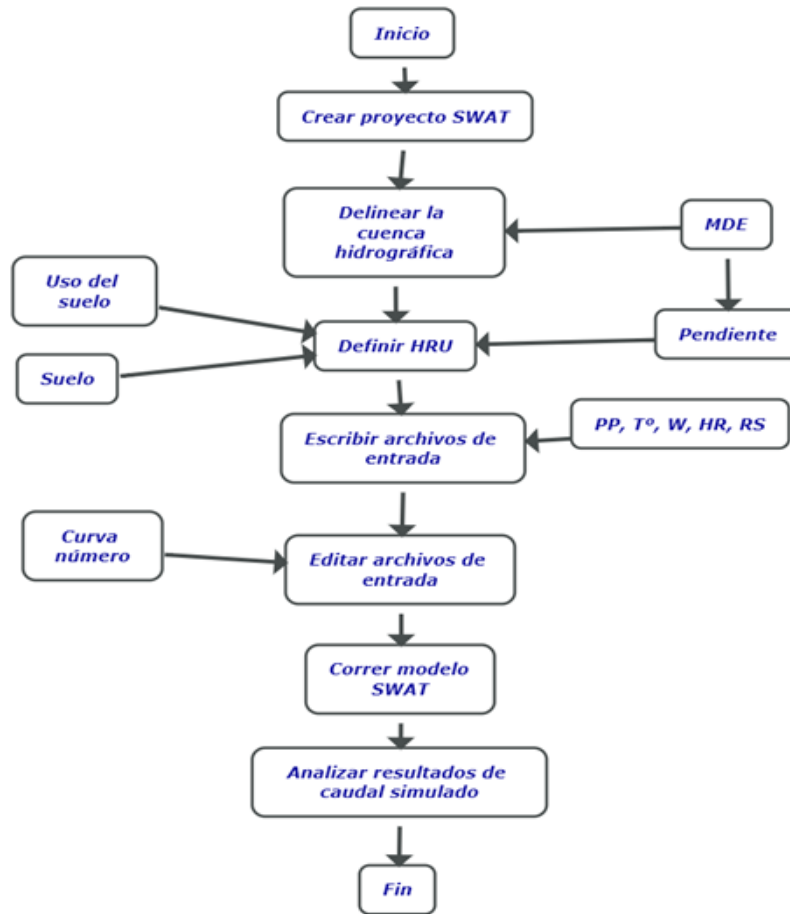


Figura 10: Diagrama de flujo que representa el modelado en SWAT

b. Información geográfica y climática

La información de los datos climáticos fue obtenida a partir del producto grillado PISCO, que corresponde a 4 estaciones virtuales (EV) que están localizadas dentro del área de estudio (Tabla 4). La información relacionada con la radiación solar, la velocidad del viento y la humedad relativa del aire, requerida por el modelo, se obtuvo del SWAT Global Weather Database, aunque solo estuvo disponible hasta 2014. Los detalles de la información utilizada en el modelo, ver la Tabla 6.

Tabla 6: Información geográfica y climática suministrada al modelo

Tipo de dato	Escala o resolución	Fuente	Formato
MDE	12.5 m	ALOS PALSAR Radiometrically Terrain-Corrected (RTC)	Raster
Suelo	-	INRENA	Vectorial
Cobertura vegetal	1:100,000	MINAM	Vectorial
Precipitación, temperatura máxima y mínima	Diaria (1983-2016)	SENAMHI HSR PISCO	Texto

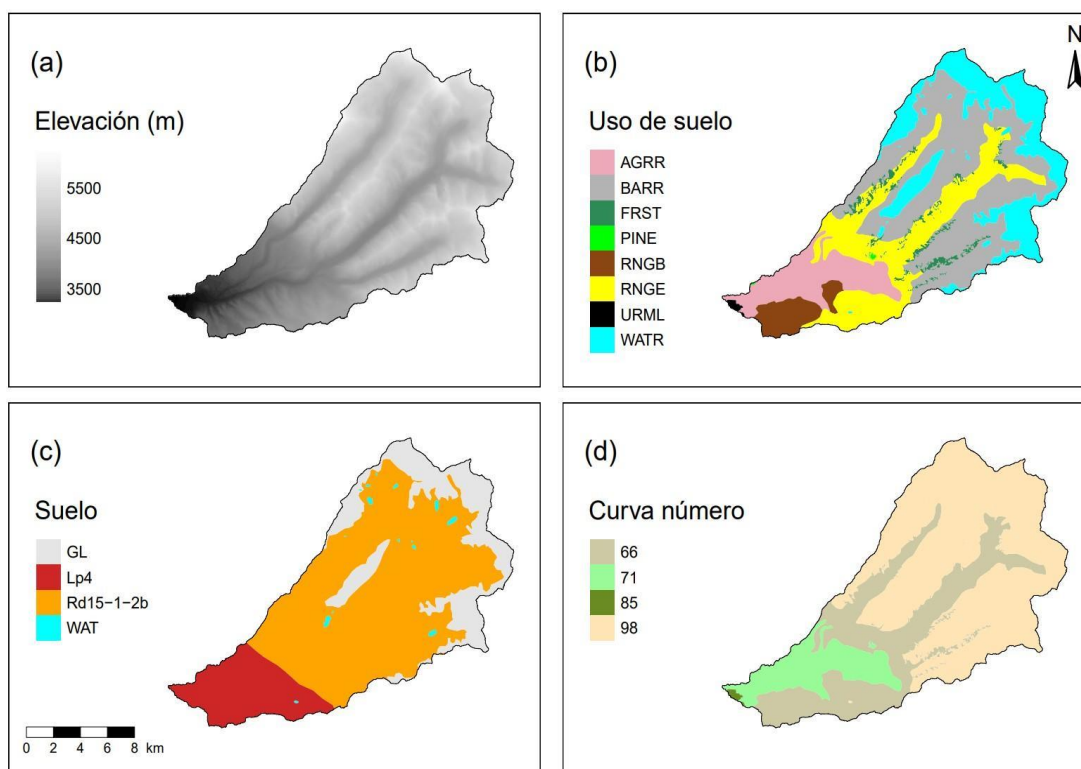


Figura 11: (a) MDE, (b) uso de suelo, (c) suelo y (d) curva número de la subcuenca Quillcay

c. Sistematización de la información requerida

1. Modelo Digital de Elevación (MDE)

El MDE es usado para definir parámetros topográficos como número de subcuencas, red de drenaje y pendiente. Se tomaron los datos de elevación corregidos del terreno de 12.5 m a partir del *Advanced Land Observation Satellite - Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar* (ALOS PALSAR). A partir de lo anterior, SWAT delimitó la subcuenca Quillcay con 247.38 km² distribuidos en 9 subunidades, mientras que la pendiente se dividió en cinco clases (0 %, - 12 %, 12 % - 25 %, 25 % - 50 %, 50 % - 75 % y > 75 %).

2. Uso de suelo

A partir del mapa nacional de cobertura vegetal que provee el Ministerio del Ambiente, a cada tipo de cobertura se le asignó un código de identificación, según los criterios del método desarrollado por Valladares (2017) (Tabla 7).

Tabla 7: Reclasificación de cobertura vegetal

Cobertura vegetal	Uso de suelo equivalente SWAT	Código SWAT
Agricultura costera y andina	Agricultural Land-Row Crops	AGRR
Área altoandina con escasa y sin vegetación	Barren	BARR
Área urbana	Residential-Med/Low Density	URML
Bosque relicto altoandino	Forest-Mixed	FRST
Glaciar	Water	WATR
Lagunas, lagos y cochas	Water	WATR
Matorral arbustivo	Range-Brush	RNGB
Pajonal andino	Range-Grasses	RNGE
Plantación Forestal	Pine	PINE

Fuente: Adaptado de Valladares (2017).

3. Suelo

Partiendo del mapa de suelo, a cada tipo de suelo se le asignó un código de identificación mediante una reclasificación según los criterios del método desarrollado por Valladares (2017).

Tabla 8: Reclasificación de suelo en la subcuenca

Suelo	Suelo FAO	Número de Suelo FAO
Glaciar	GLACIER	6998
Lago, laguna o cocha	WATER	6997
Leptosol dístico - Afloramiento lítico	Lp4	1532
Regosol dístico - Afloramiento lítico	Rd15-1-2b	929

Fuente: Adaptado de ArcSWAT - SWAT2012.mdb & MWSWAT -mwswat2012.mdb.

Para el funcionamiento del SWAT, es necesario una serie de parámetros según el tipo de suelo que cuente la unidad hidrológica de estudio (densidad aparente, granulometría del suelo, cantidad de materia orgánica, permeabilidad, etc.) y dado que la base de datos predeterminada de ArcSWAT (SWAT2012.mdb) únicamente incluye los datos de suelo de EE.UU. en la tabla *usersoil*, los datos mundiales sobre suelos se importaron desde la base de

datos MWSWAT (mwswat2012.mdb), los cuales fueron provistos por Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). Entonces, dentro de la subcuenca Quillcay se identificaron 2 tipos de suelo (Lp4 y Rd15-1-2b). Sin embargo, dado que en la base de datos importada de suelo *usersoil* se incluía a las categorías de glaciar (GLACIER) y agua (WATER), se usó el Mapa de Cobertura Vegetal para que mediante una superposición de mapas se creara otro con 4 tipos de suelo (Tabla 8).

4. Curva Número (CN)

El mapa de CN para estados antecedentes de humedad normales (Condición II) se obtuvo mediante las herramientas de SIG, haciendo uso de tablas de reclasificación y operaciones de superposición de los mapas temáticos de cobertura de suelo, tipo de suelo y MDE (Maurtua & Zelada, 2016).

Reclasificación de los mapas temáticos

Se utilizó la información tales como; el uso de suelo, tipo de suelo y el DEM, que es la misma que fue utilizada anteriormente y sus detalles se describen en la Tabla 9.

Cobertura vegetal

Se asigna un código de clasificación a cada descripción de las coberturas.

Tabla 9: Clasificación de la cobertura vegetal para CN

Cobertura vegetal	Cobertura equivalente	Código
Agricultura costera y andina	Cultivos/Áreas intervenidas	4
Área altoandina con escasa y sin vegetación	Nevados	2
Área urbana	Centros poblados	3
Bosque relicto altoandino	Sabana de árboles leñosos	7
Glaciar	Nevados	2
Lagunas, lagos y cochas	Cuerpos de agua	1
Matorral arbustivo	Matorral arbustivo abierto	5
Pajonal andino	Matorral arbustivo abierto	5
Plantación Forestal	Cultivos/Áreas intervenidas	4

Fuente: Adaptado de Maurtua & Zelada (2016).

Suelo

Según el tipo de suelo, se asignó el grupo hidrológico de suelo a la pertenece (Tabla 10).

Tabla 10: Clasificación del suelo para CN y grupo hidrológico correspondiente

Suelo	Simbología	Grupo hidrológico
Leptosol dístico - Afloramiento lítico	LPd-R	B
Regosol dístico - Afloramiento lítico	RGd-R	B

Fuente: Adaptado de ArcSWAT - SWAT2012.mdb & MWSWAT -mwswat2012.mdb.

d. Metodología - HEC-GeoHMS para ArcGIS

Se requirió de la aplicación de la extensión de HEC-GeoHMS para ArcGIS y desarrollar los siguientes pasos:

- La corrección de las celdas erradas o nulas del DEM con la herramienta *Fill*.
- La modificación de la *Attribute Table* de la información temática sobre la cobertura y suelo, mediante la creación de nuevos campos con los códigos de clasificación detallados en las Tablas 9 y 10.
- La superposición gráfica con el uso de la herramienta de geoprocésamiento *Union* con la finalidad de generar un nuevo archivo vectorial.
- La aplicación de Hec-GeoHMS, específicamente de su herramienta *Generate CN Grid*, que se debe cargar el DEM (Modelo Digital de Elevación) corregido, el archivo general antes generado y la Tabla 11, que es necesaria para la obtención del mapa de Curva Número en condiciones normales.

Tabla 11: Valores de los grupos hidrológicos

Descripción del uso de suelo	Grupo hidrológico			
	A	B	C	D
Cuerpos de agua	100	100	100	100
Nevados	98	98	98	98
Centros poblados	77	85	90	92
Cultivos/Áreas intervenidas	62	71	78	81
Matorral arbustivo abierto	45	66	77	83
Pradera en zona de clima frío	68	79	86	89
Sabana de árboles leñosos	45	66	77	83
Sabana hidromórfica	25	55	70	77
Selva lluviosa tropical	25	55	70	77
Selva lluviosa tropical con bambúes	25	55	70	77
Selva temporal de hojas anchas	25	55	70	77
Selva hidrolítica	39	61	74	80
Desierto en zona de clima árido	72	81	88	91

Fuente: ANA (2015).

e. Aplicación del modelo hidrológico SWAT

SWAT hizo uso de la información que requiere, ingresando secuencialmente en la interfaz ArcGIS ArcSWAT y se dividió la subcuenca Quillcay en 247 HRU. Además, se tuvo en consideración la información meteorológica (lluvia, temperaturas máximas y mínimas) que fueron a partir del año 1983, por lo que el periodo para la simulación a escala mensual del modelo hidrológico SWAT fue para los años 1983-2016 donde los primeros 3 años (hasta 1986) se utilizó para el periodo de calentamiento del modelo, para suavizar las condiciones iniciales desconocidas. Esto significa que el modelo generó resultados de caudal de salida (m^3/s), para cada una de las 9 subunidades hidrológicas que delimitó SWAT a partir del MDE, desde enero de 1986 hasta diciembre de 2016.

3.2.3 Evaluación del modelo hidrológico en HEC-HMS con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay

El modelamiento en HEC-HMS requiere la siguiente información: data de las lluvias diarias tomadas de las estaciones virtuales dentro del área de la subcuenca; data de evapotranspiración promedio mensual de las estaciones mencionadas, información sobre la textura promedio del suelo de la subcuenca e información sobre el uso de suelos en la subcuenca.

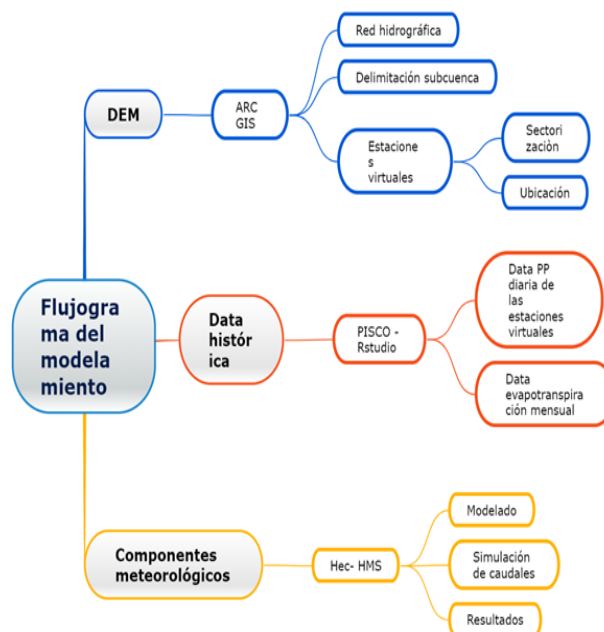


Figura 12: Flujo de trabajo del modelamiento

a. Procedimiento y aplicación de la metodología

Mediante uso de software SIG se procesó el DEM de 12.5 m, se delimitó la subcuenca hidrográfica. Se determinó los parámetros de caracterización de la subcuenca, obteniendo la red hídrica de la misma. Se dividió la subcuenca en microcuencas bajo el criterio de homogeneidad en el aspecto geomorfológico y los puntos de confluencia. El periodo de tiempo a modelar comprendió 1986-2016. Se utilizó la data de precipitación diaria y la data de evapotranspiración promedio mensual de la herramienta *PISCO*.

El software HEC-HMS, que es un modelo precipitación – escorrentía, se utilizó para hacer modelamientos hidrológicos y calcular los caudales máximos en puntos determinados.

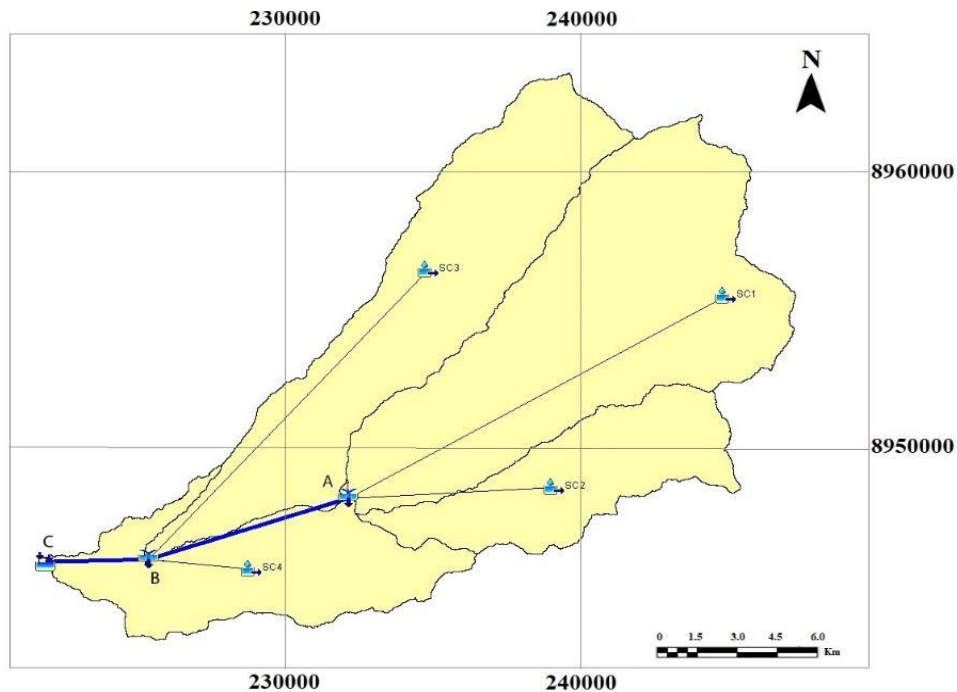


Figura 13: Gráfica del HEC-HMS con los puntos de interés

Se creó el *Basin Models* (modelo de cuenca) con el que se generaron las subcuencas y puntos de interés. El software permitió agregar a la ventana del visualizador archivos en formato *shapefile* de forma esquemática para la ubicación de los puntos/zonas hídricas de interés dentro de la subcuenca. Utilizando las *Subbasin Creation Tool* se ubicaron cuatro subcuencas. Con la herramienta *Junction Creation Tool* se crearon dos puntos de confluencia. Con la herramienta *Sink Creation Tool* se creó un punto de sumidero final ubicado en la ciudad de Huaraz por el cual discurrió todo el caudal de la subcuenca antes de

su confluencia con el río Santa. Para los tramos entre los puntos de confluencia y sumidero se crearon dos segmentos que sirvieron de unión con la herramienta *Reach Creation Tool*. Con todos los puntos de interés unidos entre sí, se creó el modelo gráfico básico de la subcuenca.

Por cada punto de interés creado se agregó automáticamente una fila en el panel lateral izquierdo. Para las subcuencas se seleccionó el método de pérdidas (*Loss Method*) que calcula los milímetros de precipitación que se pierde por infiltración en el suelo; y el método de transformación (*Transform Method*) que utiliza el hidrograma unitario para calcular la redistribución de la precipitación efectiva dentro de la subcuenca. Estos fueron los métodos fundamentales para el modelado. Además de estos hay métodos adicionales que consideran el follaje, irregularidades en la superficie y el flujo inicial.

En la primera pestaña, *Loss*, se introdujo el área de la cuenca en unidades de Km². Respecto al método de pérdidas, el método seleccionado fue el *Green and Ampt*, el cual considera como parámetro principal la textura promedio del suelo de la subcuenca. La correspondiente a la cuenca es la textura arenosa. De la definición de este parámetro se desprendieron otros cuatro: el potencial de succión del frente húmedo, la porosidad, la porosidad efectiva y la conductividad hidráulica. Los valores correspondientes se observan en la Figura 14.

Clase de suelo	Porosidad η	Porosidad efectiva θ_e	Potencial de succión del frente húmedo ψ cm	Conductividad Hidráulica K cm/h
Arena	0,437 (0,374-0,500)	0,417 (0,354-0,480)	4,95 (0,97-25,36)	11,78
Arena margosa	0,437 (0,363-0,506)	0,401 (0,329-0,473)	6,13 (1,35-27,36)	2,99
Marga arenosa	0,453 (0,351-0,555)	0,412 (0,283-0,541)	11,01 (2,67-45,47)	1,09
Marga	0,463 (0,375-0,551)	0,434 (0,334-0,534)	8,89 (1,33-59,38)	0,34
Marga limosa	0,501 (0,420-0,582)	0,486 (0,394-0,578)	16,68 (2,92-95,39)	0,65
Marga arcillo-arenosa	0,398 (0,332-0,464)	0,330 (0,235-0,425)	21,85 (4,42-108,0)	0,15
Marga arcillosa	0,464 (0,409-0,519)	0,309 (0,279-0,501)	20,88 (4,79-91,10)	0,10
Marga arcillo-limosa	0,471 (0,418-0,524)	0,432 (0,347-0,517)	27,30 (5,67-131,50)	0,10
Arcilla arenosa	0,430 (0,370-0,490)	0,321 (0,207-0,435)	23,90 (4,08-140,2)	0,06
Arcilla limosa	0,479 (0,425-0,533)	0,423 (0,334-0,512)	29,22 (6,13-139,4)	0,05
Arcilla	0,475 (0,427-0,523)	0,385 (0,269-0,501)	31,63 (6,39-156,5)	0,03

Figura 14: Tabla de clases de suelos de Green and Ampt

Fuente: Tomado de Rawls, Brakensiek y Miller (1983)

En la pestaña *transform* se seleccionó el Hidrograma Unitario de Clark (Clark Unit Hydrograph). Los parámetros a ingresar fueron el tiempo de concentración, a su vez el coeficiente de almacenamiento.

Ecuación de Témez

$$t_c = 0.3 \left(\frac{L}{i^{0.25}} \right)^{0.76} \quad (14)$$

Fuente: (Vélez & Botero, 2011)

Donde:

t_c : tiempo de concentración en horas (hr).

L : longitud del cauce del río principal en kilómetros (Km).

i : pendiente media de la cuenca (%).

Para los segmentos que unen los puntos de confluencia, en *Routing Method* se seleccionó retraso (*Lag*). En esta pestaña también se puede elegir el punto de desfogue en la opción *Downstream*. En la pestaña siguiente (*Routing*) se ingresó el tiempo de retraso en minutos (*Lag*). Para el caso del punto de sumidero final (C), no se requirió ingresar ningún parámetro ya que este solo recibe todo el caudal acumulado.

Seguidamente, se creó el módulo de información de *Time-Series Data* (series de tiempo). En este se agregó la data de las precipitaciones diarias. Se crearon 4 módulos de Medidores de precipitación (*Precipitación Gages*) con intervalo de tiempo de 1 día. Luego, se ingresó la hora y fecha de inicio y de fin de la data. Se restó un intervalo de tiempo a la fecha inicial. En nuestro caso, la fecha de inicio de la data fue 01/01/1986 y la fecha ingresada fue 31/12/1985. La fecha de finalización fue 31/12/2016. En la siguiente pestaña se ingresó la data de precipitación en milímetros. La primera fila quedó vacía. Se repitió el procedimiento para las estaciones virtuales restantes.

A continuación, se creó el modelo meteorológico (*Meteorologic Models*). En el campo *Precipitation* se selecciona especificar hietograma (*Specified Hyetograph*) y en el campo *Evapotranspiration* se selecciona promedio mensual (*Monthly Average*), en el campo *Replace Missing* seleccionar *Set To Default*. En la pestaña *Basins* se asignó la subcuena correspondiente al modelo. Con esto se habilitan subcampos en el modelo meteorológico. En *Specified Hyetograph* se vincula cada una de las estaciones virtuales con la microcuena correspondiente. En los subcampos de las microcuencas se ingresó las evapotranspiraciones

promedio mensual para todas las microcuencas. En este caso, la data obtenida no es de campo, por lo que en el Coeficiente se ingresa el valor 1. Si la data hubiese sido obtenida de un evaporímetro en campo, el valor estaría entre 0.7 - 0.8. Se repitió el procedimiento para cada microcuenca.

Se creó el módulo de *Control Specifications* (especificaciones de control) que en este módulo se indicó la hora y fecha sobre la cual se correría el modelo y visualizarían los resultados. Esta fecha no es necesariamente la misma que la ingresada en Información de series de tiempo. Generalmente la fecha de fin asignada para este propósito es posterior a la fecha de fin de la data de series de tiempo debido a que el proceso de precipitación, saturación del suelo y escorrentía hasta el punto de salida puede prolongarse varias horas después del inicio de la precipitación.

En la pestaña *Compute / Create Compute / Simulation Run* se creó un modelo de simulación. Se seleccionó la cuenca, el modelo meteorológico y luego las especificaciones de control. En el campo correspondiente se seleccionó la simulación y se habilitó un ícono para iniciar el proceso. Una vez finalizado se pudo observar a detalle los resultados en la pestaña *Results* en el panel izquierdo. La data se dividió por cada punto de interés ubicado dentro de la subcuenca. En cada subpestaña se observó los caudales a modo resumido y a detalle por cada intervalo de tiempo asignado, además de hidrogramas caudales picos en m^3/s , la fecha y hora en la que ocurren estos, etc. Para cada subcuenca se generó gráficas de flujos resultantes, precipitación, infiltración en el suelo, exceso de precipitación, precipitación perdida, etc.

3.2.4 Evaluación de la descarga de caudal de la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático

La importancia de los recursos hídricos radica en la relación con el cambio climático en los cambios atmosféricos y los eventos de lluvia, evaporación que se puede presentar a corto y largo plazo (Duque-Sarango et al., 2019). Los cambios globales están asociados con cambios rápidos y simultáneos en la temperatura de la superficie de la Tierra, la vegetación y la cobertura del suelo, lo que significa variaciones significativos y notables en el equilibrio hídrico (Aber et al., 2001).

La determinación de áreas propensas a inundaciones o la estimación de caudales requiere orientación previa. Aquí es donde toma interés la modelización hidrológica con softwares especializados y SIG, facilitando el tratamiento de datos geográficos y su visualización, proporcionando un panorama más completo y detallado de la zona estudiada. Permite representar en forma de mapas la información obtenida a través de modelos matemáticos, proporcionando un apoyo importante para el trabajo hidrológico y geomorfológico (Garrido et al., 2013).

La red hídrica en la subcuenca del río Quillcay está surcada por los glaciares de parte de la Cordillera Blanca, las filtraciones de los lagos en la cabecera de cuenca y la precipitación efectiva. El caudal resultante traspasa la ciudad de Huaraz y desagua en el cauce del Santa. A su vez el volumen de los glaciares de la subcuenca ha venido decreciendo. Esta cuantificación del volumen glaciar muestra que los glaciares tropicales en la subcuenca perdieron 2.73 Km³ de volumen, que representa un promedio de 36 por ciento de glaciar derretido en los últimos 35 años (Jara et al., 2023a).

a. Caso de estudio y localización

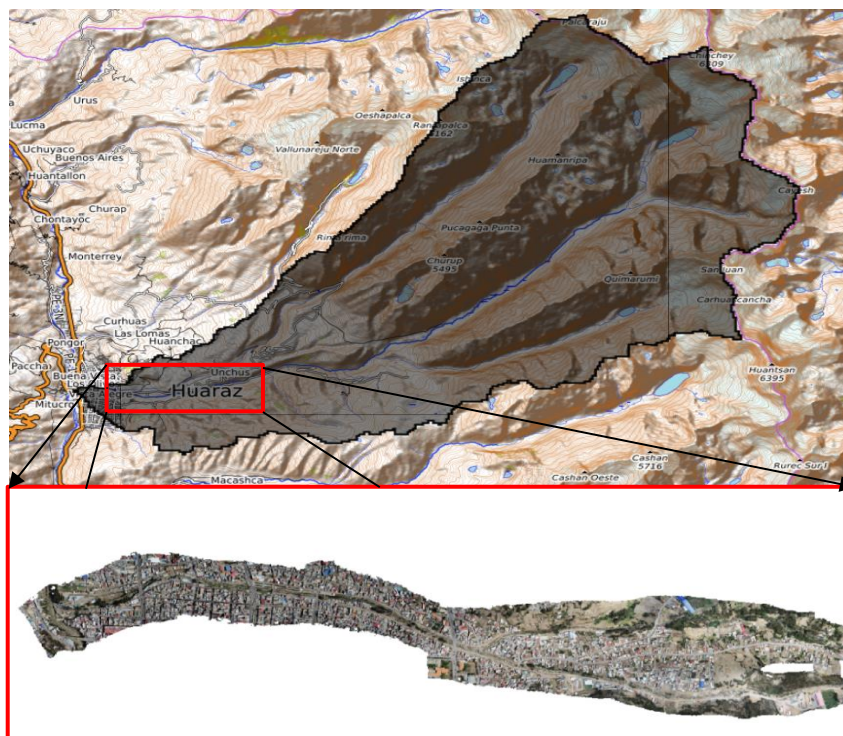


Figura 15: Área de estudio, subcuenca de río Quillcay

Fuente: Adaptado de Jara et al. (2023a).

b. Fuente de datos y Software

1. Datos de caudales

Los datos de los caudales fueron obtenidos de las aplicaciones de los modelos SWAT y HEC-HMS. En SWAT es ingresado de forma ordenada en el interfaz de ArcSWAT dentro del software ArcGIS. Los resultados obtenidos son de la consideración de datos meteorológicos de PISCO como los datos de la lluvia, temperaturas máximas y mínimas. En el modelo se establece un periodo de escala mensual para los años 1983-2016, de los cuales los primeros 3 años (1983, 1984 y 1985) se utilizaron como periodo de prueba para el modelo, para eliminar sesgos iniciales no conocidos, el periodo de calibración (los años 1986 hasta 1995) y validación (los años 1996 al 2016).

A partir de las 9 subunidades hidrográficas que delimitó SWAT a partir del DEM se realizó desde enero de 1986 hasta diciembre de 2016 y se generaron caudales diarios en m^3/s (Jara et al., 2023b).

2. Dem y Ortomosaico

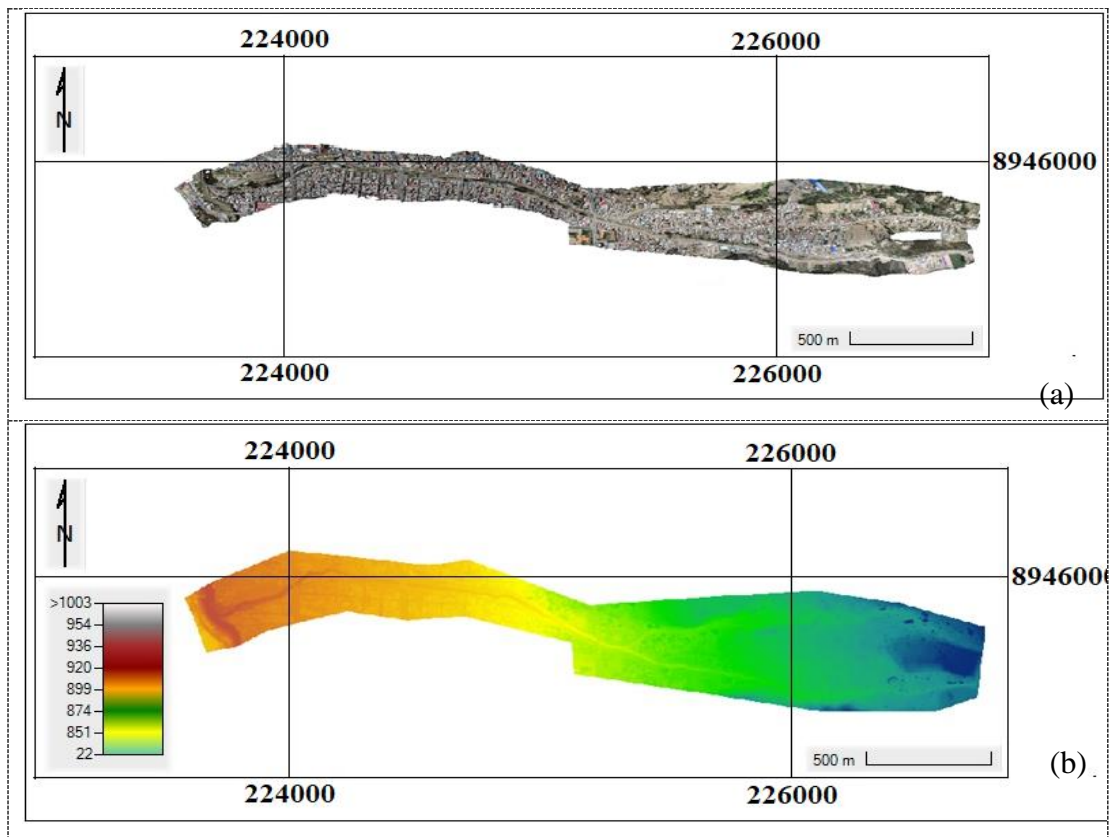


Figura 16: (a) Ortofoto georeferenciada y (b) DEM

Nota:

Se muestra en (a) el ortomosaico que es un conjunto de ortofotos georreferenciadas combinadas para formar una imagen continua, a partir del vuelo de un dron Phantom 4 Pro de fecha 08 de noviembre de 2022 y en (b) muestra el DEM que se generó a través de una nube de puntos que se ha obtenido en el ortofoto, que representa la elevación del terreno, las unidades del colorbar están en metros, el DEM, es de una resolución de 0.25 m, permitiendo identificar las características del terreno que influyen en el flujo del agua.

Una ortofoto georreferenciada, es una imagen aérea corregida para eliminar distorsiones causadas por la inclinación de la cámara y la topografía del terreno. Esta corrección asegura que la imagen tenga una escala uniforme y se alinee con un sistema de coordenadas específico, permitiendo su uso en aplicaciones de cartografía y análisis geoespacial. En otras palabras, una ortofoto georreferenciada tiene las características métricas de un mapa y los detalles de una fotografía, que está alineada con un sistema de coordenadas geográficas como UTM.

Un ortomosaico, es una imagen compuesta creada al unir varias ortofotos georreferenciadas. Este proceso implica tomar múltiples imágenes aéreas, corregirlas individualmente para eliminar distorsiones, y luego combinarlas para formar una imagen continua del área de interés.

La obtención de Ortofoto y Ortomosaico, fue a partir de un vuelo de un dron Phantom 4 Pro, se debe tener en cuenta un plan de vuelo para capturar imágenes con una superposición suficiente (generalmente entre el 60 % y 80 %) para garantizar una cobertura completa y permitir la creación del ortomosaico. El dron vuela siguiendo el plan de vuelo y captura una serie de imágenes aéreas.

El DEM (Modelo Digital de Elevación) cuya resolución espacial es de 0.25 metros, utilizando el dron Phantom 4 pro. El DEM generado de la superficie terrestre contiene información sobre la altitud o elevación de la tierra en diferentes puntos. Se utilizó en la simulación de descarga de caudal.

El DEM, con una resolución espacial de 0.25 metros proporciona una representación detallada y precisa de la elevación del terreno, donde cada píxel de la imagen representa una cuadrícula de 0.25 metros por 0.25 metros en la superficie terrestre. La alta resolución de 0.25 metros permite capturar detalles muy finos del terreno, que es crucial para aplicaciones

que requieren alta precisión, tales como modelar cómo el agua se desplaza sobre la superficie del terreno, mediante un software de modelado hidrológico como HEC-RAS.

a. Procedimiento y aplicación de la metodología

Iniciamos obteniendo los datos del terreno con alta resolución para realizar la simulación. Se realizó un plan de vuelo con el dron Phantom 4 Pro que consistió en:

- El área de vuelo de la sección que comprende el río Quillcay en la ciudad de Huaraz que se encuentra desde la convergencia de los ríos Auqui y Paria hasta el río Santa. Se tuvo un área cubierta de 1.35 km², teniendo en cuenta un ancho de 0.3 km, los primeros 1.4 km, luego para los 1.6 km restantes, el ancho fue de 0.4, 0.5, 0.6, 0.8 y 0.9 km, pues aguas arriba se tiene 2 confluencias de los ríos Auqui y Pariac, a diferencia de aguas abajo sólo es un cauce que es el río Quillcay.
- Se realizó un monitoreo del área de vuelo para asegurar la ausencia de obstáculos y restricciones que pudieran afectar la seguridad del vuelo y la calidad de las imágenes capturadas.
- Se realizó el vuelo a una altura de 80 m con un vuelo constante, con las condiciones meteorológicas y luz adecuadas entre las 10 a.m. hasta 2 p.m.
- Se realizó la configuración del dron Phantom 4 Pro para la toma de imágenes de alta resolución necesarias para el mapeo del terreno.
- Se realizó la descarga de las imágenes de vuelo.

Después de elaborar el plan de vuelo para la toma de imágenes de dron Phantom 4 Pro, se realizó el post procesamiento para que se generó el ortofoto y la nube de puntos. Luego se empleó el software Agisoft Photoscan para importar las imágenes y realizar ajustes de parámetros para el procesamiento. En este procesamiento se eliminaron las imágenes de baja calidad y se realizó la sensibilidad de correlación. El DEM fue generado a partir de nubes de puntos de una resolución espacial de 0.25 m.

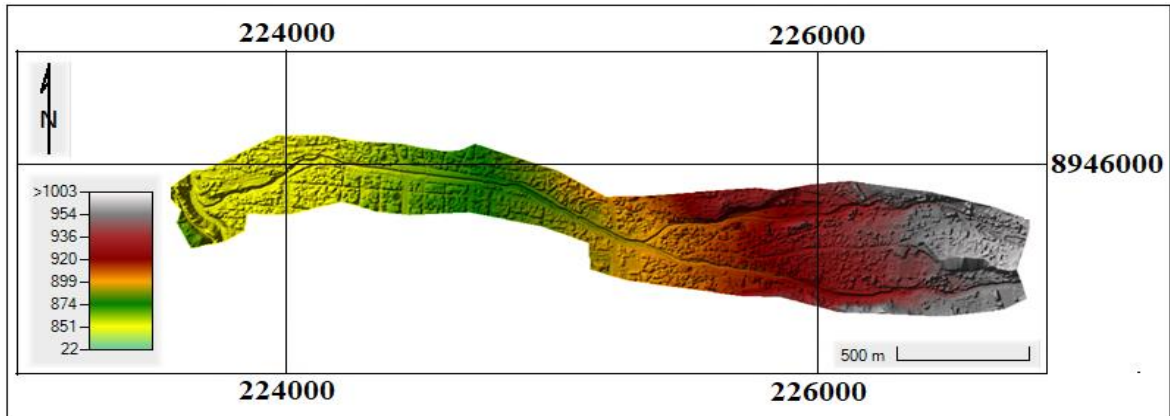


Figura 17: RAS Terrain del DEM

Nota:

Se muestra el RAS Terrain, que es un formato utilizado en HEC-RAS para representar datos de elevación del terreno derivados de un DEM obtenido mediante el vuelo de dron Phantom 4 pro, de fecha 08 de noviembre de 2022, las unidades del colorbar están en metros, el RAS Terrain del DEM se obtiene al momento de interpolar el DEM en Hec Ras.

El RAS Terrain es un formato utilizado en el software HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System) para representar datos de elevación del terreno, es un archivo que contiene información sobre la elevación del terreno, derivado de un DEM (Modelo Digital de Elevación).

Se genera mediante la captura de imágenes a partir de un vuelo de dron, las imágenes se procesan utilizando software de fotogrametría (Agisoft) para generar un DEM de resolución de 0.25 m.

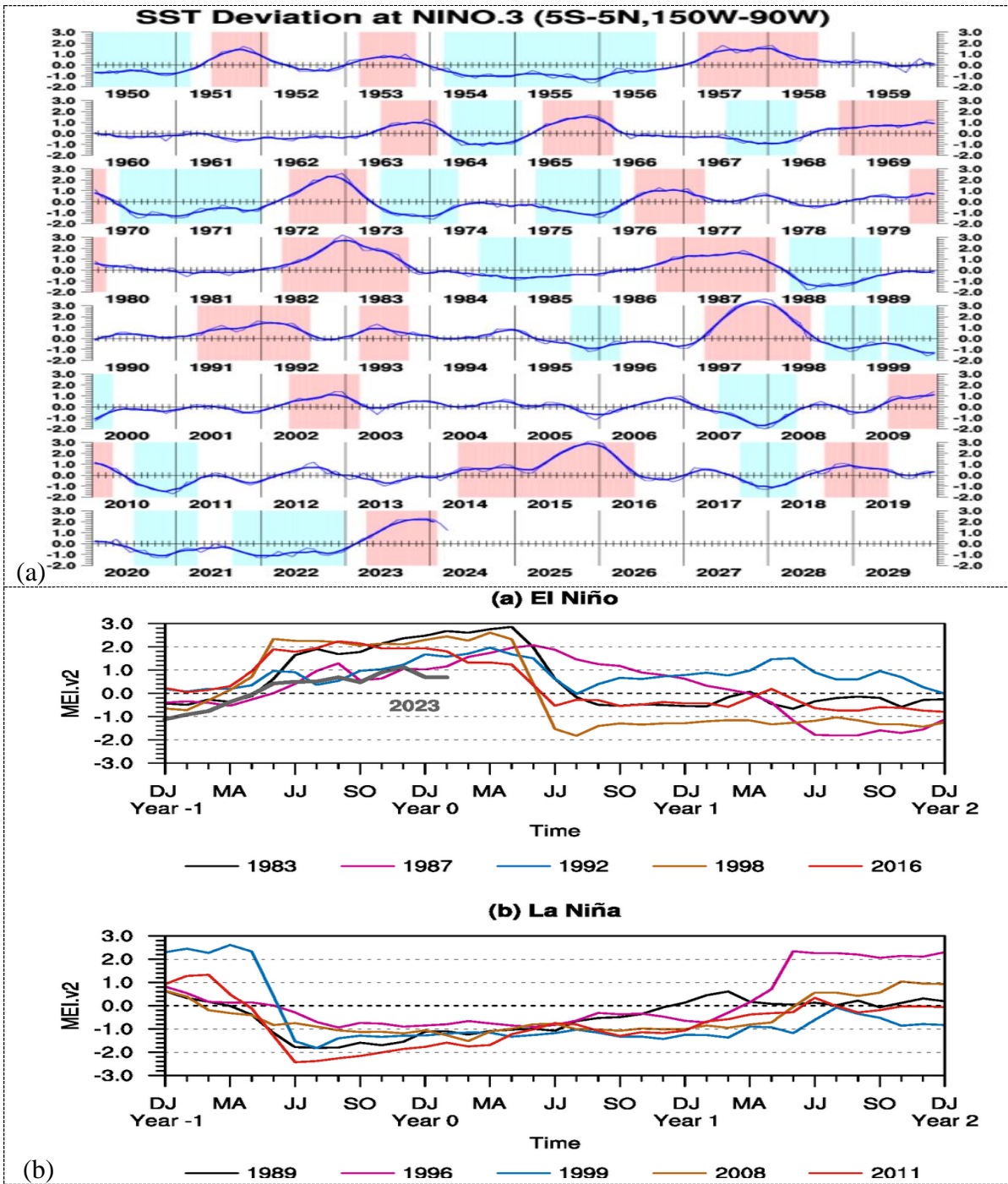


Figura 18: (a)Series temporales de la desviación SST - Niño y la Niña entre 1950 a 2023, (b)Evolución histórica de los eventos de ENSO

Fuente: Tomado de Tokyo Climate Center – WMO Regional Climate Center in RA II (2024), https://psl.noaa.gov/enso/past_events.html

Nota:

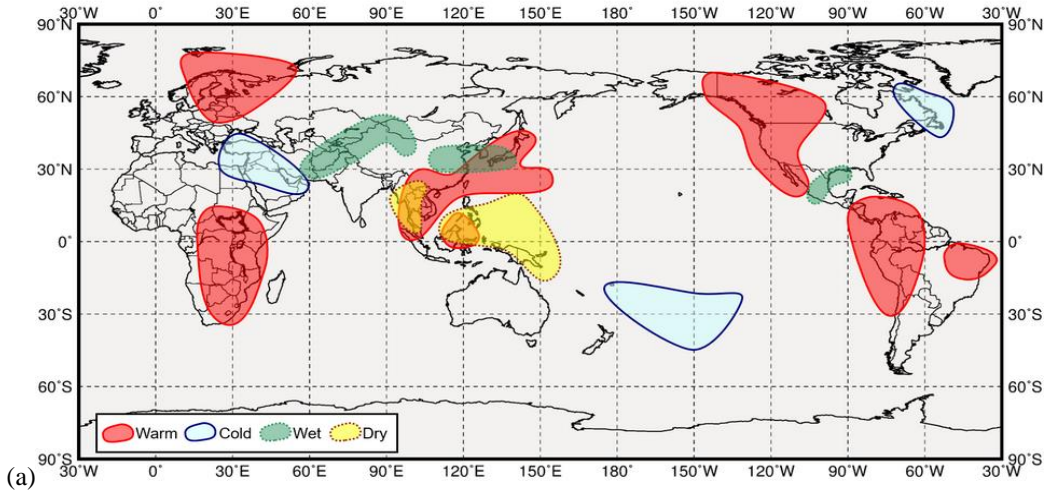
Líneas delgadas indican valores medios mensuales, y curvas gruesas alisadas representa cinco meses corrido valores medios. Las zonas de sombra rojas denotan periodos de El Niño y de La Niña.

El Niño	La Niña
	autumn 1949 - winter 1950/51
summer 1951 - winter 1951/52	
spring 1953 - autumn 1953	spring 1954 - summer 1956
spring 1957 - summer 1958	
summer 1963 - winter 1963/64	spring 1964 - winter 1964/65
spring 1965 - winter 1965/66	summer 1967 - spring 1968
autumn 1968 - winter 1969/70	spring 1970 - winter 1971/72
spring 1972 - spring 1973	summer 1973 - spring 1974
	spring 1975 - spring 1976
summer 1976 - spring 1977	
autumn 1979 - winter 1979/80	
spring 1982 - autumn 1983	summer 1984 - summer 1985
autumn 1986 - winter 1987/88	spring 1988 - spring 1989
spring 1991 - summer 1992	
spring 1993 - autumn 1993	autumn 1995 - spring 1996
spring 1997 - summer 1998	autumn 1998 - spring 1999
	summer 1999 - spring 2000
spring 2002 - winter 2002/03	summer 2007 - spring 2008
summer 2009 - spring 2010	summer 2010 - spring 2011
spring 2014 - spring 2016	autumn 2017 - spring 2018
autumn 2018 - spring 2019	summer 2020 - spring 2021
	autumn 2021 - winter 2022/23
spring 2023 -	

Figura 19: El Niño y la Niña en el siglo XX

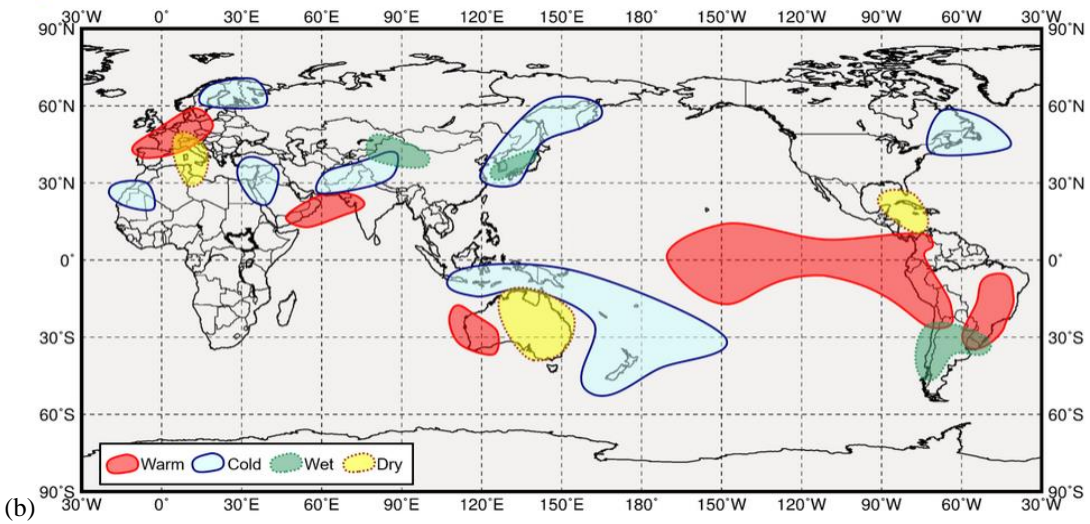
Fuente: Tomado de Tokyo Climate Center – WMO Regional Climate Center in RA II (2024)

Boreal spring (March through May)



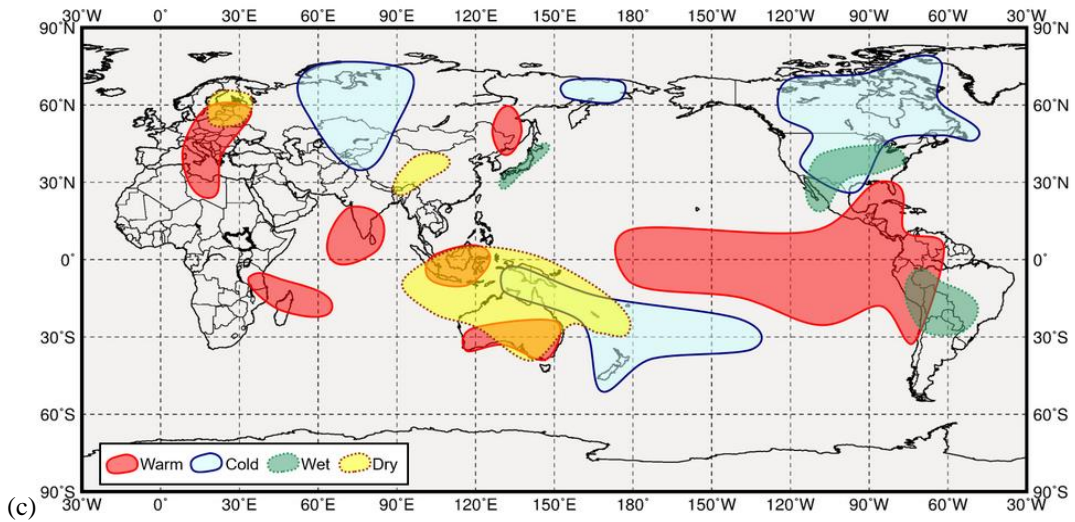
(a)

Boreal summer (June through August)



(b)

Boreal autumn (September through November)



(c)

«continuación»

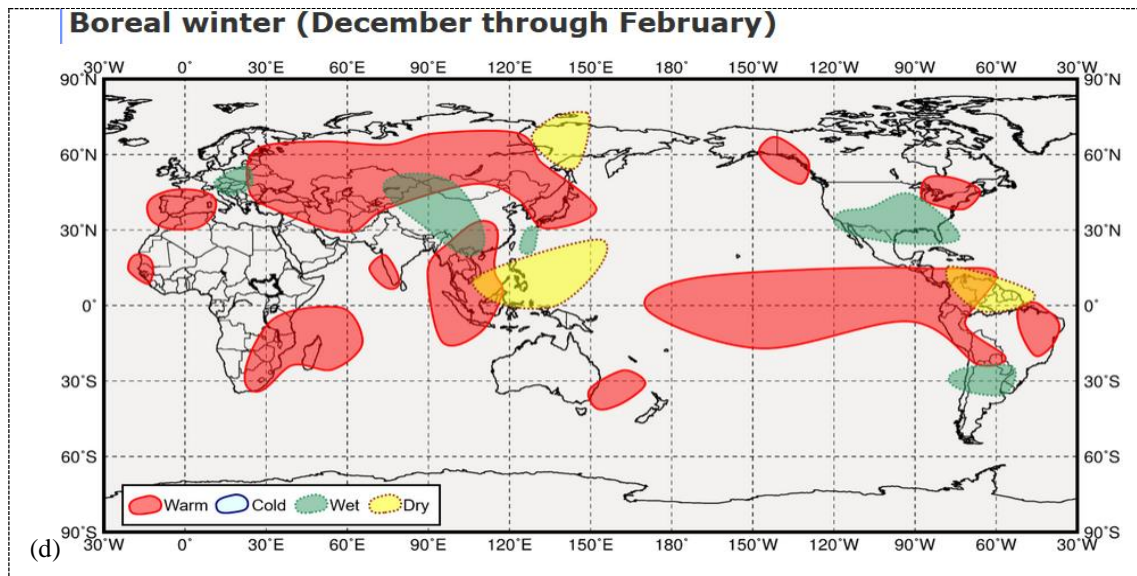


Figura 20: Anomalías de temperatura y precipitaciones en eventos SST más frescos en el Pacífico tropical occidental

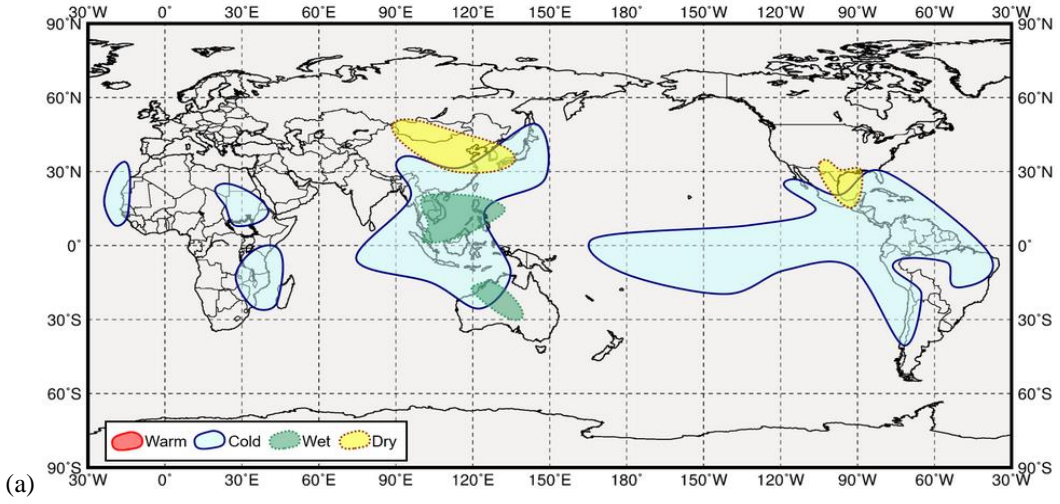
Fuente: Tomado de Tokyo Climate Center – WMO Regional Climate Center in RA II (2024).

Nota:

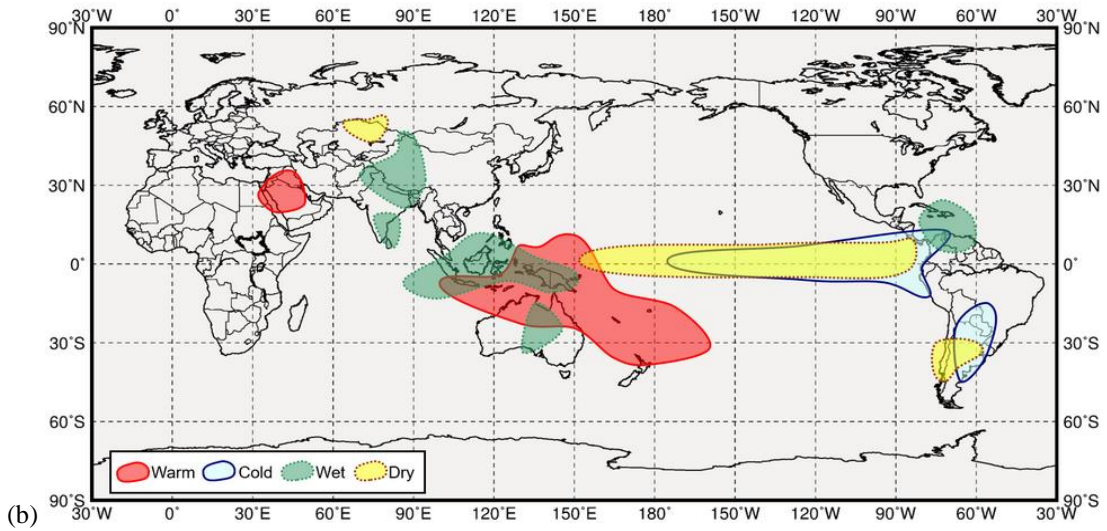
- (a) Primavera de Boreal (marzo a mayo)
- (b) Verano boreal (junio a agosto)
- (c) Otoño boreal (setiembre a noviembre)
- (d) Otoño boreal (setiembre a noviembre)

Se muestran patrones típicos de la temperatura de la superficie y las lluvias para cada temporada (primavera bérrea, verano, otoño e invierno) en eventos SST más fríos en el Pacífico tropical occidental. "SST" se refiere a "Sea Surface Temperature" en inglés, que en español significa "Temperatura de la Superficie del Mar", usado para describir las variaciones de temperatura en la capa superior del mar, específicamente en el Pacífico tropical occidental. Estas variaciones son importantes para entender cómo afectan al clima y a los patrones de precipitación en la región.

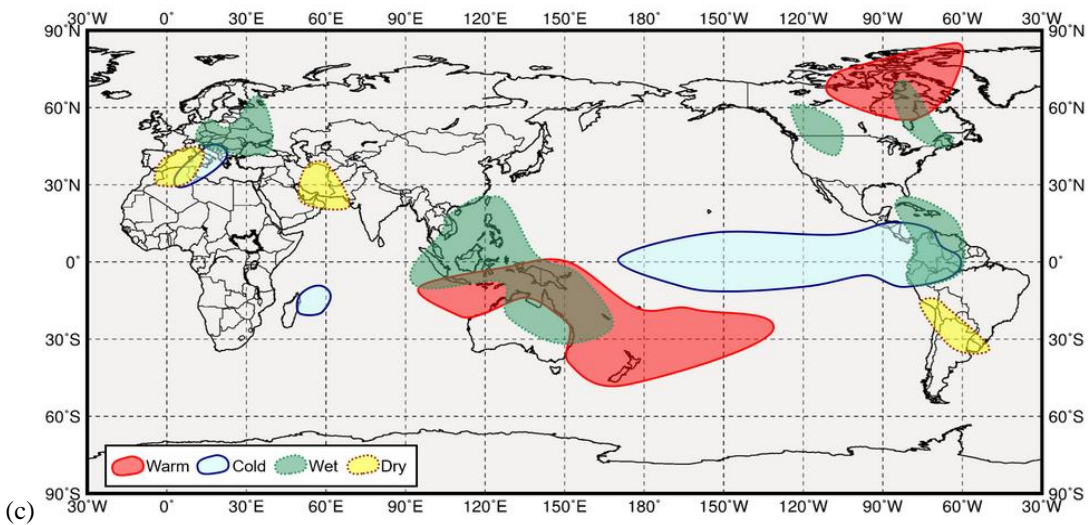
Boreal spring (March through May)



Boreal summer (June through August)



Boreal autumn (September through November)



«continuación»

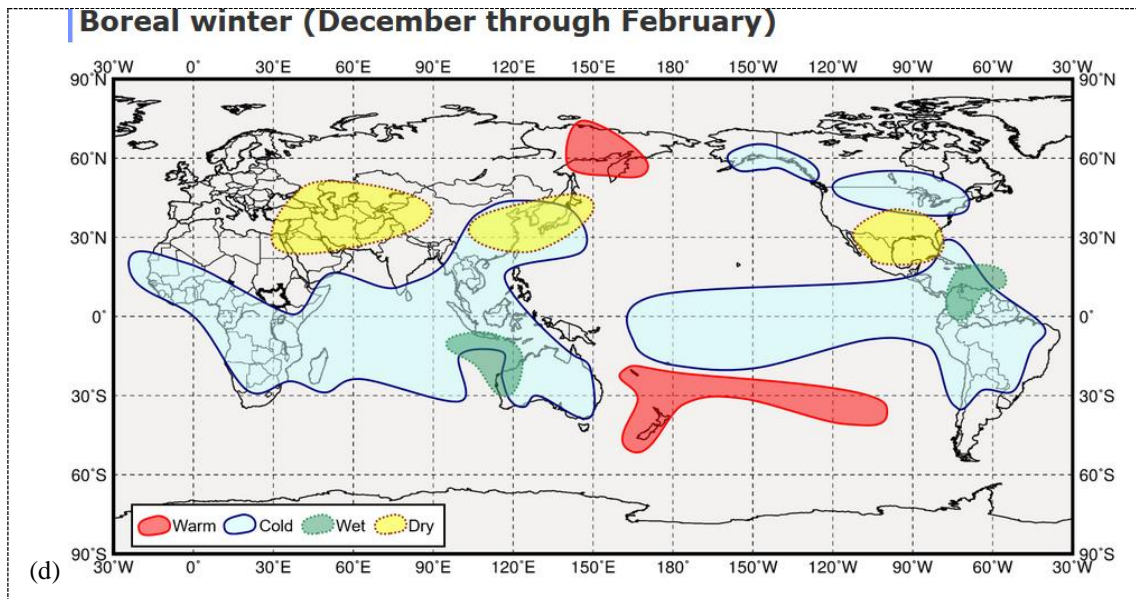


Figura 21: Anomalías de temperatura y precipitaciones en eventos SST más cálidos en el Pacífico tropical occidental

Fuente: Tomado de Tokyo Climate Center – WMO Regional Climate Center in RA II (2024).

Nota:

- (a) Primavera de Boreal (marzo a mayo)
- (b) Verano boreal (junio a agosto)
- (c) Otoño boreal (septiembre a noviembre)
- (d) Otoño boreal (septiembre a noviembre)

Se muestran patrones típicos de temperatura de superficie y precipitación para cada temporada (primavera boreal, verano, otoño e invierno) en eventos más calurosos de SST en el Pacífico tropical occidental. "SST" se refiere a "Sea Surface Temperature" en inglés, que en español significa "Temperatura de la Superficie del Mar", usado para describir las variaciones de temperatura en la capa superior del mar, específicamente en el Pacífico tropical occidental. Estas variaciones son importantes para entender cómo afectan al clima y a los patrones de precipitación en la región.

La variabilidad climática interanual impulsada por ENSO (El Niño-Oscilación del Sur), comprender la variabilidad de las precipitaciones recientes (Pr), las temperaturas máximas) y mínimas aparece como un ejercicio relevante y necesario no sólo para comprender mejor los cambios climáticos futuros en estos sitios glaciares sino también para mejorar las estimaciones de agua (Al-Yaari et al., 2023).

El fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur) se origina en el Pacífico tropical y tiene una fuerte influencia directa sobre el clima regional y los glaciares en los lados

occidentales de los Andes. ENSO es uno de los fenómenos más discutidos sobre la influencia de variabilidad interanual en precipitación y temperatura en los glaciares de los Andes tropicales.

Los Andes se deben principalmente a la modificación del Walker circulación por ENSO, un fenómeno acoplado océano-atmósfera con calor (El Niño) y frío (La Niña) episodios a lo largo del Pacífico ecuatorial (Veettil et al., 2017).

Para la presente investigación se eligieron estudios que coinciden con la ocurrencia del Niño, los periodos de Niño de 1997-1998 y Niño de 2014-2016 periodos que coinciden con los datos de caudal desde 1986 hasta 2016. Además, se tomaron periodos de sin la ocurrencia del evento del Niño.

La simulación en mallas en HEC-RAS se realizó usando una red de celdas de separación 10 x 10 para modelar la descarga en el río Quillcay, estableciendo la línea base de dirección de “Aguas arriba” y “Aguas abajo”.

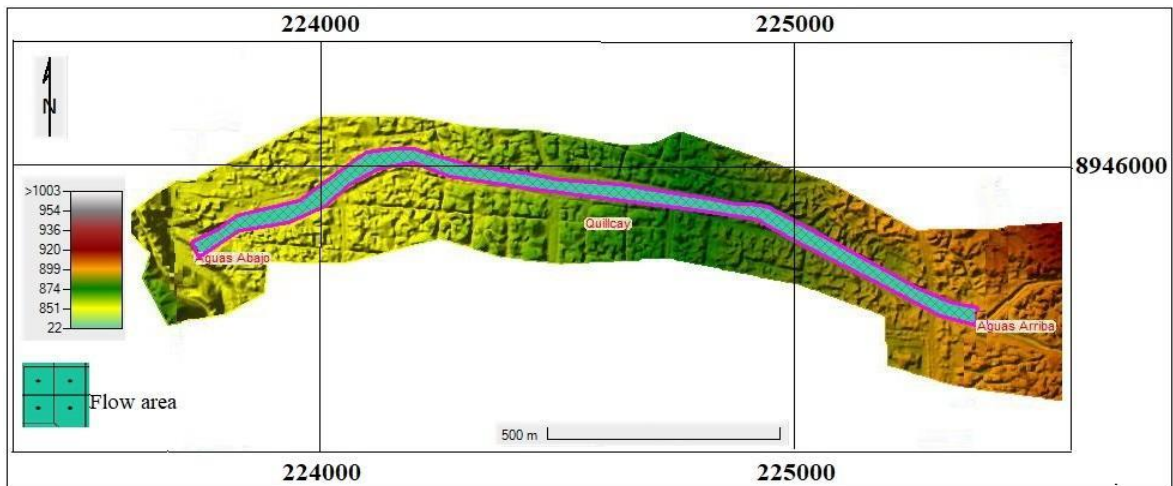


Figura 22: Geometría de mallas en HEC-RAS

Nota:

Se representa el terreno y las estructuras hidráulicas mediante una red de celdas y nodos que permiten una simulación precisa del flujo de agua, derivados de un DEM obtenido mediante el vuelo de drone Phantom 4 pro, de fecha 08 de noviembre de 2022, las unidades del colorbar están en metros, el Flow Area es el área dentro del modelo donde se calcula y simula el comportamiento del flujo de agua, dentro de cada celda de malla del Flow Area, HEC-RAS calcula variables hidráulicas como la altura del agua, la velocidad del flujo, y el volumen de agua.

En HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System), la geometría de mallas se refiere a la representación detallada del terreno y las estructuras hidráulicas en un modelo de flujo. Este modelo se utiliza para simular cómo el agua se mueve a través de un sistema fluvial, de canales, o de inundaciones. La geometría de mallas en HEC-RAS se crea mediante la generación de una malla de celdas que cubre el área de estudio, permitiendo una simulación precisa del comportamiento del agua.

Componentes de la Geometría de Mallas

Celdas de Malla (Mesh Cells): Las celdas de la malla son los componentes básicos de la geometría y pueden ser triangulares o cuadrangulares. Cada celda tiene propiedades hidráulicas que son utilizadas en las simulaciones.

Resolución de Malla: La resolución de la malla, es decir, el tamaño de las celdas, puede variar dependiendo del nivel de detalle requerido. Mallas más finas (con celdas más pequeñas) permiten una mayor precisión, pero requieren más tiempo de cómputo.

Nodos de Malla (Mesh Nodes): Los nodos son los puntos donde se conectan las celdas de la malla. En estos nodos, se calculan variables hidráulicas como la elevación del agua y las velocidades de flujo.

Elevación del Terreno: Cada nodo tiene una elevación asociada, derivada del DEM (Modelo Digital de Elevación) importado.

Bordes de Celdas (Cell Faces): Los bordes de las celdas son las líneas que conectan los nodos y forman los límites de las celdas. Las interacciones de flujo entre celdas adyacentes se calculan a través de estos bordes.

Se importa un DEM de alta resolución en HEC-RAS, que proporciona la información de elevación necesaria para construir la malla, se define el área de estudio y se generan las celdas de la malla que cubrirán esta área.

Se eligió “Unsteady Flow Data -Flow” en HEC-RAS para la descarga de caudales porque este método es de flujo inestable que cambia con el tiempo y se caracteriza por fluctuaciones en la velocidad y la altura del agua. Se realizó la simulación inestable

especificando los datos de flujo de tiempo por mes desde 1986 al 2016 y el caudal de cada fecha. Además, se estableció la frecuencia de salida de los resultados de cada mes con las que se actualizan estos datos.

Esto permite que HEC-RAS calcule el flujo a través del río en diferentes momentos del tiempo y muestre cómo cambia el flujo a lo largo del tiempo. En resumen, los datos de flujo inestable son datos de flujo que varían con el tiempo y se utilizan para simular el flujo inestable en HEC-RAS.

3.2.5 Calibración y validación

La calibración consiste en ajustar los parámetros del modelo de modo que las simulaciones del modelo puedan acercarse a los datos observados, en el proceso se ejecutan varias simulaciones del modelo y estos resultados son comparados con los datos observados, ajustándose los parámetros para minimizar la diferencia entre las simulaciones realizadas y los datos observados.

Después de ajustar el modelo, se necesita comprobar si el modelo funciona bien y la validación es la evaluación del modelo para garantizar la confiabilidad del modelo.

a. Calibración

El año que empieza el estudio es en 1986, pero se considera un período de ajuste o calentamiento de 3 años (los años 1983, 1984 y 1985) antes de la simulación principal, ya que es necesario ejecutar el modelo durante ese período inicial antes de comenzar la simulación principal que se utilizará para el análisis.

El período de ajuste (los años 1983, 1984 y 1985), se utiliza para permitir que el modelo SWAT ajuste sus condiciones iniciales y pueda adaptarse al comportamiento del sistema hidrológico que está siendo modelado. Durante este período, el modelo tiene la oportunidad de establecer las condiciones iniciales de los parámetros de manera que reflejen adecuadamente las características del área de estudio. Al incluir un período de ajuste de tres años, permite que el modelo SWAT ajuste sus condiciones iniciales para lograr una simulación más precisa y estable cuando se ejecuta el modelo para el período de interés (Figura 23).

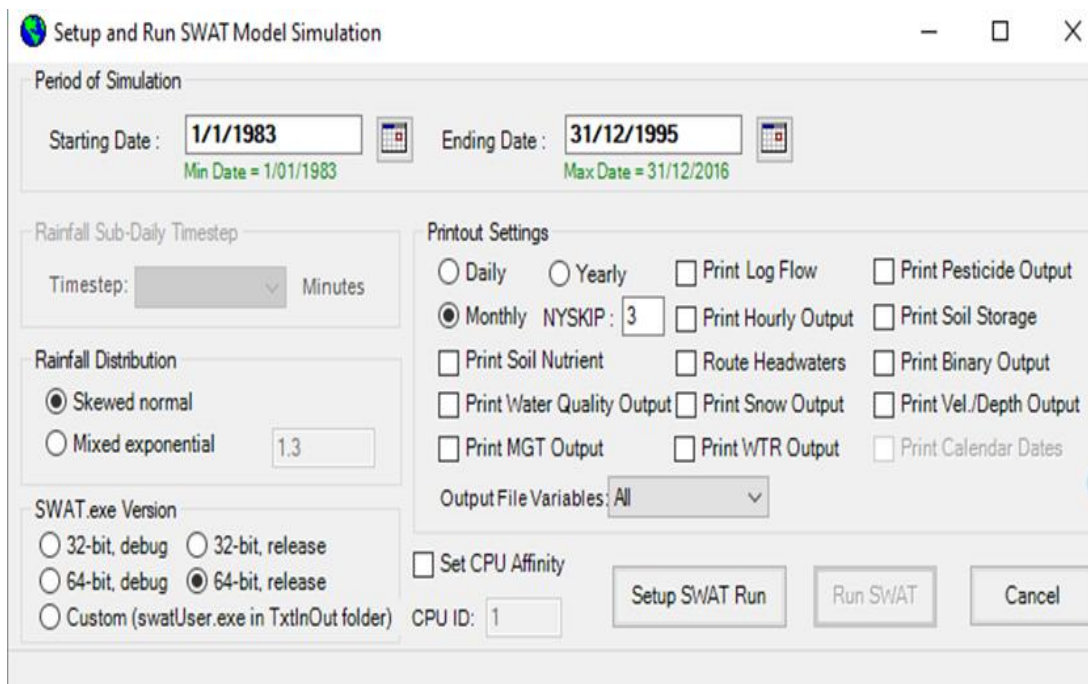


Figura 23: Periodo de calibración

Nota:

De la Figura 23, se observa que 1983, 1984 y 1985 son los años del ajuste, los años 1986 – 1995 son los años usados para la calibración, y los años restantes serán para el periodo de validación, esto es el periodo 1996 al 2016.

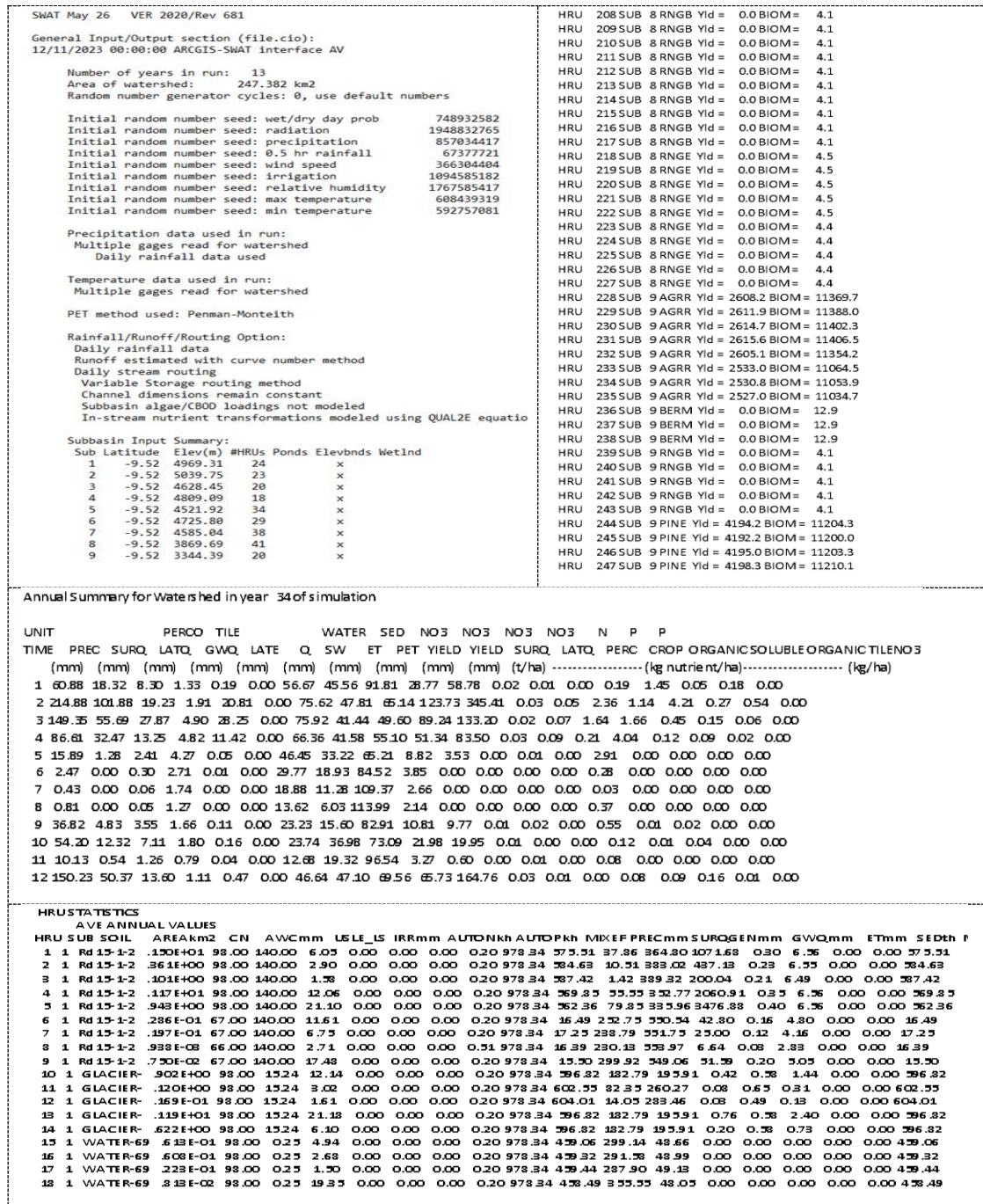


Figura 24: General Input/Output section

Nota:

Para poder realizar la simulación ingresamos en el SWAT-CUP, creamos un proyecto nuevo y dentro de la carpeta escenarios, vamos a crear una máscara para trabajar en ese entorno. Como datos de entrada de la calibración incluimos los parámetros a considerar, cada uno de ellos tiene un rango, ver la figura 25a, también se ingresan los caudales mensuales observados desde enero de 1986 hasta diciembre de 1995, siendo 120 datos, ver la figura 25b.

```

v_ALPHA_BF.gw 0.01 1
v_GW_DELAY.gw 0.01 500
v_GW_REVAP.gw 0.02 0.2
v_GWQMN.gw 0.01 5000
v_REVAPMN.gw 0.01 500
v_ESCO.hru 0.01 1
v_EPCO.hru 0.01 1
v_CANMX.hru 0.01 100
v_TIMP.bsn 0.01 1
v_SMFMX.bsn 0.01 10
v_SMFMN.bsn 0.01 10
v_SFTMP.bsn 0.01 5
v_SMTMP.bsn 0.01 5
v_SURLAG.bsn 1 24
v_CH_K2.rte 0.01 250
v_CH_N2.rte 0.01 0.3
r_CN2.mgt 0.3 0.3
v_TLAPS.sub 10 10
v_SHALLST.gw 0.01 1000
v_DEEPST.gw 0.01 5000
v_RCHRGP.gw 0.01 1
v_GWHT.gw 0.01 25
v_GW_SPYLD.gw 0.01 0.4
v_BIOMIX.mgt 0.01 1

```

(a)

```

1: number of observed variables
3: Objective function type, 1=mult, 2=sum, 3=r2, 4=chi2, 5=NS, 6=br2, 7=ssqr, 8=PBIAS, 9=KGE, 10=RSR, 11=MNS
0.5: min value of objective function threshold for the behavioral solutions
1: if objective function is 11=MNS (modified NS), indicate the power, p.

FLOW_OUT_9: this is the name of the variable and the subbasin number to be included in the objective function
1: weight of the variable in the objective function
-1: Dynamic flow separation. Not considered if -1. If 1, then values should be added in the forth column below after observations
-1: constant flow separation, threshold value. (not considered if -1)
1: if separation of signal is considered, this is weight of the smaller values in the objective function
1: if separation of signal is considered, this is weight of the larger values in the objective function
10: percentage of measurement error
120: number of data points for this variable as it follows below. First column is a sequential number from beginning
of the simulation, second column is variable name and date (format arbitrary), third column is variable value.

```

1	FLOW_OUT_001_1986	9
2	FLOW_OUT_002_1986	8.9
3	FLOW_OUT_003_1986	8.4
4	FLOW_OUT_004_1986	6.7
5	FLOW_OUT_005_1986	4.6
6	FLOW_OUT_006_1986	2.6
7	FLOW_OUT_007_1986	2.4
8	FLOW_OUT_008_1986	3.4
9	FLOW_OUT_009_1986	3

(b)

Figura 25: (a)Parámetros a considerar – calibration inputs, (b)Información observada - calibration inputs

```

Value: (8.901000)
Method: replace
Files Count: 247
Modified Values: 247 in 247 files
-----
23 Parameter: TLAPS
File: sub
Value: (0.000000)
Method: replace
Files Count: 9
Modified Values: 9 in 9 files
-----
24 parameters in 760 files modified successfully.

Simulation no= 5

SWAT2012
Rev. 635
Soil & Water Assessment Tool
PC Version
Program reading from file.cio . . . executing
Executing year 1
Executing year 2
Executing year 3
Executing year 4
Executing year 5
Executing year 6
Executing year 7
Executing year 8
Executing year 9
Executing year 10
Executing year 11
Executing year 12
Executing year 13
Execution successfully completed

```

Figura 26: Corrida del modelo

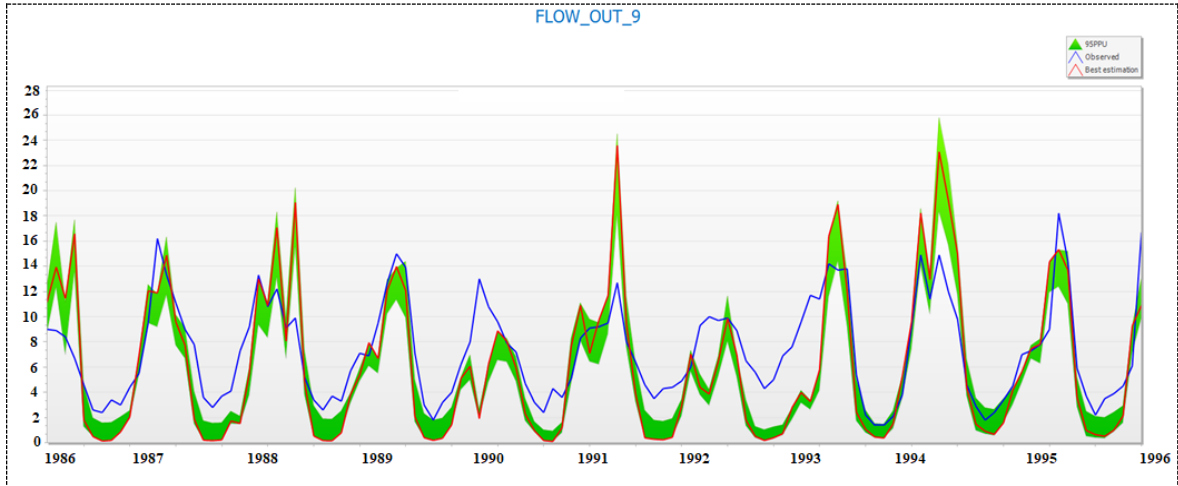


Figura 27: Calibration outputs: caudales observados y caudales con la mejor simulación

Tabla 12: Valores de los parámetros con la mejor simulación

Goal_type=R2	No_sins=5	Best_son_no=1	Best_goal=6.549883e-001
Parameter_Name	Fitted_Value	Min_value	Máx_value
1:V_ALPHA_8F.gw	0.307000	0.010000	1.000000
2:V_GW_DELAY.gw	350.002991	0.010000	500.000000
3:V_GW_REVAP.gw	0.110000	0.020000	0.200000
4:V_GWQMN.gw	2500.004883	0.010000	5000.000000
5:V_REVAPMN.gw	250.005005	0.010000	500.000000
6:V_ESCO.hru	0.505000	0.010000	1.000000
7:V_EPCO.hru	0.109000	0.010000	1.000000
8:V_CANMX.hru	70.002998	0.010000	100.000000
9:V_TIMP.bsn	0.703000	0.010000	1.000000
10:V_SMFMX.bsn	9.001000	0.010000	10.000000
11:V_SMFMN.bsn	7.003000	0.010000	10.000000
12:V_SFTMP.bsn	0.509000	0.010000	5.000000
13:V_SMTMP.bsn	0.509000	0.010000	24.000000
14:V_SURLAG.bsn	17.100000	1.000000	250.000000
15:V_CH_K2.rte	75.007004	0.010000	0.300000
16:V_CH_N2.rte	0.269000	-0.010000	0.300000
17:V_CN2.mgt	0.000000	-0.300000	10.000000
18:V_TLAPS.sub	8.000000	-10.000000	1000.000000
19:V_SHALLST.gw	500.005005	0.010000	5000.000000
20:V_DEEPST.gw	4500.000977	0.010000	1.000000
21:V_RCHRG_DP.gw	0.109000	0.010000	1.000000
22:V_GWHT.gw	17.503000	0.010000	25.000000
23:V_GW_SPYLD.gw	0.205000	0.010000	0.400000
24:V_BIOMIX.mgt	0.505000	0.010000	1.000000



Figura 28: Gráficos de valores de parámetros versus función objetivo

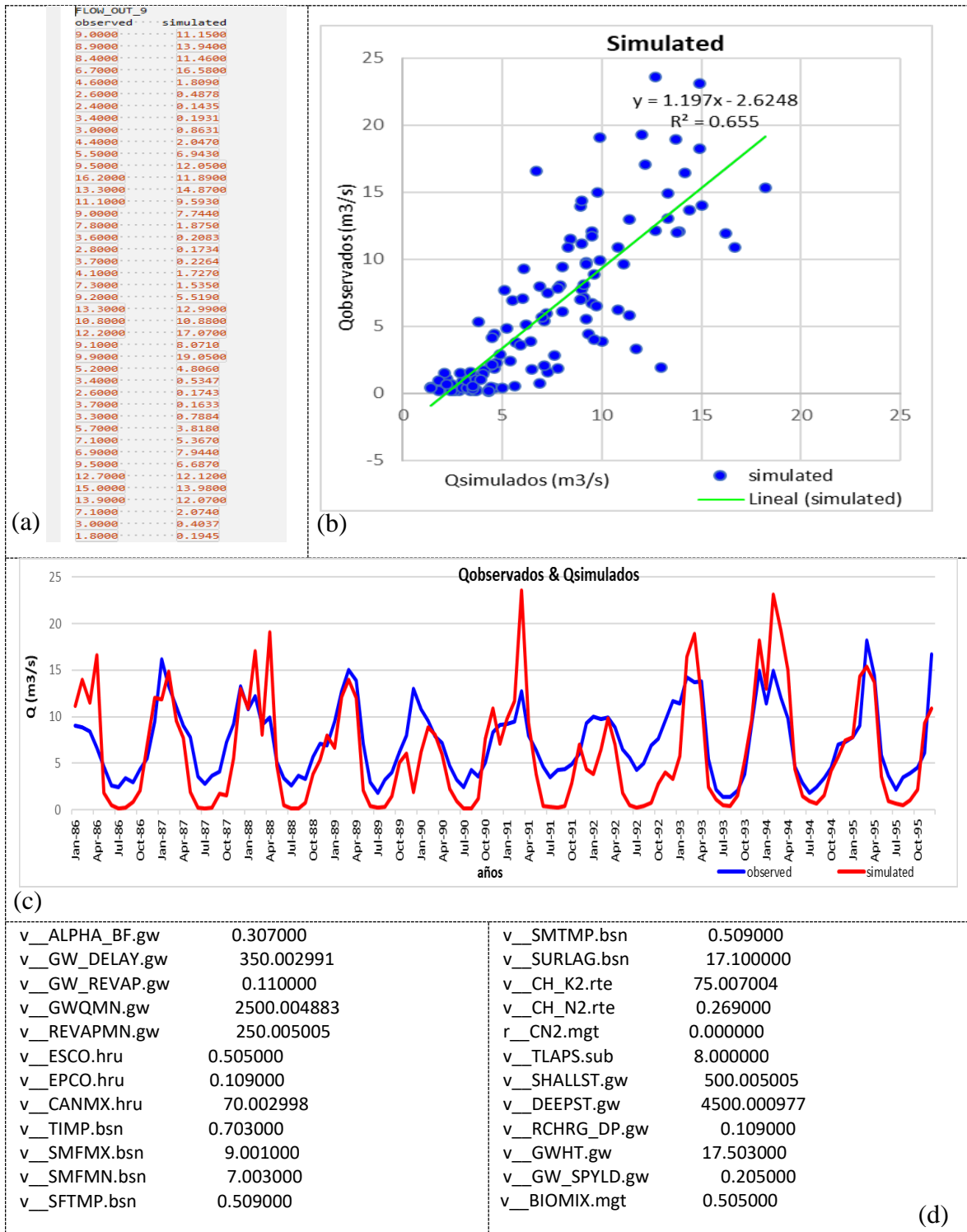


Figura 29: (a) y (c) Caudales observados y caudales con la mejor simulación, (b) Coeficiente de determinación, (d) Valores de los parámetros con la mejor simulación

Nota:

De la Figura 29, observamos que de la gráfica de dispersión se tiene el valor del coeficiente de determinación $R^2 = 0.655$, con los valores obtenidos de los parámetros se edita las entradas de la subcuenca e ir ingresando esos valores, ver la figura 30.

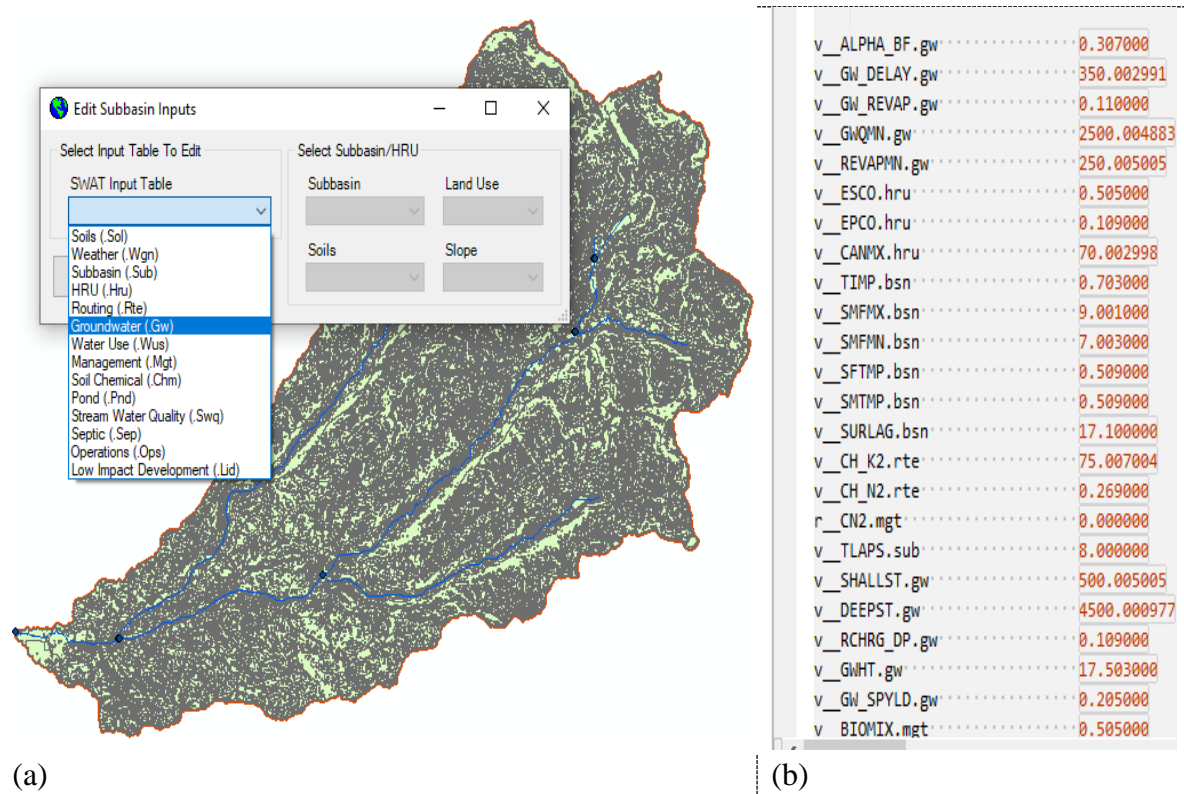


Figura 30: (a) Seleccionamos para editar los parámetros obtenidos en la simulación, (b) Valores de los parámetros obtenidos en la mejor simulación, (c) Ingreso de los parámetros obtenidos en la mejor simulación

Nota:

El proceso es simular para editar todos los parámetros obtenidos en la simulación.

b. Validación

Setup and Run SWAT Model Simulation

Period of Simulation
 Starting Date: 1/1/1983 (Min Date = 1/01/1983) Ending Date: 31/12/2016 (Max Date = 31/12/2016)

Rainfall Sub-Daily Timestep
 Timestep: [] Minutes

Rainfall Distribution
 Skewed normal
 Mixed exponential [1.3]

SWAT.exe Version
 32-bit, debug 32-bit, release
 64-bit, debug 64-bit, release
 Custom (swatUser.exe in TxtIn folder)

Printout Settings
 Daily Yearly Print Log Flow Print Pesticide Output
 Monthly NYSKIP: 3 Print Hourly Output Print Soil Storage
 Print Soil Nutrient Route Headwaters Print Binary Output
 Print Water Quality Output Print Snow Output Print Vel./Depth Output
 Print MGT Output Print WTR Output Print Calendar Dates

Output File Variables: All

Set CPU Affinity CPU ID: 1

Buttons: Setup SWAT Run, Run SWAT, Cancel

SWAT2020
 Rev. 681
 Soil & Water Assessment Tool
 PC Version
 Program reading from file.cio . . . executing

Executing year 1
 Executing year 2
 Executing year 3

Read SWAT Output

Import Files to Database

Open SWATOutput.mdb

Open output.std

Open input.std

Check Output Files to Import
 output.rch output.sed output.snu
 output.sub output.rsv output.pot
 output.hru output.pst output.vel
 output.dep output.wtr output.wql
 output.snw output.swr output.mgt

Review SWAT Output Run SwatCheck

Save SWAT Simulation
 Save current simulation as: (e.g., Sim1) Save Simulation

Buttons: Cancel

output.std: Bloc de notes

TIME	PREC	SURQ	LATQ	GWQ	PERCO	TILE	Q	SW	ET	PET	WATER	SED	NO3	NO3	NO3	NO3	N	P	P	TILENO3
(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(t/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)
8	5.55	0.07	0.71	0.00	0.02	0.00	14.81	9.34	89.38	1.65	0.10	0.01	0.03	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	26.14	4.27	3.02	0.00	0.07	0.00	17.18	16.21	84.85	8.11	10.72	0.08	0.04	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	46.53	11.39	5.22	0.00	0.11	0.00	21.84	24.87	84.30	17.42	21.24	0.06	0.01	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	91.86	35.94	18.37	0.00	0.18	0.00	31.82	37.57	75.66	42.05	86.69	0.03	0.01	0.00	1.65	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
12	183.08	81.25	16.39	0.00	2.03	0.00	61.62	49.88	101.15	98.36	268.19	0.07	0.02	0.04	1.31	0.52	0.03	0.06	0.00	0.00
1986	1051.88	428.16	130.38	0.00	92.78	0.00	61.62	385.23	911.50	567.49	1140.70	0.61	0.60	5.85	6.15	9.84	0.13	1.22	0.00	0.00
1	SWAT May 26 VER 2020/Rev 681																			
General Input/Output section (file.cio):																				
13/11/2023 00:00:00 ARCGIS-SWAT interface AV																				
Annual Summary For Watershed in year 5 of simulation																				
UNIT	PREC	SURQ	LATQ	GWQ	PERCO	TILE	Q	SW	ET	PET	WATER	SED	NO3	NO3	NO3	NO3	N	P	P	TILENO3
TIME	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(t/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)
1	171.39	65.37	23.39	0.00	23.36	0.00	70.02	51.70	64.67	89.45	151.20	0.07	0.07	0.69	0.15	3.07	0.03	0.38	0.00	0.00
2	176.60	80.81	21.11	0.00	21.70	0.00	71.95	50.00	65.53	102.56	315.81	0.08	0.15	1.85	0.72	1.28	0.03	0.16	0.00	0.00
3	109.82	37.38	21.13	0.00	21.69	0.00	70.85	33.44	39.66	59.27	89.67	0.03	0.11	1.84	0.65	0.28	0.01	0.03	0.00	0.00
4	107.60	41.64	14.70	0.00	13.34	0.00	68.88	39.54	50.67	57.14	89.69	0.05	0.04	0.57	1.68	0.21	0.02	0.03	0.00	0.00
5	15.94	4.03	2.88	0.00	0.05	0.00	45.00	34.63	72.57	7.79	14.01	0.01	0.01	0.00	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	2.77	0.04	0.44	0.00	0.01	0.00	28.90	18.47	84.87	1.36	0.19	0.00	0.01	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	1.09	0.00	0.25	0.00	0.01	0.00	18.33	12.23	105.23	1.14	0.00	0.00	0.01	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8	6.25	0.00	0.78	0.00	0.02	0.00	13.53	10.27	91.04	1.65	0.00	0.00	0.02	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	44.11	7.76	5.49	0.00	0.11	0.00	19.95	23.95	83.11	14.06	17.00	0.20	0.04	0.00	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	30.81	5.11	3.83	0.00	0.00	0.00	18.63	23.33	73.59	9.73	6.79	0.01	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	118.29	36.14	12.07	0.00	0.36	0.00	47.84	35.87	57.50	48.93	98.27	0.03	0.01	0.00	0.15	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
12	156.92	65.16	19.79	0.00	7.96	0.00	54.28	61.50	87.12	85.65	228.05	0.05	0.01	0.10	0.41	0.09	0.03	0.01	0.00	0.00
1987	942.40	343.47	125.85	0.00	88.69	0.00	54.28	394.92	875.58	478.73	1011.50	0.53	0.48	5.04	7.27	4.97	0.15	0.61	0.00	0.00
1	SWAT May 26 VER 2020/Rev 681																			
General Input/Output section (file.cio):																				
13/11/2023 00:00:00 ARCGIS-SWAT interface AV																				
Annual Summary For Watershed in year 6 of simulation																				
UNIT	PREC	SURQ	LATQ	GWQ	PERCO	TILE	Q	SW	ET	PET	WATER	SED	NO3	NO3	NO3	NO3	N	P	P	TILENO3
TIME	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(t/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg nutrient/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)
1	180.13	68.64	21.28	0.00	18.65	0.00	73.14	50.19	71.37	90.59	202.58	0.07	0.08	0.61	0.10	3.13	0.04	0.39	0.00	0.00
2	206.28	93.28	27.47	0.00	29.43	0.00	73.29	55.63	69.07	121.41	271.69	0.06	0.17	2.18	0.61	0.85	0.05	0.11	0.00	0.00
3	118.99	40.94	17.39	0.00	17.56	0.00	75.41	40.88	50.58	59.10	77.26	0.03	0.07	1.31	0.72	0.36	0.02	0.05	0.00	0.00
4	237.93	111.99	33.22	0.00	46.95	0.00	77.31	41.77	46.03	146.04	278.79	0.04	0.06	0.95	1.18	2.29	0.05	0.29	0.00	0.00
5	39.31	11.70	8.75	0.00	0.97	0.00	62.53	37.98	51.15	21.42	32.13	0.02	0.01	0.00	1.91	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
6	2.18	0.01	0.64	0.00	0.01	0.00	36.24	28.29	88.08	1.66	0.02	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	26.88	15.36	113.34	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8	3.04	0.00	0.25	0.00	0.01	0.00	15.18	8.50	106.05	1.32	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	36.40	4.00	4.07	0.00	0.11	0.00	31.04	31.39	33.42	0.47	11.43	0.03	0.04	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Figura 31: Proceso para obtener los datos de salida del SWAT

32	v_ALPHA_BF.gw	0.307000
33	v_GW_DELAY.gw	350.002991
34	v_GW_REVAP.gw	0.110000
35	v_GWQMN.gw	2500.004883
36	v_REVAPMN.gw	250.005005
37	v_ESCO.hru	0.505000
38	v_EPCO.hru	0.109000
39	v_CANMX.hru	70.002998
40	v_TIMP.bsn	0.703000
41	v_SMFMX.bsn	9.001000
42	v_SMFMN.bsn	7.003000
43	v_SFTMP.bsn	0.509000
44	v_SMTMP.bsn	0.509000
45	v_SURLAG.bsn	17.100000
46	v_CH_K2.rte	75.007004
47	v_CH_N2.rte	0.269000
48	r_CN2.mgt	0.000000
49	v_TLAPS.sub	8.000000
50	v_SHALLST.gw	500.005005
51	v_DEEPST.gw	4500.000977
52	v_RCHRG_DP.gw	0.109000
53	v_GWHT.gw	17.503000
54	v_GW_SPLYD.gw	0.205000
55	v_BIOMIX.mgt	0.505000

Parameters:				Value			Filter Conditions (optional)			
#	Par Name	File Name	File Ext.	Method	Min	Max	Hydro Grp	Soil Texture	Landuse	Subbasins
1	ALPHA_BF		.gw	V Replace	0.307	1				(All)
2	GW_DELAY		.gw	V Replace	350.0...	500				(All)
3	GW_REVAP		.gw	V Replace	0.11	0.2				(All)
4	GWQMN		.gw	V Replace	2500....	5000				(All)
5	REVAPMN		.gw	V Replace	250.0...	500				(All)
6	ESCO		.hru	V Replace	0.505	1				(All)
7	EPCO		.hru	V Replace	0.109	1				(All)
8	CANMX		.hru	V Replace	70.00...	100				(All)
9	TIMP		.bsn	V Replace	0.703	1				(All)
10	SMFMX		.bsn	V Replace	9.001	10				(All)
11	SMFMN		.bsn	V Replace	7.003	10				(All)
12	SFTMP		.bsn	V Replace	0.509	5				(All)
13	SMTMP		.bsn	V Replace	0.509	5				(All)
14	SURLAG		.bsn	V Replace	17.1	24				(All)
15	CH_K2		.rte	V Replace	75.00...	250				(All)
16	CH_N2		.rte	V Replace	0.269	0.3				(All)
17	CN2		.mgt	I Relative	-0.3	0.3				(All)
18	TLAPS		.sub	V Replace	8	10				(All)
19	SHALLST		.gw	V Replace	500.0...	1000				(All)
20	DEEPST		.gw	V Replace	4500....	5000				(All)
21	RCHRG_DP		.gw	V Replace	0.109	1				(All)
22	GWHT		.gw	V Replace	17.503	25				(All)
23	GW_SPLYD		.gw	V Replace	0.205	0.4				(All)
24	BIOMIX		.mgt	V Replace	0.505	1				(All)

```

Soil & Water Assessment Tool
PC Version
Program reading from file.cio . . . executing

Executing year 1
Executing year 2
Executing year 3
Executing year 4
Executing year 5
Executing year 6
Executing year 7
Executing year 8
Executing year 9
Executing year 10
Executing year 11
Executing year 12
Executing year 13
Executing year 14
Executing year 15
Executing year 16
Executing year 17
Executing year 18
Executing year 19
Executing year 20
Executing year 21

Execution successfully completed
variable # 1

```

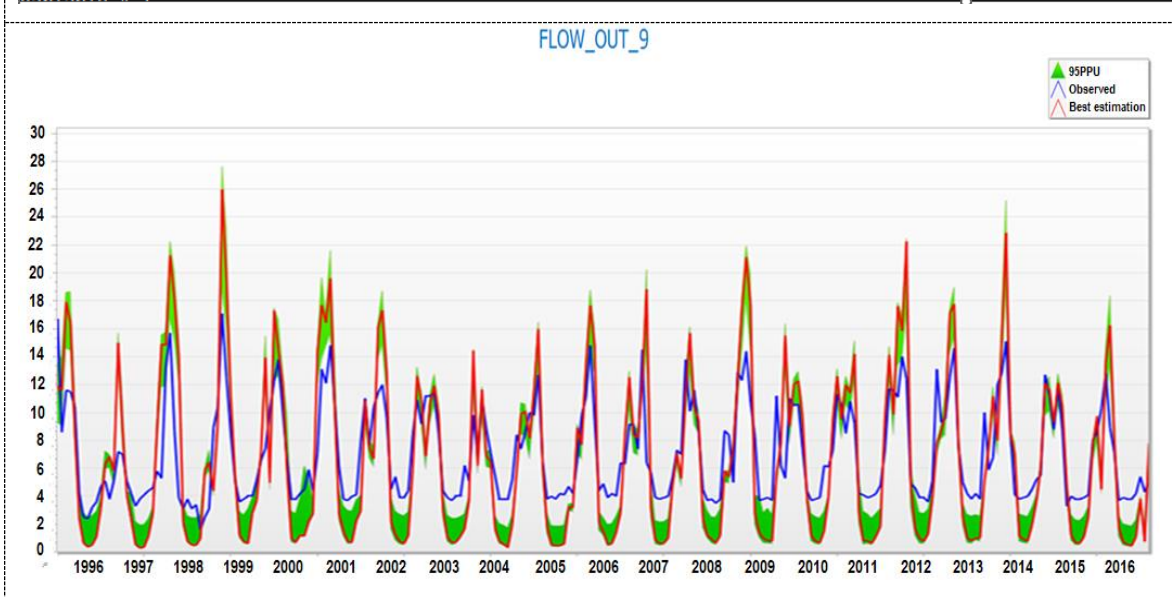
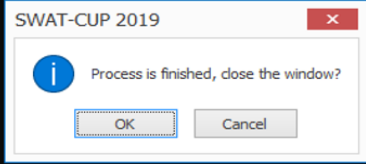


Figura 32: Proceso para obtener los datos de salida del SWAT-CUP

3.2.6 Corrección de la salida del modelo – BIAS correction

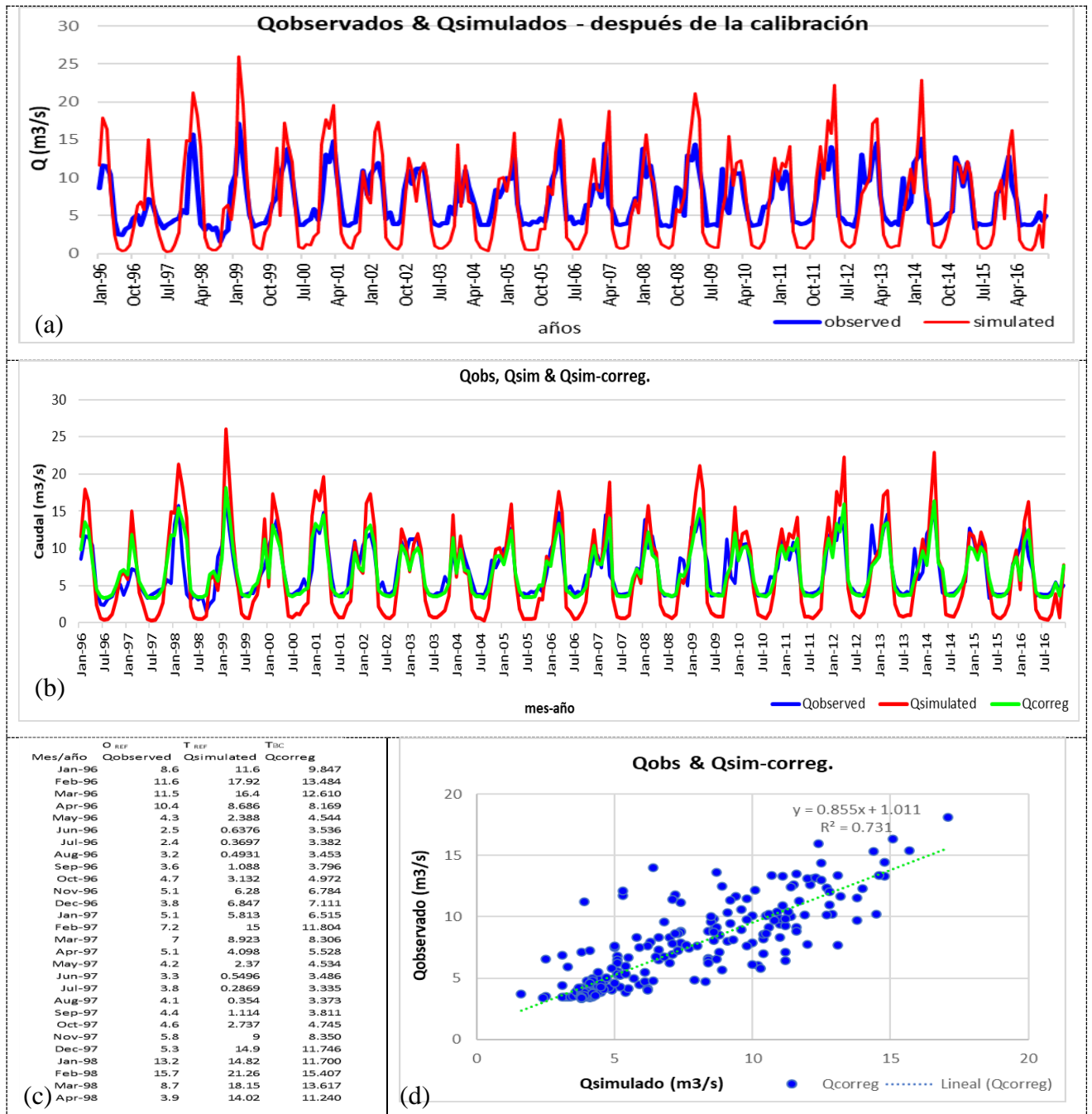


Figura 33: (a) Caudal observado y caudal simulado por el SWAT-CUP, después de la calibración, (b) y (c) Corrección de la salida del modelo – BIAS correction: Qobs & Qsim-correg, (d) Coeficiente de determinación Qobs & Qsim-correg

Nota:

Se muestra los valores de los caudales observados mensuales (azul) y los simulados mensuales (rojo) en comparación con los caudales corregidos (verde).

De la Figura 33, observamos que de la gráfica de dispersión se tiene un coeficiente de determinación $R^2 = 0.731$, estos datos son después de haber sido calibrado con los parámetros obtenidos luego de la mejor simulación. A diferencia de la figura 29, que de la gráfica de dispersión se tiene un $R^2 = 0.655$ (coeficiente de determinación) y como el R^2 es mayor en el último caso ($R^2 = 0.731$), al caso inicial ($R^2 = 0.655$), decimos que se acepta el modelo.

3.2.7 Análisis estadístico de los datos observados – Estación Quillcay

La información de los caudales observados mensuales desde enero de 1986 hasta diciembre de 2016 de la estación Quillcay (Macedo, 2023).

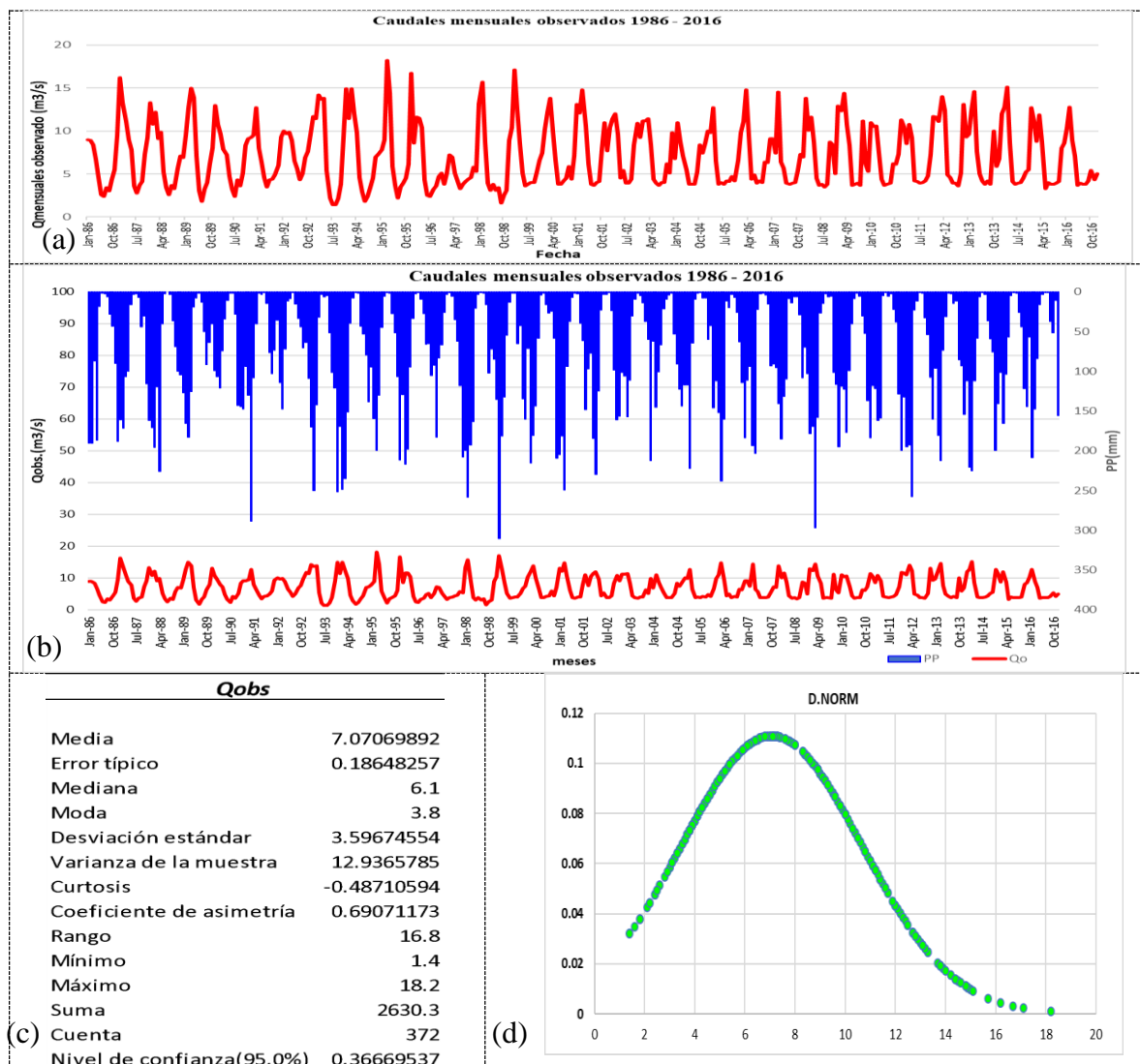


Figura 34: (a) Serie histórica de caudales mensuales observados años 1986-2016, (b) Precipitación mensual (azul) y caudales mensuales observados (rojo) años 1986-2016, (c) Estadística descriptiva, (d) Distribución normal

Análisis estadístico – Quillcay

C. Consistencia de la media de los caudales mensuales años 1986 – 2016

$n_1 = 180$ $n_2 = 192$ $N = 372$

Tabla 13: Análisis de los datos para calcular t_c

n	x_i	x_j	$(x_i - x_1)^2$	$(x_j - x_2)^2$
1	9	13.1	4.213896605	34.96997504
2	8.9	12.1	3.813341049	24.14289171
3	8.4	14.8	2.110563272	57.96601671
4	6.7	10.6	0.061118827	11.65226671
5	4.6	6.1	5.50945216	1.18039171
6	2.6	3.8	18.89834105	11.46810004
7	2.4	3.7	20.67722994	12.15539171
8	3.4	4	12.58278549	10.15351671
9	3	4.1	15.58056327	9.526225043
10	4.4	7.9	6.488341049	0.50914171
		.		
		.		
		.		
177	4.5	3.9	5.988896605	10.80080838
178	5.9	4.1	1.096674383	9.526225043
179	4.4	8	6.488341049	0.661850043
180	7.1	8.6	0.023341049	1.998100043
181		10.3		9.69414171
182		12.8		31.51185004
183		8.9		2.936225043
184		7.1		0.007475043
185		3.7		12.15539171
186		3.9		10.80080838
187		3.8		11.46810004
188		3.8		11.46810004
189		4.2		8.918933377
190		5.4		
191		4.3		
192		5		
Total	1250.500	1379.800	2649.65	2128.201

$\bar{X}_1 = 6.947$ $S_1(x) = 3.847$

$\bar{X}_2 = 7.186$ $S_2(x) = 3.351$

Cálculo del t calculado t_c

$$t_c = \frac{(x_1 - x_2)}{\left[\left(\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right) \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{1/2}}$$

Donde:

n_1 : muestra 1.

n_2 : muestra 2.

\bar{X}_1 : la media de los datos de la muestra 1.

\bar{X}_2 : la media de los datos de la muestra 2.

$S_1(x)$: desviación estándar de la muestra 1.

$S_2(x)$: desviación estándar de la muestra 2.

Reemplazando: $t_c = 0.641$

Cálculo del t tabular t_t

Haciendo uso de la tabla t de Student, considerando la probabilidad del 95 % y 5 % ($\alpha/2$) como nivel de significancia.

$$\alpha/2 = 0.025$$

grados de libertad de $v = n_1 + n_2 - 2$

$$v = 180 + 192 - 2 = 370$$

Con los datos mostrados, ingresamos a la tabla para obtener el t tabular:

$$t_t = 1.192$$

Comparar el t calculado (t_c) con el t hallado de la tabla (t_t)

$t_c < t_t$ (95 %), $\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$ no se corrige

$t_c > t_t$ (95 %), $\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$ se corrige la información

En nuestro caso: $t_c = 0.641 < t_t = 1.192$

Por lo tanto, concluimos que, no se realiza la corrección.

3.2.8 Caudales observados y los caudales simulados después de la calibración – Modelo SWAT y Modelo HEC-HMS

En el contexto de la calibración de modelos hidrológicos como SWAT y HEC-HMS, es importante comparar los caudales observados con los caudales simulados después de la calibración. Esta comparación nos permite evaluar la precisión y la eficacia de los modelos en la predicción de los caudales.

Se determinará el coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) y el coeficiente determinístico R^2 , para determinar la concordancia entre los caudales observados y simulados.

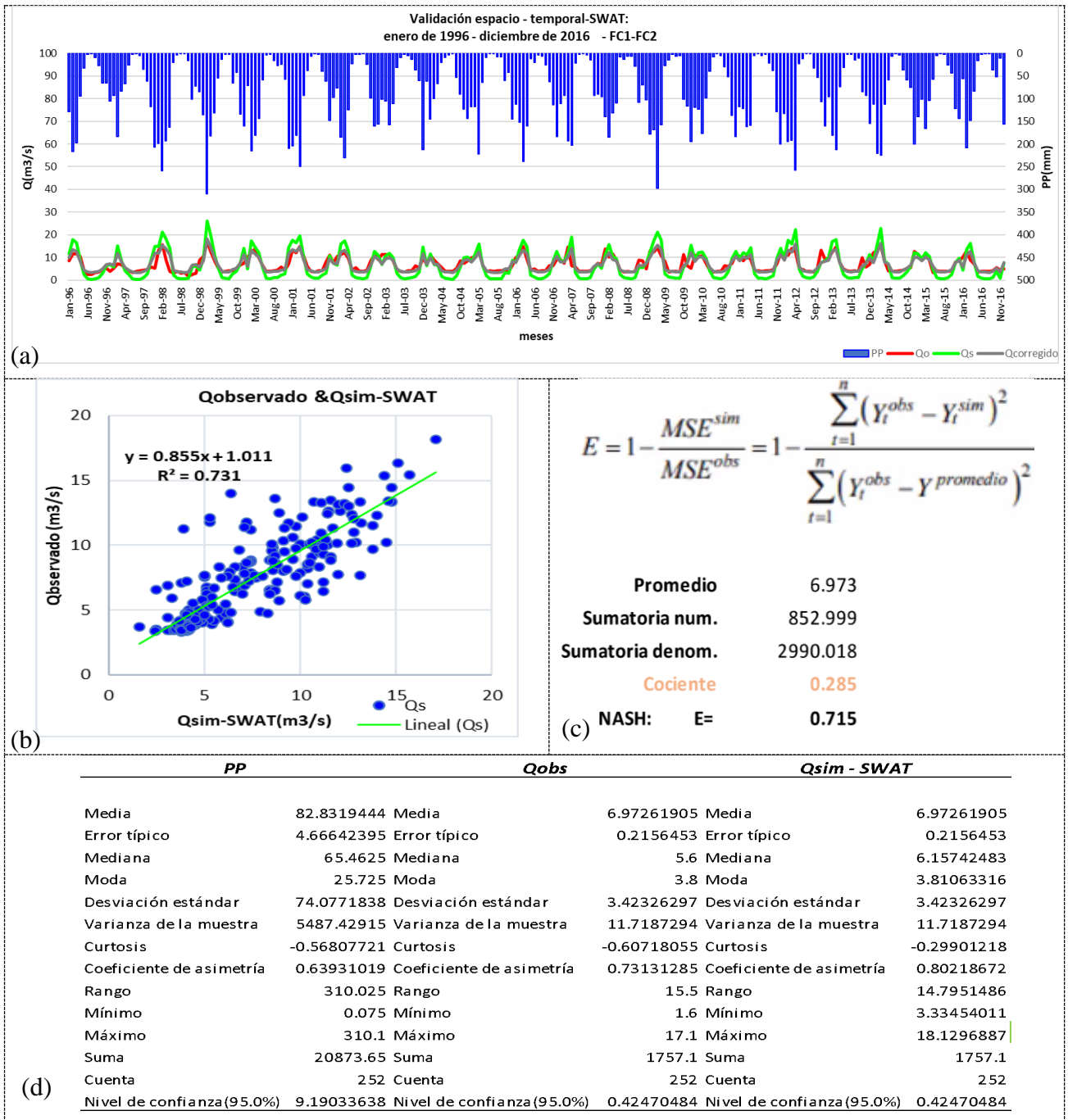


Figura 35: (a) Gráfica del caudal observado, caudal simulado después de la calibración, caudal corregido-BIAS y precipitación, (b) Coeficiente de Nash, (c) Gráfica de dispersión del caudal observado y el caudal simulado después de la calibración – Modelo SWAT, (d) Estadística descriptiva

Nota:

En (a) se observa los valores de la precipitación mensual (azul) interpolados de PISCO con valores de intensidad invertidos en el eje de la derecha, en comparación con los datos de los caudales observados mensuales (rojo), los simulados mensuales-Modelo SWAT (verde) y los caudales corregido-BIAS (gris) con valores indicados en el eje izquierdo.

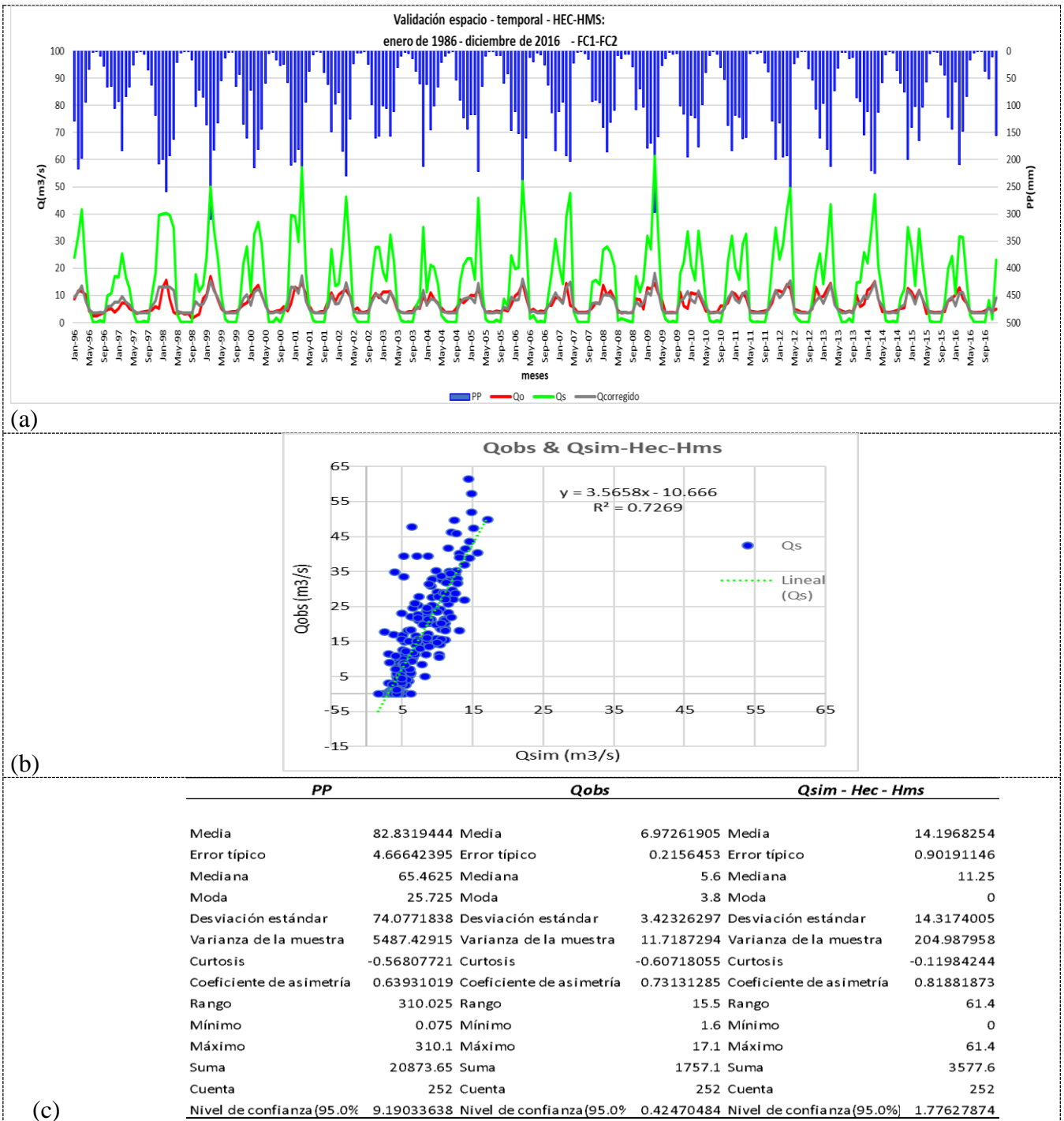


Figura 36: (a) Gráfica del caudal observado, caudal simulado, caudal corregido-BIAS y precipitación, (b) Gráfica de dispersión del caudal observado y el caudal simulado – Modelo HEC-HMS, (c) Estadística descriptiva

Nota:

En (a) se observa los valores de la precipitación mensual (azul) interpolados de PISCO con valores de intensidad invertidos en el eje de la derecha, en comparación con los datos de los caudales observados mensuales (rojo) y los simulados mensuales-Modelo HEC-HMS (verde) y los caudales corregido-BIAS (gris) con valores indicados en el eje izquierdo.

3.2.9 Escenarios de cambio climático – temperatura y precipitación del CMIP6

Temperatura

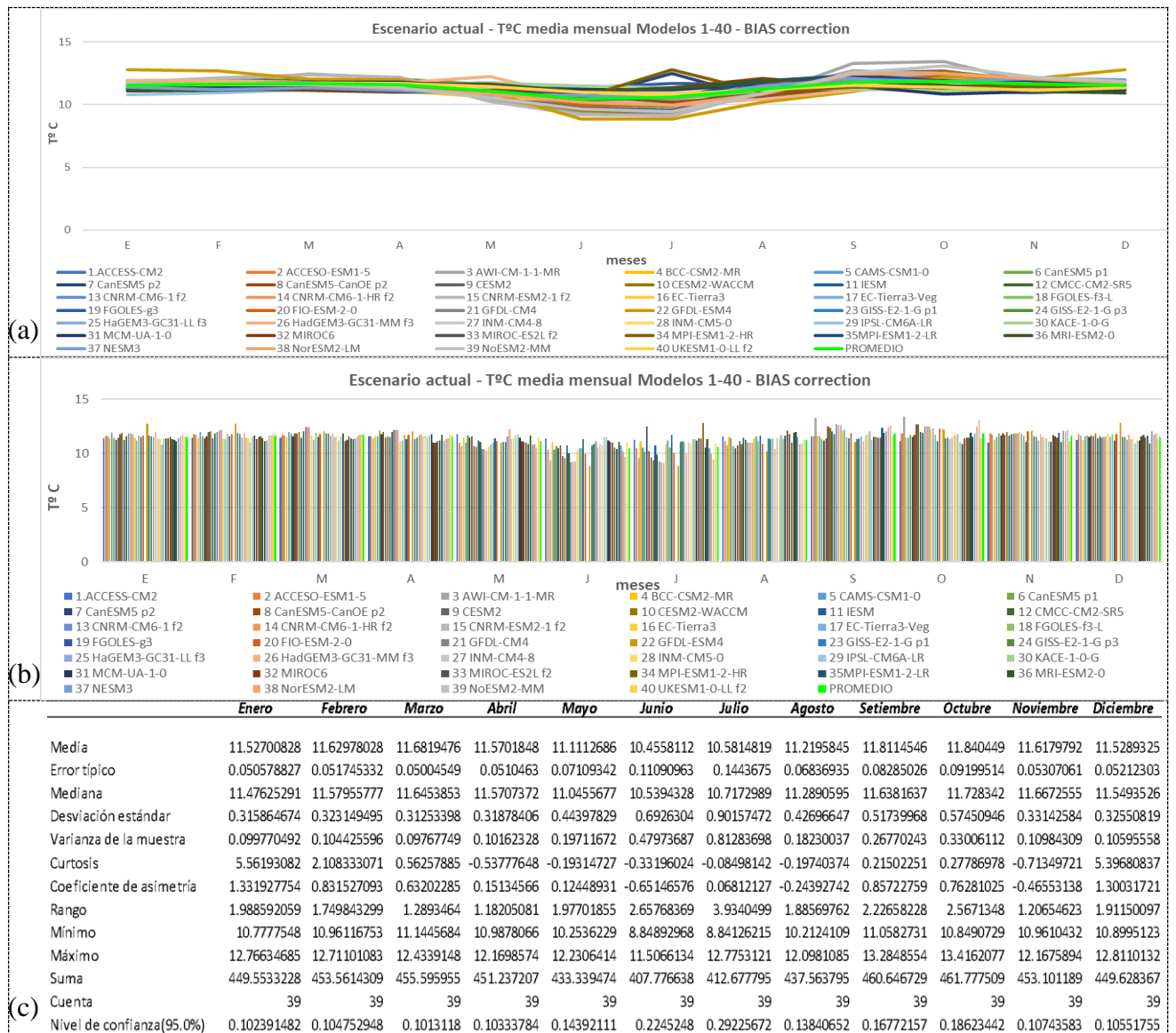


Figura 37: Escenario actual – T° C mensual, modelos 1-40

Nota:

(a) y (b) Se observa las salidas de los 40 modelos climáticos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 1970 al 2000, de las temperaturas medias mensuales, corregidas con los datos observados, luego de aplicar el BIAS correction, (c) Se muestran la estadística descriptiva de las temperaturas medias mensuales de los modelos 1-40, de los años 1970 al 2000, luego de aplicar el BIAS correction.

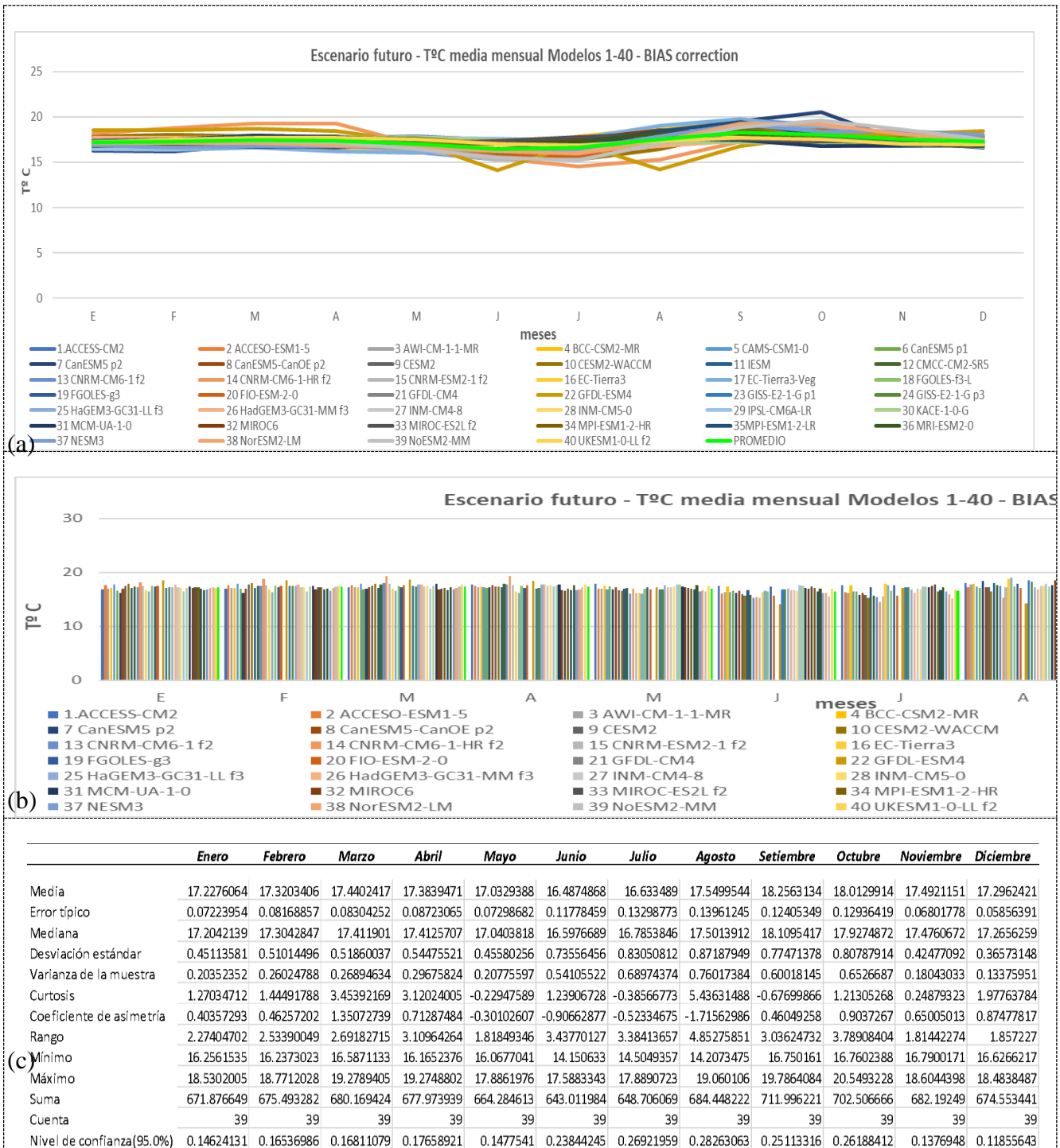


Figura 38: Escenario futuro – T° C mensual, modelos 1-40

Nota:

(a) y (b) Se observa las salidas de los 40 modelos climáticos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 2070 al 2100, de las temperaturas medias mensuales, corregidas con los datos observados, luego de aplicar el BIAS correction, (c) Se muestran la estadística descriptiva de las temperaturas medias mensuales de los modelos 1 -40, de los años 1970 al 2000, luego de aplicar el BIAS correction.

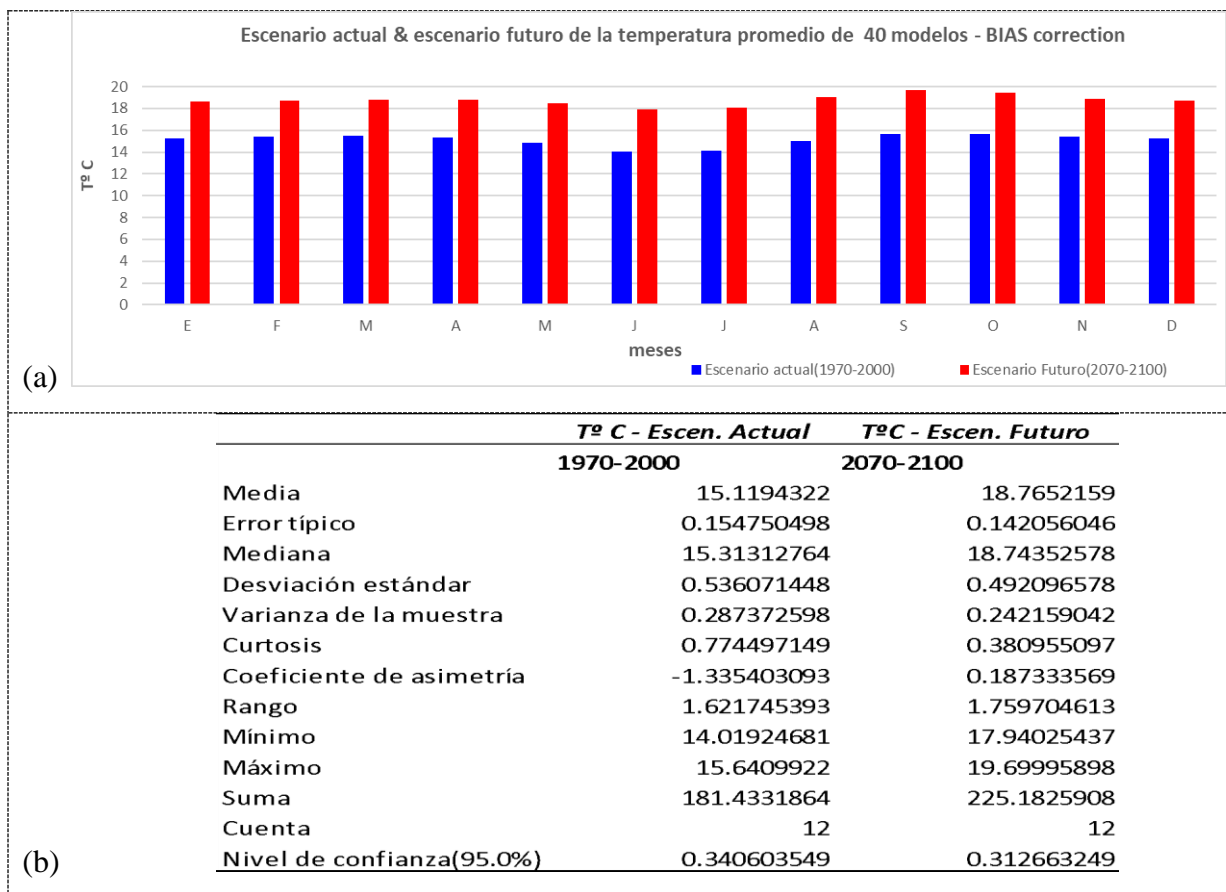


Figura 39: (a) Comparación del escenario actual & escenario futuro – T° C promedio mensual modelos 1-40, (b) Estadística descriptiva de los modelos – escenarios actual y escenario futuro

Nota:

(a) Se observa las temperaturas medias mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 1970 al 2000 (azul) en comparación con las temperaturas medias mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario futuro, los años 2070 al 2100 (rojo), (b) Se muestran los valores que describen de manera cuantitativa los datos de la temperatura media mensual de los modelos 1 -40, en función a su media, desviación estándar, varianza, entre otros, luego de aplicar el BIAS correction.

A. Precipitación

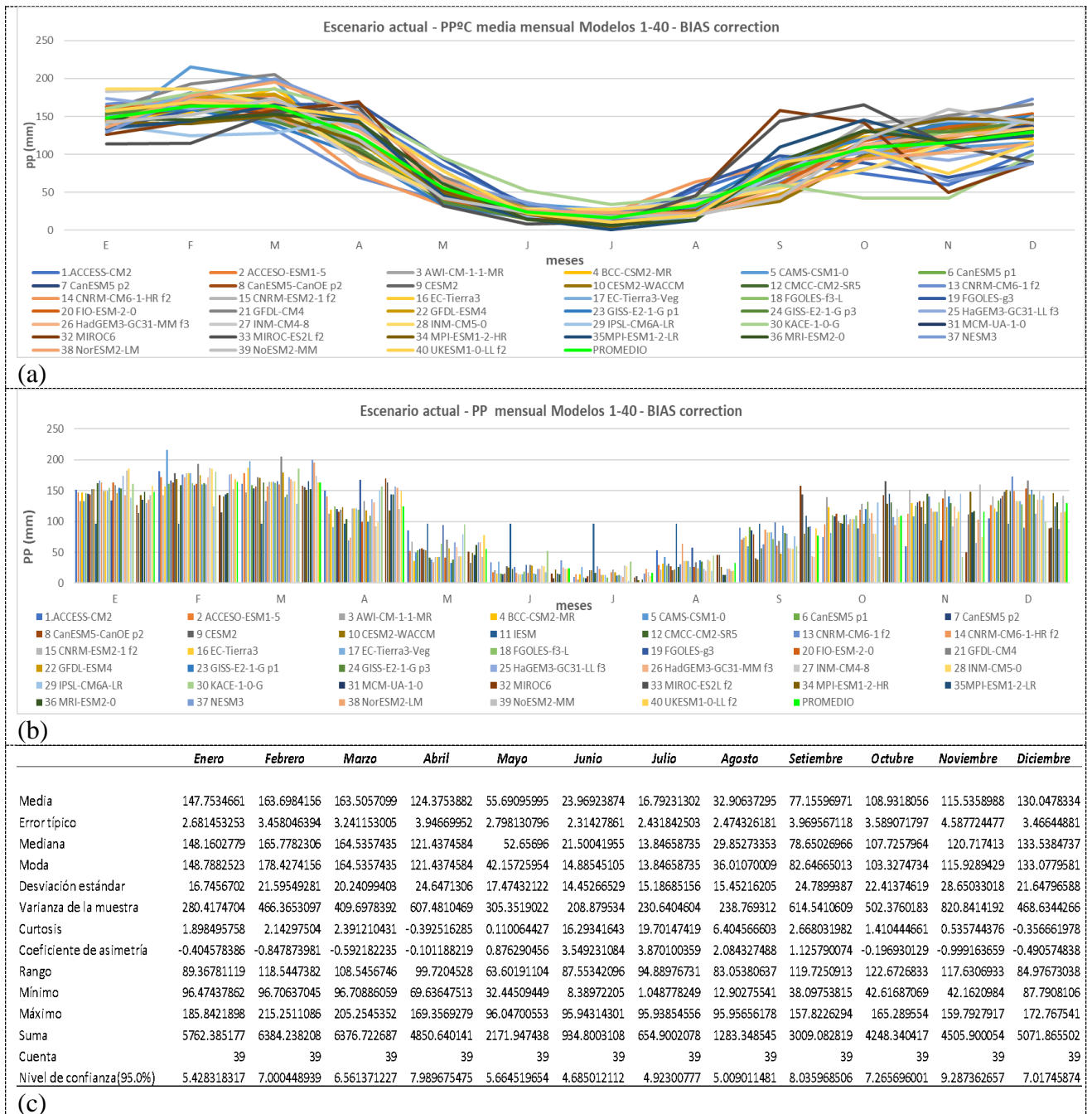


Figura 40: Escenario actual – PP mensual modelos 1-40

Nota:

(a) y (b) Se observa las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 1970 al 2000 en comparación con el promedio de los valores de los 40 modelos (verde), luego de aplicar el BIAS correction, (c) Se muestran la estadística descriptiva de las precipitaciones mensuales de los modelos 1 -40, de los años 1970 al 2000, luego de aplicar el BIAS correction.

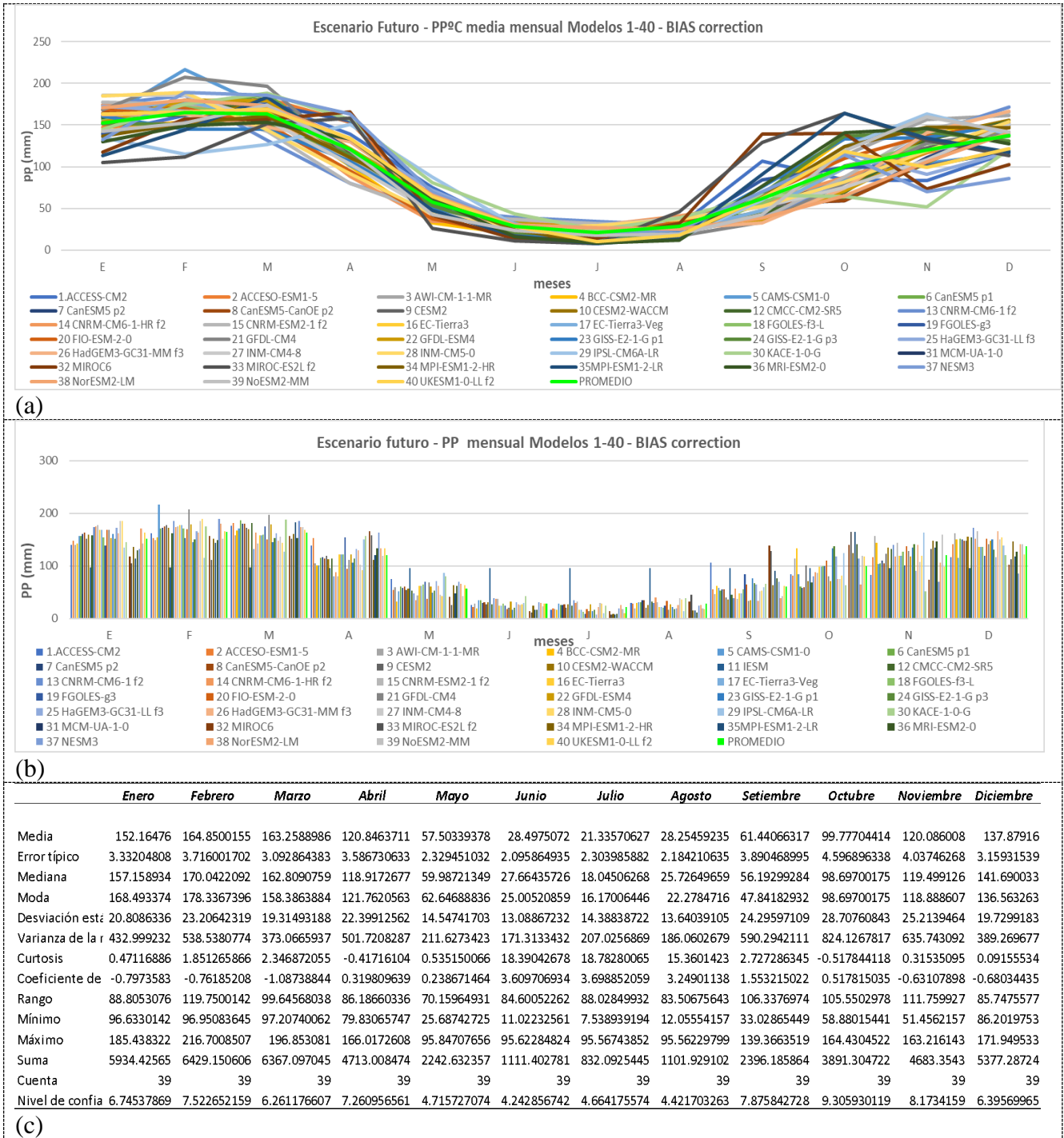
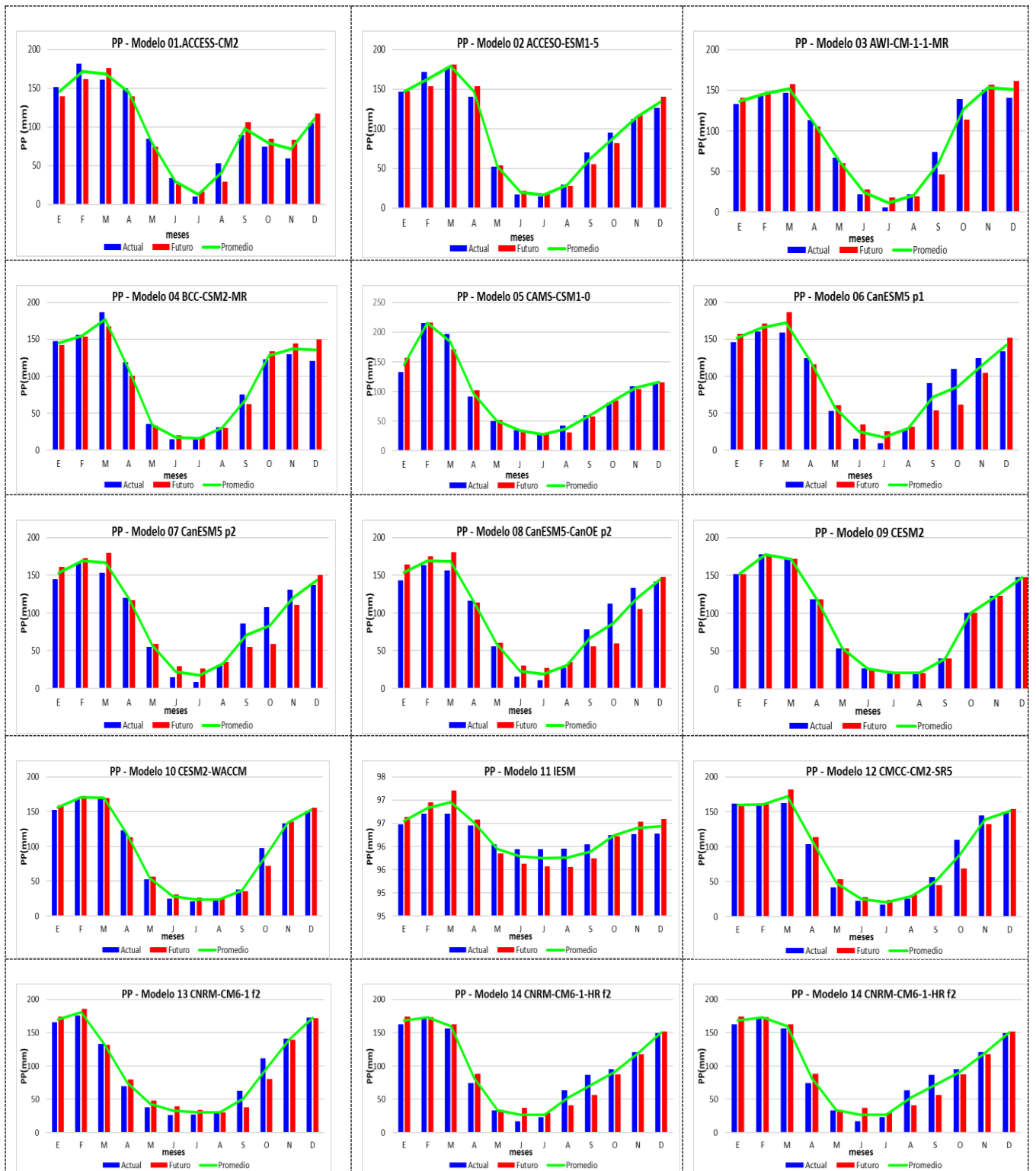


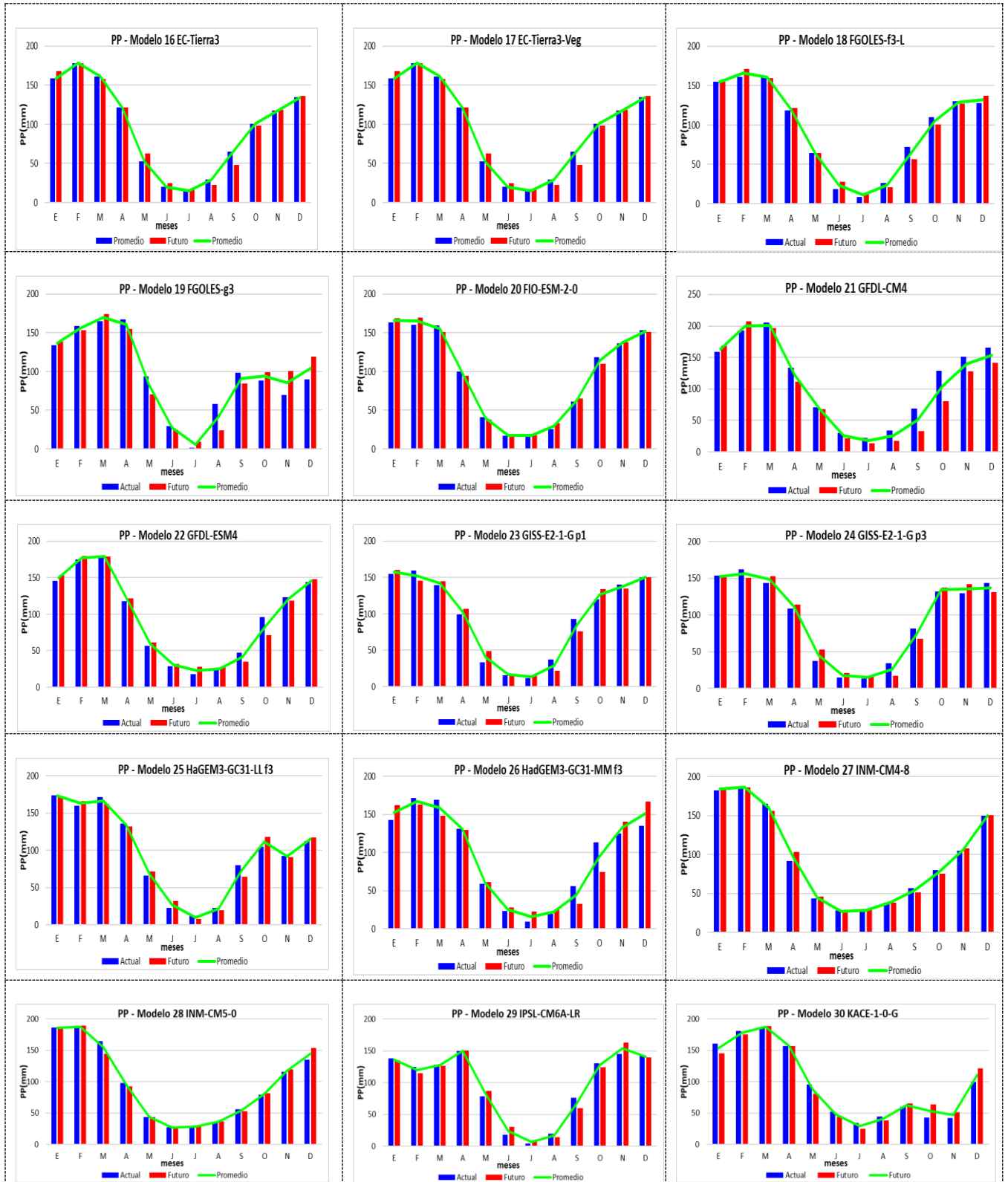
Figura 41: Escenario futuro – PP mensual modelos 1-40

Nota:

(a) y (b) Se observa las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario futuro los años 2070 al 2100 en comparación con el promedio de los valores de los 40 modelos (verde) luego de aplicar el BIAS correction (c) Se muestran la estadística descriptiva de las precipitaciones mensuales de los modelos 1 -40, de los años 2070 al 2100, luego de aplicar el BIAS correction.



«continuación»



«continuación»

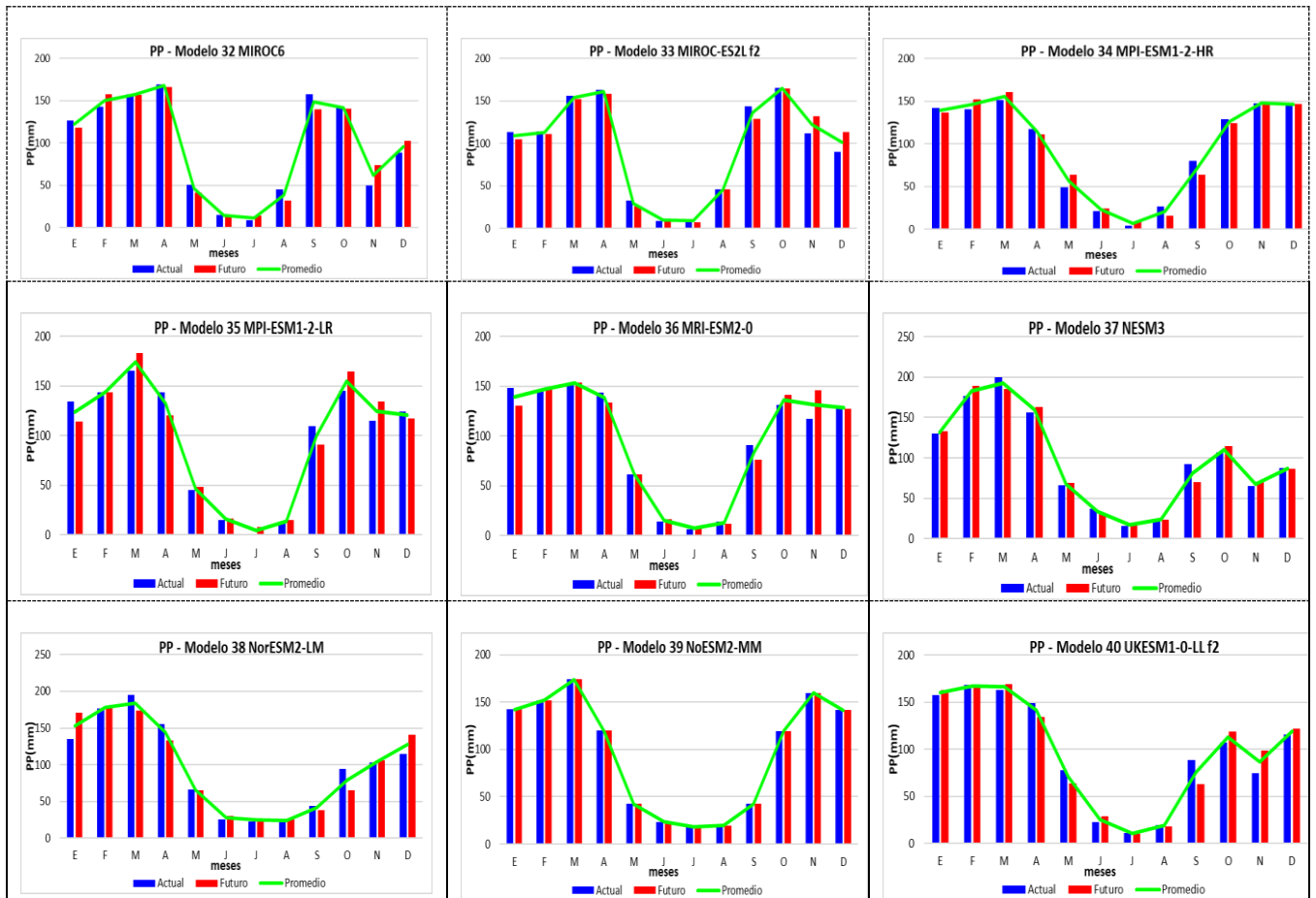


Figura 42: Comparación del escenario actual, escenario futuro y promedio – PP mensual, modelos 1-40

Nota:

(a) Se observa las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 1970 al 2000 (azul) en comparación con las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario futuro, los años 1970 al 2000 (rojo) y la precipitación mensual promedio del escenario actual y escenario futuro (verde), luego del BIAS correction.

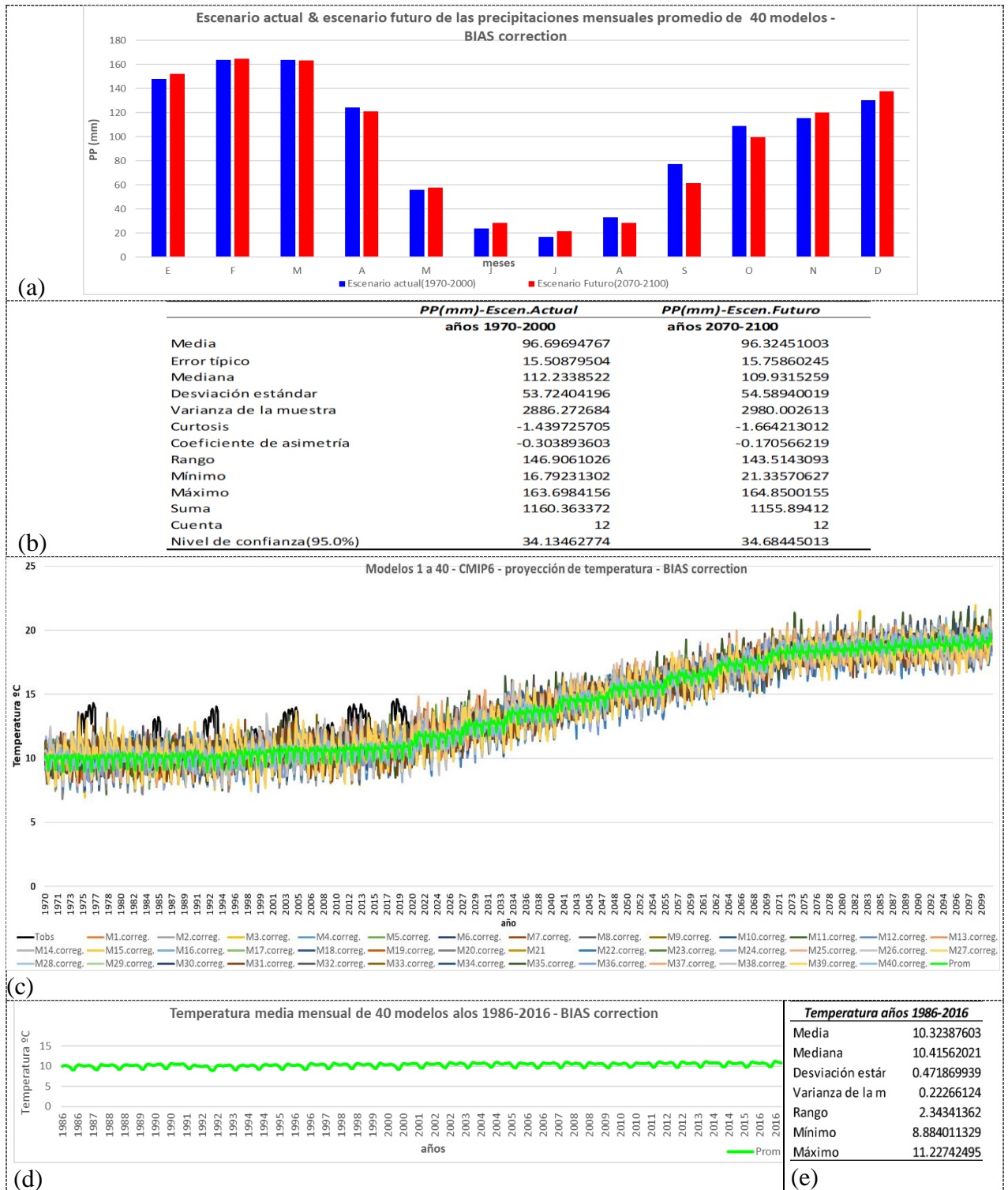
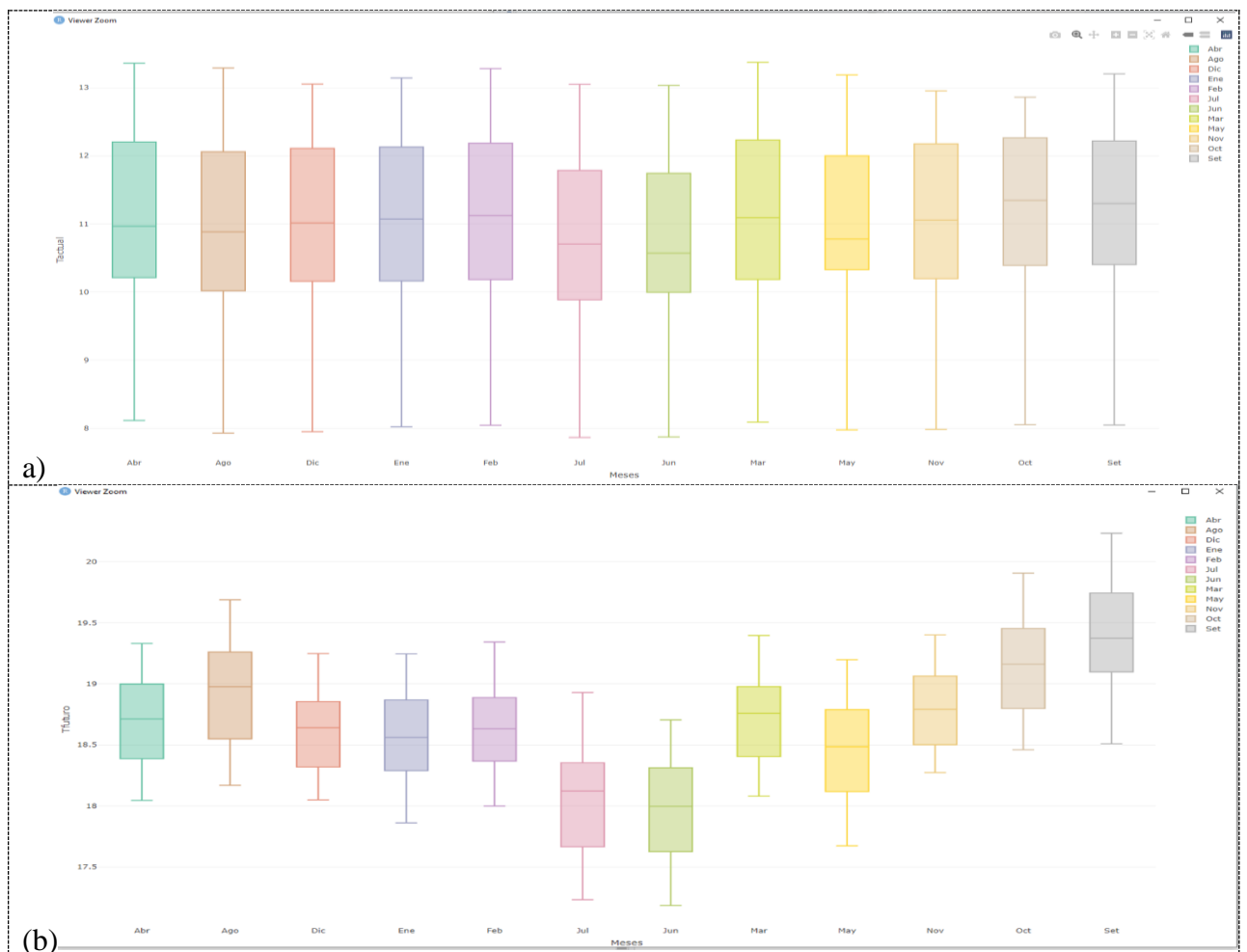


Figura 43: (a) Comparación del escenario actual & escenario futuro – PP promedio anual modelos 1-40, (b) Estadística descriptiva de los modelos – escenarios actual, futuro y el promedio, (c) Temperatura y Precipitación mensual – resumen de los modelos 1-40, años 1970 al 2100, (d) Temperatura media mensual de 40 modelos años 1986 al 2016 y (e) Estadística descriptiva, luego del BIAS correction

Nota:

En (a) se observa las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario actual, los años 1970 al 2000 (azul) en comparación con las precipitaciones mensuales de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), del escenario futuro, los años 2070 al 2100 (rojo), luego del BIAS correction, (b) Se muestran los valores que describen de manera cuantitativa los datos de la precipitación mensual de los modelos 1 -40, en función a su media, desviación estándar, varianza, entre otros, luego del BIAS correction, en (c) se observa la serie histórica de las temperaturas medias mensuales, desde el año 1970 hasta el año 2100 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), se observa un incremento de temperatura, teniendo como valor de 10.05 °C en 1970, para el año 2000 se tiene y máximo de 19.06 °C para el 2100, observándose un incremento de 9 °C, luego del BIAS correction. A su vez, en (d) se tiene la temperatura media mensual, desde el año 1986 hasta el año 2016 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), que son los años de estudio, en (e) se presenta la estadística descriptiva, que se muestra la variación de la temperatura para el periodo de los años 1986 al 2016 de 2.34 °C.



«continuación»

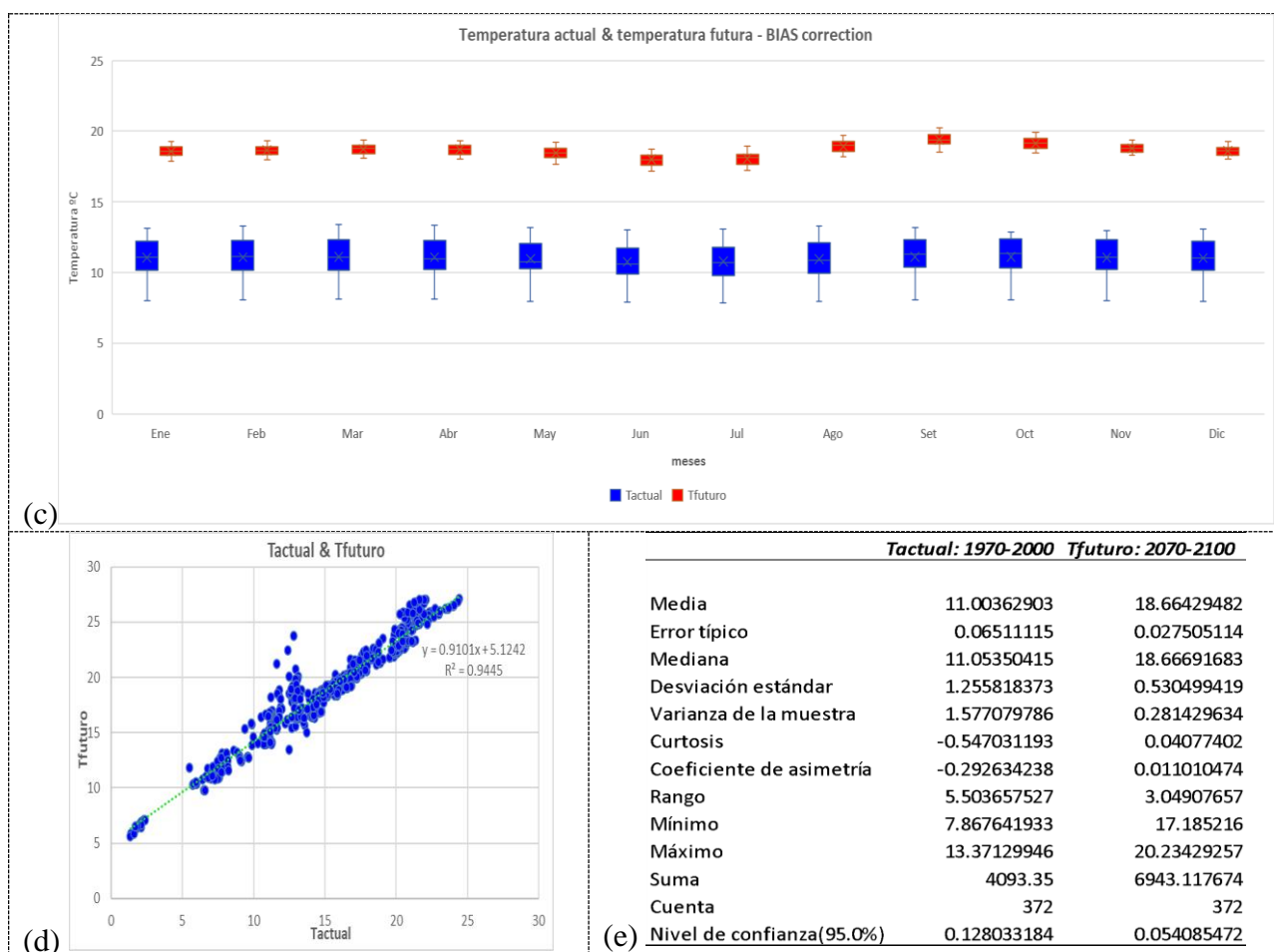


Figura 44: (a) y (b) Diagrama de caja y bigotes de la temperatura actual y futuro – modelos 1-40, (c) Gráfica de la temperatura actual y futuro juntas, (d) Gráfica de dispersión de la temperatura actual y futuro (e) Estadística descriptiva, luego del BIAS-correction

Nota:

Se observa en (a) Diagrama de caja y bigotes de la temperatura actual de los años 1970 al 2000 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3). (b) Se observa en diagrama de caja y bigotes temperatura futura de los años 2070 al 2100 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), (c) se tiene la gráfica de la temperatura actual y futuro juntos, (d) se tiene una relación lineal fuerte positiva entre la temperatura actual y la futura y en (e) se tiene la estadística descriptiva, luego del BIAS correction.

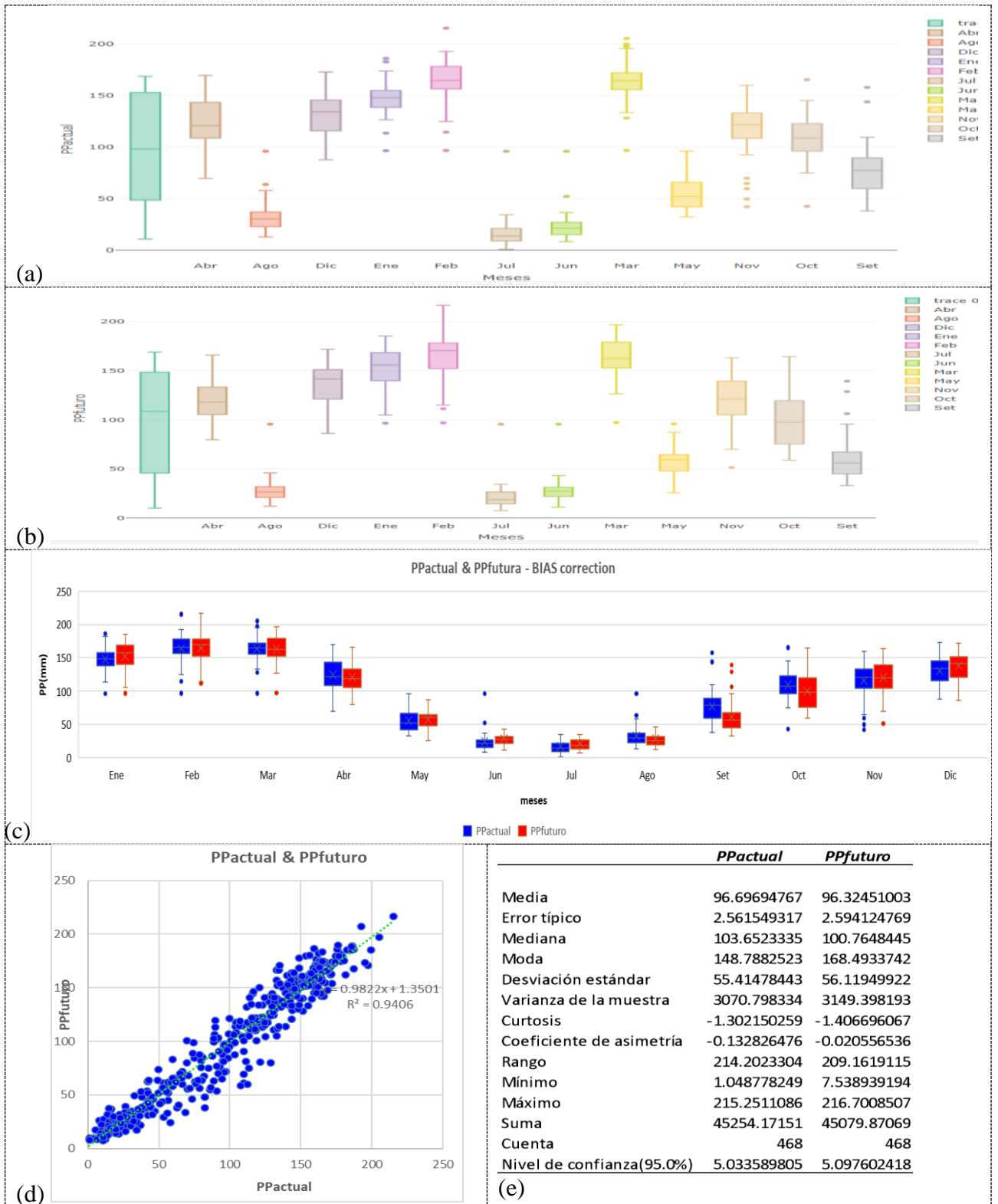


Figura 45: (a) y (b) Diagrama de caja y bigotes de la precipitación actual y futuro – modelos 1-40, (c) Gráfica de dispersión de la precipitación actual y futuro (c) Gráfica de la precipitación actual y futuro juntos, (d) Gráfica de dispersión de la precipitación actual y futuro y (e) Estadística descriptiva, luego del BIAS-correction

Nota:

Se observa en (a) Diagrama de caja y bigotes de la precipitación actual de los años 1970 al 2000 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3). (b) Se observa en diagrama de caja y bigotes de la precipitación futura de los años 2070 al 2100 de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), (c) se observa la gráfica de las precipitaciones actual y futura juntas, (d) se observa una relación lineal fuerte positiva entre la precipitación actual y la futura y en (e) se presenta la estadística descriptiva, luego del BIAS correction.

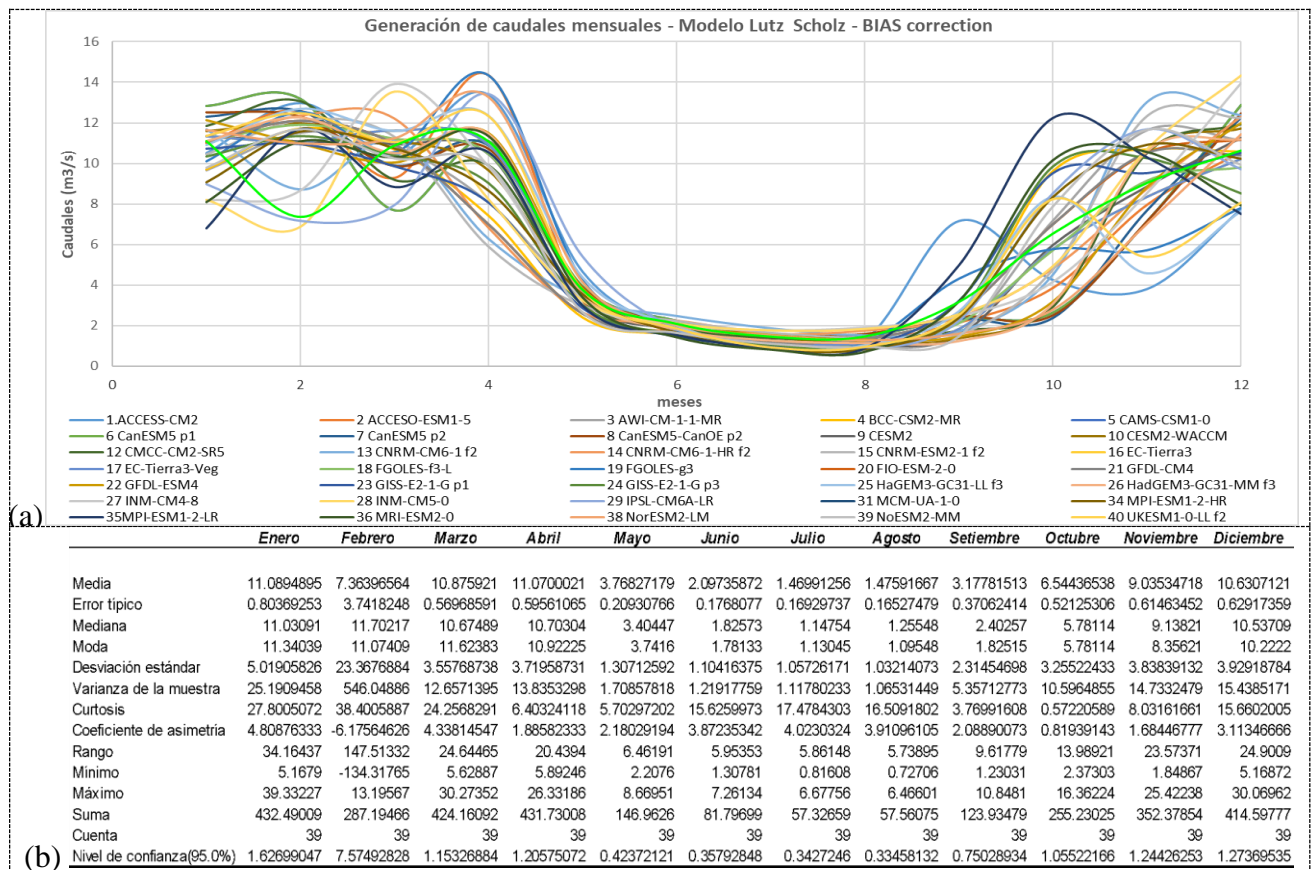


Figura 46: (a) Generación de los caudales mensuales mediante el modelo Lutz Scholz, (b) Estadística descriptiva

Nota:

Se muestra en (a) los valores de los caudales generados futuros de los años 2070 al 2100 a partir de las precipitaciones futuras de los años 2070 al 2100 generadas de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3) luego del BIAS correction, en (b) se muestra la estadística descriptiva de los meses enero a diciembre de los caudales generados, que describen en función a su media, desviación estándar, varianza, entre otros.

Tabla 14: Comparación de los primeros 10 años y últimos 10 años

	<i>Análisis de los 10 primeros años:1986-1995</i>			<i>Análisis de los 10 últimos años:2007-2016</i>		
	<i>Tº</i>	<i>PP</i>	<i>Q</i>	<i>Tº</i>	<i>PP</i>	<i>Q</i>
Media	11.02	95.80	7.20	11.73	96.26	6.87
Desviación est	1.29	55.75	3.86	1.35	56.27	3.39

De la tabla 14, se muestra la comparación de los primeros 10 años comprendidos desde 1986 hasta 1995, comparados con los últimos 10 años comprendidos desde 2007 hasta 2016, ya que los años de estudio es desde 1986 hasta el 2016. En la tabla se puede observar que en los últimos 10 años incrementó la temperatura de la media de 11.02 a 11.73, es decir 0.71 °C, a su vez pasó lo mismo con la precipitación teniendo un aumento de 0.46 mm, pero disminuyó con el caudal 0.33 m³/s.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Estimación de la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático

La representación visual de la dinámica de la pérdida glaciaria ante el cambio climático es posible mediante un análisis multitemporal de cobertura de nieve. Se obtienen resultados que muestran la disminución de cobertura de nieve en su análisis espacial durante 35 años.

a. Resultados

Estimación de área glaciaria

Aplicando el método propuesto para esta investigación los resultados obtenidos de áreas de cobertura de nieve, fueron los siguientes para el año 1986, 1994, 1999, 2007, 2014 y 2021 en la subcuenca del río Quillcay en las áreas 41.47 km², 38.55 km², 35.16 km², 32.89 km², 31.39 km² y 29.93 km² respectivamente, con el error estándar de la media de 1.65 km², esto significa que podemos esperar que las áreas de cobertura de nieve varíen alrededor de ± 1.65 km² alrededor de la media calculada para cada año, ver la Figura 47,48 y tabla N° 15. La desglaciación de la capa de nieve en los 35 años de análisis resultó una disminución de 35.82 por ciento con respecto al año 1986, ver la tabla N° 15.

En todos los picos que abarca la subcuenca del río Quillcay hay una disminución parcial de cobertura: El descenso drástico de la capa de nieve ante el cambio climático se demuestra en la cobertura de la quebrada de Huamanripa de 5258 m s.n.m. y una disminución considerable en los picos Pucagaga Punta 5461 m s.n.m., Churup 5495 m.s.n.m. y Cerro Cachijirca, ver la Figura 48.

Para mejorar la estimación de la cubierta de nieve para la subcuenca, se realiza una comparación con los índices tradicionales de cálculo de nieve y agua, como el NDSI y NDWI.

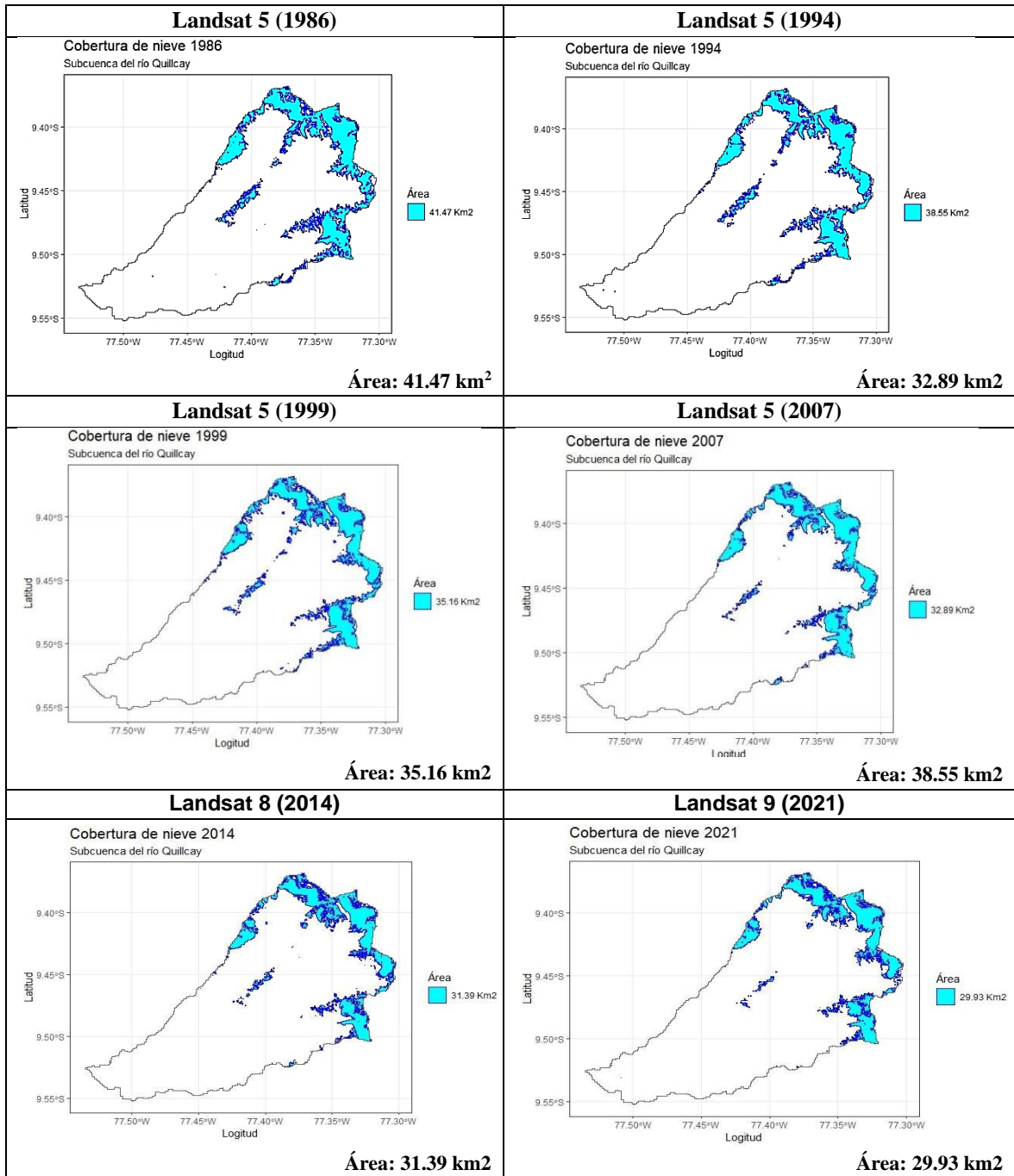


Figura 47: Resultados de análisis de cobertura de nieve desde el año 1986 al 2021

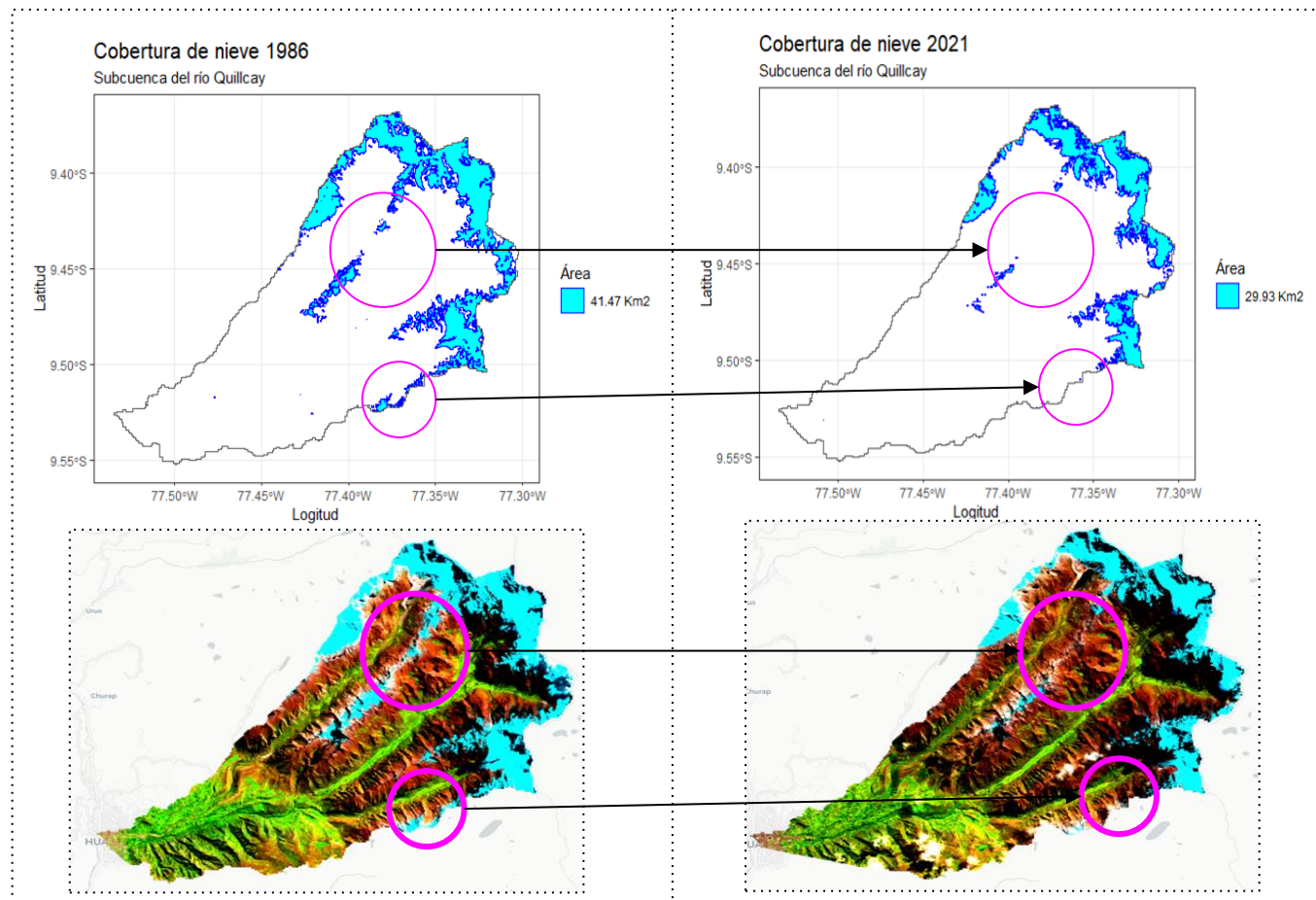


Figura 48: Comparación de cobertura de nieve del año 1986 y 2021

Para mejorar la estimación de la cobertura de nieve para la subcuenca, es necesario realizar una comparación con los índices tradicionales de cálculo de nieve y agua, como el Índice Diferencial Normalizado de nieve (NDSI) y el Índice Diferencial Normalizado de agua (NDWI). Además, se puede implementar otros índices como el Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado (NDSII), Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI) e Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado (NDSII 2) para mapear cubiertas de hielo y nieve en distintas clases (Monterroso-Tobar et al., 2018). Para el mapeo más preciso se implementa algoritmos de Machine Learning como de las clasificaciones no supervisadas y supervisadas, además utilizando Redes Neuronales Convolucionales (CNN) como el modelo U-Net en la estimación de área glaciar (Colque, 2019).

Cuantificación del volumen glaciar

El volumen de los glaciares de la subcuenca ha venido disminuyendo, como se observa en la Tabla 16. Esta cuantificación del volumen glaciar muestra que los glaciares tropicales en la subcuenca perdieron 2.73 km³ de volumen, que representa un promedio de 35.82 % de glaciar derretido en los últimos 35 años de análisis (Tabla 15).

Tabla 15: Variación del volumen glaciar de la subcuenca del río Quillcay

Subcuenca del río Quillcay			
Años	Área (km ²)	Volumen (km ³)	Porcentaje (%)
1986	41.47	7.61	100.00
1994	38.55	6.89	90.55
1999	35.16	6.08	79.89
2007	32.89	5.55	72.96
2014	31.39	5.21	68.47
2021	29.93	4.88	64.18
Promedio	34.90		
varianza	16.27		
desvstand	4.03		
Error estand:	1.65		

Nota:

Error estándar del área (km²) con respecto a la media: 1.65 km²

En los 35 años de análisis multitemporal con imágenes satelitales de Landsat del periodo 1986 al 2021, la superficie de la capa de nieve disminuyó en 11.54 km², por otro lado en la figura N° 43, según el análisis de los 40 modelos del CMIP6, teniendo como valor de 10.05

°C en 1970, para el año 2000 se tiene y máximo de 19.06 °C para el 2100, observándose un incremento de 9 °C, luego del BIAS correction, a su vez en la tabla N° 14, para los años 1986-2016, se observa un incremento de la temperatura de 11.02 °C a 11.73 °C, lo que representa 0.71 °C, a su vez, según la figura 43.c, se observa que para el año 2056 se observa 16.18 °C, lo que representa un incremento de temperatura de 4.45 °C desde el año 2017 al 2056, entendiéndose que ese incremento de la temperatura aceleró la pérdida de la cubierta glaciar.

Tabla 16: Estadística de la regresión entre el área y el tiempo

Estadísticas de la regresión	
Coefficiente de correlación múltiple	0.9805
Coefficiente de determinación R ²	0.9614
R ² ajustado	0.9517
Error típico	0.9709
Observaciones	6

La prueba de Pearson muestra que existe una correlación alta entre el área y el tiempo transcurrido, el volumen y el tiempo transcurrido.

Proyección de cobertura glaciar

La proyección de la evaluación de cobertura glaciar se realizó utilizando el método del coeficiente de determinación, donde el R² es de 0.9614, ver figura 49.a. La proyección se realizó hasta el año 2056 y la tendencia de cobertura glaciar es disminuir su volumen en un 69.5 por ciento respecto al año 1986 por la desglaciación constante de los nevados a razón del cambio climático. Se realizó hasta el año 2056 y la tendencia de cobertura glaciar es disminuir su volumen en un 69.5 por ciento respecto al año 1986.

Tabla 17: Variación del volumen glaciar de la subcuenca del río Quillcay

Subcuenca del río Quillcay			
Años	Área (km ²)	Volumen (km ³)	Porcentaje (%)
1986	41.47	7.61	100.00
1994	38.55	6.89	90.55
1999	35.16	6.08	79.89
2007	32.89	5.55	72.96
2014	31.39	5.21	68.47
2021	29.93	4.88	64.18
2028	26.65	4.17	54.81
2035	24.32	3.68	48.39
2042	21.99	3.21	42.19
2049	19.65	2.76	36.22
2056	17.32	2.32	30.50

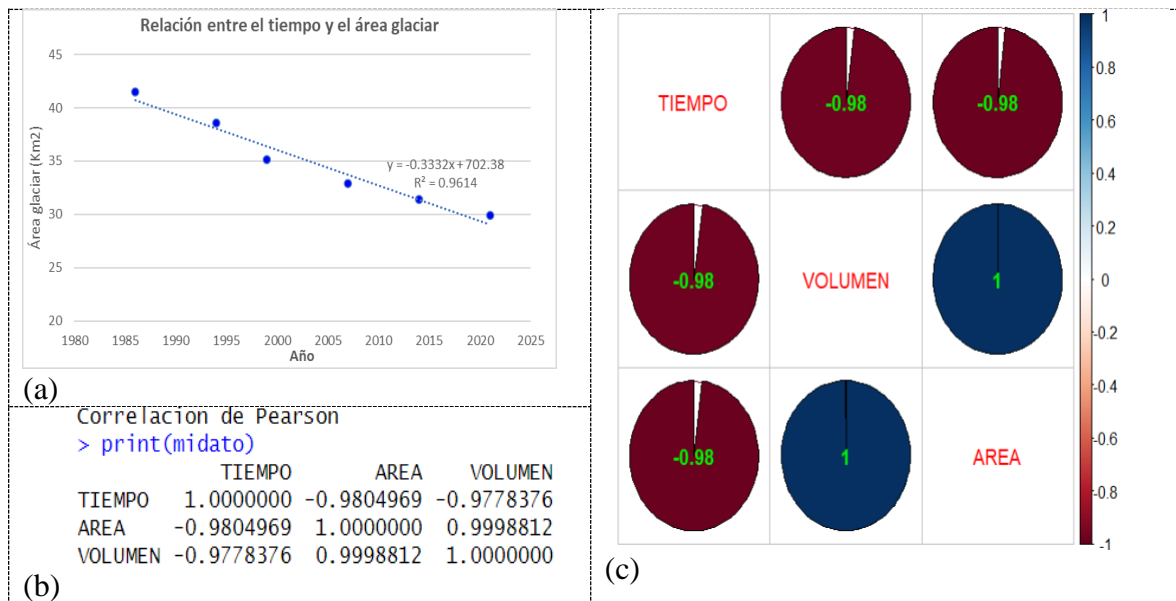


Figura 49: Pérdida de masa glaciar

Nota:

Se puede observar en (a) la gráfica de la relación entre el tiempo y el área glaciar, se obtiene un coeficiente determinístico de $R^2 = 0.9614$, en (b) se tiene la prueba de Pearson que muestra que existe una correlación alta entre el tiempo transcurrido y el área teniendo un valor de -0.980 , del mismo modo en el tiempo transcurrido y el volumen -0.979 y un coeficiente de Pearson de 0.999 entre la relación del área y el volumen, en (c) la gráfica de correlación lineal que muestra en todos los casos un coeficiente de correlación negativa perfecta de -0.98 , es decir que cada vez que transcurre el tiempo, se tendrá menores valores en área y volumen glaciar.

b. Discusión

En HEC-HMS se modeló con data de 30 años de 4 estaciones virtuales ubicadas dentro de la subcuenca. El caudal máximo que se obtuvo fue de $40.6\text{m}^3/\text{s}$ para el punto de sumidero C (ciudad de Huaraz) y registrado el 28 de febrero del 2016.

El análisis de la desglaciación en la subcuenca Quillcay revela que los glaciares han experimentado una disminución significativa en su volumen debido al incremento de las temperaturas y alteraciones en los regímenes de precipitación asociados al cambio climático. Esta desglaciación afecta directamente la disponibilidad de agua durante la temporada seca, cuando el derretimiento de los glaciares representa una fuente crucial de agua. Las proyecciones indican que la continua pérdida de masa glaciar podría llevar a una reducción considerable en los caudales del río Quillcay, con implicaciones importantes para el suministro de agua y la gestión de los recursos hídricos en la región.

La ecuación empírica $V=C\cdot A^b$, que relaciona el volumen de un glaciar V con su área A mediante un exponente adimensional b y un factor de escala C , es una herramienta reconocida y utilizada en estudios glaciológicos. Esta relación se ha fundamentado teóricamente y ha sido validada empíricamente en numerosos estudios. Los valores específicos de los coeficientes C y b para la subcuenca del río Quillcay, $C=0.048$ y $b=1.36$, se derivaron de estudios específicos en la región, como los realizados por Medina y Mejía (2014).

Estos estudios midieron directamente el volumen y la extensión de glaciares en condiciones similares a las de la subcuenca del río Quillcay, en la cordillera Parón, Andes de Perú. Esto asegura que los coeficientes sean representativos y precisos para las condiciones geográficas y climáticas locales. La ecuación de escala área-volumen ha sido utilizada en diversos contextos, desde la estimación de volúmenes glaciales a nivel regional y global (Bahr et al., 1997; Bahr et al., 2015), hasta el desarrollo de modelos de evolución glaciar (Radic et al., 2007) y su integración en modelos hidrológicos y climáticos (Zhang et al., 2015; Kumar et al., 2019).

La teoría subyacente sugiere una relación de ley de potencia entre el espesor glaciar y el área, respaldada por observaciones empíricas. En Bahr et al. (1997), se observó una tendencia consistente de esta relación en 144 glaciares estudiados, con un exponente teórico

cercano a 1.375, muy similar al valor de $b=1.36$ utilizado en el estudio de la subcuenca del río Quillcay. Esta consistencia teórica y empírica valida el uso de la ecuación para estimar volúmenes glaciales en esta región.

La subcuenca del río Quillcay presenta condiciones climáticas y geográficas que son comparables a las áreas estudiadas previamente, lo que refuerza la aplicabilidad de los coeficientes C y b . Los glaciares en esta subcuenca son indicadores sensibles del cambio climático, y su volumen afecta significativamente los caudales. Por lo tanto, el uso de la ecuación $V=C \cdot A^b$ con los coeficientes específicos derivados de estudios locales proporciona una base sólida y justificada para evaluar la respuesta hidrológica de la subcuenca frente a la variabilidad climática andina, en el contexto del cambio climático.

En los últimos años, se ha observado una disminución constante de los glaciares en la subcuenca Quillcay. De acuerdo a lo propuesto en la investigación, en los 35 años de análisis multitemporal con imágenes satelitales de Landsat del periodo 1986 al 2021, la superficie del área glaciar disminuyó en 11.54 Km^2 , que estaría relacionado con la variabilidad climática. En cuanto a su volumen, perdió un total 2.73 km^3 , que representa el 35.82 por ciento de desglaciación en los 35 años de análisis.

Se realizó la proyección de la estimación de cobertura glaciar utilizando el método de regresión lineal para obtener el coeficiente de determinación. Se observó el coeficiente de determinación R^2 de 0.9614 que se realizó hasta el año 2056 y la tendencia de cobertura glaciar es disminuir su volumen en un 69.5 por ciento respecto al año 1986, lo cual se muestra en la tabla 17, y en la figura 49. Se tiene la prueba de Pearson que indica una fuerte correlación entre el tiempo transcurrido y el área teniendo un valor de $R = -0.980$, del mismo modo en el tiempo transcurrido y el volumen se tiene un valor de $R = -0.979$ y $R = 0.999$ entre la relación del área y el volumen, en todos los casos un coeficiente de correlación negativa perfecta de -0.98 , es decir que cada vez que transcurre el tiempo, se tendrá menores valores en área y volumen glaciar.

4.2 Evaluar los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay

4.2.1 Modelo hidrológico en SWAT con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay

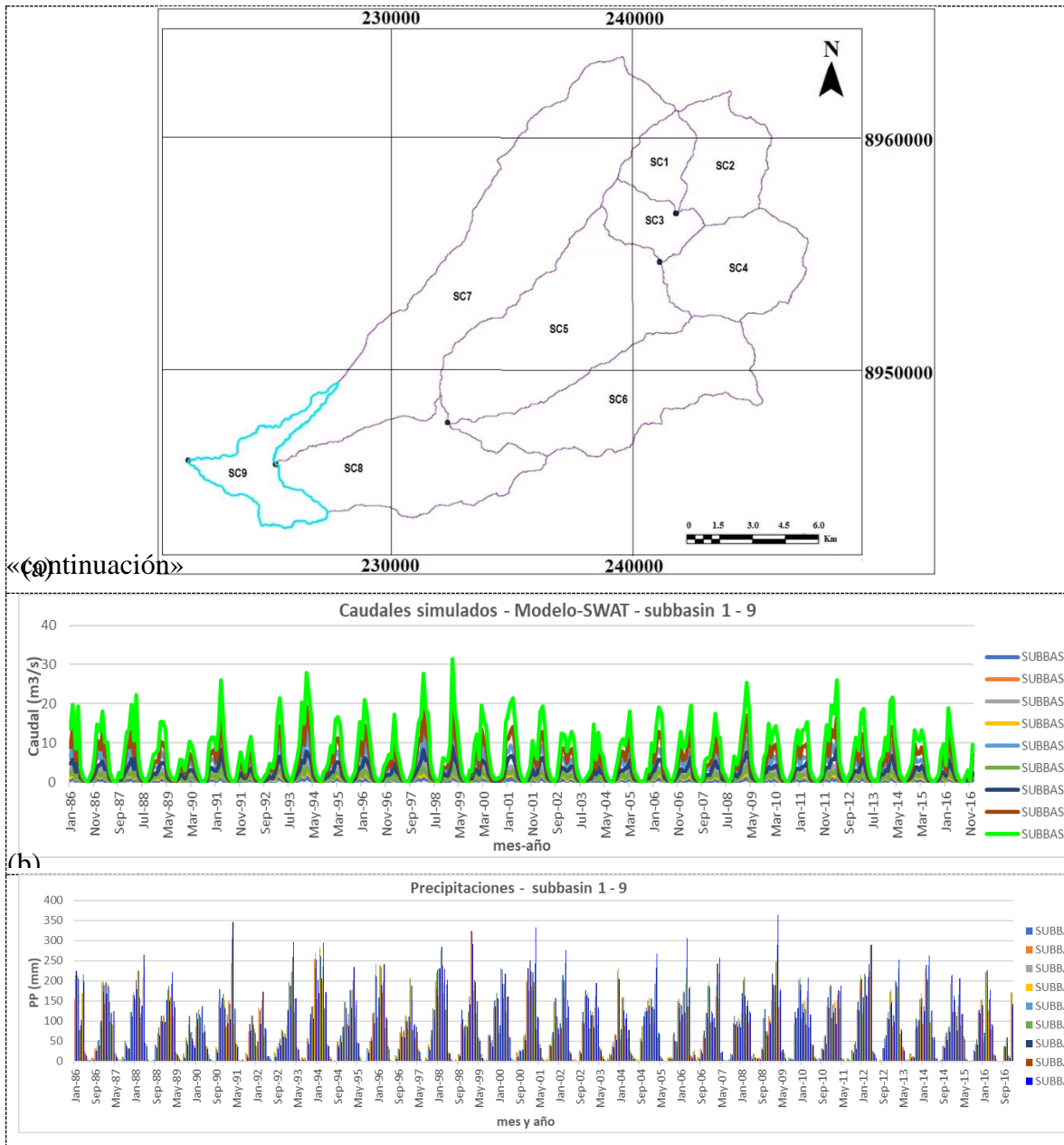
a. Resultados

En este trabajo En SWAT, se modeló con data de 35 años de 4 estaciones virtuales ubicadas dentro de la subcuenca Se registra un caudal máximo de 25.99 m³/s para la subunidad hidrográfica 9 (ciudad de Huaraz) y registrado en febrero de 1999. Este caudal es producto de una precipitación mensual para dicha subunidad de 310.10 mm, tal como se ve en la figura 51.

El total de la lluvia acumulada para el período de tiempo 1986-2016 es de 30,999.363 mm.

En la subunidad 8, recorrida longitudinalmente por el río Auqui que desagua en el río Quillcay, el valor máximo del caudal obtenido mediante el modelo fue 21.86 m³/s registrado en febrero de 1999. En la subunidad 6, recorrida longitudinalmente por la quebrada Shallap, que desemboca en el río Quillcay, el valor máximo del caudal registrado en el modelo es de 4.75 m³/s, registrado en febrero de 1999.

En la subunidad 7, recorrida longitudinalmente por la quebrada Cojup, que desemboca en el río Paria, el valor máximo del caudal registrado en el modelo es de 9.17 m³/s, registrado en febrero de 1999. En la subunidad 5, el valor máximo del caudal obtenido mediante el modelo SWAT es de 15.74 m³/s, ver la figura 50.



«(continúa)»

Figura 50: (a) Gráfica del SWAT con las 09 subunidades hidrográficas, (b) Caudales mensuales simulados con el modelo SWAT de las 09 subunidades, (c) Precipitaciones registradas en las 09 subunidades

Nota:

Se muestra en (a) la gráfica de las 09 subunidades de la subcuenca del río Quillcay, en (b) los valores de los caudales mensuales simulados con el modelo SWAT de las 09 subunidades, registrándole los mayores valores en la subunidad N° 09, que se ubica en la ciudad de Huaraz, la parte baja de la subcuenca Quillcay y en (c) se muestra las precipitaciones mensuales interpoladas de PISCO registradas en las 09 subunidades hidrográficas de la subcuenca del río Quillcay.

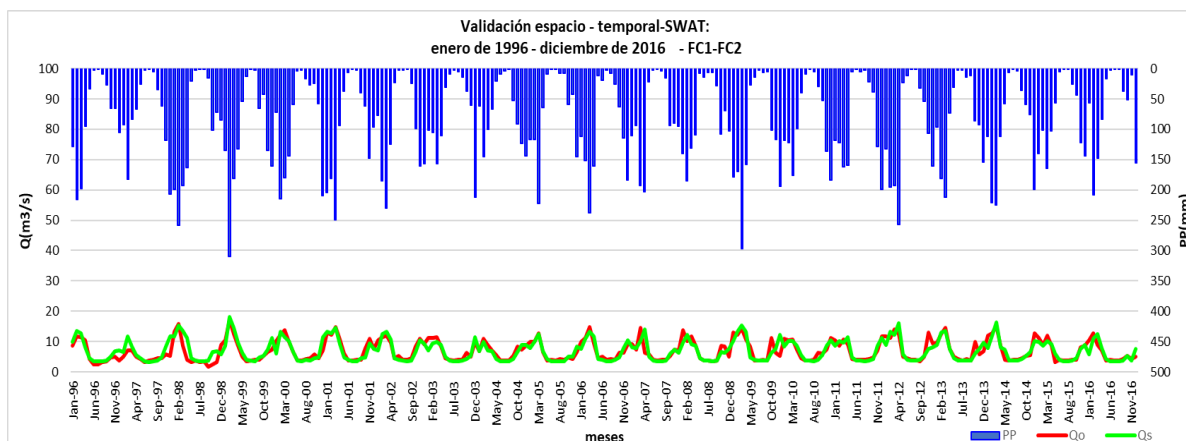


Figura 51: Precipitación y caudal simulado y calibrado para la subunidad hidrográfica 9 (ciudad de Huaraz)

Nota:

Se muestra los valores de precipitación mensuales (azul) interpoladas de PISCO con valores de intensidad invertidos en el eje de la derecha, en comparación con los datos de caudales observados (verde) y modelado (rojo) con valores indicados en el eje de la izquierda.

La figura 51, muestra que los máximos valores en precipitación fueron en febrero de 1999 llegando a 310.10 mm, seguido de marzo del 2009 con un valor de 296.8 mm, obteniéndose para esos casos un caudal de 17.1 m³/s y 14.4 m³/s, respectivamente, esto se podría relacionarse según la figura 19, referente a la evolución histórica de los eventos de ENSO en el siglo XX, donde se puede precisar que a finales de 1998 y a inicios de 2009 se registró estos valores máximos. El Niño puede estar relacionado con el incremento de la temperatura global y con cambios en los patrones de caudal de ríos.

b. Discusión

En este trabajo de investigación, se pudo visualizar que, el modelo hidrológico SWAT en función de la disponibilidad de datos geográficos y climáticos representó física y espacialmente la subcuenca del río Quillcay. Esto permitió al modelo simular, realizar la calibración y la validación de los caudales mensuales. En los años 1986-2016, el caudal máximo fue de 25.99 m³/s para la subunidad hidrográfica 9, registrado en febrero de 1999, ver figura 50.

4.2.2 Modelo hidrológico en HEC-HMS con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay

a. Resultados

En la microcuenca 1(SC1), recorrida longitudinalmente por el río Auqui, que desagua en el río Quillcay, el valor máximo del caudal obtenido mediante el modelo fue de 14.8 m³/s, registrado el 28/02/2016. En la microcuenca 2 (SC2), recorrida longitudinalmente por la quebrada Shallap, que desemboca en el río Quillcay, el valor máximo del caudal obtenido mediante el modelo fue de 9.0m³/s, registrado el 26/12/1995. En la microcuenca 3 (SC3), recorrida longitudinalmente por la quebrada Cojup, que desemboca en el río Paria, el valor máximo del caudal obtenido mediante el modelo es de 13.8 m³/s, registrado el 28/02/2016. En la microcuenca 4 (SC4), el valor máximo del caudal obtenido en el modelo fue de 6.1 m³/s, registrado el 09 de marzo de 1991. Para el punto A, donde se encuentran la quebrada Shallap y el río Auqui, el valor máximo del caudal obtenido en el modelo fue de 22.3 m³/s, registrado el 26/12/1995. Para el punto B, donde ocurre la afluencia del río Paria al río Quillcay, el valor máximo del caudal obtenido fue de 40.6 m³/s, registrado el 28/02/2016, ver la tabla 18.

Tabla 18: Resumen global producto del HEC-HMS

Hydrologic Element	Drainage Area (Km2)	Peak Discharge (m3/s)	Time of Peak	Volume (MM)
AB	132.77	22.2	26dic.1995, 00:00	11563.34
SC3	72.21	13.8	28feb.2016, 00:00	13136.33
SC4	42.38	6.1	09mar.1991,00:00	10905.50
B	247.36	40.6	28feb.2016, 00:00	11909.82
BC	247.36	40.6	28feb.2016, 00:00	11909.80
SC1	97.8	14.8	28feb.2016, 00:00	10617.66
SC2	34.97	9	26dic.1995, 00:00	14208.26
AB	132.77	22.3	26dic.1995, 00:00	11563.38
C	247.36	40.6	28feb.2016, 00:00	11909.80

Tabla 19: Resumen de los caudales desde 1986 hasta 2016

Fecha	Qobs	SWAT	Validado	HEC-HMS	Validado
01/01/1986	9	11.69	Si	37.4	No
01/02/1986	8.9	14.97	Si	27.3	No
01/03/1986	8.4	10.68	Si	18.5	No
01/04/1986	6.7	16.9	Si	34.1	No
01/05/1986	1.508	1.508	Si	2.1	No
01/06/1986	0.5098	0.5098	Si	0	No
01/07/1986	0.2575	0.2575	Si	0	No
.
.
01/08/2016	3.8	0.4426	Si	0	No
01/09/2016	4.2	1.091	Si	0	No
01/10/2016	5.4	3.816	Si	8.2	No
01/11/2016	4.3	0.7671	Si	1.2	No
01/12/2016	5	7.801	Si	23.1	No

En cuanto al modelo en HEC-HMS, se procesó el DEM de 12,5m y se obtuvo la división de las subunidades hidrográficas. El periodo de tiempo del modelo comprendió de 1986-2016, en el cual se consideraron datos meteorológicos de PISCO con los datos de las precipitaciones diarias y datos de evapotranspiración promedio mensual.

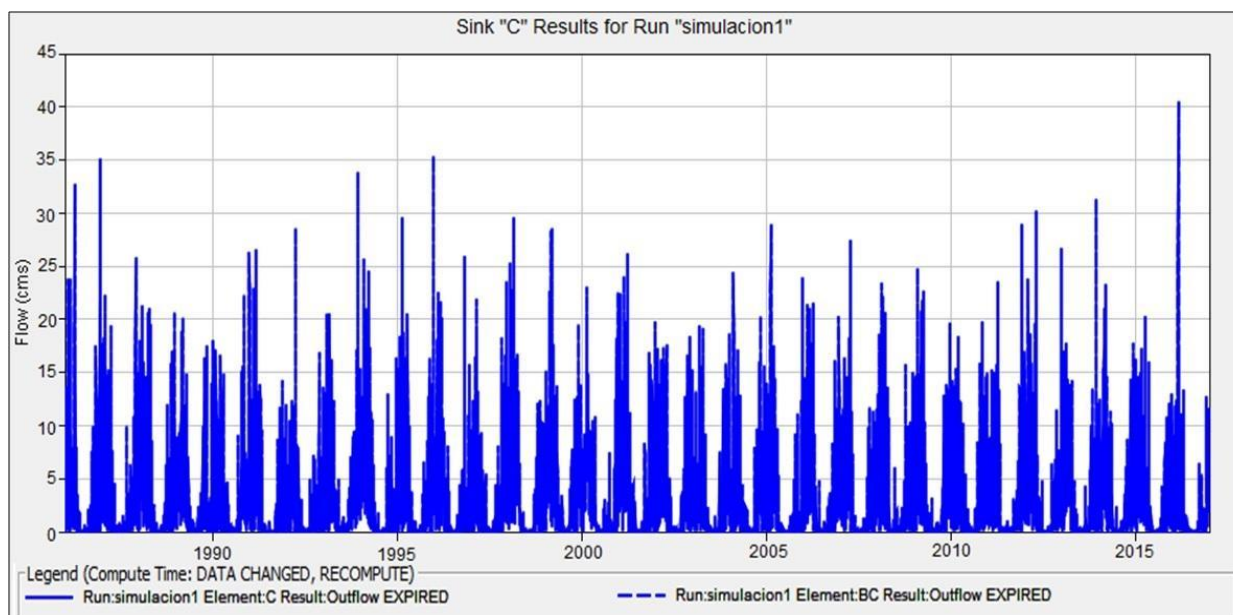


Figura 52: Gráfica de caudal resultante para el punto de sumidero (C)

b. Discusión

En el software HEC-HMS, se obtuvieron los caudales máximos para cada uno de los puntos de interés dentro de la subcuenca. En el periodo de 1986-2016, el máximo registrado fue de 40.6 m³/s registrado en febrero del 2016 del área total de la subcuenca, ver tabla 18.

El coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) se tuvo un valor de 0.715 y el coeficiente determinístico R² de 0.731, que son indicadores comunes utilizados para evaluar la precisión de los modelos hidrológicos. Un valor de NSE cercano a 1 indica una buena concordancia entre los caudales observados y simulados, mientras que un valor de R² cercano a 1 refiere una buena capacidad de ajuste del modelo a los datos observados. En este caso, los valores de NSE y R² sugieren que los modelos SWAT y HEC-HMS tienen un desempeño favorable en la simulación de caudales después de la calibración, aunque aún hay margen para mejorar la precisión de las predicciones. Es importante seguir refinando los modelos y ajustando los parámetros para lograr una mayor exactitud en las simulaciones hidrológicas.

Explicación de la diferencia en caudales simulados y observados – modelos SWAT y HEC-HMS:

La diferencia inicial entre los caudales simulados y observados se debe a la omisión de los nevados y lagunas en la parte alta de la cuenca, que actúan como reguladores naturales del flujo de agua. Estos elementos son cruciales para la modelación precisa, ya que afectan significativamente la cantidad y el momento del flujo de agua que llega a las partes bajas de la cuenca.

Justificación de la Omisión de Nevados y Lagunas:

No se incluyeron los datos de nevados y lagunas debido a varias razones:

Complejidad del Modelo: Incluir estos elementos en la modelación hidrológica aumenta significativamente la complejidad del modelo. Se requerirían técnicas avanzadas y una gran cantidad de tiempo y recursos para integrar adecuadamente estos factores.

Limitaciones de Datos: No se dispone de información detallada y precisa sobre las características y dinámicas de los nevados y lagunas en la región de estudio. La falta de datos confiables podría introducir más incertidumbre y errores en el modelo.

Acciones Correctivas Realizadas:

Corrección de BIAS: se hizo una corrección de BIAS para ajustar los caudales simulados y mejorar la precisión de la modelación. Este método ayudó a reducir el sesgo entre los datos simulados y observados.

Evaluación de la Precisión del Modelo: Después de aplicar la corrección de BIAS, evalué la precisión del modelo utilizando el coeficiente de determinación R^2 . El valor obtenido de $R^2=0.731$ indica que el modelo explica el 73.1% de la variabilidad observada en los caudales, lo cual es un indicador aceptable de la precisión del modelo en estudios hidrológicos.

Si bien el valor de R^2 obtenido es considerablemente bueno, la inclusión de los nevados y las lagunas podría mejorar aún más la precisión del modelo. Sin embargo, debido a las limitaciones mencionadas anteriormente, la incorporación de estos elementos no fue posible en esta etapa de la investigación.

4.3 Evaluación de la descarga de caudal de la subcuenca del río Quillcay ante el cambio climático

a. Resultados

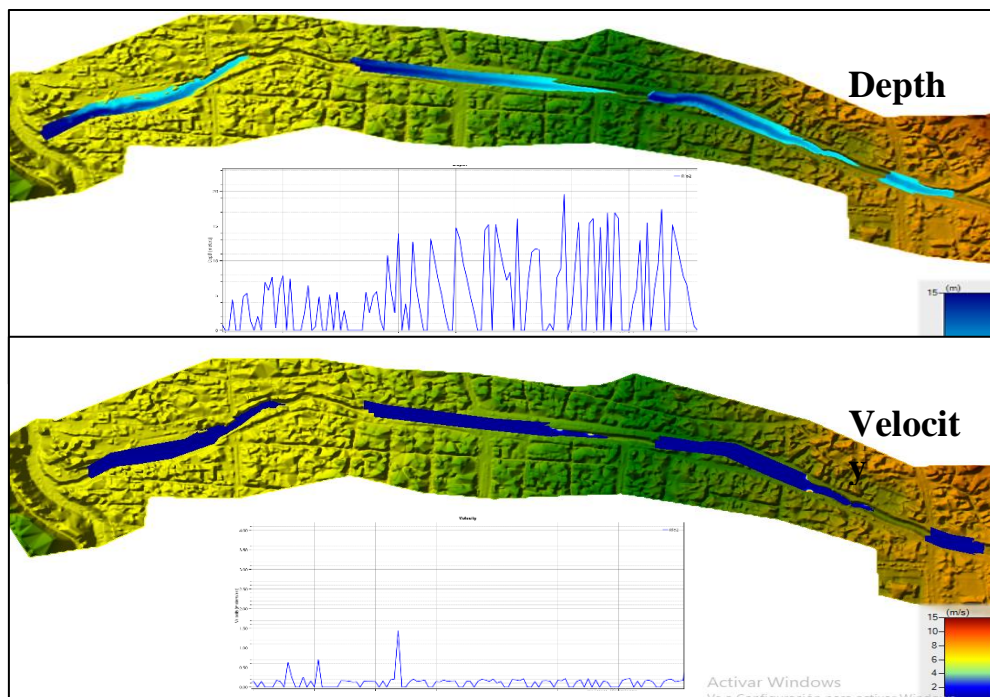
El cambio climático plantea retos para el estudio del recurso hídrico sobre zonas urbanas (Ávila, 2012). Se ha visto reflejado en las alteraciones constantes del ciclo del agua con fluctuaciones de los parámetros de la precipitación, evapotranspiración, la humedad del suelo y descarga de flujos de río. Los cambios o intensificaciones del ciclo hidrológico aumentarán la exposición al estrés del recurso hídrico y en consecuencia al riesgo de inundaciones y sequías. Investigaciones han demostrado que muchos de los impactos globales como el cambio climático y el fenómeno El Niño están estrechamente relacionados con las fuentes hídricas y que los ríos son ecosistemas sensibles a condiciones climáticas extremas (Gómez 2022).

El interés del recurso hídrico reside en la asociación con el cambio climático en los cambios atmosféricos y los eventos de lluvia, evaporación que se dan tanto a corto y largo plazo (Duque-Sarango et al., 2019). El cambio global está provocando cambios rápidos y simultáneos en la temperatura de la superficie, la vegetación y la cobertura del suelo, lo que resulta en cambios importantes y significativos en el balance hídrico (Aber et al., 2001).

La determinación de áreas propensas a inundaciones o la estimación de caudales requiere orientación previa. Aquí es muy importante el modelado hidráulico utilizando software especial y SIG, que facilitan el procesamiento de datos geográficos y su visualización, proporcionando un panorama más completo y detallado del área de estudio. De la misma manera, es permitido representar en forma de mapas la información obtenida a través de modelos matemáticos, proporcionando un apoyo importante para el trabajo hidrológico y geomorfológico (Garrido et al., 2013).

La representación visual de la dinámica de las descargas de caudal en el río Quillcay ante la variabilidad climática es posible realizando un análisis de las perturbaciones océano-atmosféricas que ocasiona el fenómeno El Niño a nivel global y regional debido a las alteraciones de las lluvias y como consecuencia el caudal en los principales ríos del Perú.

En la figura 53, se muestra la velocidad del agua que fluye en el cauce del río Quillcay en un periodo definido. Los resultados en promedio varían de 0 a 2 m/s y en algunos puntos de las riberas del río que están adyacentes a las edificaciones son de 4 a 15 m/s. La elevación de la superficie del agua, que se refiere a la altura de la superficie del agua, es de 837 a 902 m.



«continuación»

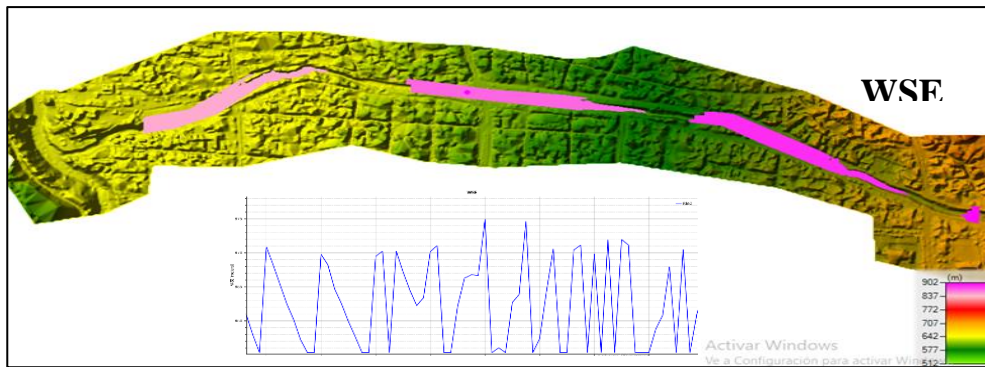


Figura 53: Descarga de caudal de febrero de 1998

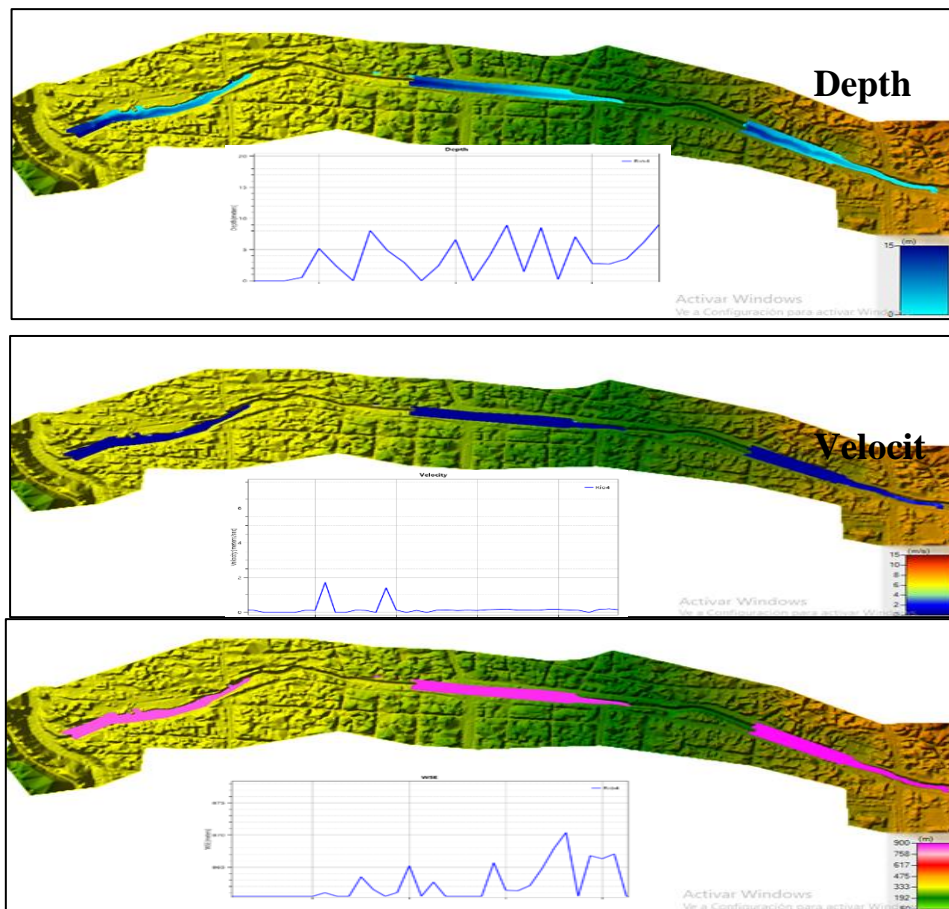


Figura 54: Descarga de caudal de febrero del 2016

Nota:

Se muestra los resultados obtenidos para febrero de 2016 reflejan que la profundidad varía de 0 a 15 m , a su vez, la velocidad en el cauce del río Quillcay en un periodo determinado y los resultados en promedio obtenidos varían de 0 a 2 m/s.

Serie de tiempo de Depth, Velocity y WSE

Se obtuvieron los resultados de la serie de tiempo para la descarga de caudal por profundidad (Depth). El primer periodo, desde 01/01/1986 hasta 1/04/1994, tuvo un valor medio de 3.7 y desviación estándar de 3.15. El mínimo fue 0 m y máximo de profundidad de la descarga fue de 24.31 m. En el periodo de 01/05/1994 hasta 1/08/2002, teniéndose un promedio de 3.9 y desviación estándar de 3.34, el mínimo valor fue de 0 m y el máximo de profundidad fue 22.45 m. Para el periodo de 01/09/2002 hasta 01/12/2010, se tuvo un valor medio de 3.6 y desviación estándar de 3.06. El mínimo valor fue de 0 m y el máximo de profundidad fue de 23.04 m. Por último, para el periodo de 01/09/2008 hasta 31/12/2016, se tuvo un valor medio de 3.8 y desviación estándar de 3.21. El mínimo valor fue de 0 m y el máximo de profundidad fue de 26.24 m.

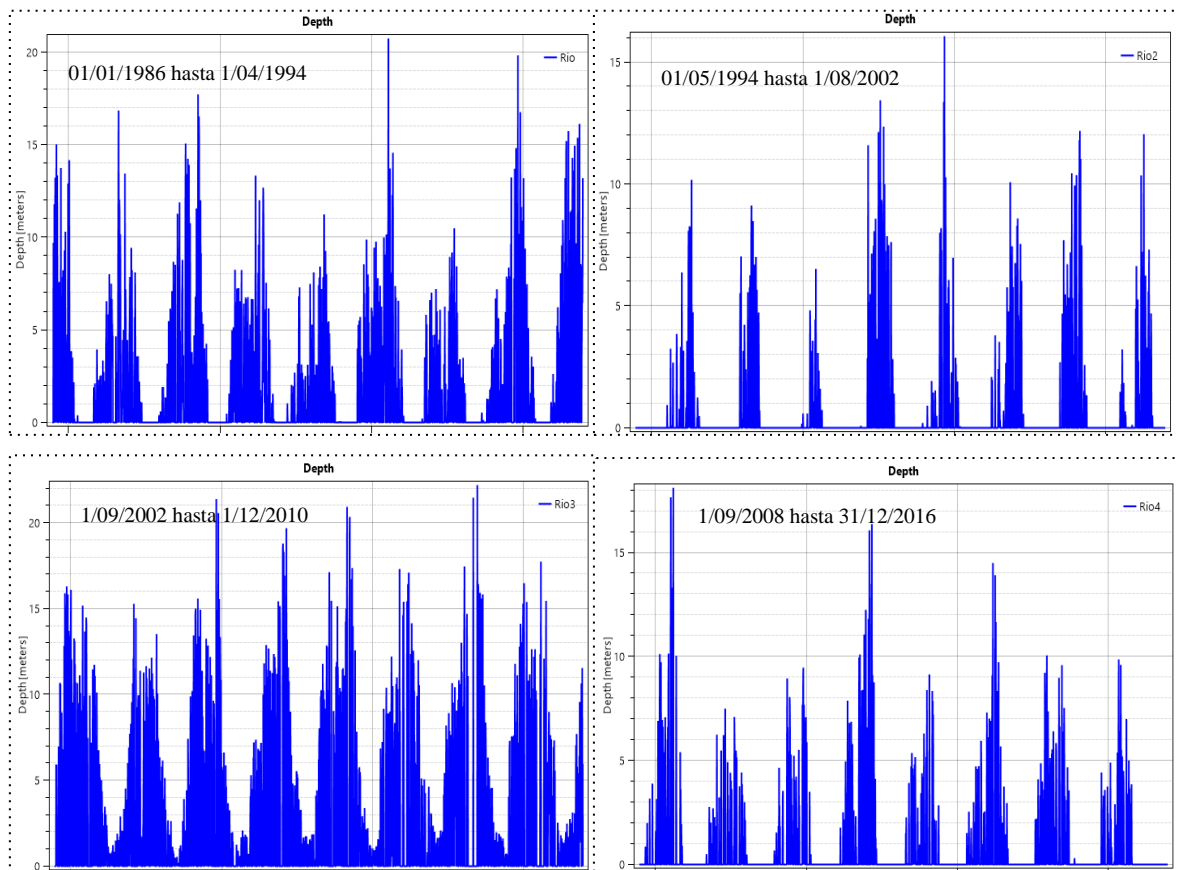


Figura 55: Descarga de caudal por la profundidad desde 1986 hasta 2016.

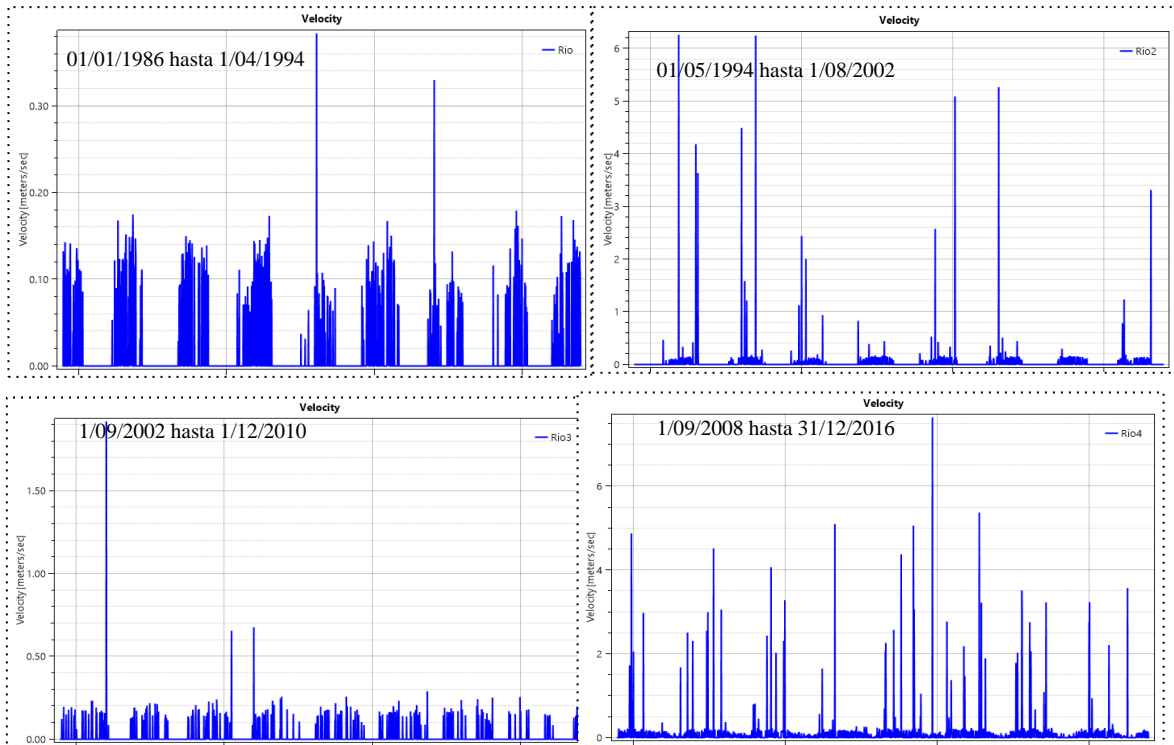


Figura 56: Velocidad de descarga desde 1986 hasta 2016

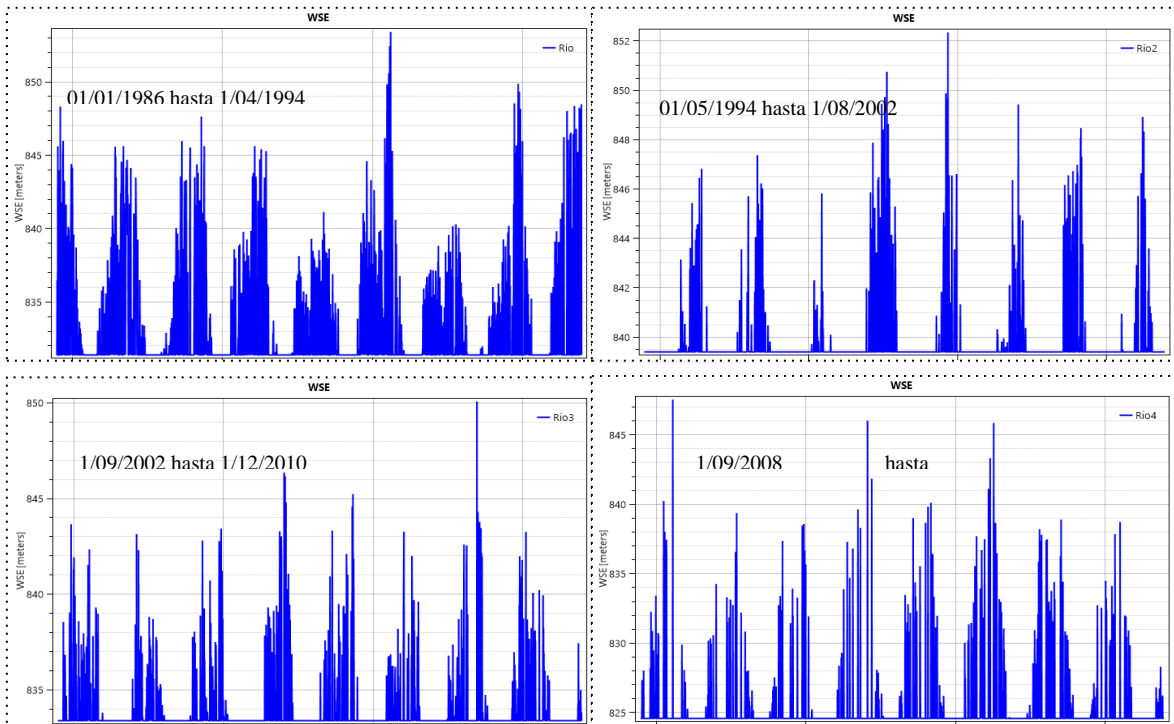


Figura 57: Elevación de la superficie del agua (WSE) desde 1986 hasta 2016

Los resultados obtenidos son muy variables y las alteraciones océano-atmosféricas repercuten en las condiciones atmosféricas a causa del Fenómeno El Niño en Perú. La aparición de ENOS (El Niño Oscilación del Sur) en 2016 fue única. Como resultado, los nevados Yanapacha y Xalap en las Montañas Blancas estuvieron libres de nieve durante largos períodos, incluso en los meses con mayores precipitaciones como son diciembre a abril (Sánchez, 2019). Con respecto a la investigación realizada por Sánchez (2019), se puede confirmar que no hubo una variabilidad de la descarga de caudal en la subcuenca Quillcay.

Otro estudio realizado por Briongos en 2016 mostró que modelar la progresión del frente de onda durante la falla de la presa de Salce produjo resultados muy similares en una cuadrícula computacional bidimensional. Cambiar el intervalo de tiempo de la cuadrícula de 15 m x 15 m de 10 segundos a 1 segundo tiene un efecto, ya que los resultados difieren significativamente en intervalos de tiempo de 10 segundos. Por lo tanto, pueden ocurrir algunas inconsistencias al combinar modelado 1D/2D (Briongos, 2016).

Tanto el modelo HEC-HMS como el SWAT son capaces de realizar simulaciones continuas, Sin embargo, la comparación del rendimiento de los modelos SWAT y HEC-HMS en regiones tropicales húmedas se ha investigado en muy pocos estudios (Chathuranika et al., 2022).

Sanjay y Vinay (2021), en su publicación “Performance of HEC-HMS and SWAT to simulate streamflow in the sub-humid tropical Hemavathi catchment”, mencionan que, el desempeño de los modelos se realizó utilizando el modelo de eficiencia (NSE) y el coeficiente de determinación (R^2) de Nash Sutcliffe (NSE). El modelo SWAT arrojó valores altos de R^2 y NSE de 0,85 y 0,82 para comparaciones diarias de caudal para la salida de la cuenca en el momento de la validación, lo que sugiere que el modelo SWAT mostró resultados relativamente buenos en comparación con el modelo HECHMS.

De las figuras N° 35 y 36, podemos observar que, de los resultados obtenidos, el modelo SWAT se ajusta mejor a los datos observados a diferencia del modelo HEC – HMS, ya que se logra con el primero mayor coeficiente determinístico de 0.731, a su vez el coeficiente de Nash es de 0.715, donde se puede indicar que se tiene un ajuste muy bueno y una correlación moderada.

La diferencia de caudales obtenidos se debe al algoritmo que utiliza cada software y los métodos seleccionados para el cálculo. Para SWAT, el método de pérdidas es el Número de Curva y HEC-HMS es Green and Ampt. El HEC-HMS utiliza el método del Hidrograma Unitario Clark para simular el flujo de la corriente, mientras que el método SCS-CN se adopta en el modelo SWAT. El método SCSCN tiene en cuenta las pendientes, el tipo y el uso de suelo, mientras que el Hidrograma Unitario Clark tiene en cuenta la forma de la cuenca, el almacenamiento de la cuenca y la sincronización. Las razones antes mencionadas pueden ser algunos de los factores que influyen a las variaciones a los resultados de caudal obtenidos (Chathuranika et al., 2022).

El rendimiento de los modelos HEC-HMS y ArcSWAT se evaluó utilizando datos de descarga promedio mensuales (Habibu et al., 2020). Para validar el modelo, los resultados son comparados con los datos observados en la estación Quillcay, que tiene las siguientes coordenadas: longitud sur: 77° 31'1", latitud oeste: 09° 31'1", altitud: 3250 m s.n.m, con código 201716, tomado de Macedo, H. (2023). SWAT funcionó mejor y es una técnica de modelado hidrológico adecuado para la gestión del recurso hídrico, como lo mencionan Sanjay & Vinay (2021).

b. Discusión

Los modelos SWAT y HEC-HMS han permitido simular de manera efectiva. La validación de estos modelos con datos históricos ha mostrado una correlación positiva alta entre los resultados modelados y los observados.

Las estimaciones de las descargas del río Quillcay bajo diferentes escenarios de cambio climático sugieren que habrá variaciones significativas en los patrones de flujo del río. Los modelos predicen una disminución en los caudales durante las estaciones secas. Estos cambios en el régimen de flujo son atribuibles a alteraciones en las precipitaciones y la acelerada desglaciación. La comprensión de estas proyecciones es esencial para desarrollar estrategias de adaptación que mitiguen los impactos negativos del cambio climático sobre el abastecimiento de agua y la gestión de riesgos asociados a eventos hidrológicos extremos.

Mediante los datos del CMIP6 de temperatura y precipitación, se analizó 40 modelos desde 1970 hasta 2100, se analizó 2 escenarios actual (1970 – 2000) y futuro (2070-2100), obteniéndose en las figuras 44 y 45, en el primero son los datos de la temperatura donde se

tiene una media de 11.00 °C en el escenario actual y en el futuro 18.66 °C, existiendo un incremento de 7.66 °C, con coeficiente determinístico de R^2 de 0.94 entre la temperatura actual y futuro y con respecto a la precipitación media mensual se tiene 96.70 mm en el escenario actual y en el escenario futuro se tiene una media de 96.22 mm, existiendo descenso de un incremento de 0.48 mm, sin embargo, se puede observar en la figura 45.c que existe un aumento de precipitación, a diferencia de la época de estiaje que se puede observar un descenso de precipitación, a su vez se tiene un coeficiente determinístico de R^2 de 0.91 entre la precipitación actual y futura.

Se analizaron los primeros 10 años (1986 - 1995) con respecto a los 10 últimos años (2007 - 2016) tanto precipitación y caudal (Tabla 14). Se tiene la precipitación mensual en los últimos años (96.26 mm) en comparación con los primeros años (95.80 mm) es decir se muestra un aumento de 0.46 mm, por otro lado, el caudal mensual promedio de los últimos 10 años (6.87 m³/s) en comparación con los primeros 10 años (7.20 m³/s) existiendo una disminución de 0.33 m³/s, sugiere un decrecimiento en el flujo de agua en el sistema fluvial durante este período, a su vez se tiene la desviación estándar del caudal en los últimos 10 años (3.39 m³/s) es ligeramente menor que en los primeros 10 años (3.86 m³/s).

Se generaron los caudales mensuales futuros de los años 2070 al 2100 a partir de las precipitaciones futuras de los años 2070 al 2100 producto de 40 modelos del CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) de SSP3(Shared Socioeconomic Pathway 3), mediante el método de Lutz Scholz ver figura 46.a, apreciándose los mayores cambios en época de avenida logrando tener un máximo valor de 11.09 m³/s y un mínimo de 1.47 m³/s en los meses de estiaje, entendiéndose que la menor variación de los caudales en época seca se debe a la ausencia de precipitaciones significativas, mientras que la mayor variabilidad en épocas de lluvias se debe a la intensidad y variabilidad de las precipitaciones, estos factores hacen que los ríos respondan de manera más pronunciada a las condiciones meteorológicas en la estación lluviosa.

Se realizó la estadística descriptiva, ver figura 46, donde se ha incluido varios indicadores claves que describen la variabilidad de los caudales mensuales generados, tales como la:

- **Media:** La media de los caudales mensuales proporciona una referencia central sobre los valores promedio a lo largo del año.

De la figura 46b, se tiene, por ejemplo, **en enero**, el caudal promedio es de aproximadamente 11.089 m³/s, mientras que en julio es mucho menor, alrededor de 1.470 m³/s.

- **Error típico:** El error típico (o error estándar) es una medida de la precisión de la media. Se calcula como la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de observaciones. Este indicador muestra la precisión de las estimaciones de la media.

El error típico indica cuán confiable es la media estimada. Un error típico pequeño (**como en julio y agosto**) indica una estimación más precisa de la media, mientras que un error típico grande (**como en febrero**) sugiere una mayor incertidumbre en la estimación de la media, esto refiere que existe mayor incertidumbre en los meses de avenida, a diferencia de los meses de estiaje.

- **Mediana:** La mediana es el valor central de un conjunto de datos ordenados. Si el número de datos es impar, es el valor en la posición central; si es par, es el promedio de los dos valores centrales. La mediana es una medida robusta de tendencia central y no se ve afectada por valores extremos.

La mediana representa el valor central de los caudales mensuales y es útil para entender la distribución de los datos sin que se vean afectados por valores extremos. Por ejemplo, **en febrero, la mediana es 11.702 m³/s**, lo que sugiere que la mitad de los valores son menores y la otra mitad son mayores que este valor.

- **Moda:** La moda nos indica el valor más común o frecuente en los caudales mensuales. Por ejemplo, **en enero**, el valor más común de caudal es 11.340 m³/s, **en octubre**, la moda es 5.781 m³/s, lo que coincide con la mediana, sugiriendo una distribución más centrada en ese valor.

- **Varianza:**

La varianza mide la dispersión de un conjunto de datos respecto a su media. Es el promedio de las desviaciones al cuadrado de cada dato con respecto a la media. En general, una varianza alta indica que los datos están muy dispersos respecto a la media, mientras que una varianza baja indica que los datos están más concentrados alrededor de la media. Obteniéndose los siguientes valores:

Enero (25.19): Los caudales en enero tienen una variabilidad moderada. La varianza indica que hay dispersión respecto a la media, pero no excesiva.

Febrero (546.05): La varianza es extremadamente alta, lo que sugiere que los caudales en febrero son muy variables y dispersos respecto a la media.

Marzo (12.66) y Abril (13.83): Ambos meses tienen una varianza baja a moderada, indicando que los caudales están relativamente cerca de la media.

Mayo a Agosto: Varianzas bajas (entre 1.06 y 1.71), sugiriendo que los caudales son bastante consistentes y están cerca de la media.

Septiembre (5.36), Octubre (10.60), Noviembre (14.73) y Diciembre (15.44): Varianzas que indican una variabilidad moderada en los caudales, con diciembre y noviembre mostrando un poco más de dispersión.

- **Curtosis y Coeficiente de asimetría (sesgo):** La curtosis indica la "agudeza" de la distribución de los datos, mientras que el coeficiente de asimetría mide la simetría de la distribución. Estos indicadores son esenciales para comprender la forma de la distribución de los caudales mensuales.

Coeficiente de Asimetría (Sesgo)

El coeficiente de asimetría mide la simetría de la distribución de los datos. Un coeficiente de asimetría positivo indica que la distribución está sesgada a la derecha (más valores bajos y pocos valores muy altos), mientras que un coeficiente de asimetría negativo indica que la distribución está sesgada a la izquierda (más valores altos y pocos valores muy bajos).

Enero (4.81), Marzo (4.34), Junio (3.87), Julio (4.02), Agosto (3.91) y Diciembre (3.11): Valores positivos altos indican una fuerte asimetría a la derecha, sugiriendo que hay muchos valores de caudal bajos y unos pocos valores muy altos.

Febrero (-6.18): Un valor negativo muy alto indica una fuerte asimetría a la izquierda, sugiriendo que hay muchos valores de caudal altos y unos pocos valores muy bajos.

Abril (1.89), Mayo (2.18), Septiembre (2.09), Noviembre (1.68): Valores positivos moderados indican una asimetría a la derecha, aunque menos pronunciada que los meses anteriores.

Octubre (0.82): Un valor cercano a cero indica una distribución más simétrica, con una leve asimetría a la derecha.

Desviación estándar y Varianza: Ambos indicadores cuantifican la dispersión de los datos. La desviación estándar es la raíz cuadrada de la varianza, que ya he incluido en los resultados.

- **Rango:** El rango indica la diferencia entre el valor máximo y mínimo de los caudales, proporcionando una medida de la amplitud de la variabilidad.

Se tienen los mayores valores del rango en los meses enero, febrero y marzo, precisamente los meses de avenida y los menores valores en los meses de junio, julio y agosto, que son los meses de estiaje y estos valores están relacionados con el error típico, ya que se tiene un error típico pequeño (**como en julio y agosto**) indica una estimación más precisa de la media, mientras que un error típico grande (**como en febrero**) sugiere una mayor incertidumbre en la estimación de la media

- **Mínimos y Máximos:** Estos valores definen los límites de los caudales registrados, contribuyendo al análisis del rango y la variabilidad extrema.

Se tiene los menores valores en los meses de junio, julio, agosto y setiembre, que corresponden a los meses de estiaje teniendo el valor más bajo en agosto de $0.727 \text{ m}^3/\text{s}$ y los valores máximos en el mes de enero de $39.332 \text{ m}^3/\text{s}$ que corresponde al mes de avenida.

- **Coefficiente de variación (CV):** Este es un indicador de la dispersión relativa, calculado como la desviación estándar dividida por la media. Es útil para comparar la variabilidad entre meses con diferentes medias.

Se presentan el coeficiente de variación CV (%), por cada mes:

Enero (45.29 %): La variabilidad de los caudales en enero es moderada. El CV del 45.29 % indica que los caudales mensuales en enero tienden a variar aproximadamente un 45.29 % respecto a la media.

Febrero (317.40 %): Este valor extremadamente alto indica una variabilidad muy alta en los caudales de febrero. Los caudales pueden fluctuar ampliamente respecto a la media, lo que sugiere que febrero es un mes con caudales muy impredecibles.

Marzo (32.71 %): La variabilidad de los caudales en marzo es baja a moderada. Un CV del 32.71 % significa que los caudales mensuales en marzo son más consistentes y tienen menos fluctuaciones respecto a la media.

Abril (33.60 %): Similar a marzo, abril tiene una variabilidad baja a moderada, con los caudales mensuales variando un 33.60 % respecto a la media.

Mayo (34.68 %): La variabilidad de los caudales en mayo es baja a moderada. El CV del 34.68 % indica que los caudales mensuales en mayo tienen variaciones similares a marzo y abril.

Junio (52.63 %): La variabilidad de los caudales en junio es moderada a alta. Un CV del 52.63 % indica que los caudales en junio tienden a variar bastante respecto a la media.

Julio (71.93 %): La variabilidad de los caudales en julio es alta. Un CV del 71.93 % indica que los caudales mensuales en julio pueden variar ampliamente, mostrando una gran dispersión en los datos.

Agosto (69.96 %): Similar a julio, agosto también muestra una alta variabilidad en los caudales, con un CV del 69.96 %.

Septiembre (72.82 %): Septiembre tiene la mayor variabilidad entre los meses con caudales muy fluctuantes respecto a la media, similar a julio y agosto.

Octubre (49.75 %): La variabilidad de los caudales en octubre es moderada a alta. Un CV del 49.75 % indica una considerable dispersión de los caudales respecto a la media.

Noviembre (42.47 %): La variabilidad de los caudales en noviembre es moderada. Un CV del 42.47 % sugiere que los caudales son más consistentes que en los meses de julio a septiembre, pero aún presentan cierta dispersión respecto a la media.

Diciembre (36.96 %): La variabilidad de los caudales en diciembre es baja a moderada, similar a la de marzo, abril y mayo. Un CV del 36.96 % indica una menor dispersión de los caudales respecto a la media.

- **Rangos por cuantiles:** Se calculó los percentiles 25 (Q1), 50 (Q2 o mediana) y 75 (Q3) para mostrar la dispersión de los datos en los diferentes tramos de la distribución. A continuación, se explicará lo que se detalla en la tabla 20.

Para Enero:

Q1 (7.345 m³/s): El 25 % de los datos de caudales en enero son menores a 7.345 m³/s. Esto significa que en el 25 % de los años analizados, los caudales de enero fueron iguales o menores a 7.345 m³/s.

Q2 (Mediana) (11.031 m³/s): El 50 % de los datos de caudales en enero son menores a 11.031 m³/s. La mediana es el valor central, indicando que la mitad de los años tuvieron caudales

menores o iguales a 11.031 m³/s y la otra mitad tuvieron caudales mayores o iguales a este valor.

Q3 (15.297 m³/s): El 75 % de los datos de caudales en enero son menores a 15.297 m³/s. Esto significa que en el 75 % de los años analizados, los caudales de enero fueron iguales o menores a 15.297 m³/s.

De manera similar, la interpretación es para todos los meses.

Entendiéndose que, estos valores de cuantiles ayudan a entender cómo se distribuyen los caudales mensuales:

Q1 (Percentil 25): Nos da una idea de los caudales bajos, aquellos que están en el cuarto inferior de los datos.

Mediana (Percentil 50): Nos muestra el valor central y es útil para entender la tendencia central de los datos, sin ser afectada por valores extremadamente altos o bajos.

Q3 (Percentil 75): Nos da una idea de los caudales altos, aquellos que están en el cuarto superior de los datos.

Aquí está los rangos por cuantiles para cada mes:

Tabla 20: Cuantiles para cada mes

Mes	Q1	Q2(mediana)	Q3
Enero	7.345	11.031	15.297
Febrero	8.852	11.702	12.653
Marzo	7.704	10.675	14.313
Abril	8.498	10.703	13.488
Mayo	2.708	3.404	4.410
Junio	1.425	1.826	2.130
Julio	0.946	1.148	1.785
Agosto	1.097	1.255	1.522
Septiembre	1.552	2.403	3.615
Octubre	3.631	5.781	8.005
Noviembre	6.389	9.138	11.647
Diciembre	7.352	10.537	13.614

Importancia de la estadística descriptiva y uso en Análisis Hidrológico

Media: Proporciona una visión general del caudal promedio para cada mes, útil para entender el comportamiento típico del río a lo largo del año.

Error Típico: Ayuda a evaluar la precisión de la media. Un error típico pequeño indica que la media es una buena representación del conjunto de datos.

Mediana: Útil para identificar el valor central sin la influencia de valores extremos, proporcionando una imagen más precisa de la distribución de los datos.

Moda: Informa sobre el valor más frecuente, lo que puede ser útil para identificar caudales comunes o recurrentes.

Estos estadísticos descriptivos son fundamentales para comprender la variabilidad y la distribución de los caudales mensuales. Cada medida aporta una perspectiva única y complementaria sobre los datos, permitiendo un análisis más completo y detallado del comportamiento hidrológico de la subcuenca del río Quillcay.

Importancia del Nivel de Confianza del 95 %

El nivel de confianza del 95% proporciona un intervalo en el cual esperamos que se encuentre la verdadera media de los caudales mensuales con un 95% de certeza. Este intervalo se calcula utilizando la media de la muestra, el error típico y una distribución t de Student (para muestras pequeñas) o una distribución normal (para muestras grandes).

Por ejemplo, en el mes de enero se tiene:

Mes	Media	Error Típico	Nivel de Confianza (95 %)
Enero	11.089	0.804	± 1.627

Para enero, la media del caudal es 11.089 m³/s y el nivel de confianza del 95% es ± 1.627 m³/s. Esto significa que con un 95 % de certeza, el verdadero valor medio del caudal en enero está entre 9.462 m³/s y 12.716 m³/s.

El análisis es similar en todos los meses.

4.4 Limitaciones y alcances

4.4.1 Limitaciones

Se usó los modelos hidrológicos SWAT y HEC-HMS, para “Evaluar los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos con potencial de aplicación a las características particulares de la subcuenca del río Quillcay”, tanto SWAT (Soil and Water Assessment Tool) como HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System) son modelos robustos que tienen capacidades integradas para simular procesos hidrológicos, incluyendo aquellos que están influenciados por cambios en la cobertura de nieve y hielo.

SWAT tiene capacidades para modelar procesos hidrológicos complejos, incluyendo el flujo de agua superficial y subsuperficial, así como la cobertura de nieve y el derretimiento de glaciares. Sin embargo, en este trabajo de investigación no se consideró como datos de entrada las lagunas, bofedales, glaciares y acuíferos, ya que en cuencas tropicales andinas con numerosas lagunas y glaciares puede requerir una calibración y ajustes específicos que no siempre son factibles debido a la complejidad y la falta de datos detallados, por otro lado, en la configuración estándar, SWAT simplifica ciertos procesos debido a la falta de datos específicos de glaciares y lagunas, lo que puede llevar a una representación menos detallada pero aún funcional del sistema hidrológico.

HEC-HMS también permite la inclusión de procesos hidrológicos como el derretimiento de nieve y la acumulación de agua en lagunas, sin embargo, al igual que SWAT, su aplicación precisa en cuencas tropicales andinas puede ser limitada por la disponibilidad de datos y la complejidad del sistema, a su vez. La precisión de HEC-HMS en simular el impacto de glaciares y lagunas depende en gran medida de la disponibilidad de datos específicos y detallados, lo cual puede ser un desafío en áreas remotas y complejas.

La interacción compleja entre glaciares, lagunas, bofedales y acuíferos en cuencas tropicales andinas requiere una modelación detallada y específica, lo que aumenta significativamente la complejidad del modelo y puede ser impracticable sin datos adecuados.

La ecuación empírica $V=C \cdot A^b$ es ampliamente reconocida en estudios glaciológicos para estimar el volumen de glaciares a partir de su área. En el contexto de la subcuenca del río Quillcay, los coeficientes $C=0.048$ y $b=1.36$ se derivaron de estudios específicos como los

de Medina y Mejía (2014), que realizaron mediciones directas en la cordillera Parón, en los Andes de Perú. La validez de esta ecuación y sus coeficientes está respaldada por estudios teóricos y empíricos previos (Bahr et al., 1997; Bahr, Pfeffer y Kaser, 2015), que muestran una relación de ley de potencia entre el espesor y el área de los glaciares. Estos coeficientes son aplicables a la subcuenca del río Quillcay debido a sus condiciones geográficas y climáticas similares a las regiones estudiadas. Además, el uso de esta fórmula es crucial para evaluar la respuesta hidrológica frente a la variabilidad climática, dado que el volumen glaciar afecta significativamente los caudales en la subcuenca.

La diferencia inicial entre los caudales simulados y observados en los modelos SWAT y HEC-HMS se debe a la omisión de nevados y lagunas en la parte alta de la cuenca, que actúan como reguladores naturales del flujo de agua. Estos elementos son cruciales para una modelación precisa, ya que afectan significativamente la cantidad y el momento del flujo de agua que llega a las partes bajas de la cuenca.

Justificación de la Omisión de Nevados y Lagunas: No se incluyeron los datos de nevados y lagunas debido a varias razones:

Complejidad del Modelo: Incluir estos elementos en la modelación hidrológica aumenta significativamente la complejidad del modelo. Se requerirían técnicas avanzadas y una gran cantidad de tiempo y recursos para integrar adecuadamente estos factores.

Limitaciones de Datos: No se dispone de información detallada y precisa sobre las características y dinámicas de los nevados y lagunas en la región de estudio. La falta de datos confiables podría introducir más incertidumbre y errores en el modelo.

Acciones Correctivas Realizadas:

Corrección de BIAS: Se hizo una corrección de BIAS para ajustar los caudales simulados y mejorar la precisión de la modelación. Este método ayudó a reducir el sesgo entre los datos simulados y observados.

Evaluación de la Precisión del Modelo: Después de aplicar la corrección de BIAS, se evaluó la precisión del modelo utilizando el coeficiente de determinación R^2 . El valor obtenido de $R^2=0.731$ indica que el modelo explica el 73.1 % de la variabilidad observada en los

caudales, lo cual es un indicador aceptable de la precisión del modelo en estudios hidrológicos.

Aunque el valor de R^2 obtenido es considerablemente bueno, la inclusión de nevados y lagunas podría mejorar aún más la precisión del modelo. Sin embargo, debido a las limitaciones mencionadas, la incorporación de estos elementos no fue posible en esta etapa de la investigación.

4.4.2 Alcances

En estudios hidrológicos a escala de cuenca, es común simplificar ciertos componentes para enfocar los recursos en la representación de los principales flujos hidrológicos utilizando los datos disponibles. El enfoque se ha centrado en la calibración y validación rigurosa de los modelos con los datos disponibles para asegurar que las simulaciones sean lo más precisas posible dentro de las limitaciones.

A pesar de las simplificaciones, los resultados obtenidos con SWAT y HEC-HMS han mostrado una buena correlación con los datos observados, especialmente después de aplicar la corrección de sesgo, con R^2 de 0.731 y 0.726 respectivamente. Sin embargo, la incorporación explícita de datos de glaciares y lagunas podría mejorar aún más la precisión de las simulaciones, esta incorporación se sugiere como una mejora futura a medida que se disponga de datos más detallados y se desarrollen metodologías específicas para su integración en los modelos.

La decisión de no considerar explícitamente el aporte de glaciares y lagunas en los modelos SWAT y HEC-HMS se basó en la disponibilidad limitada de datos precisos y la necesidad de simplificar el modelo para enfocar los recursos en los principales flujos hidrológicos. No obstante, se sugiere su consideración en futuros estudios conforme se disponga de mejores datos y metodologías.

Para la generación de caudales mensuales, se usó el modelo de Lutz Scholz, ya que, este modelo fue desarrollado específicamente para cuencas en la sierra peruana, como la subcuenca del río Quillcay, está diseñado para captar las particularidades de la hidrología de cuencas andinas, incluyendo la variabilidad estacional de las precipitaciones y la influencia de los glaciares, precisando que, el modelo está calibrado para condiciones de la sierra, lo que facilita la generación de caudales mensuales con mayor precisión en esta región, por

otro lado, es menos complejo y más fácil de implementar en comparación con SWAT y HEC-HMS, lo que permite una generación de caudales mensuales de manera más eficiente sin la necesidad de un extenso conjunto de datos. Por lo tanto, la elección del modelo de Lutz Scholz para la generación de caudales mensuales en la subcuenca del río Quillcay se basó en su ajuste regional, simplicidad y eficiencia para abordar las características hidrológicas específicas de las cuencas andinas. Aunque SWAT y HEC-HMS son modelos robustos y ampliamente utilizados, su complejidad y la necesidad de datos detallados limitan su aplicabilidad en este contexto específico.

Se usó el escenario **SSP3-7.0** del **CMIP6** para la descarga de datos de precipitación y temperaturas en la subcuenca del río Quillcay, ya que, el SSP3-7.0 representa un escenario de altas emisiones con desafíos significativos para la mitigación y adaptación al cambio climático. En este escenario, se asume una menor cooperación internacional y una mayor desigualdad, lo que resulta en altas emisiones de gases de efecto invernadero. Al utilizar un escenario más crítico, se puede evaluar de manera más efectiva los posibles impactos extremos del cambio climático en la subcuenca del río Quillcay. Esto es crucial para identificar las áreas más vulnerables y planificar estrategias de adaptación robustas.

Referente a los escenarios **SSP1-2.6** y **SSP2-4.5** estos escenarios representan trayectorias de menor emisión con mayores esfuerzos en mitigación y políticas climáticas efectivas. Si bien son importantes para evaluar posibles futuros optimistas, no capturan adecuadamente los riesgos extremos que podrían presentarse en ausencia de políticas climáticas efectivas, aunque el escenario **SSP5-8.5** también representa altas emisiones, se enfoca en un futuro con rápido crecimiento económico y altas emisiones energéticas. En cambio, el escenario SSP3-7.0, se enfoca más en los desafíos de desarrollo desigual y menor cooperación, lo que puede ser más representativo de ciertas realidades socioeconómicas.

Por lo tanto, la decisión de utilizar el escenario SSP3-7.0 del CMIP6 para la descarga de datos de precipitación y temperatura en la subcuenca del río Quillcay se basó en la necesidad de evaluar de manera integral los posibles impactos extremos del cambio climático en la región. Este escenario crítico proporciona una evaluación realista de los riesgos y facilita la planificación de estrategias de adaptación robustas. Aunque los escenarios más optimistas también son importantes, el enfoque en SSP3-7.0 asegura una mejor preparación ante futuros

adversos, contribuyendo a una gestión más resiliente de los recursos hídricos en la subcuenca.

V. CONCLUSIONES

- Los modelos seleccionados SWAT y HEC-HMS son adecuados para capturar las características específicas de la subcuenca del río Quillcay., ya que han permitido simular los caudales de manera efectiva. La validación de estos modelos con datos históricos ha mostrado una correlación positiva alta entre los resultados modelados y los observados. La evaluación de los modelos hidrológicos SWAT y HEC-HMS ha demostrado que ambos son capaces de capturar las características específicas de la subcuenca del río Quillcay, aunque con diferencias en su precisión. El modelo SWAT mostró un mejor rendimiento en términos de precisión y ajuste a los datos observados, con un índice de Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.77 y un coeficiente de determinación (R^2) de 0.91, en comparación con el HEC-HMS. La diferencia inicial entre los caudales simulados y observados en los modelos SWAT y HEC-HMS se debe a la omisión de nevados y lagunas en la parte alta de la cuenca, que actúan como reguladores naturales del flujo de agua. Estos elementos son cruciales para una modelación precisa, ya que afectan significativamente la cantidad y el momento del flujo de agua que llega a las partes bajas de la cuenca. Incluir estos elementos en la modelación hidrológica aumenta significativamente la complejidad del modelo. Se requerirían técnicas avanzadas y una gran cantidad de tiempo y recursos para integrar adecuadamente estos factores, a su vez, la falta de datos confiables podría introducir más incertidumbre y errores en el modelo. Por ello, se hizo una corrección de BIAS para ajustar los caudales simulados y mejorar la precisión de la modelación. Este método ayudó a reducir el sesgo entre los datos simulados y observados. La validación de estos modelos con datos históricos mostró una alta correlación positiva entre los resultados modelados y los observados, sugiriendo que ambos modelos son adecuados para simular los caudales mensuales en la subcuenca del río Quillcay después de realizar la calibración y corrección de BIAS. No obstante, es importante abordar estas limitaciones en estudios posteriores, asegurando así una representación más precisa del sistema hidrológico de la subcuenca.

- El análisis de la desglaciación en la subcuenca del río Quillcay ha revelado una disminución significativa en la cobertura de nieve y el volumen de los glaciares debido al incremento de las temperaturas y las alteraciones en los regímenes de precipitación asociadas al cambio climático. Durante el período 1986-2021, la superficie glaciar disminuyó en un 27.8 %, y las proyecciones indican una reducción adicional del 69.5 % para la década de 2050s. Esta pérdida de masa glaciar afecta directamente la disponibilidad de agua durante la temporada seca, cuando el derretimiento de los glaciares representa una fuente crucial de agua. La fuerte correlación entre el tiempo y la reducción de la masa glaciar ($R^2 = 0.96$) subraya la necesidad urgente de estrategias de gestión de los recursos hídricos que consideren estos cambios para asegurar el abastecimiento de agua en el futuro. Es preciso mencionar que, la ecuación empírica usada para el cálculo del volumen glaciar es ampliamente reconocida en estudios glaciológicos para estimar el volumen de glaciares a partir de su área. En el contexto de la subcuenca del río Quillcay, los coeficientes $C=0.048$ y $b=1.36$ se derivaron de estudios específicos como los de Medina y Mejía (2014), que realizaron mediciones directas en la cordillera Parón, en los Andes de Perú. La validez de esta ecuación y sus coeficientes está respaldada por estudios teóricos y empíricos previos (Bahr et al., 1997; Bahr, Pfeffer y Kaser, 2015), que muestran una relación de ley de potencia entre el espesor y el área de los glaciares. Estos coeficientes son aplicables a la subcuenca del río Quillcay debido a sus condiciones geográficas y climáticas similares a las regiones estudiadas. Además, el uso de esta fórmula es crucial para evaluar la respuesta hidrológica frente a la variabilidad climática, dado que el volumen glaciar afecta significativamente los caudales en la subcuenca.
- Las estimaciones de las descargas del río Quillcay bajo el escenario SSP3-7.0 del CMIP6 sugieren variaciones significativas en los patrones de flujo del río debido al cambio climático. Los modelos predicen un incremento en la temperatura media anual y cambios en las precipitaciones que resultan en una disminución de los caudales durante las estaciones secas y una mayor variabilidad en las estaciones lluviosas. Entre 2070 y 2100, los caudales mensuales futuros muestran un máximo valor de 11.09 m³/s en los meses de avenida y un mínimo de 1.47 m³/s en los meses de estiaje. Esta variabilidad en los caudales está atribuida a las alteraciones en las

precipitaciones y la acelerada desglaciación. Estos hallazgos destacan la importancia de desarrollar estrategias de adaptación robustas para mitigar los impactos negativos del cambio climático sobre el abastecimiento de agua y la gestión de riesgos asociados a eventos hidrológicos extremos en la región. Para describir de manera más completa la variabilidad climática y de caudales futuros, es crucial utilizar indicadores estadísticos adicionales a los ya proporcionados. Por ejemplo, el coeficiente de variación (CV) ayuda a comparar la dispersión relativa de los datos entre diferentes meses. Valores altos de CV, como el 317.40 % en febrero, indican una gran variabilidad en los caudales mensuales, mientras que valores bajos, como el 32.71 % en marzo, sugieren una mayor consistencia en los caudales. La varianza y la desviación estándar, junto con el rango intercuartílico para cuantiles específicos, permiten evaluar la dispersión de los datos y la presencia de valores extremos. El sesgo y la curtosis proporcionan información sobre la simetría y forma de la distribución de los datos, siendo esenciales para entender si hay sesgos hacia valores más altos o bajos. Por ejemplo, el coeficiente de asimetría negativo en febrero (-6.18) indica una distribución sesgada hacia valores más bajos. Estos indicadores no solo enriquecen la descripción de la variabilidad, sino que también son fundamentales para la planificación y gestión de recursos hídricos frente a escenarios de cambio climático.

VI. RECOMENDACIONES

- El método desarrollado para calcular la extensión de la cobertura glaciar puede aplicarse a otras zonas altoandinas de glaciares tropicales donde el territorio se encuentre con cobertura glaciar relacionada con la criósfera.
- Para realizar trabajos de investigación relacionados al cambio climático, es necesario la incorporación de escenarios climáticos actualizados, utilizar los escenarios climáticos más recientes y relevantes RCPs, SSPs para reflejar mejor las proyecciones futuras de cambio climático. Se recomienda la realización de estudios adicionales que utilicen una variedad de escenarios climáticos del CMIP6, como SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Esto permitirá una comparación más amplia de los posibles futuros climáticos y una mejor planificación de estrategias de adaptación y mitigación.
- Promover el desarrollo y la implementación de modelos hidrológicos integrados que consideren explícitamente el aporte de glaciares, lagunas y acuíferos. Esto mejorará la precisión de las simulaciones y la gestión de los recursos hídricos en la cuenca.
- Incorporar conocimientos de disciplinas como climatología, glaciología, hidrogeología, ecología de humedales y ciencias sociales para alcanzar una comprensión más integral de los impactos y respuestas hidrológicas.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aber, J., Neilson, R.P., McNulty, S., Lenihan, J.M., Bachelet, D & Drapek, R.J. (2001). Forest Processes and Global Environmental Change: Predicting the Effects of Individual and Multiple Stressors: We review the effects of several rapidly changing environmental drivers on ecosystem function, discuss interactions among them, and summarize predicted changes in productivity, carbon storage, and water balance. *BioScience*, 51 (9), 735-751. Available in [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2001\)051\[0735:FPAGEC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2001)051[0735:FPAGEC]2.0.CO;2)
- Al-Yaari, A., Condom, T., Junquas, C., Rabatel, A., Ramseyer, V., Sicart, J.E., et al. (2023). Climate variability and glacier evolution at selected sites across the world: Past trends and future projections. *Earth's Future*, 11, e2023EF003618. <https://doi.org/10.1029/2023EF003618>.
- Ahmed, R., Wani, G.F., Ahmad, S.T., Mir, R.A., Al-Faisal, A., Rather, A.F. & Saeed, S. (2023). Expansion of Moraine-Dammed Glacial Lakes and Historical GLOF Events in Cordillera Blanca Region of Peruvian Andes. *Earth Syst Environ*, 7, 131–150. Available in <https://doi.org/10.1007/s41748-022-00330-0>
- Agathe, W., Messo, J & Mwangi, J. (2018). Continuous Modeling of the Mkurumudzi River Catchment in Kenya Using the HEC-HMS Conceptual Model: Calibration, Validation, Model Performance Evaluation and Sensitivity Analysis. *Hydrology*, 5, 44. Available in <https://doi.org/10.3390/hydrology5030044>.
- Antequera, M.R. (2014). Determinación de caudales máximos aplicando las metodologías hidrometeorológicas y estadísticas en la sub cuenca del río quillcay. Tesis Ing. Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo. Disponible en <https://repositorio.unasam.edu.pe/bitstream/handle/UNASAM/1177/T%20198%202014.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S. & Williams, J.R. (1998). Large area hydrologic modeling and assesment Part I: model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89. Available in <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>

- Arroyo, J. & Artica, L., (2017). Retroceso glaciario del Nevado Huaytapallana como consecuencia del calentamiento global. *Nat. soc. (Lima)*, 2018 01(01). DOI: <http://dx.doi.org/10.18259/nys.2018008>
- Autoridad Nacional del Agua [ANA]. (2014). Estudio y monitoreo de glaciares. Producto anual, Ancash, Huaraz. Unidad de glaciares y recursos hídricos-Huaraz.
- Ávila, H. (2012). Perspectiva del manejo del drenaje pluvial frente al cambio climático - caso de estudio: Ciudad de Barranquilla, Colombia*. *Revista de Ingeniería*. Disponible en <https://doi.org/10.16924/revinge.36.10>
- Bahr, D. B., Meier, M. F., and Peckham, S., (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 20355–20362. <https://doi.org/10.1029/97JB01696>
- Bahr, D.B. (2011). Estimation of Glacier Volume and Volume Change by Scaling Methods. In: Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (eds) *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_690
- Bahr, D. B., W. T. Pfeffer, and G. Kaser (2015), A review of volume-area scaling of glaciers, *Rev. Geophys.*, 53, 95–140, [doi:10.1002/2014RG000470](https://doi.org/10.1002/2014RG000470).
- Banerjee, A. (2020). Escalada de la zona de volumen para glaciares cubiertas de escombros. *Diario de Glaciología*, 66(259), 880-886. [doi:10.1017/jog.2020.69](https://doi.org/10.1017/jog.2020.69)
- Baraer, M., McKenzie, J.M., Mark, B.G., Bury, J & Knox, S. (2009). Characterizing contributions of glacier melt and groundwater during the dry season in a poorly gauged catchment of the Cordillera Blanca (Peru). *ADGEO* 22, 41–49.
- Baraer, M., Mark, B., McKenzie, J., Condom, T., Bury, J., Huh, K., Portocarrero, C., Gómez, J & Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134-150. Available in <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J186>
- Baraer, M., McKenzie, J., Mark, B.G., Gordon, R., Bury, J., Condom, T., Gomez, J., Knox, S & Fortner, S.K. (2015). Contribution of groundwater to the outflow from ungauged glacierized catchments: a multi-site study in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Processes*, 29 (11), 2561-2581. Available in <https://doi.org/10.1002/hyp.10386>
- Beven, K. (1995). Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes* 9, 507-525.

- Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F. & Vergara, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312(5781), 1755-1756. 10.1126/science.1128087
- Brown, R.D. & Robinson, D.A. (2011). Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 5, 219–229.
- Bulege, W. (2016). Cambio climático y retroceso glaciar. *Apuntes de Ciencia & Sociedad*, 6(1), 4-5. Disponible en <https://journals.continental.edu.pe/index.php/apuntes/article/view/352>
- Burns, P. & Nolin, A. (2014). Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, 140, 165-178.
- Bury, J., Mark, B.G., McKenzie, J.M., French, A., Baraer, M., Huh, K.-I., Alfonso, M., Luyo, Z., López, J.G., (2010). Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. *Clim. Change*, [Doi.org/10.1007/s10584-010-9870-1](https://doi.org/10.1007/s10584-010-9870-1)
- Buytaert, W. & De Bièvre, B. (2012). Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, 48(8), 1-13. Available in <https://doi.org/10.1029/2011WR011755>
- Buytaert W., et al., (2017). Glacial melt content of water use in the tropical Andes. *Environmental Research Letters*, 12. 114014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa926c>
- Briungos, G. (2016). Modelización bidimensional del flujo de agua en lámina libre mediante la nueva herramienta Hec-Ras 5.0. Bachelor thesis, Universitat Politècnica de Catalunya. Disponible en <https://upcommons.upc.edu/handle/2117/104694>
- Cartaya, S & Mantuano-Eduarte, R. (2016). Identificación de zonas en riesgo de inundación mediante la simulación hidráulica en un segmento del Río Pescadillo, Manabí, Ecuador. *Revista de Investigación*, 40(89), 158-170. Disponible en <https://ve.scielo.org/pdf/ri/v40n89/art09.pdf>
- Cabrera, J.W. (2012). Modelos hidrológicos. Facultad de Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Ingeniería. Disponible en https://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_1.pdf
- Camacho, L.A. y Díaz-Granados, M. (2003). Metodología para la obtención de un modelo

- predictivo de transporte de soluto y de la calidad de agua en ríos- Caso río Bogotá. Seminario Internacional la Hidroinformática en la Gestión Integrada de los Recursos Hídricos. Universidad del Valle/Instituto Cinara.
- Carey, M., Baraer, M., Mark, B.G., French, A., Bury, J., Young, K.R. & McKenzie, J. (2014). Toward hydro-social modeling: Merging human variables and the social sciences with climate-glacier runoff models 591 (Santa River, Peru). *Journal of Hydrology*, 518, Part A, 60-70. Available in <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.006>
- Chathuranika, I.M., Gunathilake, M.B., Baddewela, P.K., Sachinthanie, E., Babel, M.S., Shrestha, S., Jha, M.K. & Rathnayake, U.S. (2022). Comparison of Two Hydrological Models, HEC-HMS and SWAT in Runoff Estimation: Application to Huai Bang Sai Tropical Watershed, Thailand. *Fluids*, 7(8), 267. Available in <https://doi.org/10.3390/fluids7080267>
- Chiang, S., Chang, C & Chen, W. (2022). Comparison of Rainfall-Runoff Simulation between Support Vector Regression and HEC-HMS for a Rural Watershed in Taiwan. *Water*, 14, 191. Available in <https://doi.org/10.3390/w14020191>
- Chow C., Maidment D. & Mays L., (2000). *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill. ISBN: 0-07-010810-2
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. and Unnikrishnan, A.S. (2013). Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_Chapter13_FINAL.pdf
- Cigarán, M.P. & García, J. (2006). Cambio climático en el Perú: variable a considerar para el desarrollo sostenible. *Tecnología & Sociedad. Revista Latinoamericana*, (7), 56-68. Disponible en <http://bvpad.indeci.gob.pe/download/TyS7.pdf>
- Colque, P.E. (2020). Estimación de área glaciar utilizando Redes Neuronales convolucionales U-Net en imágenes multiespectrales sentinel 2 en el glaciar

- ausangate, 2019. Tesis de Ing. Universidad Nacional del Altiplano. Disponible en http://repositorio.unap.edu.pe/bitstream/handle/20.500.14082/12231/Colque_Cailla_hua_Percy_Elbis%20.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Díaz, A. (2017). Modelación estocástica de los caudales en la cuenca del río Santa. Tesis doctoral. Universidad Nacional Agraria La Molina. Disponible en <https://repositorio.lamolina.edu.pe/handle/20.500.12996/2912>
- Dolean, B.E., Bilaşco, Ş., Petrea, D., Moldovan, C., Vescan, I., Roşca, S & Fodorean, I. (2020). Evaluation of the Built-Up Area Dynamics in the First Ring of Cluj-Napoca Metropolitan Area, Romania by Semi-Automatic GIS Analysis of Landsat Satellite Images. *Applied Sciences*, 10(21), 7722. <https://doi.org/10.3390/app10217722>
- Domínguez, E.A. (2000). Protocolo para la Modelación Matemática de Procesos Hidrológicos. *Meteorología Colombiana*, 33–38.
- Domínguez, E. (2013). Modelación Matemática: Introducción a la modelación matemática. Facultad de Ingeniería, Departamento Ingeniería Química y Ambiental Bogotá, Colombia. Disponible en www.mathmodelling.org
- Du, Z., Li, W., Zhou, D., Tian, L., Ling, F., Wang, H., Gui, Y., Sun, B. (2014). Analysis of Landsat-8 OLI imagery for Land Surface Water Mapping. *Remote Sens. Lett.* 2014, 5, 672–681. Available in doi:10.1080/2150704X.2014.960606
- Duque-Sarango, P., Patiño, D.M. & López, X.E. (2019). Evaluación del Sistema de Modelamiento Hidrológico HEC-HMS para la Simulación Hidrológica de una Microcuenca Andina Tropical. *Información tecnológica*, 30(6), 351-362. Available in <https://doi.org/10.4067/S0718-07642019000600351>
- Ebi, K.L., Woodruff, R., von Hildebrand, A & Corvalan, C. (2007). Climate change-related Health impacts in the Hindu Kush–Himalayas. *EcoHealth*, 4, 264–270. 10.1007/s10393-007-0119-z
- Feyisa, G.L., Meilby, H., Fensholt, R & Proud, S.R. (2014). Automated Water Extraction Index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery. *Remote Sens. Environ.*, 140, 23–35. doi: 10.1016/j.rse.2013.08.029.
- Fuentes, J.L. (2000). Iniciación a la meteorología y la climatología. Mundi Prensa Libros. Disponible en <https://dialnet.unirioja.es/servlet/libro?codigo=67429>
- Fisher, A., Flood, N., Danaher, T. (2016). Comparing Landsat water index methods for automated water classification in eastern Australia. *Remote Sens. Environ.*, 175,

167–182.

- Fortner, S.K., Mark, B.G., McKenzie, J.M., Bury, J., Trierweiler, A., Baraer, M., Burns, P.J. & Munk, L.A. (2011). Elevated stream trace and minor element concentrations in the foreland of receding tropical glaciers. *Applied Geochemistry*, 26 (11), 1792-1801. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.06.003>.
- Francou, B., & Vincent, C., (2007). *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Editions et Editions Belin. Paris, Francia. p. 274.
- Gallardo, M., Anelí, G., Torres, J & Adam, W. (2008). Directorio nacional. Cambio Climático en el Perú: Instituciones, Investigadores, Políticas, Programas, Proyectos y Recopilación bibliográfica. Primera aproximación. Soluciones Prácticas-ITDG.
- Garrido, M., Gómez, MR & León, A. 2013. Sistema automatizado de alerta temprana ante el peligro de inundaciones. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 34(3), 30-43.
- Gao, H., Feng, Z., Zhang, T., Wang, Y., He, X., Li, H., Pan, X., Ren, Z., Chen, X., Zhang, W & Duan, Z. (2021). Assessing glacier retreat and its impact on water resources in a headwater of Yangtze River based on CMIP6 projections. *Science of the Total Environment*, 765, [142774]. Available in <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142774>
- García-Tadeo, D., Montoya-Zavaleta, M & Tan, Y. (2023). Understanding the Susceptibility of the Tropical Proglacial Environment in Peru Using Optical Imagery and Radon Measurements. *Atmosphere*,14(3), 568. Available in <https://doi.org/10.3390/atmos14030568>
- Gómez, A.C. (2021). Propuesta metodológica para la estimación y análisis del impacto de escenarios de cambio climático en la calidad del agua de ríos tropicales de montaña. Caso de estudio: Río Bogotá - Colombia. Universidad de los Andes. <https://repositorio.uniandes.edu.co/handle/1992/54570>
- Georges, C. (2004). 20th-century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(1), 100-107.
- Grande, J.A., Loayza-Muro, R., Alonso-Chaves, F.M., Fortes, J.C., Willems, B., Sarmiento, A.M., Santisteban, M., Dávila, J.M., De la Torre, M.L., Durães, N., Diaz-Curiel, J. & Luís, A.T. (2019). The Negro River (Ancash-Peru): A unique case of water pollution, three environmental scenarios and an unresolved issue. *The Science of the total environment*, 648, 398–407. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.068>

- Grinsted, A. (2013). An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere* 7, 141–151. <https://doi.org/10.5194/tc-7-141-2013>
- Guittard, A., Baraer, M., McKenzie, J.M., Mark, B.G., Wigmore, O., Fernandez, A., Rapre, A.C., Walsh, E., Bury, J., Carey, M., French, A & Young, K.R. (2017). Trace-metal contamination in the glacierized Rio Santa watershed, Peru. *Environmental Monitoring and Assessment*, 189(649). <https://doi.org/10.1007/s10661-017-6353-0>
- Habibu, I., Rowshon, K., Lai, S. & Ahmad, F. (2020). Performance of HEC-HMS and ArcSWAT Models for Assessing Climate Change Impacts on Streamflow at Bernam River Basin in Malaysia. *Science & Technology*, 28(3), 1027-1048. <http://www.pertanika.upm.edu.my/>
- Hall, D.K., Riggs, G.A. & Salomonson, V.V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 54(2), 127–140. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P)
- Huang, C., Chen, Y., Zhang, S. & Wu, J. (2018). Detección, extracción y monitoreo de agua superficial desde el espacio usando sensores ópticos: una revisión. *Rev. Geophys*, 56, 333–360.
- Hurtado, J. & Yáñez, D. (2015). Aplicación del modelo hidrológico SWAT (Soil & Water Assessment Tool) para análisis del caudal de escorrentía superficial en la cuenca hidrográfica del río Las Juntas. *Revista GEOESPACIAL*, 12, 106-122.
- INAIGEM. (2023). Memoria descriptiva del Inventario Nacional de Glaciares y Laguna de Origen Glaciar del Perú. Dirección de Investigación en Glaciares (DIG) - Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM), Huaraz, Perú. <https://repositorio.inaigem.gob.pe/handle/16072021/499>
- Ingólfsson, O., Hjort, C., Berkman, C.A., Björck, S., Colhun, E., Goodwing, I.D., Hall, B., Kazuomi, H., Melles, M., Möller, P. & Prentice, M.L. (1998). Antarctic glacial history since last Glacial Maximun: an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 10(3), 326- 344.
- IPCC. (2001). Cambio climático 2001: Informe de síntesis. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/08/TAR_syrfull_es.pdf
- IPCC. (2007). The Physical Science Basis; Contribution of Working Group I to the Fourth

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change - Summary for Policymakers.

IPCC. (2014). Cambio climático 2014 Informe de síntesis Resumen para responsables de políticas.

https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/AR5_SYR_FINAL_SPM_es.pdf

IPCC. (2021) Resumen para responsables de políticas. En: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu y B. Zhou (editores)]. Cambridge University Press.

https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_SPM_Spanish.pdf

Jara, F., Mejía, A., Mejía, T. & Revelo, G. (2023a.) Estimation of deglaciation in the sub-basin Quillcay River – Peru, in the face of climate change. *Annals of forest Research*, 66(1), 2681-2695. <https://zenodo.org/records/7860578>

Jara, F., Mejía, A., Colonia, P; Mejía, T & Revelo, G. (2023b). Evaluation of hydrological models in SWAT and HEC-HMS with potential application to the particular characteristics of the sub-basin of the Quillcay river-Perú. *Migration Letters*, 20(S8), 534–547.

Retrieved

from

<https://migrationletters.com/index.php/ml/article/view/4629>

Juen, I., Kaser, G. & Georges, C. (2007). Modeling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Peru). *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 37-48. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.038>

Kaltenborn, B.P., Nellesmann, C. & Vistnes, II. (2010). High mountain glaciers and climate change: Challenges to human livelihoods and adaptation. GRID-Arendal: UNEP.

Kaser, G., Ames, A. & Zamora, M. (1990). Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. Glaciol*, 14, 136-140.

Kaser, G. & Georges, C. (1999). On the mass balance of low latitude glaciers with particular consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. *Geografiska Annaler Series, a-Physical Geography*, 81A, 643–651.

Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., & Ohmura, A. (2006). Mass balance

- of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004. *Geophysical Research Letters*, 33(19).
- Khandelwal, A., Karpatne, A., Marlier, M.E., Kim, J., Lettenmaier, D.P. & Kumar, V. (2017). An approach for global monitoring of surface water extent variations in reservoirs using MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 202, 113–128.
- Klein, A. & Isacks, B. (1998). Alpine glacial geomorphological studies in the central Andes using Landsat thematic mapper images. *Glacial Geology and Geomorphology*.
- Kumar, R., Livneh, B. & Samaniego, L. (2013). Toward computationally efficient large-scale hydrologic predictions with a multiscale regionalization scheme. *Water Resources Research* 49: 5700–5714.
- Kumar, P, Saharwardi, M.S., Banerjee, A, Azam, M.F., Dubey, A.K. and 1 other et al. (2019) Snowfall variability dictates glacier mass balance variability in Himalaya-Karakoram. *Scientific Reports* 9, 18192. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54553-9>
- Li, W., Du, Z., Ling, F., Zhou, D., Wang, H., Gui, Y., Sun, B., Zhang, X.A. (2013). Comparison of Land surface water mapping using the normalized difference water index from TM, ETM+ and ALI. *Remote Sens. (Basel)*. 5, 5530–5549.
- Liu, K.H., Hu, W., Liu, W., Carling, P. (2022). Hydro-climatic Characteristics of Yarlung Zangbo River Basin since the Last Glacial Maximum. *Advances in Atmospheric Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00376-021-1150-7>
- Macedo, H. (2023). Correlación entre las sequías meteorológicas e hidrológicas en la cuenca del río santa – Perú. [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo.
- Mark, B.G., McKenzie, J.M. & Gomez, J. (2005). Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge: Callejon de Huaylas, Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 975–987. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.975>
- Mark, B.G., Bury, J., McKenzie, J.M., French, A & Baraer, M. (2010). Climate Change and Tropical Andean Glacier Recession: Evaluating Hydrologic Changes and Livelihood Vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of the Association of American Geographers*, 100(4), 794-805. <https://doi.org/10.1080/00045608.2010.497369>

- Mark, B.G. & Seltzer, G.O. (2003). Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*, 49, 271–281.
- Marahatta, S., Devkota, L. & Aryal, D. (2021). Application of SWAT in Hydrological Simulation of Complex Mountainous River Basin (Part I: Model Development). *Water*, 13, 1546. <https://doi.org/10.3390/w13111546>
- Martínez, R.M., Tuya, L.C., Martínez, M., Pérez, A. & Cánovas, A.M. (2009). El coeficiente de correlación de los rangos de Spearman, caracterización. *Revista Habanera de Ciencias Médicas*, 8(2). Disponible en <https://revhabanera.sld.cu/index.php/rhab/article/view/1531/1326>
- Maurtua, M.P. & Zelada, C.V. (2016). Generación de mapa de número de curva con sistema de información geográfica. *Apuntes de Ciencia & Sociedad*, 6(1), Article 1. <http://dx.doi.org/10.18259/acs.2016029>
- Magrin, G., Gay, C., Cruz, D., Giménez, J.C., Moreno, A.R., Nagy, G.J., Nobre, C. & Villamizar, A. (2007). América Latina. En ML. Parry, of Canziani, JP. Palutikof, PJ. van der Linden y CE. Hanson (Eds). *Cambio climático 2007: impactos, adaptación y vulnerabilidad. Contribución del Grupo de Trabajo II al Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático* (pp. 581-615). https://archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg2/en/ch13.html
- Marchane, A., Jarlan, L., Hanich, L., Boudhar, A., Gascoïn, S., Tavernier, A., Filali, N., Le Page, M., Hagolle, O. & Berjamy, B. (2015). Assessment of daily MODIS snow cover products to monitor snow cover dynamics over the Moroccan Atlas Mountain range. *Remote Sens. Environ.*, 160, 72–86.
- Marengo, J.A. (2001). Mudanças Climáticas Globais e Regionais: Avaliação do Clima Atual do Brasil e Projeções de Cenários Climáticos do Futuro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 16(1), 01-18. <https://lc.cx/TY1Wbx>
- Marques, R. & de Carvalho, I. (2014). Análisis hidrosedimentológico en ambiente SIG usando el modelo SWAT. *Geoenfoque. Revista internacional de ciencia y tecnología de la información geográfica*, (14), 211–231. <https://www.geofocus.org/index.php/geofocus/article/view/308>.
- Mateo, E.I., Mark, B.G., Hellström, R.Å., Baraer, M., McKenzie, J.M., Condom, T., Rapre, A.C., Gonzales, G., Gómez, J.Q. & Encarnación, RCC. (2022). High-temporal-

- resolution hydrometeorological data collected in the tropical Cordillera Blanca, Peru (2004–2020), *Earth Syst. Sci. Data*, 14, 2865–2882. <https://doi.org/10.5194/essd-14-2865-2022>, 2022.
- Medina, G. & Mejía, A. (2014). Análisis multitemporal y multifractal de la deglaciación de la Cordillera Parón en los andes de Perú. *Ecología Aplicada*, 13(1), 35-42. http://www.scielo.org.pe/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1726-22162014000100004
- Meléndez, A., et al., (2023). Ecosystems dynamics and environmental management: An NDVI reconstruction model for El Alto-Ancasti mountain range (Catamarca, Argentina) from 442 AD through 1980 AD. *Quaternary Science Reviews*. 324 (2024) 108450. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108450>
- Meza, H.M., Balabarca, H.V., Pereda, J.R., Rosario, A.M. & Vidal, D.O. (2016). Información de caracterización de la subcuenca del río Quillcay. Disponible en <https://www.inaigem.gob.pe/wp-content/uploads/2019/05/Informe-Quillcay.pdf>
- Millennium Ecosystem Assessment, (2005). *Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. Island Press, Washington, DC. <https://www.millenniumassessment.org/documents/document.356.aspx.pdf>
- Mohammadi, B., Gao, H., Feng, Z., Pilesjoa, P. (2023). Simulating glacier mass balance and its contribution to runoff in Northern Sweden. *Journal of Hydrology*, 620, Part. A., 129404. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129404>
- Monterroso-Tobar, M.F., Londoño-Bonilla, J.M. & Samsonov, S. (2018). Estimación del retroceso glaciar en los volcanes Nevado del Ruiz, Tolima y Santa Isabel, Colombia a través de imágenes ópticas y Din-SAR. *DYNA*, 85(206), 329-337.
- Morad, M. & Pérez, A.T. (2001). Sistemas de Información Geográfica y modelizaciones hidrológicas: Una aproximación a las ventajas y dificultades de su aplicación. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (31), 23-46.
- Moriasi, D., Arnold, G., Van Liew, W., Bingner R., Harmel, R. & Veit, T. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulation. *American Society of Agricultural and Biological Engineers ISSN 0001-2351*, 50(3), 885-900. 10.13031/2013.23153
- MINAM. (2009). Guía para la Elaboración de la Estrategia Regional frente al Cambio Climático. Ministerio del Ambiente: Segunda Comunicación Nacional de Cambio

- Climático. Lima, Perú.
- Naciones Unidas. (1992). Convención Marco de la Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. <https://unfccc.int/resource/docs/convkp/convsp.pdf>
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R. & Williams, J.R. (2011). Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. Texas Water Resources Institute. <https://swat.tamu.edu/media/99192/swat2009-theory.pdf>
- Nené, A. (2020). Efectos de los cambios de cobertura y uso de suelo en la dinámica hidrológica de cuencas asociadas a humedales de importancia internacional. Tesis doctoral. México. Universidad de Guadalajara. <https://lc.cx/cqhtxq>
- Negi, H.S., Singh, S.K., Kulkarni, A.V. & Semwal, B.S. (2010). Field-based spectral reflectance measurements of seasonal snow cover in the Indian Himalaya. *International Journal of Remote Sensing*, 31(9), 2393–2417.
- Nozal, F., Martín-Serrano, A., Montes, M. & Del Valle, R. (2007). Ablación glaciar y procesos activos en la costa Austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). VI Simposio argentino y III Latinoamericano sobre investigaciones Antárticas, 1- 4, p. 3. <http://mail.dna.gov.ar/CIENCIA/SANTAR07/CD/PDF/GEORE825.PDF>.
- Ouma, Y.O. & Tateishi, R. (2006). Un índice de agua para el mapeo rápido de los cambios en la línea costera de cinco lagos del Valle del Rift de África Oriental: un análisis empírico utilizando datos de Landsat TM y ETM +. *En t. J. Sensores Remotos*, 27, 3153–3181.
- Ochoa-Tocachi, B.F., Cuadros-Adriazola, J., Arapa Guzman, E., Aste Cannock, N., Ochoa-Tocachi, E; Bonnesoeur, V. (2022). Guía de modelación hidrológica para la infraestructura natural. Forest Trends Association. <https://www.forest-trends.org/wp-content/uploads/2022/08/Guia-de-Modelacion-Hidrologica-2022.pdf>
- Otsu, N.A. (1979). Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. *IEEE Trans. Syst. Man Cybern. B.*, 9, 62–66.
- Otiniano R., et al., (2023). Remote sensing evaluation of the expansion of the Palcacocha lake and glacial retreat in the cordillera Blanca – Peru. SBN: 978-628-95207-4-3. ISSN: 2414-6390. LACCEI2023.1.1.1084. Digital Object Identifier: <https://dx.doi.org/10.18687>
- Pacheco, R.M. (2011). Modelación hidrológica con HEC-HMS en cuencas montañosas de la Región Oriental de Cuba. Tesis Mag. Sc. Universidad de Oriente.

- Pascual, J. & Martín, M. (2016). Guía práctica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS. CIVILSCAPE. https://www.researchgate.net/figure/Figura-1-La-cuenca-de-drenaje-como-sistema-hidrologico-Fuente-Chow-et-al-1994-p-8_fig1_311558300
- Parry, M., Canziani, O., Palutikof, J., Van D.L., Hanson, C. (2007). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Phantom 4 Pro/ Pro + Manual del usuario. (2020). Phantom 4 Pro—Download Center—DJI. DJI Official. <https://www.dji.com/downloads/products/phantom-4-pro>
- Postigo, J. (2009). *Estrategias de Adaptación y Gestión del Riesgo frente al Cambio Climático en tres Regiones del Sur Andino Peruano.* CEPES – Asociación Arariwa – DESCO – Grupo Propuesta Ciudadana.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J.L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégou, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M. & Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7(1), 81-102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>.
- Radić, V, Hock, R. and Oerlemans, J. (2007). Volume-area scaling vs flowline modelling in glacier volume projections. *Annals of Glaciology* 46, 234–240. <https://doi.org/10.3189/172756407782871288>
- Rangecroft, S. (2023). Unravelling and understanding local perceptions of water quality in the Santa basin, Peru. *Journal of Hydrology Elsevier BV*. <https://pearl.plymouth.ac.uk/handle/10026.1/21115>
- Rawls, W.L., Brakensiek, D.L. (1983). A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. En: *Proc. Am. Soc. of Agr. Eng. on Advan. in infiltration*, Chicago.
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Mu, C. and Vuille, M. (2017): *Balance de masa glaciar con el m todo glaciol gico.* US Department of State / UNESCO / ACCION / CECS Technical document, Valdivia, Chile, 248pp., (in Spanish). <http://www.glaciologia.cl/libro.pdf>

- Rogers, A.S. & Kearney, M.S. (2004). Reducing Signature Variability in Unmixing Coastal Marsh Thematic Mapper Scenes Using Spectral Indices. *Remote Sens. (Basel)*, 25, 2317–2335.
- Sadoff, C. & Muller, M. (2010). La Gestión del Agua, la Seguridad Hídrica y la Adaptación al Cambio Climático: Efectos Anticipados y Respuestas Esenciales. Global Water Partnership. <https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/Amb-131.pdf>
- Sánchez, F.J. (2016). Hidrología Superficial (III) Relación Precipitación – Escorrentía. Departamento de Geología – Universidad Salamanca – España. <http://hidrologia.usal.es>
- Sánchez, F. s.f. HEC-HMS. Manual elemental. España. Universidad de Salamanca. <http://hidrologia.usal.es>
- Sánchez, W.E. (2019). Impacto del carbono negro en la fusión de los glaciares Yanapaccha y Shallap de la cordillera Blanca, período 2014–2016. Tesis Ing. Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo. Disponible en https://repositorio.unasam.edu.pe/bitstream/handle/UNASAM/3421/T033_4359950_8_T.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Salcedo, A.P. (2011). Estimación de área cubierta de nieve en cuencas con elevado aporte de fusión utilizando datos ERS-2. <https://rdu.unc.edu.ar/handle/11086/6925>
- Sanjay, N. & Vinay, D. (2021). Performance of HEC-HMS and SWAT to simulate streamflow in the sub-humid tropical Hemavathi catchment. *Journal of Water and Climate Change*, 12(7), 3005. <https://doi.org/10.2166/wcc.2021.072>
- Schauwecker S., et al., (2014). Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*. 119. 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.005>.
- Serbu, J. A., Louis, V.L., Emmerton, C.A., Tank, S.E., Criscitiello, A.S., Silins, U., et al. (2024). A comprehensive biogeochemical assessment of climate-threatened glacial river headwaters on the eastern slopes of the Canadian Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 129, e2023JG007745. <https://doi.org/10.1029/2023JG007745>
- Skvarca, P., Rack, W., Rott, H. & Ibarzabal y Donángelo, T. (1998). Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol*, 27, 628-632.
- Sharp, M., Richards, K.S., Tranter, M. (1998). Glacier hydrology and hydrochemistry.

- Advances in Hydrological Processes. Wiley Editions. Chichester, Reino Unido.
- Shimamura, Y., Izumi, T. & Matsuyama, H. (2006). Evaluation of a useful method to identify snow-covered areas under vegetation—comparisons among a newly proposed snow index, normalized difference snow index, and visible reflectance. *Int. J. Remote Sens.*, 27, 4867–4884.
- Suárez, W., Chevallier, P., Pouyaud, B. & López, P. (2008). Modelling the water balance in the glacierized Paron Lake basin (White Cordillera, Peru). *Hydrological Sciences Journal*, 53, 266–277.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., León, B., Les, D., Lin, P.-N., Mashiotta, T. & Mountain, K. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present (en línea). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(28), 10536-10543. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603900103>
- USGS Landsat 8 Level 2, Collection 2, Tier 1 | Earth Engine Data Catalog | Google Developers.
- Vargas, P. (2009). El Cambio Climático y Sus Efectos en el Perú. D.T. N°2009-14. Serie de Documentos de Trabajo. BCRP.
- Veettil B., et al. (2017). Glacier monitoring and glacier-climate interactions in the tropical Andes: A review. *Journal of South American Earth Sciences*. 77 (2017) 218e246. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.009>
- Viana, J.F., Montenegro, S.M.G.L., Silva, B.B., Silva, R.M., & Sousa, W. (2018). Modelagem hidrológica da Bacia Hidrográfica do Rio Pirapama-PE utilizando o modelo SWAT. *Journal of Environmental Analysis and Progress*, 3(1), 155–172. <https://doi.org/10.24221/jeap.3.1.2018.1709.155-172>
- Tarpanelli, A; Amarnath, G; Brocca, L; Massari, C & Moramarco, T. 2017. Discharge estimation and forecasting by MODIS and altimetry data in Niger-Benue River. *Remote Sens. Environ.*, 195, 96–106.
- Tokyo Climate Center – WMO Regional Climate Center in RA II (2024), <https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/elnino/ensoevents.html>
- United Nations Environment Programme, & Intergovernmental Panel on Climate Change (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis; Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change - Summary for Policymakers*. <https://wedocs.unep.org/20.500.11822/30763>.

- Valladares, E. (2017). Respuesta hidrológica de la cuenca del río Santa en condiciones de cambio climático. Tesis de Ing. Lima, Perú. Universidad Nacional Agraria La Molina. <https://repositorio.lamolina.edu.pe/handle/20.500.12996/3367>
- Vásquez, A., Mejía, A., Faustino, J., Terán, R., Vásquez, I., Díaz, J., Vásquez, C., Castro, A., Tapia, M. y Alcántara, J. (2016). Manejo y gestión de cuencas hidrográficas. Lima - Perú: UNALM. ISBN: 978-612-4147-55-5. Fondo Editorial-UNALM. p. 13-15. <https://www.fondoeditorialunalm.com/wp-content/uploads/2020/09/CUENCAS-HIDROGRAFICAS.pdf>
- Vélez, J.J. & Botero, A. (2011). Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada San Luis, Manizales. Dyna, 78(165), 58-71. <https://www.redalyc.org/pdf/496/49622372006.pdf>
- Vergara, W., Deeb, A. & Leino, I. (2011). Assessment of the impacts of climate change on mountain 701 hydrology: development of a methodology through a case study in the Andes of Peru. World Bank 702 Publications.
- Verpoorter, C., Kutser, T. & Tranvik, L. (2012). Automated mapping of water bodies using Landsat multispectral data. Limnol. Oceanogr-Meth., 10, 1037–1050.
- Viviroli, D., Archer, D.R., Buytaert, W., Fowler, H.J., Greenwood, G.B., Hamlet, A.F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M.I., López-Moreno, J.I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., and Woods, R. (2011). Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy, Hydrology Earth System Sciences, 15, 471–504, <https://doi.org/10.5194/hess-15-471-2011>, 2011.
- Vuille M., Kaser G. & Juen I., (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. ScienceDirect. Global and Planetary 62. 14-28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.003>
- Vuille, M., Carey, M., Huggel, C., Buytaert, W., Rabatel, A., Jacobsen, D., Soruco, A., Yarleque, C., Elison Timm, O., Condom, T., Salzmann, N., & Sicart, J-E. (2018). Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead. Earth-Science Reviews, 176, 195-213. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.019>
- Wang, L., Yu, K., Chang, L., Zhang, J., Tang, T., Yin, L.H., Gu, X.F., Dong, J.Q., Li, Y.,

- Jiang, J., Yang, B.C., Wang, Q. (2021). Response of glacier area variation to climate change in the Kaidu-Kongque river basin during the last 20 years. *China Geology*. 4. 1-14. 10.31035/cg2021055.
- Wang, X.Y., Wang, J., Jiang, Z.Y., Li, H.Y. & Hao, X.H. (2015). Un método eficaz para el mapeo de la capa de nieve de los densos bosques de coníferas en la cuenca superior del río Heihe utilizando Landsat Operational Land Imager Data. *Sensor remoto* (Basilea),7,17246–17257.
- Wikipedia. (2021). Eventos de El Niño y La Niña en el siglo XX. Disponible en [https://es.wikipedia.org/w/index.php?title=Anexo:Eventos de El Ni%C3%B1o y La Ni%C3%B1a en el siglo XX&oldid=133602698](https://es.wikipedia.org/w/index.php?title=Anexo:Eventos_de_El_Ni%C3%B1o_y_La_Ni%C3%B1a_en_el_siglo_XX&oldid=133602698)
- Wikipedia. (2022). El Niño (fenómeno). Disponible en [https://es.wikipedia.org/w/index.php?title=El Ni%C3%B1o \(fen%C3%B3meno\)&oldid=147783960](https://es.wikipedia.org/w/index.php?title=El_Ni%C3%B1o_(fen%C3%B3meno)&oldid=147783960)
- Xiao, X., Shen, Z., & Qin, X. (2001). Assessing the potential of vegetation sensor data for mapping snow and ice cover: A normalized difference snow and ice index. *Int. J. Remote Sens*, 22, 2479–2487.
- Xu, H. (2006). Modification of Normalized Difference Water Index (NDWI) to Enhance Open Water Features in Remotely Sensed Imagery. *Int. J. Remote Sens*. 27, 3025–3033.
- Yamazaki, D. & Trigg, M.A. (2016). Hydrology: The dynamics of Earth’s surface water. *Nature*, 540, 348–349.
- Yan, D., Wang, X., Zhu, X., Huang, C. & Li, W. (2017). Analysis of the use of NDWI_{green} and NDWI_{red} for inland water mapping in the Yellow River Basin using Landsat-8 OLI imagery. *Remote Sensing Letters*, 8(10), 996-1005. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2017.1341664>
- Yan, D., Huang, C., Ma, N. & Zhang, Y. (2020). Improved Landsat-Based Water and Snow Indices for Extracting Lake and Snow Cover/Glacier in the Tibetan Plateau. *Water*, 12(5), 1339. <https://doi.org/10.3390/w12051339>
- Young, K., Lipton, J., (2006). Adaptive governance and climate change in the tropical highlands of western South America. *Clim. Change* 78, 63–102.
- Zhang, Y., Hirabayashi, Y., Liu, Q. and Liu, S. (2015) Glacier runoff and its impact in a highly glacierised catchment in the southeastern Tibetan Plateau: past and future

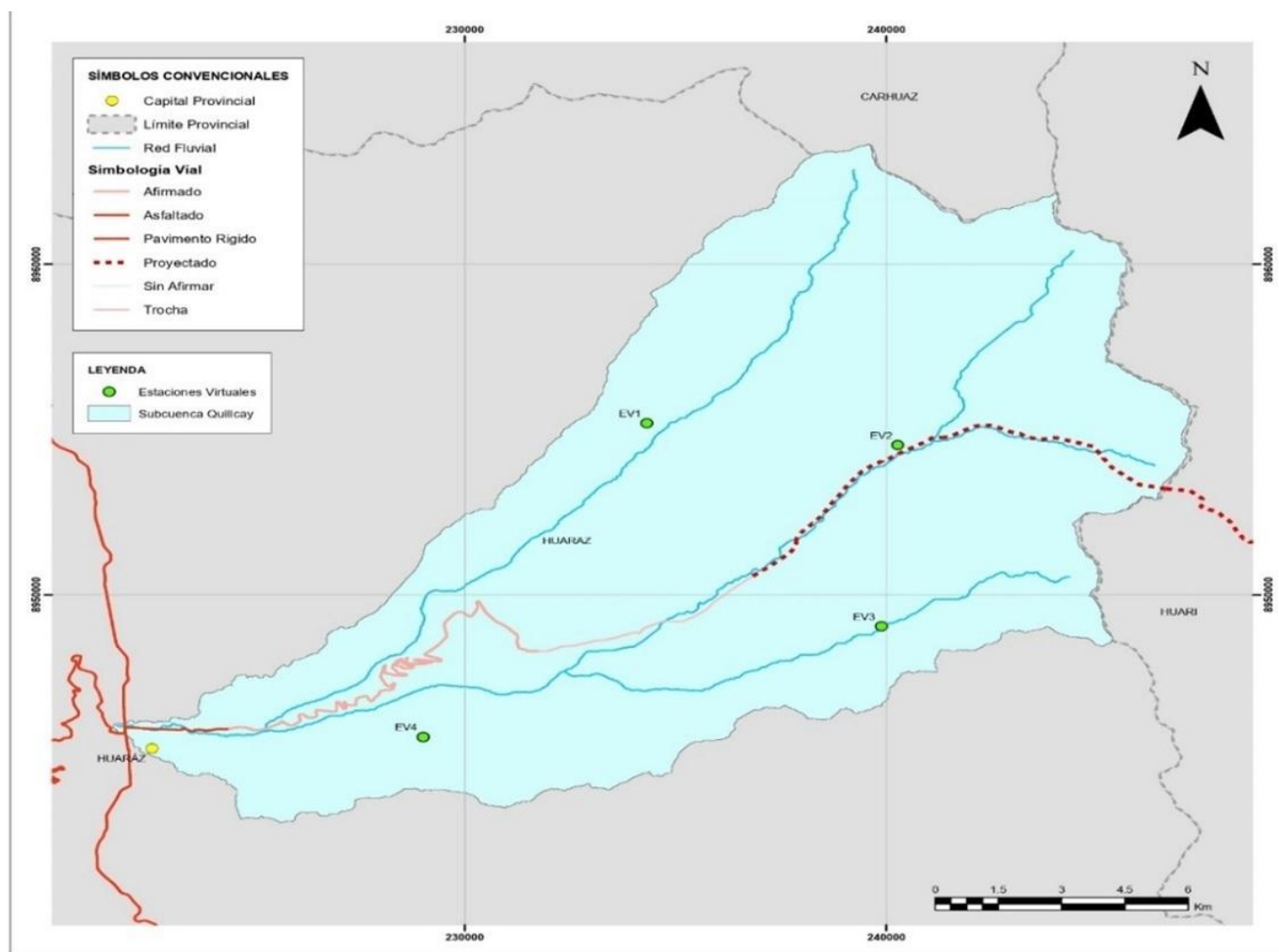
trends. *Journal of Glaciology* 61(228), 713–730.
<https://doi.org/10.3189/2015JoG14J188>

Zhang, G., Li, J. & Zheng, G. (2016). Lake-area mapping in the Tibetan Plateau: An evaluation of data and methods. *International Journal of Remote Sensing*, 38(3), 742–772. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1271478>

Zhang, H., Zhang, F., Che, T. & Wang, S. (2020). Comparative evaluation of VIIRS daily snow cover product with MODIS for snow detection in China based on ground observations. *Sci. Total Environ*, 724, 138156.

VIII. ANEXOS

ANEXO 1: PLANOS



TESIS: RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA SUBCUENCA DEL RIO QUILLCAY RESPECTO A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA ANDINA EN UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO		
PLANO: UBICACIÓN		
ESCALA: 1: 100 000	LUGAR: HUÁRAZ, ANCASH	PLANO: P-01
Sistema de referencia: WGS84 UTM 18 SUR		

Figura 58: Plano de ubicación de la subcuenca del río Quillcay

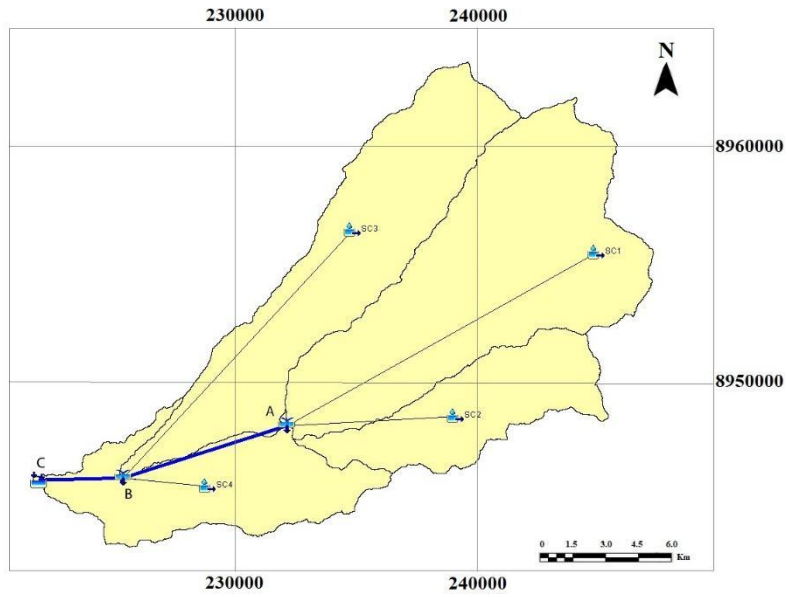


Figura 59: Estaciones virtuales de la subcuenca del río Quillcay

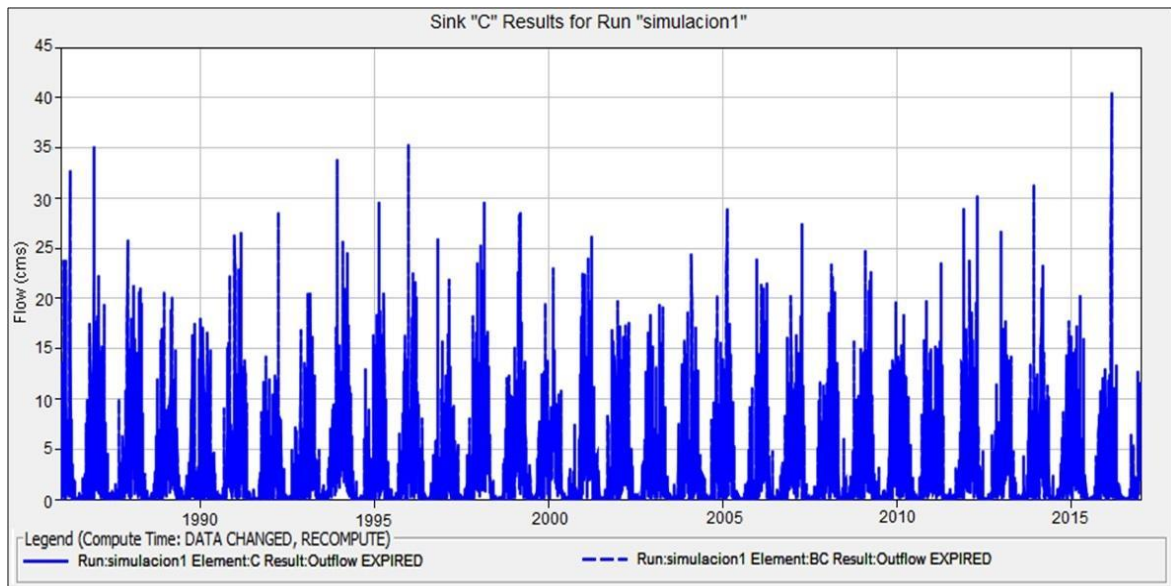


Figura 60: Caudales de la simulación 1

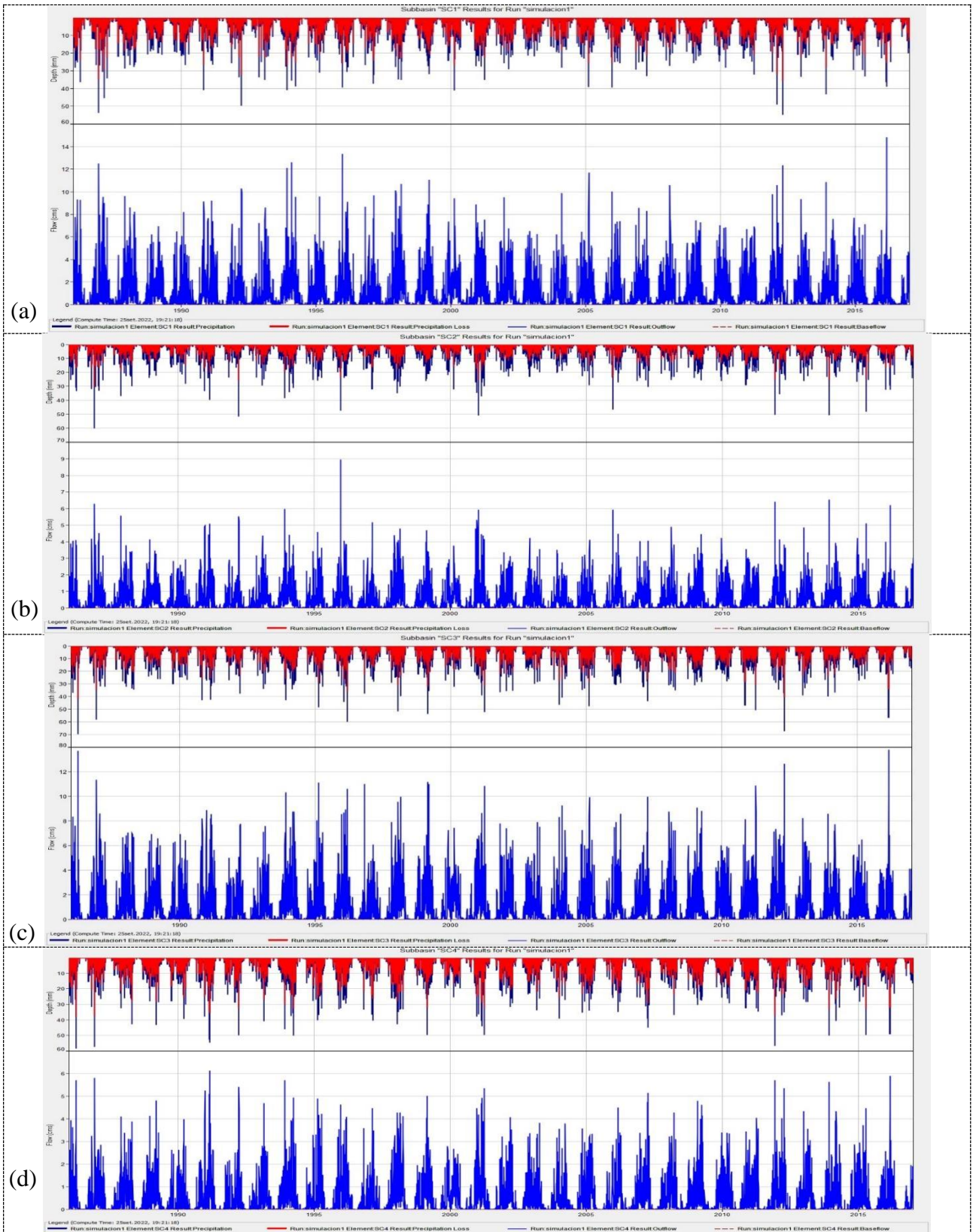


Figura 61: Simulación de la precipitación con caudales de las 4 subcuencas, a)SC1, b)SC2, c)SC3 y d) SC4

ANEXO 2: SOBRE LA EVALUACIÓN DE LA DESCARGA DE CAUDAL DE LA SUBCUENCA DEL RÍO QUILLCAY

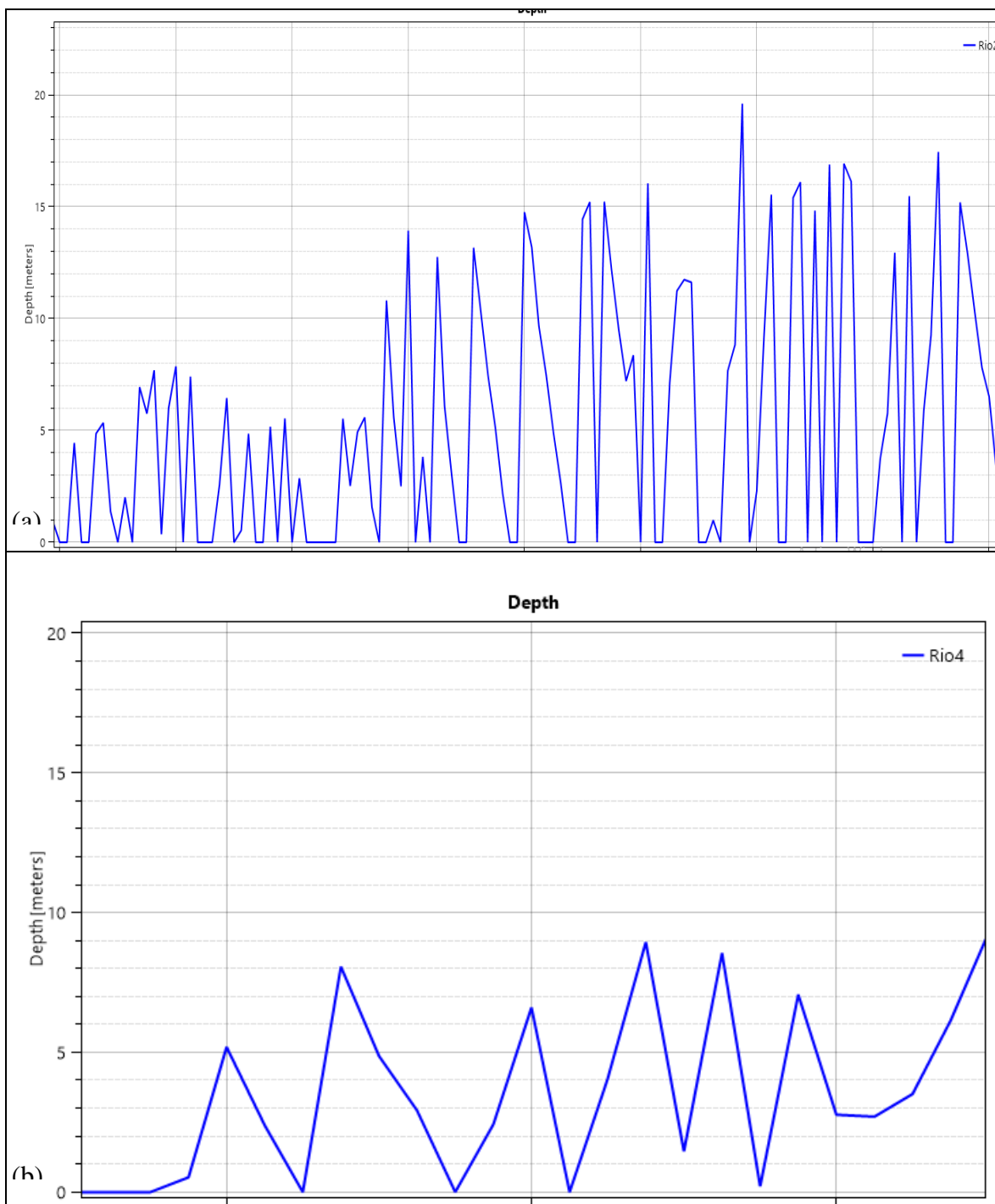


Figura 62: Gráfica del comportamiento de la profundidad del río, a) año 1998, b) 2016

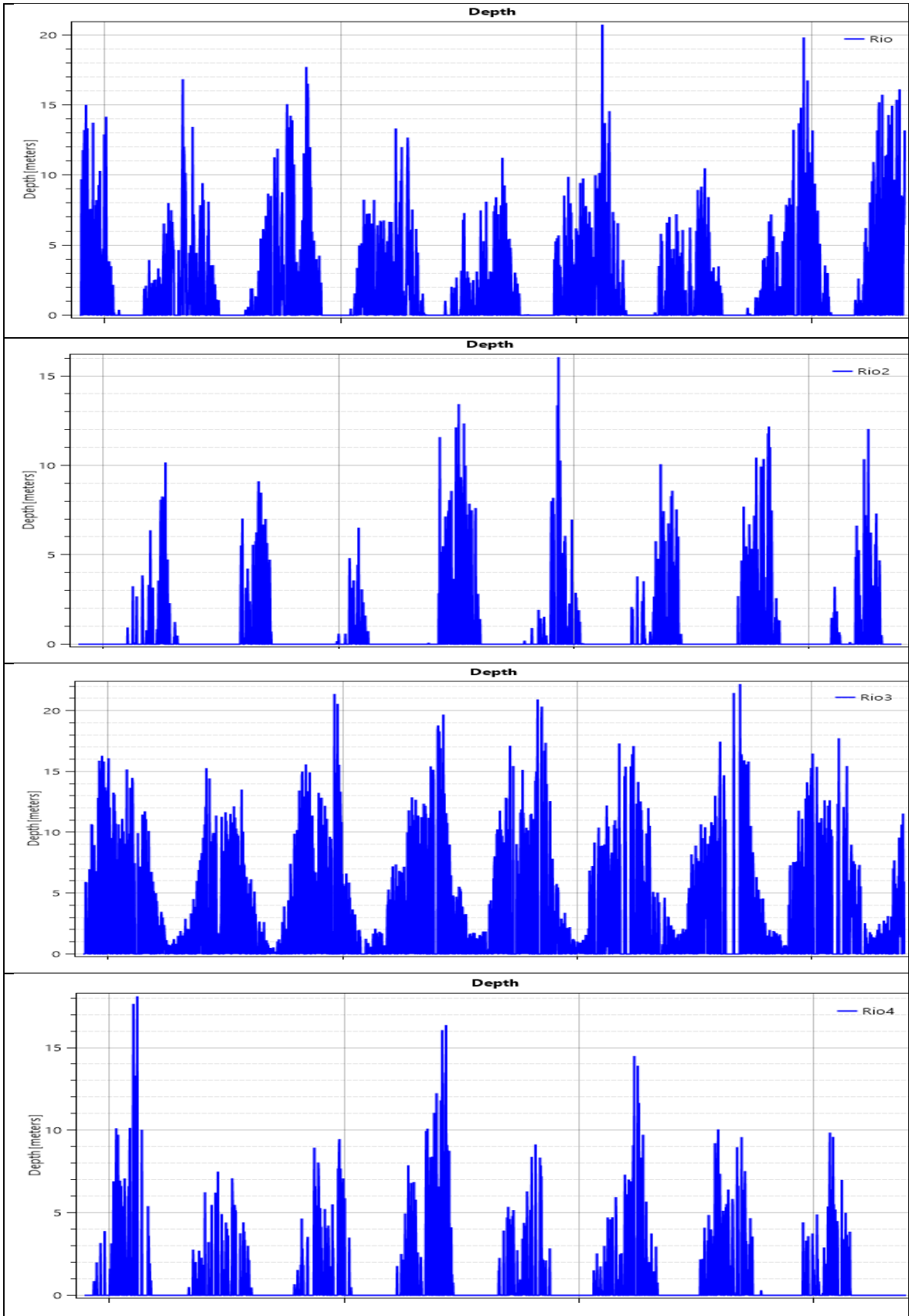


Figura 63: Gráfica de las profundidades del río por tramos

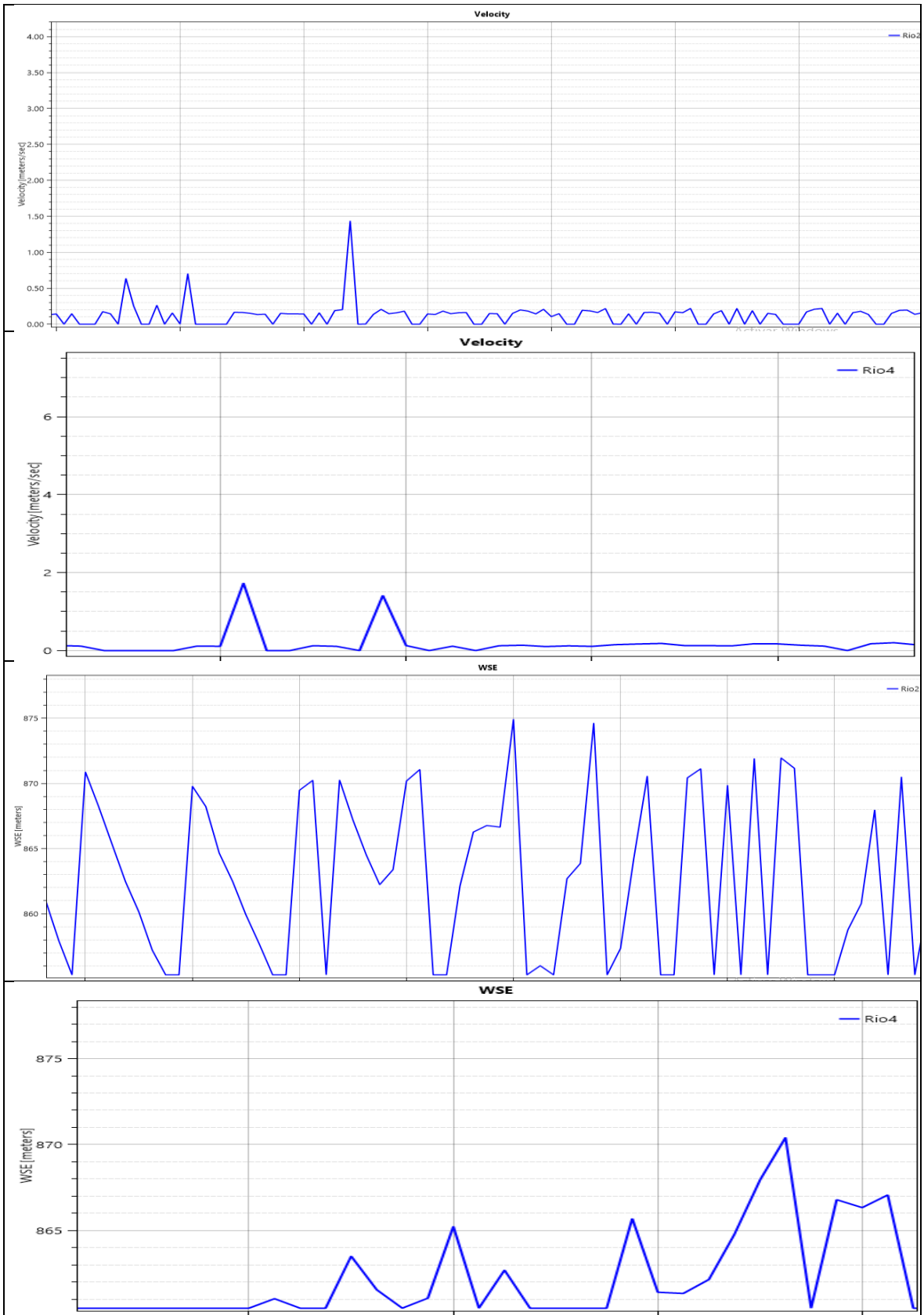


Figura 64: Gráfica de las velocidades del río por tramos

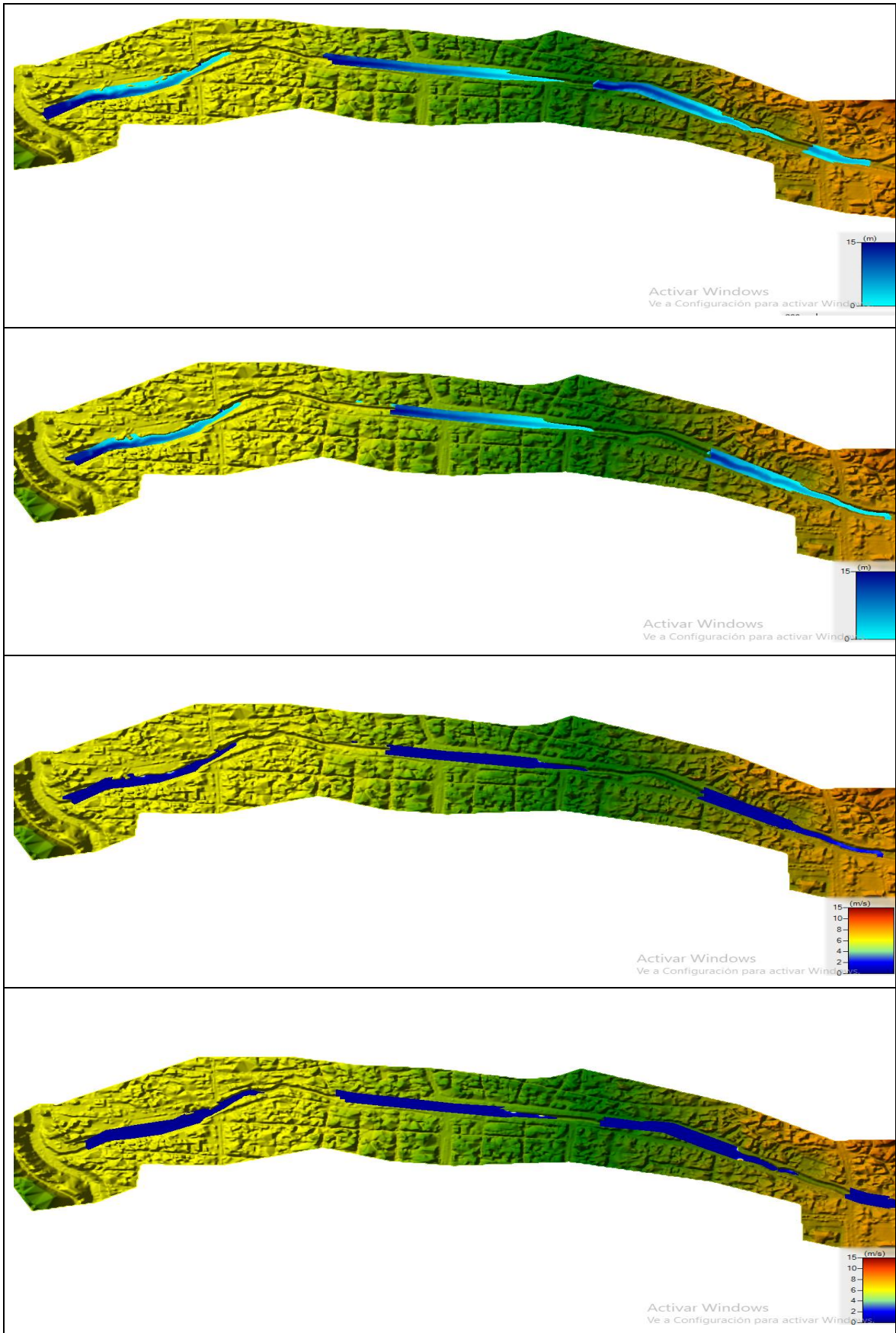


Figura 65: Simulación del río – profundidades

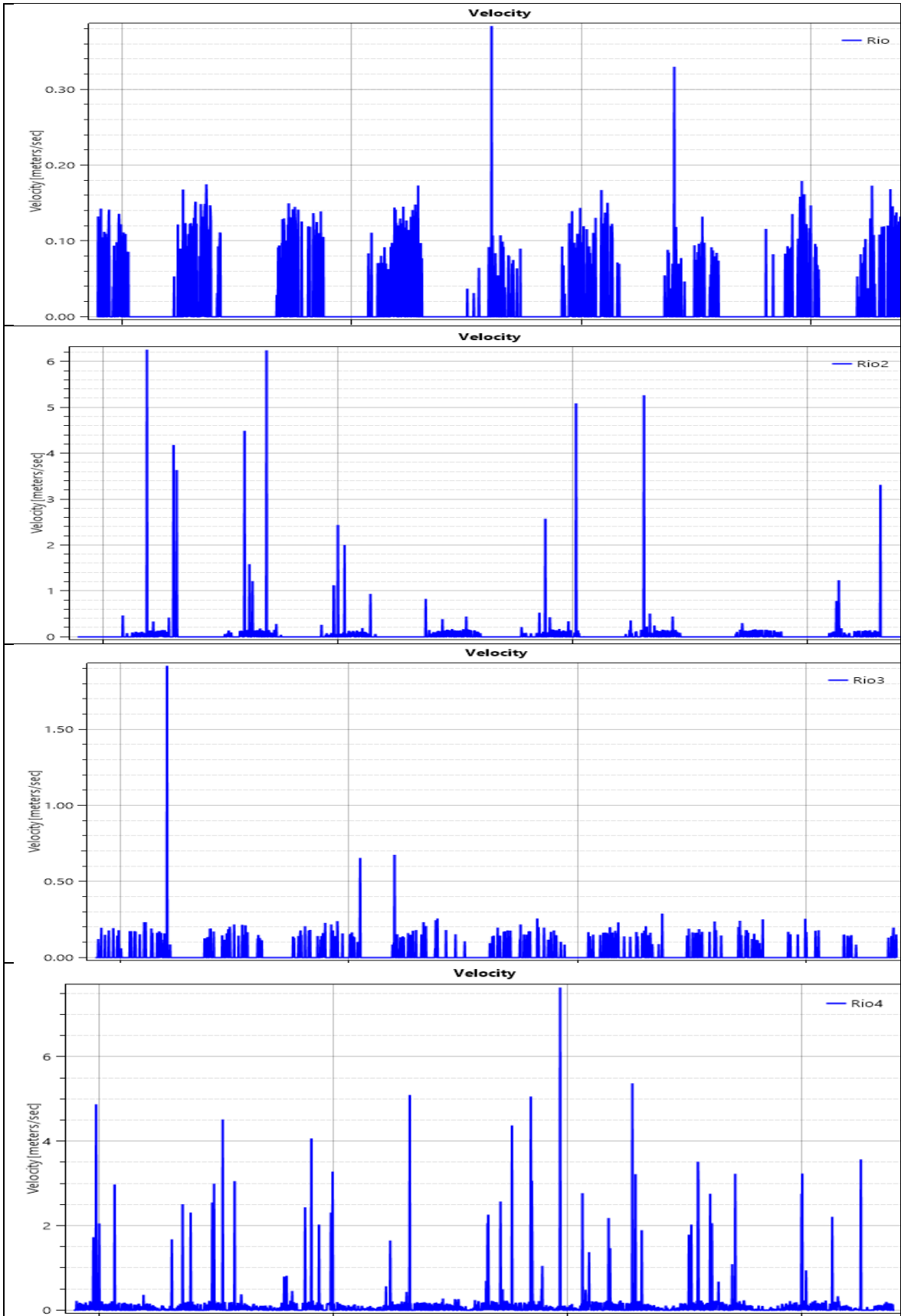


Figura 66: Velocidades del río – tramos

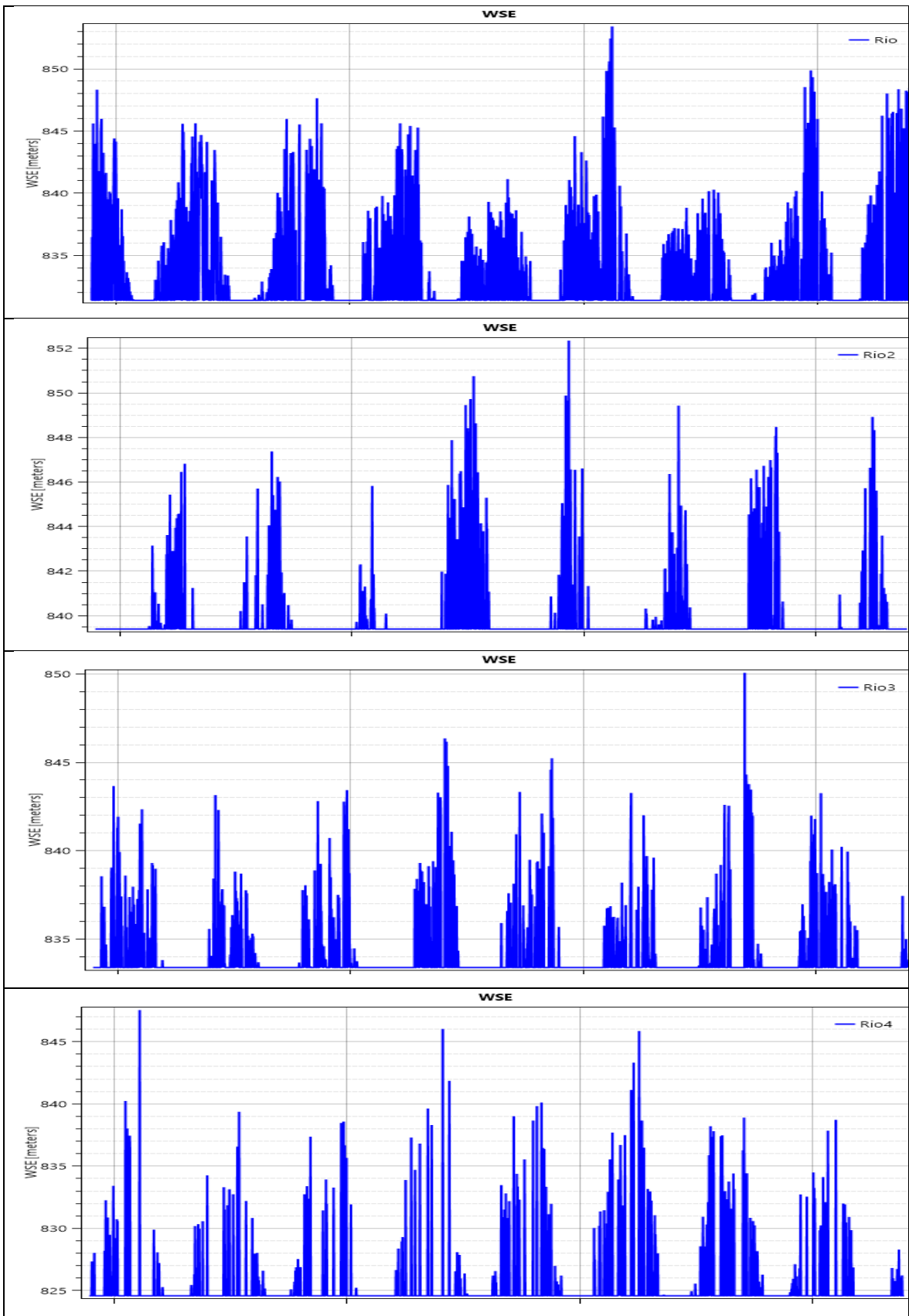


Figura 67: Elevación de la superficie del agua (WSE) desde 1986 hasta 2016

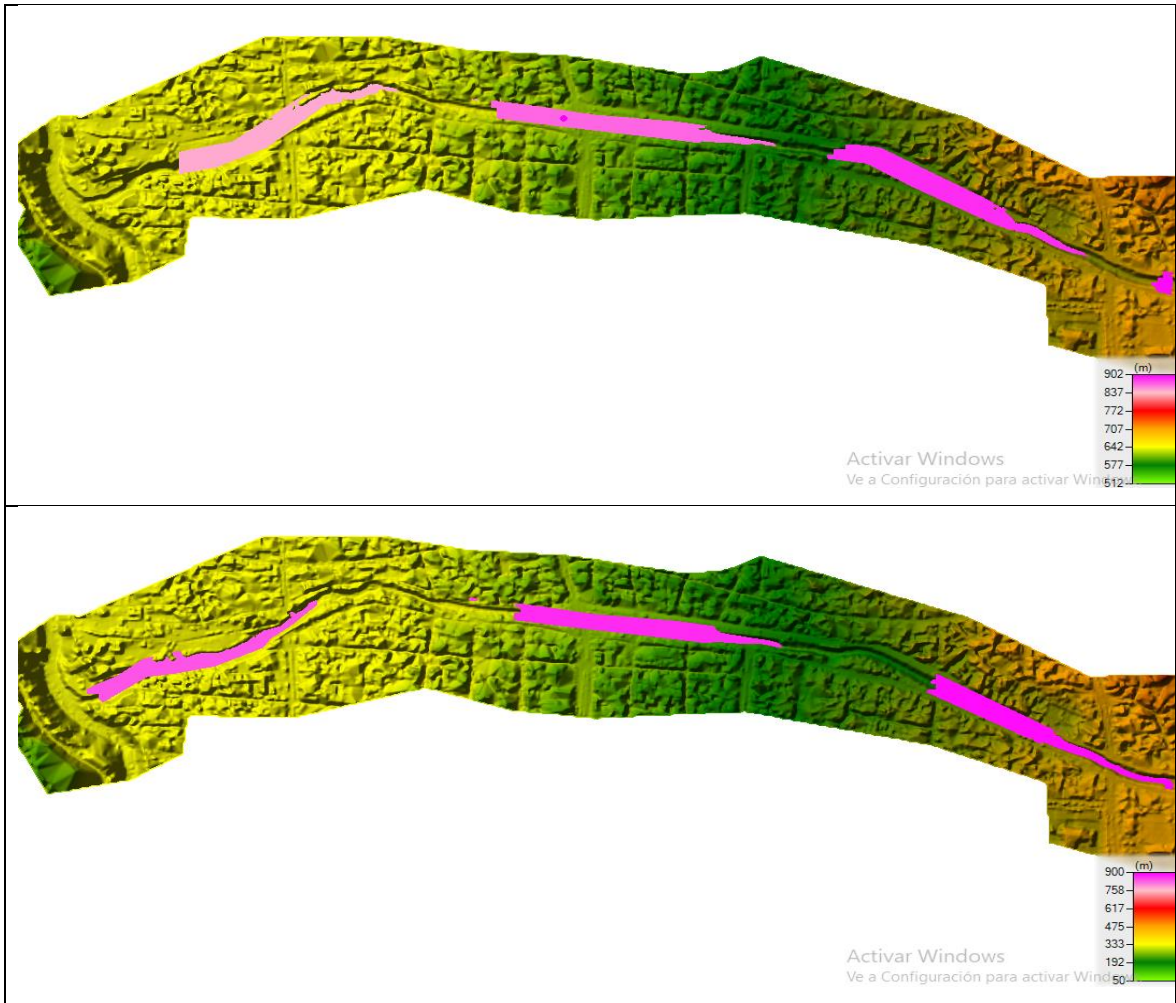


Figura 68: Descarga de caudal de febrero del 2016

ANEXO 3: REGISTRO HISTÓRICO DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES

(m³/s)

Estación hidrométrica – Quillcay (datos completos)

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1965	71	94	133	88	50	39	38	38	38	48	49	99
1966	93	88	105	65	43	40	38	39	45	116	91	82
1967	108	206	172	70	49	36	28	27	30	51	73	74
1968	99	81	96	56	37	30	27	25	35	51	58	78
1969	86	80	106	140	86	63	47	57	58	82	109	114
1970	160	127	118	85	66	49	37	33	36	55	79	85
1971	164	175	208	124	54	45	28	25	32	50	56	101
1972	11.4	157	137	78	54	44	37	37	38	43	64	62
1973	11.0	11.1	105	118	59	40	30	29	30	68	109	107
1974	138	154	146	94	48	32	29	27	26	43	71	67
1975	11.0	104	156	101	71	37	32	31	34	42	69	64
1976	95	103	113	93	60	40	35	31	36	69	76	89
1977	11.4	98	109	87	51	30	32	41	40	60	81	87
1978	81	94	88	77	57	42	38	32	48	57	70	97
1979	105	123	169	84	56	40	32	38	42	53	65	87
1980	86	90	78	71	50	44	31	39	59	63	109	119
1981	92	169	132	67	47	38	40	35	37	59	106	115
1982	123	136	77	72	61	51	28	29	39	57	121	130
1983	150	128	119	96	57	39	41	34	44	72	95	90
1984	74	151	140	86	58	37	27	30	33	57	56	81
1985	73	62	70	71	45	27	17	21	53	54	73	68
1986	90	89	84	67	46	26	24	34	30	44	55	95
1987	162	133	111	90	78	36	28	37	41	73	92	133
1988	108	122	91	99	52	34	26	37	33	57	71	69
1989	95	127	150	139	71	30	18	32	40	62	80	130
1990	108	96	79	72	47	32	24	43	36	51	83	91
1991	92	95	127	80	64	46	35	43	44	49	60	93
1992	100	97	99	89	65	56	43	50	69	76	96	117
1993	11.4	142	137	138	54	22	1.4	1.4	21	38	92	149
1994	11.4	149	120	98	46	29	18	24	34	45	70	73
1995	78	90	182	144	59	37	22	35	39	45	61	167
1996	86	116	115	104	43	25	24	32	36	47	51	38
1997	51	72	70	51	42	33	38	41	44	46	58	53
1998	132	157	87	39	31	38	31	34	16	25	31	89
1999	104	171	125	85	51	36	38	40	40	52	66	74
2000	102	122	138	100	66	38	38	42	45	59	44	71
2001	131	121	148	106	61	38	37	40	41	79	110	77
2002	104	11.4	120	96	45	54	39	39	44	84	109	92
2003	11.2	11.2	11.4	84	44	39	37	40	40	62	51	98
2004	68	11.0	88	71	55	38	38	38	52	84	74	86
2005	100	98	127	65	38	40	38	42	41	47	42	66
2006	98	11.1	148	94	44	49	39	42	40	64	63	91
2007	91	74	145	64	57	39	38	39	40	54	73	70
2008	138	101	116	87	45	37	38	35	38	87	84	50
2009	129	123	144	107	83	37	38	39	37	11.2	62	53
2010	11.0	105	106	74	44	37	38	39	62	61	73	113
2011	105	85	108	92	42	41	39	40	42	48	72	117
2012	11.6	11.1	140	124	49	46	39	39	36	51	131	93
2013	96	125	146	76	50	42	38	42	38	100	59	68
2014	120	128	151	86	41	38	39	40	45	52	55	127
2015	11.2	88	119	87	33	40	38	38	39	41	80	86
2016	103	128	89	71	37	39	38	38	42	54	43	50
2017	107	133	145	99	90	39	38	37	42	91	67	60
2018	95	118	147	109	58	38	38	39	41	61	50	90
2019	101	113	130	75	42	37	41	39	47	74	80	95
2020	86	11.4	126	90	43	38	38	38	54	76	96	95

Fuente: Tomado de Macedo, H. (2023).

ANEXO 4: CÓDIGO SCRIPT EN R PARA DETERMINAR LA PÉRDIDA DE LA MASA GLACIAR

```
packages("googledrive")

#versiones distintas

library(googledrive)

library(rlang)

library(mapedit)

library(raster)

library(mapview)

library(dplyr)

library(geojsonio)

library(rgee)

library(sp)

library(sf)

library(leaflet.extras2) # para el operador |

library(ggplot2)

# Direccionar carpeta

setwd("E:/HP I5 DORADA/DISCO C/TRABAJOS EXTERNOS/INVESTIGACION GLACIARES")

#Inicializar Earth Engine

ee_initialize("junior", drive = T)
```

```

# Definir area de estudio

ar <- st_read("INSUMO/Quill/Subcuenca_Quillcay.shp")

plot(ar)

ar_ee <- ar %>% sf_as_ee()

Map$centerObject(ar_ee)

Map$addLayer(ar_ee)

#Funcion de factor de escala para imagenes Surface Reflectance (SR) Landsat
5

applyScaleFactorsl5 <- function(image) {

  opticalBands <- image$select('SR_B.$')$multiply(0.0000275)$add(-0.2)

  thermalBand <- image$select('ST_B6')$multiply(0.00341802)$add(149.0)

  return(image$addBands(opticalBands, NULL, TRUE)$

        addBands(thermalBand, NULL, TRUE))

}

#Funcion de factor de escala para imagenes Surface Reflectance (SR) Landsat
8

applyScaleFactorsl89 <- function(image) {

  opticalBands <- image$select('SR_B.$')$multiply(0.0000275)$add(-0.2)

  thermalBand <- image$select('ST_B.*')$multiply(0.00341802)$add(149.0)

  return(image$addBands(opticalBands, NULL, TRUE)$

        addBands(thermalBand, NULL, TRUE))

```

```

}

#Landsat 5 TM Collection 2 reflectancia superficial corregida
atmosféricamente.

# Año 1986

img1986 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LT05/C02/T1_L2')$

  filterDate('1986-05-01', '1986-09-01')$

  filterBounds(ar_ee)$

  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$

  map(applyScaleFactors15)$

  median()$

  clip(ar_ee)

# Año 1994

img1994 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LT05/C02/T1_L2')$

  filterDate('1994-05-01', '1994-09-01')$

  filterBounds(ar_ee)$

  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$

  map(applyScaleFactors15)$

  median()$

  clip(ar_ee)

```

```

# Año 1999

img1999 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LT05/C02/T1_L2')$

  filterDate('1999-05-01', '1999-09-01')$

  filterBounds(ar_ee)$

  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$

  map(applyScaleFactors15)$

  median()$

  clip(ar_ee)

# Año 2007

img2007 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LT05/C02/T1_L2')$

  filterDate('2007-05-01', '2007-09-01')$

  filterBounds(ar_ee)$

  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$

  map(applyScaleFactors15)$

  median()$

  clip(ar_ee)

# Parametros de visualizacion

visparal5 <- list(

  bands = c('SR_B5', 'SR_B4', 'SR_B3'),

  min = 0.1,

```

```

max = 0.3
)

Map$addLayer(img1986, visparal5, 'img1986')|
Map$addLayer(img1994, visparal5, 'img1994')

Map$addLayer(img1994, visparal5, 'img1994')|
Map$addLayer(img1999, visparal5, 'img1999')

Map$addLayer(img1999, visparal5, 'img1999')|
Map$addLayer(img2007, visparal5, 'img2007')

#Landsat 8 OLI/TIRS Collection 2 reflectancia superficial corregida
atmosféricamente

# Año 2014
img2014 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LC08/C02/T1_L2')$
  filterDate('2014-05-01', '2014-09-01')$
  filterBounds(ar_ee)$
  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$
  map(applyScaleFactors189)$
  median()$
  clip(ar_ee)

```



```

# Parametros de visualizacion

visparal89 <- list(

  bands = c('SR_B6', 'SR_B5', 'SR_B4'),

  min = 0.1,

  max = 0.3

)

Map$addLayer(img2014, visparal89, 'img2014')

# Landsat 9 OLI-2/TIRS-2 Colección 2 Reflectancia superficial corregida
atmosféricamente.

# Año 2021

img2021 <- ee$ImageCollection('LANDSAT/LC08/C02/T1_L2')$

  filterDate('2021-05-01', '2021-09-01')$

  filterBounds(ar_ee)$

  filterMetadata('CLOUD_COVER', 'less_than', 15)$

  map(applyScaleFactorsl89)$

  median()$

  clip(ar_ee)

Map$addLayer(img1986, visparal5, 'img1986')|

Map$addLayer(img2021, visparal89, 'img2021')

```

```

# function for calculating snow area

funsnow <- function(img, green, nir, swir1) {

  # Calculating Water Index not snow

  ndwins <- img$expression(

    "(GREEN-2*NIR)/(GREEN + NIR)", list(

      "GREEN" = img$select(green),

      "NIR" = img$select(nir)

    )

  )

  ndwins_gt <- ndwins$gt(0)

  ndwins_mask <- ndwins_gt$updateMask(ndwins_gt)

  # Calculating Snow Index not water

  ndsinw <- img$expression(

    "(NIR - SWIR1 - 0.05)/(NIR + SWIR1)", list(

      "NIR" = img$select(nir),

      "SWIR1" = img$select(swir1)

    )

  )

  ndsinw_gt <- ndsinw$gt(0.4)

```

```

ndsinw_mask <- ndsinw_gt$updateMask(ndsinw_gt)

# Remove water areas of NDSInw

snow <- ndsinw_mask$updateMask(ndwins_mask$unmask()$Not())$selfMask()

return(snow)
}

snow_1986 <- funsnow(img = img1986, green = "SR_B2", nir = "SR_B4", swir1 =
"SR_B5")$rename("snow")

snow_1994 <- funsnow(img = img1994, green = "SR_B2", nir = "SR_B4", swir1 =
"SR_B5")$rename("snow")

snow_1999 <- funsnow(img = img1999, green = "SR_B2", nir = "SR_B4", swir1 =
"SR_B5")$rename("snow")

snow_2007 <- funsnow(img = img2007, green = "SR_B2", nir = "SR_B4", swir1 =
"SR_B5")$rename("snow")

snow_2014 <- funsnow(img = img2014, green = "SR_B3", nir = "SR_B5", swir1 =
"SR_B6")$rename("snow")

snow_2021 <- funsnow(img = img2021, green = "SR_B3", nir = "SR_B5", swir1 =
"SR_B6")$rename("snow")

Map$addLayer(snow_1986, list(palette="blue"), "snow_1986")|
Map$addLayer(snow_2021, list(palette="red"), "snow_2021")

#functions to Calculating area km2

funarea <- function(imgsnow) {

```

```

#Multiplicacion matricial a la clasificacion

areaimage <- imgsnow$multiply(ee$Image$pixelArea())

#sumamos todos los valores de la región

area <- areaimage$reduceRegion(

  reducer = ee$Reducer$sum(),

  geometry = ar_ee$geometry(),

  scale = 30,

  maxPixels = 1e9

)

#Obtencion de las area de cambio en Km2

clasAreaKm2 <- ee$Number(area$get("snow"))$divide(1e6)

return(ee$Number$getInfo(clasAreaKm2))

}

funarea(snow_1986)

funarea(snow_1994)

funarea(snow_1999)

funarea(snow_2007)

funarea(snow_2014)

```

```

funarea(snow_2021)

areasnow <- c(41.47, 38.55, 35.16, 32.89, 31.39, 29.93)

#Reducer raster data to vector and Earth engine to Local

funlocal <- function(ras, dic, nom) {
  # Reduce to vector from raster date
  vect <- ras$reduceToVectors(
    reducer = ee$Reducer$countEvery(),
    geometry = ar_ee,
    scale = 30,
    maxPixels = 1e12
  )

  # Vector data from Earth Engine to local
  loc <- ee_as_sf(x = vect, dsn = dic, via = "drive", container = nom)
  return(loc)
}

loc_1986 <- funlocal(snow_1986, "RESULTADOS/snow_1986.shp", "snow_1986")
loc_1994 <- funlocal(snow_1994, "RESULTADOS/snow_1994.shp", "snow_1994")

```

```

loc_1999 <- funlocal(snow_1999, "RESULTADOS/snow_1999.shp", "snow_1999")
loc_2007 <- funlocal(snow_2007, "RESULTADOS/snow_2007.shp", "snow_2007")
loc_2014 <- funlocal(snow_2014, "RESULTADOS/snow_2014.shp", "snow_2014")
loc_2021 <- funlocal(snow_2021, "RESULTADOS/snow_2021.shp", "snow_2021")

# Function to mapping with ggplot2
funggplot <- function(loc, Área, titl ) {

  ggpl <- ggplot()+

    geom_sf(data = loc, aes(col = Área, values = "blue"),

            pch = 21,

            fill = "#00FFFF", # Color del borde

            cex = 0)+

    theme_bw()+

    labs(x='Logitud', y='Latitud', title = titl, subtitle = "Subcuenca del
río Quillcay", fontface = "bold")+

    scale_fill_discrete(name = "Area")+

    theme(plot.title = element_text(size=15))+

    geom_sf(data = ar, fill = 'transparent')+

    scale_color_manual(values="blue")

  return(ggpl)
}

```

```
funggplot(loc = loc_1986, Área = "41.47 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
1986")  
  
funggplot(loc = loc_1994, Área = "38.55 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
1994")  
  
funggplot(loc = loc_1999, Área = "35.16 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
1999")  
  
funggplot(loc = loc_2007, Área = "32.89 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
2007")  
  
funggplot(loc = loc_2014, Área = "31.39 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
2014")  
  
funggplot(loc = loc_2021, Área = "29.93 Km2", titl = "Cobertura de nieve  
2021")
```