

# BALANCE HÍDRICO

DE **BOLIVIA**

1980-2020



# **BALANCE HÍDRICO**

---

## **DE BOLIVIA**

**1980-2020**

## BALANCE HÍDRICO DE BOLIVIA 1980-2020

### Estudio desarrollado por encargo del Ministerio de Medio Ambiente y Agua a:

- Equipo Técnico del Instituto de Medio Ambiente de Estocolmo (SEI).
- Coordinación con la Plataforma Nacional del Balance Hídrico Superficial integrada por: Instituto de Hidráulica e Hidrología - UMSA, Laboratorio de Física de la Atmosfera - UMSA, Laboratorio de Hidráulica - UMSS, Centro de Investigación del Agua - UAJMS, Instituto Aguas - USFX, Centro de Investigaciones en Ingeniería Civil y Ambiental – UPB, Centro de Investigación en Agua, Energía y Sostenibilidad – UCB.

### Con apoyo de:

- Agencia Sueca de Cooperación Internacional para el Desarrollo (ASDI).
- Stockholm Environment Institute (SEI).
- HELVETAS Bolivia.
- Asistencia Técnica Internacional de la Unión Europea al Ministerio de Medio Ambiente y Agua en Bolivia (ATI-UE-MMAyA).

### Depósito Legal:

4 - 1 - 64 - 2024 P. O.

### Diseño y Diagramación:

Asistencia Técnica Internacional de la Unión Europea al Ministerio de Medio Ambiente y Agua en Bolivia (ATI-UE-MMAyA).

### Fotografías:

Ministerio de Medio Ambiente y Agua  
Servicio Departamental de Gestión de Recursos Hídricos, del GAD Santa Cruz

### Publicación para citar como:

Ministerio de Medio Ambiente y Agua (2024).  
Balance Hídrico de Bolivia: 1980 – 2020. La Paz – Bolivia.

Invitamos cordialmente a las y los lectores a hacer uso responsable del material proporcionado y difundirlo ampliamente, citando la fuente.

### Ministerio de Medio Ambiente y Agua:

Calle Potosí esq. Ayacucho No. 438,  
edificio Casa Grande del Pueblo, Piso 18.  
Av. 14 de Septiembre No. 5397, esq. Calle 8 Obrajes.  
Teléfono: (591-2) 2119966, 2118582.  
Página web: [www.mmaya.gob.bo](http://www.mmaya.gob.bo)

La Paz – Bolivia, 2024.

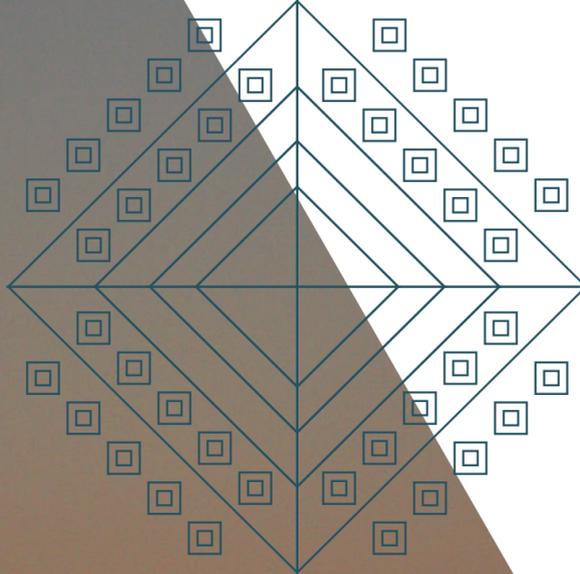


**LUIS ALBERTO ARCE CATACORA**  
PRESIDENTE CONSTITUCIONAL  
DEL ESTADO PLURINACIONAL DE BOLIVIA



**HUMBERTO ALAN LISPERGUER ROSALES**

MINISTRO DE MEDIO AMBIENTE Y AGUA



## PRESENTACIÓN

El Estado Plurinacional de Bolivia reconoce a los recursos hídricos como finitos, vulnerables y estratégicos, por lo que es fundamental abordar desafíos relacionados con el agua de manera integral, considerando enfoques que promuevan el desarrollo sustentable y una gestión adecuada del agua.

Uno de los principales desafíos para lograr una gestión adecuada de los recursos hídricos en el país es la determinación y cuantificación de los mismos. La creciente demanda de agua para diversos usos por diferentes sectores agrava el problema de su cuantificación cuando no se cuenta con información pertinente y útil. Por lo tanto, es necesario desarrollar instrumentos que permitan una adecuada planificación y gestión de los recursos hídricos.

En tal sentido, el Ministerio de Medio Ambiente y Agua al ser cabeza de sector y como principal instancia pública responsable de la gestión y planificación de los recursos hídricos, pone a disposición el estudio de “Balance Hídrico de Bolivia” para el periodo histórico de 1980 a 2020, como herramienta valiosa para la toma de decisiones en materia de planificación de los recursos hídricos.

El presente estudio es una contribución importante para la gestión sostenible del agua, a través de la cuantificación del agua disponible en las diferentes cuencas del país e identificación de zonas con mayor estrés hídrico. Además de brindar una descripción detallada de las condiciones climáticas e hidrológicas, así como de las características hidrogeológicas en dos cuencas piloto.

Esperamos que el documento sea una herramienta valiosa para la toma de decisiones y sea de gran utilidad para las diferentes instituciones y actores locales, nacionales y regionales que requieren información, estén involucrados en la gestión del agua, y contribuyan a una gestión integrada y sostenible de los recursos hídricos a nivel nacional.

**Humberto Alan Lisperguer Rosales**  
Ministro de Medio Ambiente y Agua



# TABLA DE CONTENIDOS



<b>RESUMEN ..... 14</b>		
CAPITULO	<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN..... 20</b>
		1.1. Estudio bajo el PHICAB/PHI/UNESCO de 1992..... 25
		1.2. Estudio bajo el PRONAREC/MMAyA en 2018..... 27
		1.3. Lineamientos para la actualización ..... 29
CAPITULO	<b>2</b>	<b>METODOLOGÍA..... 32</b>
		2.1. Climatología ..... 33
		2.1.1. Control de calidad de información ..... 33
		2.1.2. Precipitación ..... 36
		2.1.3. Nubosidad ..... 44
		2.1.4. Temperatura ..... 47
		2.1.5. Humedad relativa ..... 55
		2.1.6. Velocidad de viento ..... 58
		2.1.7. Evapotranspiración ..... 61
		2.2. Hidrología ..... 62
		2.2.1. Hidrometría ..... 63
		2.2.1.1. Calibración de las curvas de descarga..... 63
		2.2.1.2. Procesamiento crítica y consistencia de datos ..... 64
		2.2.1.3. Intervalos de confianza para la respuesta media ..... 64
		2.2.1.4. Disponibilidad de datos hidrométricos ..... 65
		2.3 Información Biofísica ..... 65
		2.3.1. Suelos ..... 65
		2.3.1.1. Clasificación de tipos de suelos ..... 66
		2.3.2. Cobertura y uso de la tierra ..... 68
		2.3.3. Topografía y pendiente ..... 74
	2.3.3.1. Modelo de terreno ..... 74	
	2.3.3.2. Pendiente ..... 74	
	2.3.4. Combinación y recodificación: suelo - cobertura - pendiente ..... 75	
	2.3.5. Capacidad de retención potencial de humedad y escurrimiento superficial de agua..... 78	

CAPITULO **3 UNIDADES HIDROGRÁFICAS ..... 80**

3.1. Unidades hidrográficas en el reporte de balances hídricos ..... 83  
 3.1.1. Política nacional de recursos hídricos de Bolivia ..... 84  
 3.2. Unidades hidrográficas para la actualización del balance hídrico ..... 86

CAPITULO **4 MODELACIÓN HIDROLÓGICA PARA LA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO ..... 90**

4.1 Modelo hidrológico WEAP..... 93  
 4.1.1. Parámetros de entrada de los componentes del modelo hidrológico ..... 95  
 4.1.2. Parámetro Kc ..... 97  
 4.1.3. Parámetro capacidad de almacenamiento de agua en la zona de raíces (SWC)..... 98  
 4.1.4. Parámetro Factor de resistencia a la escorrentía (RRF) ..... 101  
 4.1.5. Parámetro Conductividad en la zona de raíces (Ks)..... 103  
 4.1.6. Otros parámetros: DWC – PFD – Kd ..... 104  
 4.2. Métricas de desempeño del modelo hidrológico ..... 104  
 4.3. Calibración de los modelos hidrológicos ..... 105  
 4.3.1. Macrocuena Endorreica ..... 106  
 4.3.2. Macrocuena Amazonas ..... 113  
 4.3.3. Macrocuena del Plata ..... 119  
 4.3.4. Comparación del desempeño de calibración en las diferentes macrocuencas ..... 128

CAPITULO **5 RESULTADOS ..... 130**

5.1. Distribución espacial de la precipitación ..... 136  
 5.2. Distribución espacial de la evapotranspiración real ..... 138  
 5.3. Distribución espacial de la escorrentía superficial ..... 140  
 5.3.1. Distribución espacial del Caudal específico ..... 141

5.4. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuena Endorreica ..... 142  
 5.5. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuena Amazonas..... 146  
 5.6. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuena del Plata ..... 151  
 5.7. Índice de aridez ..... 156

CAPITULO **6 AGUAS SUBTERRÁNEAS ..... 158**

6.1. Cuerpos de agua subterránea ..... 161  
 6.1.1. Zonas geológicas ..... 161  
 6.1.2. Zonas climáticas..... 161  
 6.1.3. Clasificación de cuerpos de agua subterránea..... 162  
 6.2. Métodos de modelación..... 163  
 6.2.1. Modelación de aguas subterráneas en WEAP con el Método de Humedad del Suelo ..... 163  
 6.2.2. Modelación de aguas subterráneas con MODFLOW ..... 164  
 6.3. Hidrogeología ..... 166  
 6.3.1. Enfoque recopilación de información en Río Katari..... 166  
 6.3.2. Enfoque recopilación de información en Tarija..... 168  
 6.4. Aplicación modelo MODFLOW Valle Central de Tarija ..... 177  
 6.5. Resultados y discusión piloto ..... 180

CAPITULO **7 CONCLUSIONES ..... 186**

7.1. Unidades Hidrográficas ..... 189  
 7.2. Clima ..... 189  
 7.3. Aguas subterráneas..... 195  
 7.4. Calibración e hidrología ..... 196  
 7.5. Componentes del balance hídrico ..... 200

CAPITULO **8 RECOMENDACIONES ..... 202**

**ÍNDICE DE FIGURAS**

**Figura 1.** Bolivia en el contexto de las regiones hidrográficas nivel 1 en Sudamérica ..... 21  
**Figura 2.** Macro cuencas y zona de influencia considerada para el Balance Hídrico ..... 23  
**Figura 3.** Ubicaciones de las estaciones con registro de precipitación consideradas en el estudio para el periodo 1980 – 2020 ..... 36  
**Figura 4.** Resumen del proceso de control de calidad para las series de precipitación en el periodo 2016 – 2020 ..... 37  
**Figura 5.** Regiones pluviométricas del estudio para el registro en el periodo 1980 – 2020 ..... 38  
**Figura 6.** Comparación del valor medio de las 260 estaciones utilizadas para interpolar precipitación en el estudio y la rejilla GMET a nivel mensual y anual ..... 40  
**Figura 7.** Distribución de la correlación y el sesgo de la rejilla interpolada de precipitación para valores acumulados mensuales (1980 - 2020) ..... 41  
**Figura 8.** Precipitación anual estimada para el periodo 1980 – 2020 ..... 42  
**Figura 9.** Flujo de trabajo para el análisis de series de precipitación ..... 43  
**Figura 10.** Flujo de trabajo para el cálculo de la nubosidad. .... 44  
**Figura 11.** Nubosidad mensual promedio. .... 45  
**Figura 12.** Promedio mensual multianual de la nubosidad. .... 46  
**Figura 13.** Ubicaciones de las estaciones con registro de temperatura consideradas en el estudio para el periodo 1980 – 2020 ..... 50  
**Figura 14.** Comparación del valor medio de las 102 estaciones utilizadas para interpolar temperatura media para la serie observado como para la interpolada) en el estudio y la rejilla GMET a nivel mensual ..... 51  
**Figura 15.** Distribución de la correlación y el sesgo de la rejilla interpolada de temperatura para valores medios diarios (1980 - 2020) ..... 52  
**Figura 16.** Relación entre la elevación y le temperatura media interanual en la ubicación de estaciones usadas para la interpolación ..... 53  
**Figura 17.** Temperatura media estimada para el periodo 1980 – 2020 ..... 54  
**Figura 18.** Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de temperatura mínima y máxima ..... 55  
**Figura 19.** Flujo de trabajo para regionalizar la humedad relativa ..... 56  
**Figura 20.** Ubicación de estaciones meteorológicas que conforman la base de datos de humedad relativa ..... 57  
**Figura 21.** Flujo de trabajo para regionalizar la velocidad de viento ..... 59  
**Figura 22.** Velocidad de viento media anual para el territorio boliviano ..... 60  
**Figura 23.** Cuencas aforadas y estaciones hidrológicas e hidrométricas. .... 62  
**Figura 24.** Mapa de tipo de suelo SoilGrids para el dominio de la modelación ..... 67  
**Figura 25.** Mapa de cobertura y uso actual de la tierra Bolivia (COBUSO – 2010) con una resolución de 30 m y que consta de 57 clases de cobertura. .... 69  
**Figura 26.** Mapa de cobertura vegetal de la Agencia Espacial Europea (ESA – CCI – LC) ..... 71  
**Figura 27.** Mapa de tipo de cobertura para el dominio de la modelación ..... 73  
**Figura 28.** Modelo de Terreno Digital (MDT) 90m en base de SRTM ..... 74  
**Figura 29.** Clasificación de la pendiente para fines de parametrización del modelo hidrológico ..... 75  
**Figura 30.** Características biofísicas combinadas para una UH dentro del modelo WEAP ..... 76  
**Figura 31.** Evolución del balance hídrico en Bolivia ..... 83  
**Figura 32.** Unidades Hidrográficas de Información (UHI) definidas en Bolivia ..... 86  
**Figura 33.** Unidades Hidrográficas de Gestión clasificadas por macroregiones de Bolivia ..... 87  
**Figura 34.** Elementos Hidrológicos Modelados en WEAP ..... 93  
**Figura 35.** Capacidad de almacenamiento del suelo (SWC) ..... 101  
**Figura 36.** Factor de resistencia a la escorrentía ..... 102  
**Figura 37.** Cuencas aforadas con estaciones de caudales en las diferentes macrocuencas ..... 105

<b>Figura 38.</b> Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración en la Macrocuena Endorreica.	107
<b>Figura 39.</b> Resultados de balance simulado en el Lago Titicaca	108
<b>Figura 40.</b> Resultados de balance simulado en el Lago Poopó	109
<b>Figura 41.</b> Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m <sup>3</sup> /s) multianuales en el sistema hídrico del Altiplano Boliviano (1980 - 2020)	111
<b>Figura 42.</b> Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración de la macrocuena del Amazonas	114
<b>Figura 43.</b> Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m <sup>3</sup> /s) multianuales en el sistema hídrico del Amazonas Boliviano (1980 - 2020)	117
<b>Figura 44.</b> Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración	121
<b>Figura 45.</b> Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m <sup>3</sup> /s) multianuales en el sistema hídrico del río Pilcomayo y Bermejo (Plata) (1980 - 2020)	126
<b>Figura 46.</b> Desempeño del NSE en las macrocuencas	128
<b>Figura 47.</b> Desempeño del Sesgo (BIAS %) en las macrocuencas	128
<b>Figura 48.</b> Caudales medios simulados para el sistema hídrico nacional de ríos en el periodo 1980 a 2020	129
<b>Figura 49.</b> Precipitación media multianual por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020	136
<b>Figura 50.</b> Evapotranspiración actual media multianual por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020	138
<b>Figura 51.</b> Coeficiente de escurrimiento (%) por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020	140
<b>Figura 52.</b> Caudal específico (l/s/km <sup>2</sup> ) por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020	141
<b>Figura 53.</b> Balance hídrico mensual de la macrocuena Endorreica.	146
<b>Figura 54.</b> Balance hídrico mensual de la macrocuena del Amazonas	151
<b>Figura 55.</b> Balance hídrico mensual de la macrocuena del Plata	155
<b>Figura 55.</b> Contraste entre el Índice de Aridez para el periodo (1980 – 2020) y zonas agrícolas en el país para la clasificación de uso del suelo aplicada en el estudio	157
<b>Figura 57.</b> Unidades Hidrográficas con presencia de acuíferos productivos locales	162
<b>Figura 58.</b> Representación del acople de MODFLOW con WEAP.	165
<b>Figura 59.</b> Sistema acuífero Purapurani conectado con la unidad hidrográfica 1_36_2 que corresponde a la Cuenca Lago Menor Titicaca - Río Katari.	166
<b>Figura 60.</b> Curvas de nivel para elevación y nivel piezométrico de aguas subterráneas (Flores-Aviles, 2020) para determinar el volumen estimado del acuífero Purapurani.	168
<b>Figura 61.</b> Sistema acuífero Tarija conectado con las unidades hidrográficas 3_2, 3_2_2, 3_2_3, 3_2_4, y 3_2_5 que corresponden a la Cuenca Guadalquivir.	170
<b>Figura 62.</b> Información existente para el acuífero del valle de Tarija	171
<b>Figura 63.</b> Perfil N-S del acuífero del valle de Tarija	174
<b>Figura 64.</b> Perfil NW-SE del acuífero del valle de Tarija	175
<b>Figura 65.</b> Perfil SE-NW del acuífero del valle de Tarija	176
<b>Figura 66.</b> Modelo MODFLOW valle central de Tarija	177
<b>Figura 67.</b> Zonas de formaciones y profundidades creadas para el paquete LPF que describe las capas de acuíferos y acuitados en el modelo MODFLOW del acuífero Tarija.	178
<b>Figura 68.</b> Puntos claves en los tramos donde se estimó el ancho del río usando GoogleEarth. Ejemplo de diciembre de 2007.	179
<b>Figura 69.</b> Afluentes y efluentes de agua subterránea (millones m <sup>3</sup> /año) del acuífero Purapurani en la cuenca de Río Katari.	181
<b>Figura 70.</b> Almacenamiento del acuífero Purapurani durante el periodo del modelo (mil millones m <sup>3</sup> ).	182
<b>Figura 71.</b> Resultados de calibración del modelo MODFLOW transitorio del acuífero Tarija incluyendo observaciones piezométricas y estimaciones del nivel del río	183
<b>Figura 72.</b> Promedio mensual del flujo desde los ríos hacia el acuífero (millones m <sup>3</sup> /mes) Tarija en la cuenca Río Guadalquivir.	184
<b>Figura 73.</b> Total anual del flujo desde los ríos hacia el acuífero (millones m <sup>3</sup> /año) Tarija en la cuenca Río Guadalquivir.	184
<b>Figura 74.</b> Carga hidráulica en cada celda MODFLOW (msnm) en la capa 2 al final del periodo del modelo.	185
<b>Figura 75.</b> Progresión valores SPI a 3 meses calculados con precipitación en rejilla del estudio para zonas hidrográficas principales en Bolivia y caracterización de eventos sequía del 1982/83, desaparición del nevado Chacaltaya y sequía del 2016/17	191
<b>Figura 76.</b> Cambio en la precipitación para valores significativos mayores al 10% de valor y temperatura mayor a 0.5 °C entre los periodos 1980/99 – 2000/20	193
<b>Figura 75.</b> Cambios en caudales por tiempo de persistencia en regiones con disminución mayor al 10% en la condición de 75% de persistencia (1980/99 – 2000/20)	198

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Distribución de Superficie por región hidrográfica	24	<b>Tabla 18.</b> Comparación de las métricas obtenidas en el Balance Hídrico (2018) y actuales.	113
<b>Tabla 2.</b> Resumen de tests realizados para los registros de precipitación y temperatura	34	<b>Tabla 19.</b> Desempeño del modelo hidrológico en las estaciones de la macrocuena del Amazonas	115
<b>Tabla 3.</b> Grupos de regiones para el proceso de relleno de datos	39	<b>Tabla 20.</b> Comparación de las métricas obtenidas en el Balance Hídrico (2018) y actuales	119
<b>Tabla 4.</b> Metada de productos globales de suelo	66	<b>Tabla 21.</b> Características de estaciones con bajo desempeño	122
<b>Tabla 5.</b> Códigos de tipos de suelo	67	<b>Tabla 22.</b> Desempeño del modelo hidrológico en las cuencas del Plata	123
<b>Tabla 6.</b> Especificaciones técnicas de la capa de cobertura vegetal	72	<b>Tabla 23.</b> Comparación de las métricas actuales y las obtenidas en el anterior Balance Hídrico de Bolivia (2018)	127
<b>Tabla 7.</b> Códigos de tipos de cobertura	72	<b>Tabla 24.</b> Resultados de componentes del balance hídrico por Unidades Hidrográficas de Información (UHI)	134
<b>Tabla 8.</b> Listas comparativas mostrando número, nombre y áreas de las diferentes características biofísicas contenidas en una subcuena aleatoria. Datos asignados en el modelo WEAP (der.) - Datos calculados en entorno SIG (izq.).	77	<b>Tabla 25.</b> Balance hídrico anual de las unidades hidrográficas en la Macrocuena Endorreica.	143
<b>Tabla 9.</b> Cuadro comparativo de los balances hídricos en Bolivia 1992, 2012, 2018	84	<b>Tabla 26.</b> Balance hídrico mensual en la Macrocuena Endorreica.	145
<b>Tabla 10.</b> Tipos de Unidades de planificación definidas en el PPRH 2021-2025	85	<b>Tabla 27.</b> Balance hídrico anual de las UHI correspondientes a la Macrocuena del Amazonas	148
<b>Tabla 11.</b> Valores de la capacidad de retención de humedad (CRH) con relación a la pedregosidad y la textura	99	<b>Tabla 28.</b> Balance hídrico mensual en la Macrocuena del Amazonas	150
<b>Tabla 12.</b> Profundidad máxima de raíces por tipo de utilización definido para la evaluación de la tierra a escala 1:250.000 y aplicado por el Proyecto ZONISIG	100	<b>Tabla 29.</b> Balance hídrico anual en Unidades Hidrográficas de Información de la Macrocuena del Plata	153
<b>Tabla 13.</b> Profundidad máxima de raíces por tipo de utilización definido para el balance hídrico de Bolivia	100	<b>Tabla 30.</b> Balance Hídrico mensual en la Macrocuena de Plata	154
<b>Tabla 14.</b> Criterios fisiográficos para la parametrización del RRF	102	<b>Tabla 31.</b> Unidades Hidrográficas con presencia de acuíferos productivos locales	162
<b>Tabla 15.</b> Estimaciones de Ks para diferentes clases texturales	103	<b>Tabla 32.</b> Características de las formaciones geológicas del modelo MODFLOW.	180
<b>Tabla 16.</b> Medidas de Bondad de Ajuste estimadas a través de WEAP	104	<b>Tabla 33.</b> Valores finales para los coeficientes calibrados de las formaciones hidrogeológicas.	182
<b>Tabla 17.</b> Desempeño del modelo hidrológico en las estaciones de la Macrocuena Endorreica.	106		

# LISTA DE ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES

<b>ALT</b>	Autoridad Binacional del Lago	<b>ETP</b>	Evapotranspiración Potencial
<b>ANA</b>	Agencia Nacional de Aguas	<b>ETR</b>	Evapotranspiración Real
<b>AVHRR</b>	Advanced Very High Resolution Radiometer	<b>ETref</b>	Evapotranspiración Referencial
<b>BHB</b>	Balance Hídrico de Bolivia	<b>FAO</b>	Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación
<b>BHSB</b>	Balance Hídrico Superficial de Bolivia	<b>GMET</b>	Gridded Meteorological Ensemble Tool (método de regresión logística ponderada y generación de ensamblajes probabilísticos)
<b>BIAS</b>	Sesgo Relativo	<b>HWSD</b>	Harmonized World Soil Database
<b>C3S</b>	Servicio de Cambio Climático de Copernicus	<b>HydroSHEDS</b>	Hydrological data and maps based on Shuttle Elevation Derivatives
<b>CA</b>	Análisis de Clusters	<b>Ia</b>	Índice de Aridez
<b>CDF</b>	Cumulative Distribution Function	<b>IDW</b>	Método Ponderación de la Distancia Inversa
<b>Ce</b>	Coeficiente de Escorrentía	<b>IHH/UMSA</b>	Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés
<b>Cesp</b>	Caudal Específico	<b>INCYTH</b>	Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas – Argentina
<b>CHIRPS</b>	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station	<b>Kc</b>	Coeficiente de Cultivo
<b>COBUSO</b>	Mapa de Cobertura y Uso Actual de la Tierra	<b>Kd</b>	Conductividad profunda
<b>CONAPHI</b>	Comité Nacional para el Programa Hidrológico Internacional – Bolivia	<b>Ks</b>	Conductividad de la zona raíz
<b>COSAALT</b>	Cooperativa de Servicio de Agua y Alcantarillado	<b>LC</b>	Cobertura de Suelo (Land Cover)
<b>CRH</b>	Capacidad de Retención de Humedad	<b>LCCS</b>	Sistema de Clasificación de la Cubierta Terrestre
<b>DEFM</b>	Diciembre, Enero, Febrero, Marzo	<b>LH/UMSS</b>	Laboratorio de Hidráulica de la Universidad Mayor de San Simón
<b>DGA</b>	Dirección General de Aguas - Chile	<b>MDSP</b>	Ministerio de Desarrollo Sostenible y Producción
<b>DMH</b>	Dirección de Meteorología e Hidrología - Paraguay	<b>MDT</b>	Modelo de Terreno Digital
<b>DNAEE</b>	Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica – Brasil	<b>MERIS</b>	Espectrómetro de Imágenes de Media Resolución
<b>DWC</b>	Capacidad de aguas profundas	<b>MJJA</b>	Mayo, Junio, Julio, Agosto
<b>ESA</b>	European Space Agency		
<b>ETc</b>	Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar		

<b>MMAyA</b>	Ministerio de Medio Ambiente y Agua	<b>SM</b>	Método de Steurer (Humedad del Suelo)
<b>NSE</b>	Eficiencia Nash-Sutcliffe	<b>SMN</b>	Servicio Meteorológico Nacional – Argentina
<b>ODS</b>	Objetivos de Desarrollo Sostenible	<b>SON</b>	Septiembre, Octubre, Noviembre
<b>ORSTOM</b>	Instituto Frances de Investigación Científica para el desarrollo en cooperación	<b>SPI</b>	Índice de Precipitación Normalizado
<b>PCA</b>	Análisis de Componentes Principales	<b>SPOT – VGT</b>	Satellite Pour l'Observation de la Terre
<b>PCGA</b>	Outliers gamma	<b>SPPC</b>	Outliers espaciales
<b>PCP</b>	Precipitación	<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission
<b>PCUP</b>	Outliers por meses	<b>SUCU</b>	Precipitación acumulada
<b>PFD</b>	Dirección de flujo preferencial	<b>SWC</b>	Capacidad de agua de la zona raíz
<b>PHI/UNESCO</b>	Programa Hidrológico Internacional	<b>SWC</b>	Capacidad de Agua en el Suelo
<b>PHICAB</b>	Programa Hidrológico y Climatológico de Bolivia	<b>Sy</b>	Coeficiente de almacenamiento
<b>PPRH</b>	Plan Plurinacional de Recursos Hídricos	<b>TDPS</b>	Sistema Titicaca-Desaguadero-Poopó-Salar de Coipasa
<b>PRONAREC</b>	Programa Nacional de Riego con Enfoque de Cuenca	<b>UH's</b>	Unidades Hidrográficas
<b>Q</b>	Escurrimiento	<b>UHG</b>	Unidades Hidrográficas de Gestión
<b>Qaa</b>	Acuífero Aluvial	<b>UHGT</b>	Unidades Hidrográficas de Gestión Transfronteriza
<b>Qcb</b>	Acuífero paleo-lacustre	<b>UHI</b>	Unidades Hidrográficas de Información
<b>Qfg</b>	Acuífero fluvio-glacial	<b>UHO</b>	Unidades Hidrográficas Operativas
<b>RI</b>	Rango Intercuartílico	<b>UNLCCS</b>	United Nations Land Cover Classification Scheme
<b>RMSE</b>	Raíz del Error Cuadrático Medio	<b>USDA</b>	United States Department of Agriculture (pag. 46)
<b>RRF</b>	Factor de resistencia a la escorrentía	<b>USGS</b>	Servicio Geológico de EE. UU.
<b>SEI</b>	Instituto Ambiental de Estocolmo (Stockholm Environment Institute)	<b>VRHR</b>	Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego
<b>SENAMHI</b>	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología	<b>WWF</b>	World Wildlife Fund
<b>SIG</b>	Sistema de Información Geográfica		



## RESUMEN

El Estado Plurinacional de Bolivia reconoce que los recursos hídricos, en todos sus estados, son finitos, vulnerables y estratégicos. Estos recursos cumplen una función social, cultural y ambiental<sup>1</sup>. En este sentido, el Estado tiene la responsabilidad de desarrollar planes para el uso, conservación, manejo y aprovechamiento sustentable de las cuencas hidrográficas del territorio. Una pieza fundamental para cumplir esta responsabilidad es la cuantificación de los recursos hídricos. Esta cuantificación se realiza a través de la publicación del presente estudio de Balance Hídrico, documento que recopila información sobre su disponibilidad dentro el territorio boliviano.

El estudio de Balance Hídrico de Bolivia (BHB) brinda una descripción de las condiciones climáticas, hidrológicas e hidrogeológicas del territorio. El territorio nacional presenta condiciones climáticas altamente variadas en extensión y escala espacial, lo que hace complejo cubrir toda esta diversidad de condiciones. Por ello, el presente documento desarrolla un enfoque de reporte gradual, en función a la consolidación del monitoreo local, regional y nacional. Este enfoque permite caracterizar cada uno de los detalles del balance hídrico en el país y mejorar gradualmente la representación de todas las condiciones hidrológicas y climáticas en el territorio.

<sup>1</sup> Constitución Política del Estado, Capítulo 5, artículo 373, inciso I. Estado Plurinacional de Bolivia.

El presente reporte es un insumo para el sector de recursos hídricos en Bolivia liderado por el Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA) para todas las instituciones y actores locales, nacionales y regionales a nivel del continente que requieren contar con información sobre la distribución temporal y espacial de la **Precipitación** en la superficie, la correspondiente **Evapotranspiración** generada en el suelo y la vegetación, así como el consecuente **Escurecimiento** que alimenta a los diferentes cuerpos de agua como ríos, lagos, humedales, acuíferos entre otros presentes en el territorio nacional.

El estudio de actualización retoma los esfuerzos desarrollados en las últimas décadas para realizar un Balance Hídrico para el período de 1980 a 2020, con una resolución mensual y anual. El documento se estructura de la siguiente manera:



Capítulo

1

Capítulo 1: Presenta los antecedentes de estudios previos de balance hídrico en cuanto a alcance espacial, fuentes de información utilizadas y lineamientos generales para la actualización del balance hídrico.

Capítulo

2

Capítulo 2: Detalla la metodología aplicada en los diferentes pasos para la estimación del balance hídrico. Describe los procesos de recopilación, tratamiento y procesamiento de datos, así como su gestión antes, durante y después de la estimación de los componentes del balance, para la representación de la superficie y caracterización de propiedades hidrológicas.

Capítulo

3

Capítulo 3: Reporta el sistema de unidades hidrográficas utilizadas para estimar y reportar el balance hídrico; unidades enmarcadas en la actual planificación de recursos hídricos.

Capítulo

4

Capítulo 4: Presenta los detalles de la modelación hidrológica para la estimación del balance hídrico, describiendo la calibración a nivel de las tres macrocuencas: Endorreica, Amazonas y del Plata, que garantice la calidad de las estimaciones.

Capítulo

5

Capítulo 5: Describe los resultados poniendo énfasis en un panorama nacional y otro a nivel de las 51 unidades hidrográficas.

Capítulo

6

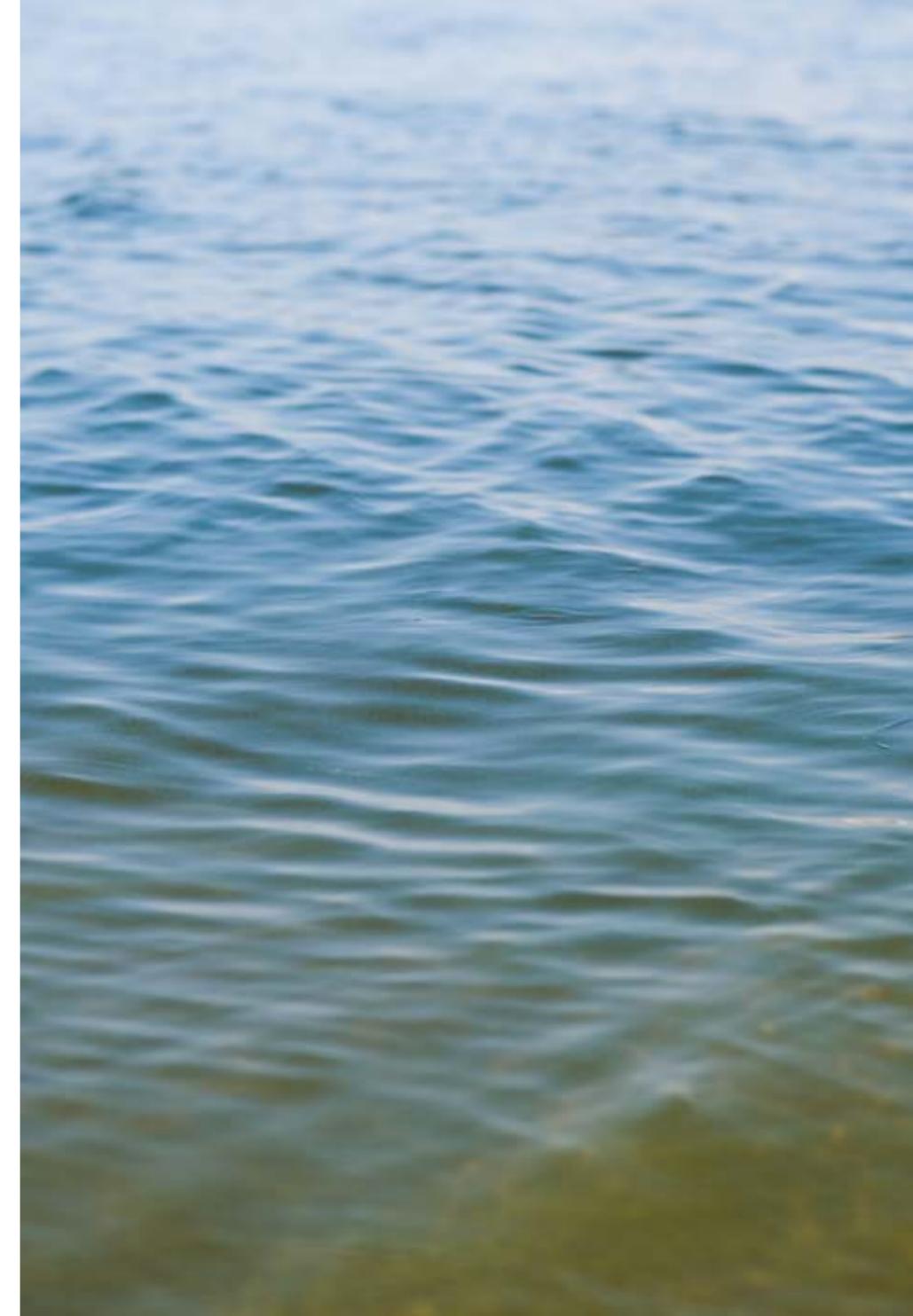
Capítulo 6: Presenta avances en dos casos piloto de modelación de acuíferos Purapurani y Tarija.

Capítulo

7y8

Capítulo 7 y 8: Proveen conclusiones sobre el manejo de información, implicaciones, limitaciones y recomendaciones para mejorar la caracterización del balance hídrico en el país, para brindar al lector y las instituciones responsables un listado de acciones que deben ser seguidas para generar condiciones para una futura actualización del presente reporte.

De esta manera, el documento estructura y sistematiza de forma completa el proceso y resultados de la actualización del Balance Hídrico para el periodo 1980 - 2020.



# INTRODUCCIÓN



INTRODUCCIÓN



# 1 INTRODUCCIÓN

La representación del balance hídrico a nivel nacional implica un desafío por la no coincidencia del límite hidrográfico de las diferentes zonas de aporte (cuencas) y el límite político del país. De forma oficial el continente sudamericano está constituido en el nivel 1 (método Pfafstetter<sup>2</sup> de 1989), por 10 unidades o regiones hidrográficas de las cuales, las regiones 0 (Región Endorreica), 4 (Región del Amazonas) y 8 (Región del Plata) del nivel 1 cuentan con superficie en territorio de Bolivia<sup>3</sup> (Figura 1).

La región hidrográfica del Amazonas (4) es la zona de aporte más grande del mundo, con una superficie de 6,14 millones de km<sup>2</sup>, se extiende por Brasil, Venezuela, Guyana, Colombia, Ecuador, Perú y Bolivia. Bolivia aporta territorialmente a la región con 720 792 km<sup>2</sup> lo que representa el 11,73% de la superficie total de esta región hidrográfica.

La región hidrográfica del Plata (8) es la segunda zona de aporte más grande, con una superficie de 4,14 millones de km<sup>2</sup>. Abarca territorios de Brasil, Paraguay, Uruguay, Argentina y Bolivia. Bolivia aporta territorialmente a la región con 225 492 km<sup>2</sup>, lo que representa el 5,45% de la superficie total de esta región hidrográfica.

2 Las unidades hidrográficas son consideradas áreas de drenaje limitadas por las líneas divisorias de aguas que se relacionan espacialmente a través de una codificación jerárquica.

3 Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego (VRHR), 2009. Delimitación y Codificación de unidades hidrográficas de Bolivia, metodología Pfafstetter. <https://datos.siarh.gob.bo/biblioteca/76>.

4 Lehner, B., Grill G. (2013). Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems. *Hydrological Processes*, 27(15): 2171–2186.

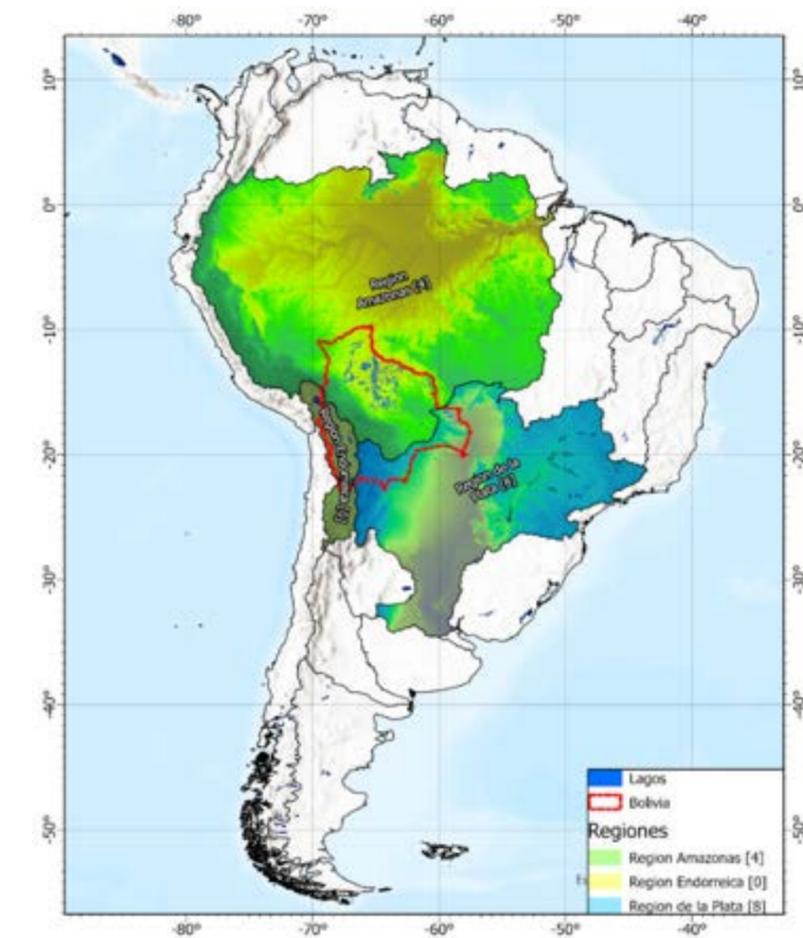


FIGURA 1. Bolivia en el contexto de las regiones hidrográficas nivel 1 en Sudamérica (Fuente: Elaborado en base a datos producidos en HydroBASINS<sup>4</sup>)

La región hidrográfica del Altiplano (Endorreica) se constituye de 326 032 km<sup>2</sup> de superficie. Se trata de un sistema cerrado cuyos puntos de acumulación son mayormente lagos y salares de la planicie continental formada por la cordillera de los Andes. Los dos cuerpos de agua más representativos de esta región son el lago Titicaca y el salar de Uyuni. Esta región está conformada por territorios de Perú, Chile, Argentina y Bolivia. Bolivia aporta territorialmente con 151 722 km<sup>2</sup>, lo que representa el 46,53% de esta región hidrográfica.

Si bien la superficie de aporte descrita previamente refleja la superficie oficial del territorio boliviano, esta no es equivalente al área de influencia hidrográfica que corresponde tomar en cuenta para el balance hídrico. Esto se debe a la presencia de las cuencas transfronterizas que son compartidas con los países vecinos. Estos recursos también deben ser cuantificados, pues son parte del inventario nacional de recursos que el Estado boliviano gestiona y monitorea.

En la Figura 2, se muestra la extensión total considerada para el estudio de balance hídrico, que asciende a los 1.757.080 km<sup>2</sup> en superficie. Esta extensión corresponde a las tres macrorregiones descritas en la Figura 1, más la zona alta de la cuenca del río Acre, frontera entre Brasil y Bolivia, en la ciudad de Brasileia/Cobija. Esta superficie total ha sido definida para el estudio y considera las siguientes prerrogativas:

- La región oriental del país colindante con la República Federativa de Brasil tiene como límite internacional a los cursos de aguas principales de la Amazonia en este nivel (Iténez, Madeira, Abuna), por ello el inventario debe considerar el área de aporte completo que genera el caudal en los cuerpos de agua que constituyen la frontera y son reportados tanto por Brasil como por Bolivia (Figura 2, en acercamiento de imagen en el marco superior izquierdo y solapamiento del límite internacio-

nal en rojo y los cursos de agua en azul oscuro en el mapa en la Amazonia Boliviana).

- La región noroccidental de Madre de Dios e Inambari compartida con la República de Perú también es considerada, en este caso, el territorio en jurisdicción de Perú es parte alta de la cuenca del río Madre de Dios en jurisdicción boliviana, por ello el inventario también considera el aporte por ser un curso de agua compartido entre ambos Estados (Figura 2, en la zona norte de Madre de Dios la línea roja delimita además de la línea fronteriza la división entre la zona alta y baja en Perú y Bolivia respectivamente de la cuenca del río Madre de Dios).
- La región endorreica, en su porción norte, es compartida entre Perú y Bolivia. En este caso, el sistema involucrado es la zona de confluencia y aporte al lago Titicaca, que se encuentra en su mayor parte en Perú, con la fracción oriental en Bolivia. También se incluye la zona alta de la cuenca del río Mauri, en Perú y Chile, y la zona baja de la cuenca, en Bolivia. Contiguo hacia el sur, se encuentra la cuenca del río Lauca, con la zona alta en Chile y la zona baja en Bolivia.

Finalmente, la región sur del departamento de Potosí cuenta con un conjunto de microsistemas endorreicos, en los que las depresiones más relevantes son los salares de Coipasa y Uyuni. A estos salares converge la mayor proporción de ríos y cuencas. Sin embargo, también se resaltan otros cuerpos de agua en la zona limítrofe con Chile, que constituyen zonas de aporte compartido. En estos casos, las zonas altas y bajas cambian en ambas jurisdicciones. En el caso de zonas muy llanas, donde la topografía requiere de un ajuste local, se ha procedido a mantener el límite nacional, como se muestra en la Figura 2.

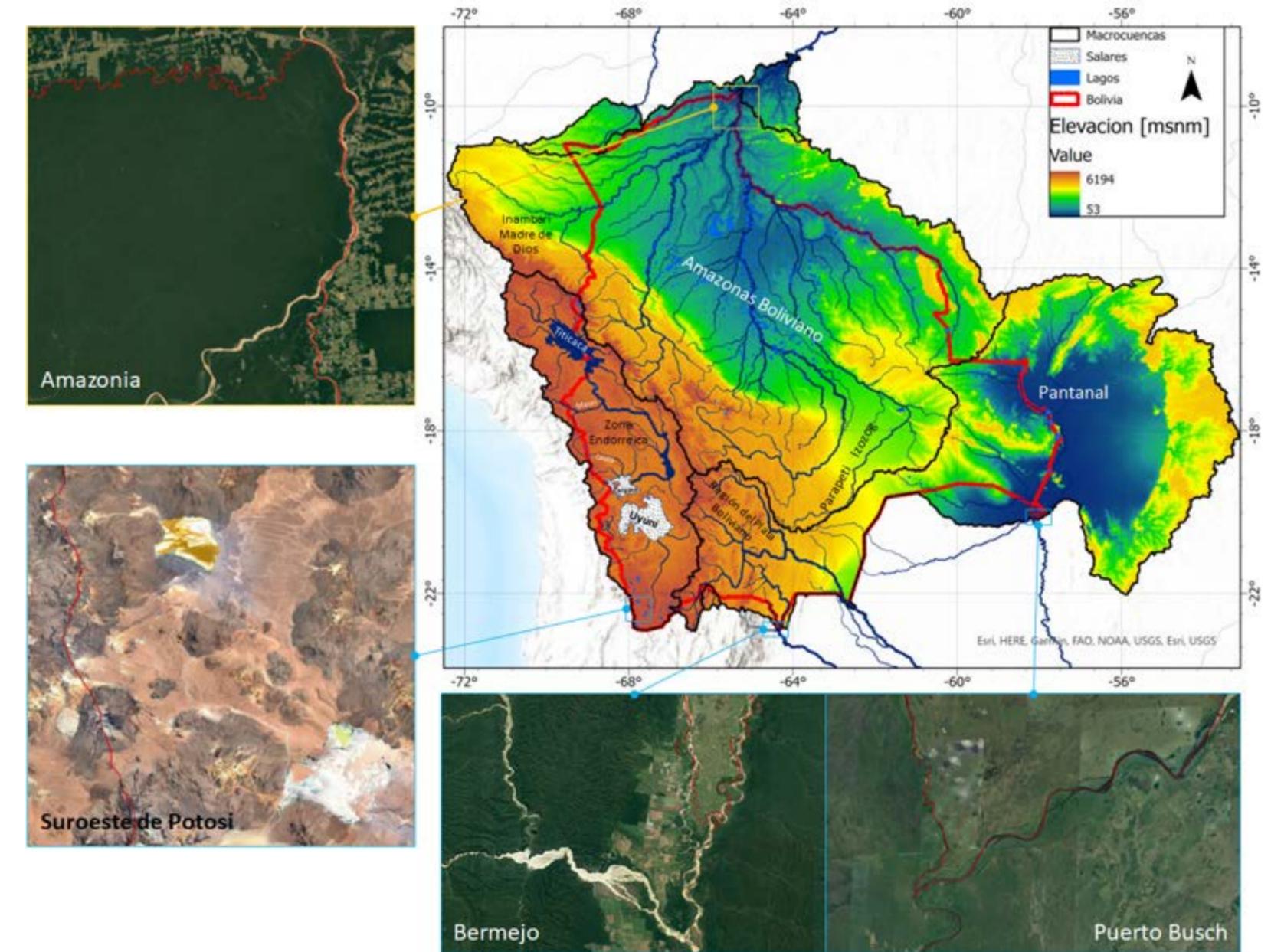


FIGURA 2. Macro cuencas y zona de influencia considerada para el Balance Hídrico (Fuente: Elaboración propia, en base al Database de HydroBASINS)

La región hídrica del Plata en el caso del río Bermejo, al igual que en el caso de la Amazonia, se constituye en el límite internacional y por ello se ha considerado cuencas de aporte tanto en Argentina como en Bolivia. La cabecera del río Pilcomayo se encuentra en Bolivia y descarga sus aguas al sur de Argentina, esta zona ha sido considerada en el estudio (Figura 2, la imagen de acercamiento para la confluencia del río Bermejo y Grande de Tarija).

Finalmente, la región hídrica en el oriente ha sido extendida para cubrir con la zona de aporte del Alto Paraguay cuyo cuerpo de agua más representativo es el Pantanal entre Bolivia y Brasil. Al igual que en el caso de la Amazonia, esta región cuenta con ríos que conforman la línea fronteriza; el más representativo en magnitud es el río Paraguay, para la zona de Puerto Busch, Laguna Cáceres entre Corumba (Brasil) y Puerto Suarez (Bolivia), todos ellos cuerpos y ríos compartidos que cuentan con el área de aporte binacional mostrado en la Figura 2.

**TABLA 1. Distribución de Superficie por región hidrográfica**

(Fuente: Elaborado en base a datos de la guía de delimitación y codificación de unidades hidrográficas de Bolivia, 2009, e HydroBASINS)

Región Hidrográfica	Área hidrológica (km <sup>2</sup> )	Área en Bolivia (Km <sup>2</sup> )	Porcentaje (%)
Región Endorreica (0)	214.878	151.722	13,81
Región Amazonas (4)	959.428	720.792	65,61
Región del Plata (8)	582.771	225.492	20,53
<b>Total</b>	<b>1.757.078</b>	<b>1.098.581</b>	<b>100%</b>

Los aspectos de superficie previamente descritos son estratégicos y necesarios para establecer el alcance geográfico que tiene el estudio, el proceso de recopilación de datos en ese sentido no solo considera información para el ámbito territorial boliviano para los 1,1 millones de km<sup>2</sup>, sino que se extiende a los 1,76 millones de km<sup>2</sup> del área hidrológica, en aspectos de cuantificación y evaluación hidrológica, sin embargo el reporte se limitará a los resultados temáticos a nivel de la superficie nacional (Tabla 1), considerando que la jurisdicción correspondiente en el caso de las regiones en los países vecinos cuentan con reportes oficiales propios.

En los estudios precedentes sobre balance hídrico a nivel nacional, se utilizaron varias herramientas y procesos metodológicos que ayudan a encarar la estimación considerando desafíos en disponibilidad de datos, pertinencia del reporte a nivel temporal y espacial, así como certidumbre sobre los reportes para cada una de las regiones del país. A continuación, se presenta a realizar una descripción breve de los dos estudios de referencia que han sido considerados para el desarrollo del presente documento, el primero es la versión de 1992 producida en el marco de los acuerdos establecidos entre el Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM), el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés (IHH/UMSA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia, utilizándose datos para el periodo 1968 – 1982. INYPSA en 2012 realiza el segundo Balance Hídrico Superficial de Bolivia para el periodo 1998/99 – 2010/11. Durante la gestión 2016 se realiza el tercer estudio de actualización del Balance Hídrico Superficial para el periodo 1980 – 2016, a cargo del Instituto Ambiental de Estocolmo (Stockholm Environment Institute, SEI) éstos dos últimos bajo el liderazgo del Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA).

## 1.1. Estudio bajo el PHICAB/PHI/UNESCO de 1992

Se considera el primer reporte formal del balance hídrico en Bolivia. El estudio fue realizado en el marco de los acuerdos establecidos entre el Instituto Francés de Investigación Científica para el desarrollo en cooperación (ORSTOM), el Instituto de hidráulica e hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés (IHH/UMSA), y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia, esto en el contexto del Programa Hidrológico y Climatológico de Bolivia (PHICAB), como parte del Programa Hidrológico Internacional (PHI/UNESCO) el cual promovía la ejecución de estudios de balances hídricos en América del Sur, por intermedio del Comité Nacional para el PHI (CONAPHI-Bolivia).

Un aspecto importante de este estudio es la armonización metodológica que brindó el PHICAB a nivel del continente. La metodología proviene de las guías desarrolladas por el programa y fueron ejecutadas en todos los países en los cuales se intervino. En el caso boliviano, se utilizó un período de datos entre 1968 y 1982. La metodología desarrollada en el estudio de 1992 pasa por una evaluación sistemática de los términos del balance hídrico. Esta evaluación se realiza a través de procesos de especialización o regionalización hidrológicas, que permiten calcular promedios espaciales sobre un período determinado<sup>5</sup>.

Este proceso se desarrolla para un reporte anual de los componentes del balance hídrico. La descripción de la estimación implica procesos cartográficos de solapado de los resultados y conformación de mapas temáticos. En el caso de la precipitación, se utilizan isoyetas anuales. Las isolíneas de evapotranspiración se ajustan a través de varios

métodos alternativos, y se comparan con información de estaciones a nivel de evaporímetros. Finalmente, el escurrimiento y los caudales se cuantifican a través de procesos de balance aritmético. En este proceso, se identificaron regiones que presentan influencias adicionales al balance superficial.

Para la estimación del componente de precipitación (PCP), se conformaron cartas de isoyetas a escala 1:5.000.000 producidos con observaciones pluviométricas de 550 estaciones de las redes de monitoreo de SENAMHI, en el caso de zonas las regiones transfronterizas se facilitaron datos desde el Departamento Nacional de Aguas y Energía Eléctrica (DNAEE) de Brasil, Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas (INCYTH) de Argentina, Dirección General de Aguas (DGA) de Chile y los Servicios Nacionales de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Paraguay y Perú. Algunos aspectos importantes están relacionados con las gradientes espaciales de precipitación, acentuados en los Andes, las cuales han sido estimadas tomando en cuenta la morfología de cartas orográficas, cobertura vegetal y el “conocimiento en terreno de los autores del estudio”. Esto es muy importante, sobre todo para poder representar los altos valores pluviométricos en el fondo de valles de diferentes regiones húmedas del país, esto ha sido realizado para representar estos epicentros los cuales no son fácilmente reproducibles a causa de la insuficiente densidad de pluviómetros.

La evapotranspiración (ETR) es un proceso complejo de estimar, por lo que se han utilizado métodos simples debido a la carencia de datos. Sin embargo, estos métodos tienen un mayor rango de incertidumbre, lo que requiere de un mayor esfuerzo en las veri-

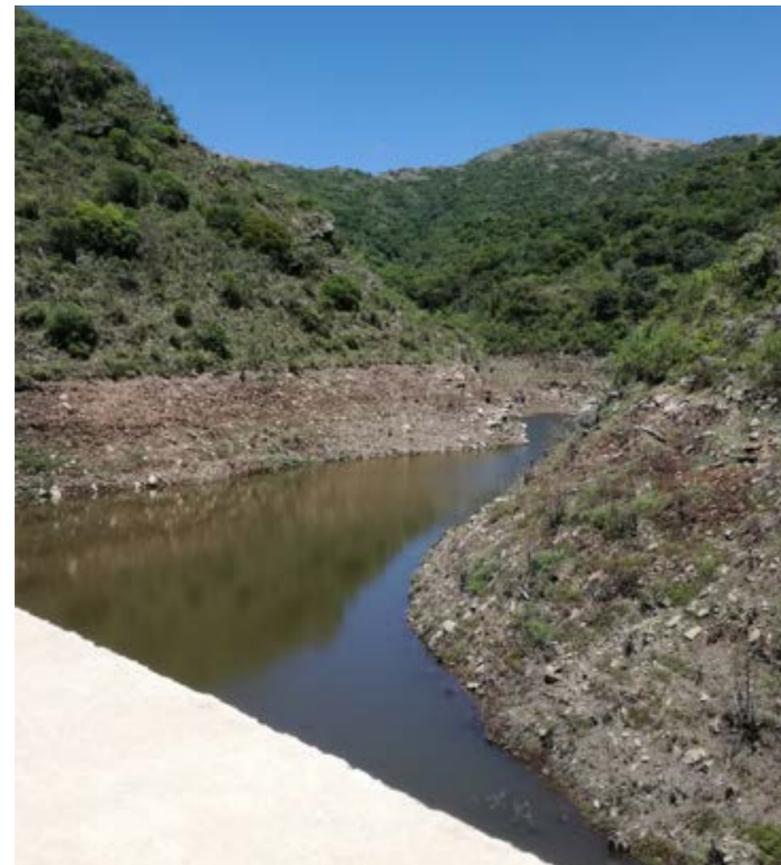
<sup>5</sup> ROCHE, M.A. et al. 1992 Balance Hídrico Superficial de Bolivia. Publicación PHICAB, La Paz, 28 p.

ficaciones y comparaciones para identificar variaciones sobre las medias estimadas.

En la cuenca del río Iténez, se compararon valores estimados con el método de Turc y Thornthwaite para 16 estaciones climatológicas. En la cuenca del río Pilcomayo, la estimación se realizó sobre 9 estaciones mediante el método de Thornthwaite. De igual forma, se utilizaron 7 estaciones situadas en los alrededores del lago Titicaca utilizando la fórmula de Avellán. En el caso de la cuenca del río Grande, se estimaron valores usando el método de Thornthwaite y Penman en base a 6 estaciones. Los resultados obtenidos con el método de Turc se observaron fuera de los rangos estimados con los dos métodos previamente descritos para esta región. Sobre 26 cuencas, el promedio de desviación de la evapotranspiración real estimada con fórmulas varía entre -8% y 7% en comparación con las estimadas mediante el balance generado usando PCP y datos de escurrimiento (Q).

Los datos de caudal son siempre los más escasos en el caso de Bolivia, el estudio de 1992 aprovechó las principales estaciones, con observaciones por un periodo de 15 años para consolidar la información necesaria en el periodo de tiempo del estudio (ej. Angosto del Bala sobre el río Beni, Abapó sobre río Grande y Guayamerín sobre el río Mamoré). Estos datos fueron complementados con procedimientos de relleno efectuados a partir de la correlación entre cuencas de igual régimen hidrológico o por correlación con la precipitación media sobre cuenca o grupo de estaciones. Este componente del balance tiene una comparativa homóloga a lo que se tenía descrito para la ETR. De igual forma, omitiendo los 3 valores extremos (negativos y positivos) la diferencia entre los caudales obtenidos producto de la estimación del balance y las observaciones, están en un rango entre el -17% y el +36%.

Las características previamente descritas son altamente relevantes para realizar comparativas en términos de cambios en las diferencias reportadas en los componentes del balance de forma general, esto permite monitorear la progresiva mejora en el reporte del balance nacional. En las secciones de reporte se hace mayor énfasis en las comparativas, así como la información en detalle que apoya y guía los resultados obtenidos en el presente balance hídrico.



## 1.2. Estudio bajo el PRONAREC/MMAyA en 2018

El estudio fue realizado en el contexto del avance del MMAyA en la generación y difusión de herramientas de planificación para el sector de recursos hídricos en el país, a través del Programa Nacional de Riego con Enfoque de Cuenca (PRONAREC), en colaboración con el Instituto Ambiental de Estocolmo (SEI), el SENAMHI, el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés (IHH/UMSA), Laboratorio de Hidráulica de la Universidad Mayor de San Simón (LH/UMSS) y un entorno de intercambio de criterios técnicos con instituciones nacionales expertas.

En general, el mayor desafío del balance hídrico es lograr la correcta representación de sus componentes a nivel espacial y temporal, dada la escasez de información de calidad que utilizan los estudios. Por ello, el estudio de 2018 producido por el MMAyA hace énfasis en el avance metodológico disponible en la actualidad para reportar a un nivel más detallado, considerando las redes de monitoreo en los ríos más importantes, esto a través de modelación hidrológica semi distribuida en espacios de tiempo menores al anual, en este caso mensual.

El estudio considera un periodo de recopilación y análisis de datos entre 1980 a 2016, y hace uso de un modelo de conversión Lluvia/ Escorrentía denominado método de humedad de suelo<sup>6</sup>, el cual es acoplado con el método de Penman-Monteith para la estimación de la evapotranspiración de referencia<sup>7</sup>. Lo anterior permite el cálculo de los componentes del balance hidrológico en las cuencas

del sistema hídrico nacional a nivel mensual, lo cual implica 432 reportes de balance hidrológico producidos entre enero de 1980 y agosto de 2016. Para ello, un importante aspecto a describir es el estado y tendencia del monitoreo climático a nivel nacional.

En el caso de la precipitación (PCP), se consolidó un producto espacial en cuadrícula regular de aproximadamente 5 x 5 km<sup>2</sup> de resolución mediante un método de regresión logística ponderada y generación de ensambles probabilísticos GMET (Gridded Meteorological Ensemble Tool)<sup>8</sup>. Para ello, se utilizaron 387 estaciones pluviométricas con observaciones depuradas y completadas (300 en Bolivia, 25 en Perú, 29 en Brasil, 22 en Chile, 5 en Paraguay y 6 en Argentina), así como datos complementarios provenientes de la base de datos Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS)<sup>9</sup> para la región de Madre de Dios, debido a la ausencia de estaciones.

Este proceso, a diferencia del método utilizado en el estudio de 1992, es analítico, secuencial y automatizado. Esto permite ajustes en los parámetros que guían la regresión, lo que facilita la generación de un patrón espacial anual similar al obtenido en los mapas de isoyetas del estudio de 1992. Sin embargo, los gradientes de precipitación acentuados en la zona de Alto Beni no han podido representarse con precisión, debido a la insuficiencia de monitoreo para el periodo del estudio (1980/2016).

6 Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., Huber-Lee, A., & WEAP21, A. (2005). A demand, priority, and preference driven water planning model: Part 1, model characteristics. *Water Int*, 30(4), 487-500.

7 Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao*, Rome, 300(9), D05109.

8 Newman, A. J., Clark, M. P., Craig, J., Nijssen, B., Wood, A., Gutmann, E., ... & Ar-nold, J. R. (2015). Gridded ensemble precipitation and temperature estimates for the contiguous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 16(6), 2481-2500.

9 Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... & Mi-chaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, 2(1), 1-21.

Bajo esta consideración el método de interpolación descrito previamente cuenta con la característica de representar el grado de certidumbre que implica el proceso de convertir datos puntuales a espaciales, a través del reporte de desviación estándar de conjunto de ensambles que generaron el valor utilizado (media) en la base de datos final del análisis de la precipitación en el territorio nacional, siendo los valores del rango más relevantes los obtenidos en la cuenca del río Madre de Dios de +/-5,33% y la región oriental colindante con el Pantanal denominada Chiquitanía (cabecera del río Mamoré y Chaco) con un valor de +/- 10,77%. El sesgo producto de la comparación entre estaciones no utilizadas y la interpolación ha sido detectada en las cuencas de Rurrenabaque, El Sena y Puerto Villaroel, para las cuales se han requerido factores de corrección para el cierre del balance hidrológico que van desde un incremento del 20% al 40% del valor reportado en la cuadrícula de datos.

Bajo el procedimiento de cálculo utilizado, se estimó la evapotranspiración de referencia (ET<sub>ref</sub>) a través del método de Penman-Monteith. Para ello, se procesaron y recopilamos datos de variables climáticas como temperatura máxima (123 estaciones en Bolivia, 15 en Perú), temperatura mínima (117 estaciones en Bolivia, 14 en Perú), horas de sol (36 estaciones en Bolivia), velocidad de viento (143 estaciones en Bolivia), además de una serie de puntos de comparación en rango y patrón, similar al procedimiento desarrollado en el estudio de 1992 (187 evaporímetros en el país, con al menos 30 % de datos entre 1980 y 2016, y con datos que pasan análisis de consistencia de series de tiempo, solamente 6 estaciones para todo el territorio).

Es importante destacar que no se realizaron estimaciones adicionales para la verificación de los valores reportados, como en el caso del estudio de 1992. Sin embargo, se verificaron las aplicaciones del

valor calculado del ET<sub>ref</sub> en el cierre del balance entre precipitación (PCP), evapotranspiración real (ETR) y escorrentía (Q), de forma que las proporciones P/Q a través de coeficientes de escorrentía sean similares a las reportadas en el estudio de referencia de 1992.

El caudal se estimó para 95 unidades hidrológicas que representan todo el sistema hidrológico nacional. Se realizaron calibraciones y validaciones en 77 puntos de control hidrométrico, ubicados en el Altiplano (19), la Amazonía (32), la cuenca del río Pilcomayo (15) y la cuenca del río Bermejo (11).

En el Altiplano, las diferencias entre simulación y observación variaron entre -30 % de BIAS y +/- 5,86 m<sup>3</sup>/s de error medio absoluto. Los resultados más altos se observaron en Escoma, mientras que los más bajos se observaron en la región de Frontera Perú/Bolivia en la cuenca del río Mauri.

En la región del Plata, en la cuenca del río Pilcomayo, se reportaron zonas con diferencias máximas de hasta 400 % en Salto León y mínimas de 0,5 % de BIAS y +/- 5,21 m<sup>3</sup>/s de error medio absoluto en Palca Grande.

En la región de Bermejo, se reportaron zonas con diferencias máximas de -61 % de BIAS y +/- 8,4 m<sup>3</sup>/s de error medio absoluto en Tolomosa, y mínimas de -16,8 % de BIAS y +/- 32,2 m<sup>3</sup>/s de error medio absoluto en San Telmo.

En la región del Amazonas se reportó una variedad de ajustes, el mínimo se registró en la región de Santa Rosa del Chapare con un BIAS de 2,2% y +/- 368 m<sup>3</sup>/s de error medio absoluto, mientras que la máxima diferencia en ajuste se dio en la zona de Puente Eisenhower en la región del río Piraí con un BIAS de 88% y +/- 20 m<sup>3</sup>/s,

estos valores han sido ajustados de forma gradual adecuando la representación de los hidrogramas a través de la simulación de las llanuras de inundación de la zona entre Beni y Santa Cruz.

El reporte tiene un enfoque de generación de información temática actualizada como primer objetivo, sin embargo, también se enfatiza

### 1.3. Lineamientos para la actualización

En el contexto de los estudios descritos previamente, y considerando el ámbito geográfico espacial descrito al inicio del capítulo, se procede a plantear el enfoque de la presente actualización del estudio de balance hidrológico para el país:

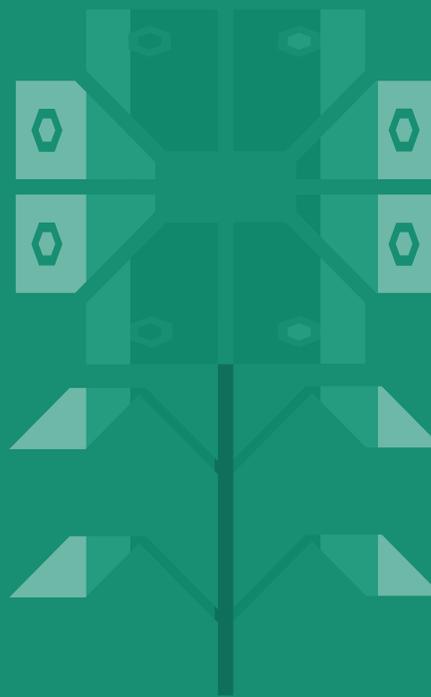
- ▶ El primer criterio, considera la actualización de la data climática de las dos variables de entrada al balance hidrológico (Precipitación y Evapotranspiración de Referencia), para el periodo 1980 – 2020, consolidando un registro histórico del estudio de 40 años continuos de información a nivel espacial en una resolución mínima de la reportada en el estudio de 2018 de 5 x 5 km<sup>2</sup> (0,05° geográficos).
- ▶ El segundo criterio, considera la actualización de la resolución hidrográfica, la cual ha sido ajustada a las unidades hidrográficas en promedio de 12 000 km<sup>2</sup>, mejorando la resolución a unidades de superficie media de 6 330 km<sup>2</sup>, en coordinación con la clasificación estratégica de unidades de gestión de cuenca manejadas por el Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego (VRHR).

en herramientas, las más representativas son: 1) la cuadrícula de datos de clima producida por GMET, y 2) las esquemáticas de las macro cuencas con la geo-data generada en el estudio, ambas susceptibles de actualización.

- ▶ El tercer criterio, considera la actualización de la información de representación del suelo y uso de la tierra, para la mejora de la representación de características hidrológicas en la resolución hidrográfica descrita previamente, la fuente de información se mantendrá predominantemente como base de datos a nivel global dada la complejidad de homogenizar bases de datos locales por el contexto transfronterizo del estudio.
- ▶ El cuarto criterio, considera el inicio del acoplamiento del componente subterráneo del balance hídrico, para el cual se trabaja en dos niveles: 1) Nivel Nacional, bajo enfoque conceptual y la representación de cuerpos de agua subterránea con influencia regional predominante y 2) Nivel Local, bajo enfoque de área piloto, a través del desarrollo y asimilación de modelos de acuíferos detallados en zonas estratégicas que hacen uso mayoritario de este componente del balance hídrico.

En el siguiente capítulo se procede a describir el procedimiento metodológico utilizado para el desarrollo de la presente actualización del estudio de balance hídrico nacional de Bolivia, en su versión 2023.

# METODOLOGÍA





# 2

METODOLOGÍA



# 2

## METODOLOGÍA

La estimación del balance hídrico es esencial para comprender y gestionar de manera integral los recursos hídricos. El proceso se basa en la ecuación de continuidad, la ley más importante de la hidrología. Para ello, se analizan y caracterizan variables hidrometeorológicas provenientes de la red de estaciones del SENAMHI Bolivia, y de otras instituciones meteorológicas de países vecinos, en un contexto espacial y temporal.

Para ello, se cuantifican y suman los flujos de entrada y salida de agua en las diferentes cuencas hidrológicas del país, para obtener la variación del volumen de agua en el período 1980 – 2020. Este proceso se realiza mediante la aplicación de modelos hidrológicos gestionado en la herramienta Water Evaluation and Planning System (WEAP), una metodología consistente con las directrices internacionales. En este sentido, en los siguientes puntos se desarrollan de manera específica todo el proceso realizado para estimar la disponibilidad de agua en las diferentes unidades hidrográficas a nivel nacional.

## 2.1. Climatología

### 2.1.1. Control de calidad de información

En este punto se describe la depuración de los datos climáticos, la evaluación de la consistencia de las series, así como el proceso de relleno de información ausente, considerando el estado de recolección y monitoreo de los datos en Bolivia.

El tratamiento de los datos climáticos se realiza en dos etapas. En la primera etapa, se analiza visualmente las series temporales para identificar anomalías. Las anomalías pueden ser valores atípicos, cambios bruscos en la tendencia o discontinuidades.

- ▶ Truncamiento de registros, que pueden clasificarse en función al tipo de truncamiento ya sea inexistente (0), moderado (1), parcial (2) o completo (3).
- ▶ Truncamiento por acumulación alrededor de un valor específico (se identifica el valor de forma visual)
- ▶ Truncamiento único (0) o múltiple (1)
- ▶ Identificación de huecos (gaps), debido a la obsolescencia del equipo y la imposibilidad del registro en un rango de valores específicos (se identifica el valor de forma visual en el registro)
- ▶ Identificación de gaps, mediante la clasificación de tipo según inexistencia (0), ligero (1), parcial (2), y completa (3).

- ▶ Otros problemas en los registros, como la variabilidad en la frecuencia de las observaciones, el cual también puede clasificarse en, sin variabilidad (0), variabilidad leve (1), variabilidad moderada (2), y variabilidad fuerte (3).

- ▶ Otros problemas relacionados con la variabilidad estacional, bajo clasificación según homogeneidad inexistente (0), baja (1), moderada (2), y alta (3).

- ▶ Identificación de influencia en la precisión de los registros, bajo clasificación de influencia inexistente (0), leve (1), moderada (2) y fuerte (3).

- ▶ Identificación de influencia en la frecuencia de decimales en el registro, bajo una clasificación de frecuencia inexistente (0), baja (1), media (2) y alta (3).

El procedimiento previamente descrito está sistematizado y estandarizado a través de formatos de planillas para registro de estas características<sup>10</sup>. Posteriormente se realizó un procedimiento automatizado de control y revisión de información estadísticamente

<sup>10</sup> ATN/OC-12439-RG “Información de cambio climático y biodiversidad para el fomento de políticas públicas de conservación y adaptación en la región de los Andes Tropicales”, IDB 2014.

observable mediante la herramienta AndesQC<sup>11</sup>, que sigue los criterios descritos en la Tabla 2.

**TABLA 2. Resumen de tests realizados para los registros de precipitación y temperatura**

Test	Fecha	Pcp	Tmax	Tmin
Outliers por meses		X	X	X
Outliers pentadales			X	X
Outliers gamma		X		
Outliers espaciales		X	X	X
Tmax<Tmin			X	X
Valores fuera de rango		X	X	X
Valores duplicados	X			
Diferencia interdiarias			X	X
Valores consecutivos		X	X	X
Precipitación acumulada		X		
Cadenas de Markov		X		
Cadena precipitación		X		
Redondeo		X	X	X

11 Eischeid, J. K., Bruce Baker, C., Karl, T. R., & Diaz, H. F. (1995). The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12), 2787–2795. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2)

En este estudio, se siguió el mismo enfoque que en el último balance hídrico. En primer lugar, se realizó un control de calidad de la información de temperatura máxima y mínima durante el período 2016 - 2020. En segundo lugar, se rellenaron los datos faltantes. En tercer lugar, se revisó gráficamente la calidad del relleno de datos. Durante el control de calidad, se identificaron valores atípicos, lo cual es un proceso común en el tratamiento de datos<sup>12</sup>.

Los valores atípicos pueden ser mediciones erróneas o valores extremos correctos<sup>13</sup> que surgen en algunos casos durante la recopilación, transcripción y digitalización<sup>14</sup> de los datos. Para eliminar los valores atípicos, se suele utilizar un valor umbral. En este estudio, se ha utilizado el enfoque del rango intercuartílico (RI), que es muy común en el análisis de datos climáticos<sup>15</sup>. El umbral para identificar un valor como atípico o extremo<sup>16</sup> se estima mediante la siguiente relación:

12 Feng, S., Hu, Q., & Qian, W. (2004). Quality control of daily meteorological data in China, 1951–2000: a new dataset. *International Journal of Climatology*, 24(7), 853–870. <https://doi.org/10.1002/joc.1047>

13 González-Rouco, J. F., Jiménez, J. L., Quesada, V., & Valero, F. (2001). Quality Control and Homogeneity of Precipitation Data in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*, 14(5), 964–978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0964:QCA-HOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0964:QCA-HOP>2.0.CO;2)

14 Reek, T., Doty, S. R., & Owen, T. W. (1992). A Deterministic Approach to the Validation of Historical Daily Temperature and Precipitation Data from the Cooperative Network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(6), 753–762. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1992\)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2)

15 Eischeid, J. K., Bruce Baker, C., Karl, T. R., & Diaz, H. F. (1995). The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12), 2787–2795. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2)

16 Štěpánek, P. (2008). AnClim-software for time series analysis: Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB

$$U_{min} = q25 - f * (q75 - q25)$$

$$U_{max} = q75 + f * (q75 - q25)$$

**Donde:**

$U_{min}$  = Es el umbral mínimo del cual los datos menores a dicho valor son considerados como sospechosos.

$U_{max}$  = Es el umbral máximo del cual los datos mayores a dicho valor son considerados como sospechosos.

$q25$  = Es el primer cuartil.

$q75$  = Es el tercer cuartil.

$f$  = Es un factor multiplicador definido por el usuario.

El valor típico  $f$  usado para identificar valores atípicos varía<sup>17</sup>, aunque se ha desarrollado un enfoque para estimar  $f$  mediante una relación entre el porcentaje de datos que se marcaría como sospechosos para diferentes factores multiplicadores de RI, el punto de corte se define donde la pendiente de dicha relación es suficientemente cercana a cero<sup>18</sup>. Sin embargo, se adoptó un  $f$  de 3,5.

17 Velleman, P. F., & Hoaglin, D. C. (1981). *Applications, Basics, and Computing of Exploratory Data Analysis*. Duxbury Press. Retrieved from <http://ecommons.cornell.edu/handle/1813/78>

18 Eischeid, J. K., Bruce Baker, C., Karl, T. R., & Diaz, H. F. (1995). The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12), 2795. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<2787:T-QCOLT>2.0.CO;2)

La etapa final del control de calidad fue una revisión de la homogeneidad de la serie 2016 - 2020 respecto a la serie 1980-2015. De esta forma, en la comparación gráfica no se encontró ningún error sistemático que amerite una depuración de datos. Después del control de calidad, se procedió al relleno de datos faltantes. El proceso se dividió en dos grupos:

- **Datos diarios:** la precipitación y la temperatura se rellenaron a paso de tiempo diario, ya que la generación de la grilla (rejilla) de estas variables requiere datos diarios.
- **Datos mensuales:** la humedad relativa, la velocidad del viento y las horas de sol se rellenaron a paso de tiempo mensual.

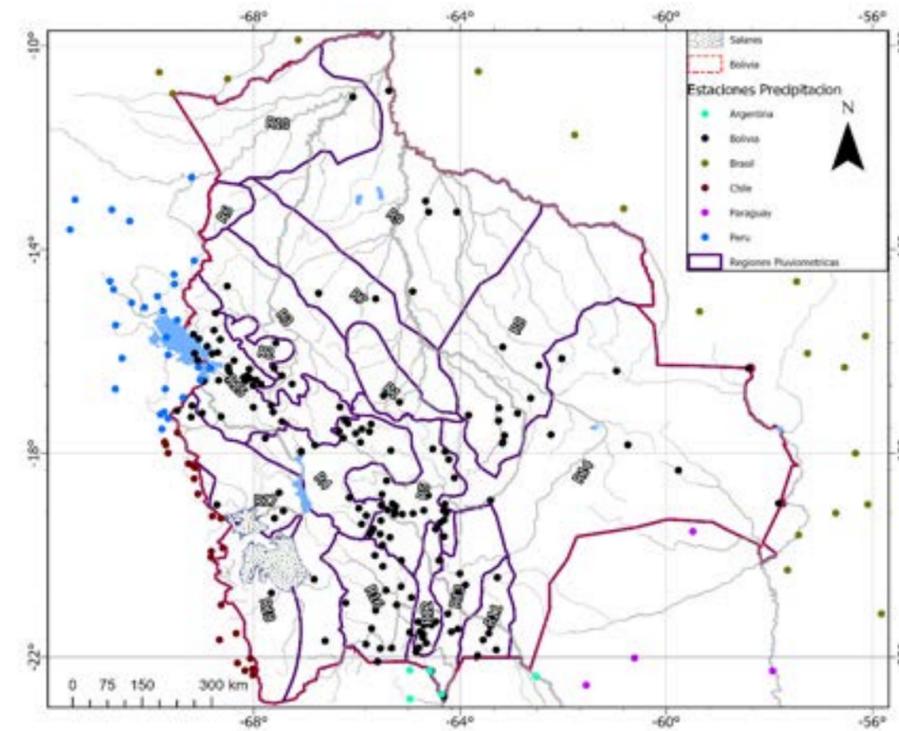
En este sentido, se adoptaron los criterios y métodos como el de Eischeid et al. (2000)<sup>19</sup> y DeGaetano, Eggleston & Knapp (1995)<sup>20</sup>. Estos métodos son: razón normal (NR), distancia inversa ponderada (IDW), regresión múltiple (MR) y el procedimiento de completado de temperaturas diarias de Steurer en DeGaetano (1995). El detalle completo del tratamiento de la información de precipitación y temperatura se encuentra en los Anexos 1 y 2.

19 Eischeid, J. K., Pasteris, P. A., Diaz, H. F., Plantico, M. S., & Lott, N. J. (2000). Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1580–1591. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1580:CASCND>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1580:CASCND>2.0.CO;2)

20 DeGaetano, A. 35T., Eggleston, K. L., & Knapp, W. W. (1995). A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations. *Journal of Applied Meteorology*, 34(2), 371–380. <https://doi.org/10.1175/1520-0450-34.2.371>

## 2.1.2. Precipitación

La información de precipitación para la actualización del balance hídrico se basa en una red de 174 estaciones de SENAMHI Bolivia (convencionales<sup>21</sup>, con series depuradas en el periodo 2016 - 2020 y complementadas con los registros disponibles del estudio previo de 2018 para el periodo 1980 - 2015), 6 estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina, 22 estaciones de la Agencia Nacional de Aguas (ANA) de Brasil, 22 estaciones de la Dirección General de Aguas (DGA) de Chile, 31 estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) del Perú (7 provienen de la base de datos de hidro climatología del proyecto RAIN4PE del Postdam Institute for Climate Impact Research<sup>22</sup>) y 5 estaciones de la Dirección de Meteorología e Hidrología (DMH) de Paraguay. Todas estas estaciones tienen datos para el periodo 1980 - 2020 (Figura 3). El reporte de las estaciones, su ubicación y nombres se encuentra en el Anexo 1.



**FIGURA 3. Ubicaciones de las estaciones con registro de precipitación consideradas en el estudio para el periodo 1980 - 2020**

(Fuente: Elaborado en base a información recopilada de SENAMHI (Bolivia, Perú), SMN, ANA Brasil, DGA y DMH)

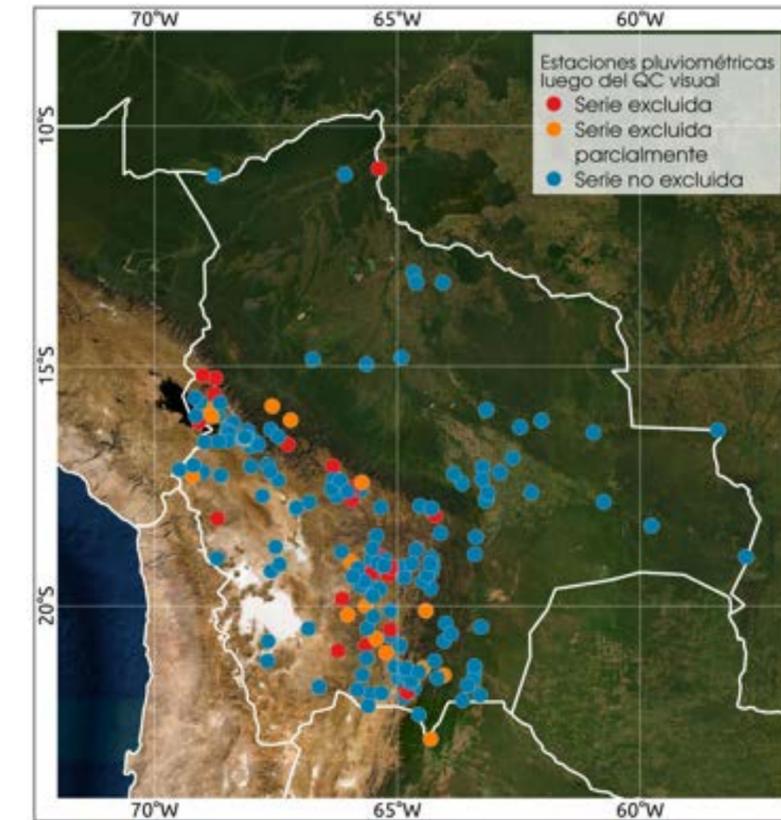
<sup>21</sup> Estaciones automáticas no fueron incluidas debido al corto registro de este tipo de estación considerando el periodo de 40 años considerados en el presente estudio.

<sup>22</sup> Estaciones: Quebrada Yanatile, Chontachaca, Tambopata, San-to Tomas, Puerto Maldonado, Quincemil y San Gaban Fernandez-Palomino, C. A., Hattermann, F. F., Krysanova, V., Lobanova, A., Vega-Jácome, F., Lavado, W., ... & Bronstert, A. (2022). A novel high-resolution gridded precipitation dataset for Peruvian and Ecuadorian watersheds: development and hydrological evaluation. *Journal of Hydrometeorology*, 23(3), 309-336.

El total de estaciones y series de tiempo consideradas para el análisis de la precipitación fue de 260. Las estaciones de países limítrofes pasaron un proceso previo de verificación para garantizar la completitud de los datos (60% de registros disponibles en el periodo 1980 - 2020). De las 260 estaciones 174 corresponden a la red nacional de SENAMHI que fueron sometidas a un proceso de control de calidad basado en los pasos descritos en este capítulo. En este proceso se depuro 20 estaciones con series demasiado cortas como para

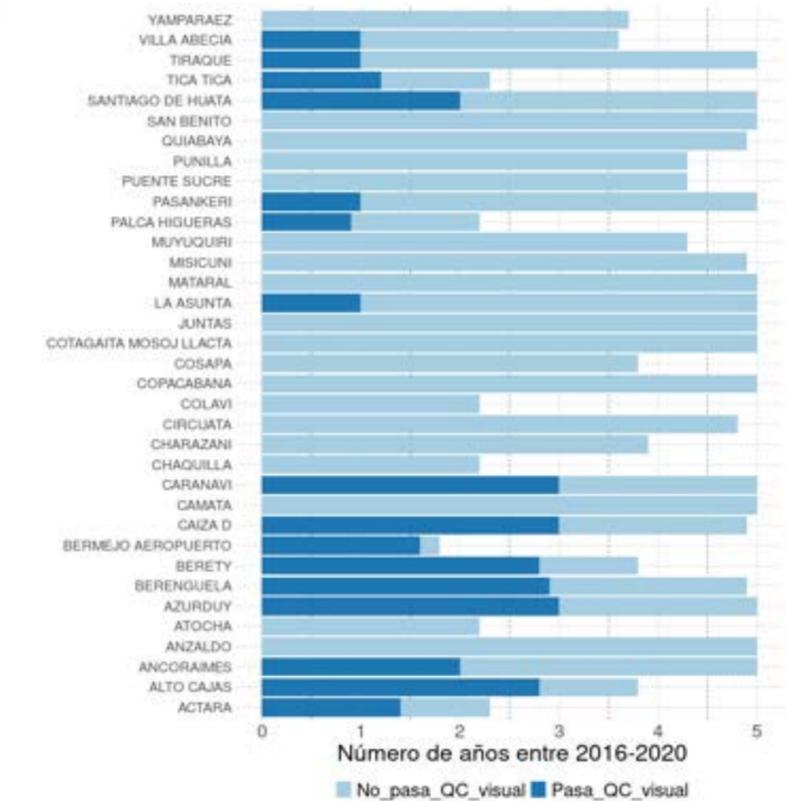
ser incluidas en el análisis (Figura 4), en el Anexo 1 se presenta el reporte de las estaciones omitidas.

Entre 2018 y 2020, se perdieron estaciones de precipitación en las zonas metropolitanas del Altiplano (La Paz-El Alto) y el Llano (Santa Cruz), así como en la llanura beniana y el núcleo húmedo del Chapare de Cochabamba.



**FIGURA 4. Resumen del proceso de control de calidad para las series de precipitación en el periodo 2016 - 2020**

(Fuente: elaborado en base a los datos de SENAMHI, Bolivia)



Para analizar la consistencia y homogeneidad de las series de precipitación restantes, se utilizó un enfoque de regionalización basado en análisis de componentes principales (PCA) y análisis de clusters (CA) recomendado por Raziei et al. (2008)<sup>23</sup>. Este paso es importante para poder considerar en los análisis posteriores de las series de 2016 - 2020, las características tanto de estacionalidad como de comportamiento anual<sup>24</sup> propias de las diferentes regiones climáticas presente a nivel nacional.

De esta forma, el proceso de agrupamiento permitió identificar grupos de series comparables en comportamiento<sup>25</sup> para realizar un adecuado análisis de consistencia y homogeneidad. Estos grupos se utilizaron para establecer parámetros para el control de calidad, como umbrales de precipitación.

Al período de 2016 - 2020 se agregó el período histórico re-seleccionado 1980 - 2015 para mejorar la robustez de las pruebas de control de calidad. El control de calidad se aplicó a cada grupo en el período 1980 - 2020.

23 Raziei, T., Bordi, I., & Pereira, L. S. (2008). A precipitation-based regionalization for Western Iran and regional drought variability. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12(6), 1309–1321. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1309-2008> Ward, J. H. (1963). Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association*, 58(301), 236–244. <https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845>.

24 Precipitación media multi estacional: estación seca (MJJA), estación húmeda (JFMA), y estación de transición (SOND), porcentajes relativos a la media Anual de las tres estaciones, así como índices concentrados de la precipitación estacional (tres estaciones) y mensual.

25 La figura 3 muestra los bordes de los grupos conformados con el PCA y CA, el cual fue realizado usando polígonos de Thiessen, ajustando a la orografía del territorio y también al mapa de precipitación del estudio de 1992 para el valor de las isoyetas anuales reportadas en el balance hídrico (haciendo énfasis en los Hotspots de alta precipitación en Madre de Dios, Alto Beni, y Chapare).

Grupo	Tag de precipitación	Precipitación promedio anual	Identificador de la región
G1	Precipitación baja	<200 mm	PcpR18
		200-500 mm	PcpR17
		200-500 mm	PcpR16
G2	Precipitación baja-media	500-1000 mm	PcpR15
G3	Precipitación media	500-1000 mm	PcpR4
		500-1000 mm	PcpR5
G4	Precipitación media-alta	500-1000 mm	PcpR12
		500-2000 mm	PcpR13
		500-1000 mm	PcpR11
		1000-2000 mm	PcpR10
G5	Precipitación alta	1000-2000 mm	PcpR9
		1000-2000 mm	PcpR8
		500-2000 mm	PcpR114
		3000-5800 mm	PcpR1
G6	Precipitación extrema	3000-5800 mm	PcpR2
		2000-3000 mm	PcpR7
		2000-3000 mm	PcpR3
		3000-5800 mm	PcpR6
		3000-5800 mm	PcpR6

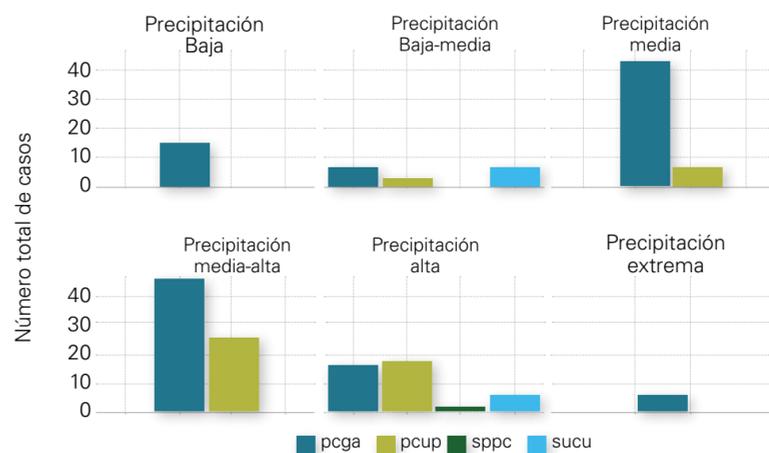


FIGURA 5. Regiones pluviométricas del estudio para el registro en el periodo 1980 – 2020

La Figura 5 muestra diagramas de barras donde se presentan las estadísticas de las pruebas que fallaron. Estas pruebas fueron: outliers por meses (pcup), outliers gamma (pcga), outliers espaciales (sppc) y posibles valores de precipitación acumulada (sucú).

Finalmente se realizó un proceso de relleno de datos en el periodo 2016 – 2020, a través del método de normal ratio (razón normal) descrito por Paulhus & Kohler (1952)<sup>26</sup>. El procedimiento permite establecer un número mínimo de estación para proceder con el relleno. Debido a que algunas regiones poseen muy pocas estaciones, fue necesario agruparlas para con otras regiones que presentan patrones similares de precipitación. La Tabla 3 muestra las regiones agrupadas utilizadas para realizar el procedimiento de relleno de datos faltantes utilizado en el presente estudio para las series de precipitación.

TABLA 3. Grupos de regiones para el proceso de relleno de datos

Grupo de regiones	Regiones	Aplicación del relleno
Grupo 1	R8, R9, 14	Todos
Grupo 2	R15, R17	Solo R15
Grupo 3	R4	Todos
Grupo 4	R5	Todos
Grupo 5	R2, R3, R7, R10, R9, R8, R14	Solo R2, R3, R7, R10
Grupo 6	R11, R12, R13	Todos
Grupo 7	R16, R17	Todos
Grupo 8	R18, R17	Solo R18

26 Paulhus, J. L., & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, 80(8), 129-133.

Para la regionalización espacial de la precipitación se utilizó el método de interpolación de Gridded Meteorological Ensemble Tool (GMET) como método de interpolación descrito en Clark et al., (2006)<sup>27</sup>, vale decir, usando la función de transformación potencial en lugar de CDF (Cumulative Distribution Function). Para el análisis de la matriz de ponderación (incidencia) para el algoritmo, se ha utilizado la función de ponderación<sup>28</sup>.

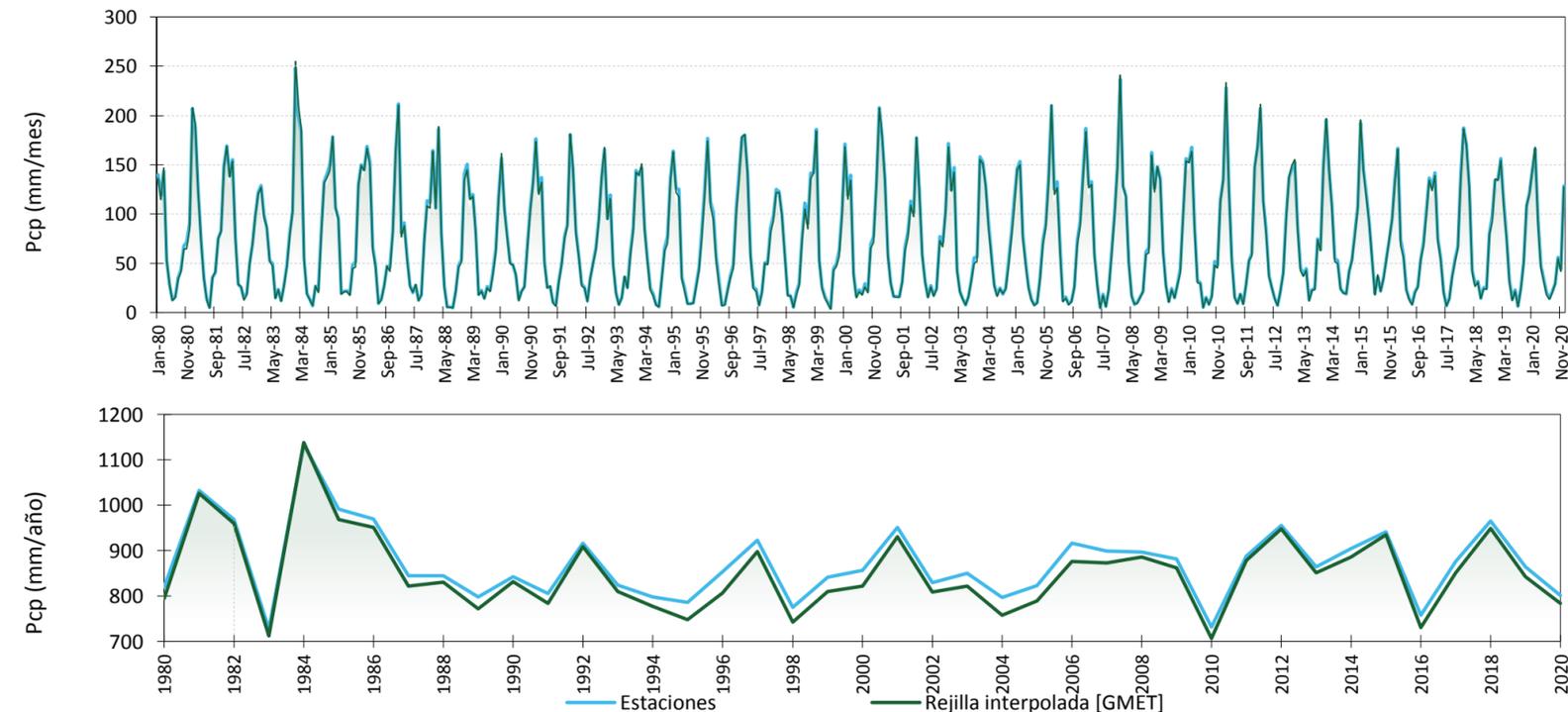
Este método permite acotar el rango de interpolación dentro de los márgenes plausibles de la precipitación local, considerando la ocurrencia de la precipitación en las estaciones vecinas. Esta característica es valiosa para la consistencia estadística de la rejilla espacial generada, pero tiene la limitación de reducir la amplitud real de valores extremos de la precipitación.

Esta limitación es más notable en las series diarias, pero es menor en las series mensuales acumuladas, especialmente en los meses húmedos, en años específicos, como 1995/1996, 1998/1999/2000, 2003/2004/2005/2006/2007, alcanzando como máximo un valor de subestimación en el orden del 5% en el año 1996. Sin embargo, este rendimiento se considera aceptable para el cálculo hidrológico mensual y anual<sup>29</sup> utilizado en el presente proceso de actualización del balance (Figura 6).

27 Clark, M. P., & Slater, A. G. (2006). Probabilistic quantitative precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 3–22.

28 dista es la distancia en kilómetros desde el punto de interés hacia la estación en evaluación.

29 El control de la eficiencia en la hidrología considera umbral de sesgo (BIAS) 10% como máximo, lo que implica que ya sea por exceso o déficit la rejilla produciría un efecto inferior al umbral aplicado, esto sin considerar que la propagación de este sesgo se da en una relación no lineal y por ende no directamente proporcional.



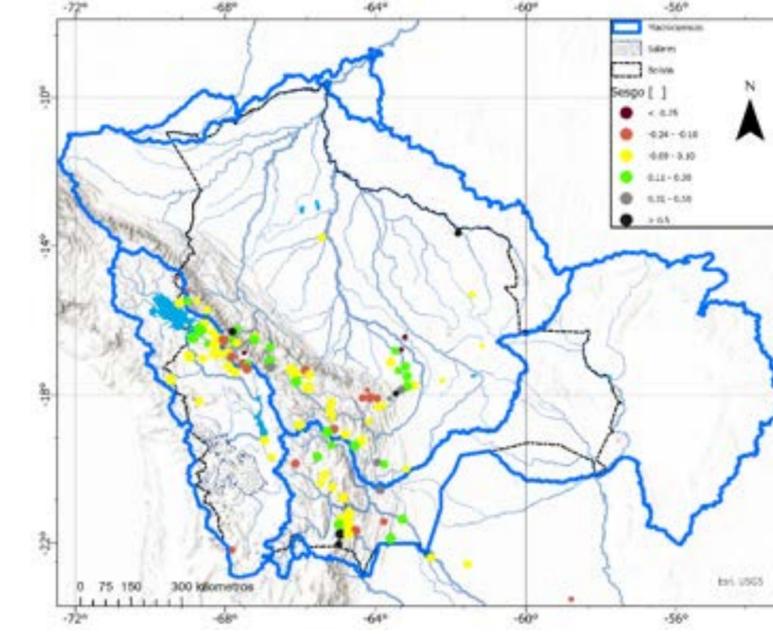
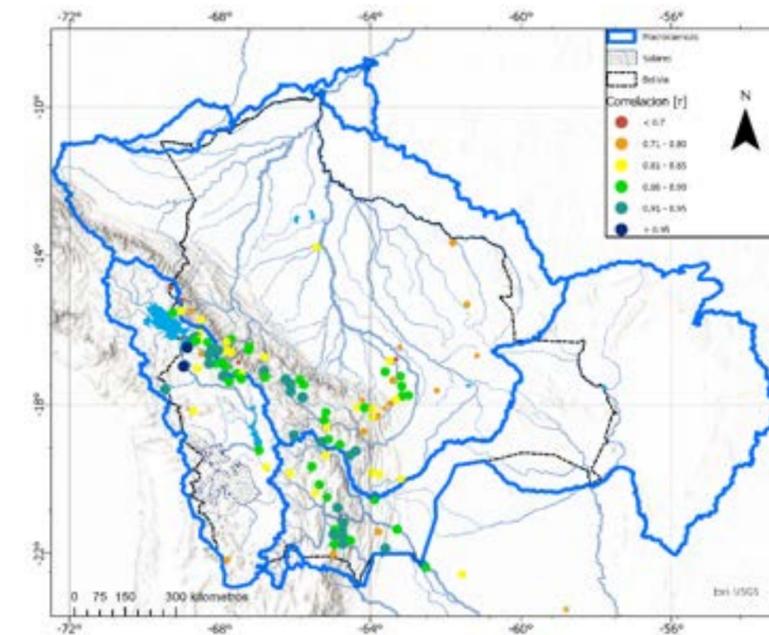
**FIGURA 6. Comparación del valor medio de las 260 estaciones utilizadas para interpolar precipitación en el estudio y la rejilla GMET a nivel mensual y anual**

La eficiencia espacial de la interpolación para los valores acumulados mensuales se evaluó utilizando 400 estaciones depuradas (no rellenadas) recopiladas en el estudio, 140 de las cuales no se utilizaron en la interpolación. La Figura 7 muestra la eficiencia de la rejilla en términos de correlación y sesgo en estos 140 puntos de validación.

Las correlaciones son bajas (<0,7) en la cabecera oriental de la cuenca del río Amazonas entre Bolivia y Perú, así como en la llanura del río Pirai (Cabezas). Las correlaciones aceptables (entre 0,7 y 0,85) se encuentran en toda la zona de los valles interandinos entre Cocha-

bamba, Chuquisaca y la llanura cruceña. Las mejores correlaciones (superiores a 0,85) se observan en las llanuras de la Amazonía, el Chaco Oriental y Sur, y el Altiplano en general, de forma dispersa.

Se destaca el punto de correlación 0,71 – 0,8 al sur de Uyuni (Laguna Colorada). Este punto se debe a la baja calidad del registro y a la consecuente poca correlación espacial entre este y las estaciones de Uyuni y Colcha K, que se utilizaron en la interpolación.



**FIGURA 7. Distribución de la correlación y el sesgo de la rejilla interpolada de precipitación para valores acumulados mensuales (1980 - 2020)**

Además del proceso de interpolación realizado con GMET, la rejilla presentada en este informe ha sido ajustada para mejorar su rendimiento para su uso en hidrología. Este ajuste se realizó para corregir la sobreestimación o subestimación de la precipitación en zonas donde no había suficientes estaciones o los registros eran limitados.

El ajuste consistió en dos partes:

- Una corrección hidrológica del conjunto de datos de precipitación utilizando las estaciones de caudal (hidrología inversa para 88 estaciones) y el modelo hidrológico de humedad del suelo disponible en WEAP.

- Una corrección de cuadrícula para anular la subestimación en puntos críticos de las cadenas montañosas tropicales. Esta subestimación se debe a la contribución de la niebla y las nubes a la precipitación, que no es registrada por los métodos convencionales de monitoreo en superficie o las estimaciones satelitales.

Este proceso se realizó en tres iteraciones, aplicando información temática del balance hídrico de 1992 (1976 - 1986), 2017 (1980 - 2016) y estudios que utilizaron la rejilla del estudio de 2018 para evaluar la eficiencia en zonas específicas<sup>30</sup>, esto a través de un proceso

<sup>30</sup> Villazón, M. F., & Galarza, R. MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA DE LA CUENCA DEL RÍO BENÍ A ESCALA DIARIA UTILIZANDO EL MODELO WFLOW.

basado en pasos y recomendaciones establecidas en el estudio que produjo la base de datos RAIN4PE<sup>31</sup>.

El ensamble producido mejoró la representación de rangos de precipitación superiores a los 3 000 mm/año en las regiones montañosas de Madre de Dios (Bolivia y Perú) y Alto Beni (cuenca alta del río Beni). Desde el punto de vista del sesgo, se destacan los puntos negros, que representan sesgos superiores al 50% con respecto al valor de la estación. Estos sesgos se localizan en las zonas colindantes al lago Titicaca en La Paz, la llanura amazónica del Mamoré y el Iténez, así como en la zona de Entre Ríos y Bermejo en el valle interandino de Tarija. Estos sesgos se deben al proceso de ajuste hidrológico descrito anteriormente<sup>32</sup>.

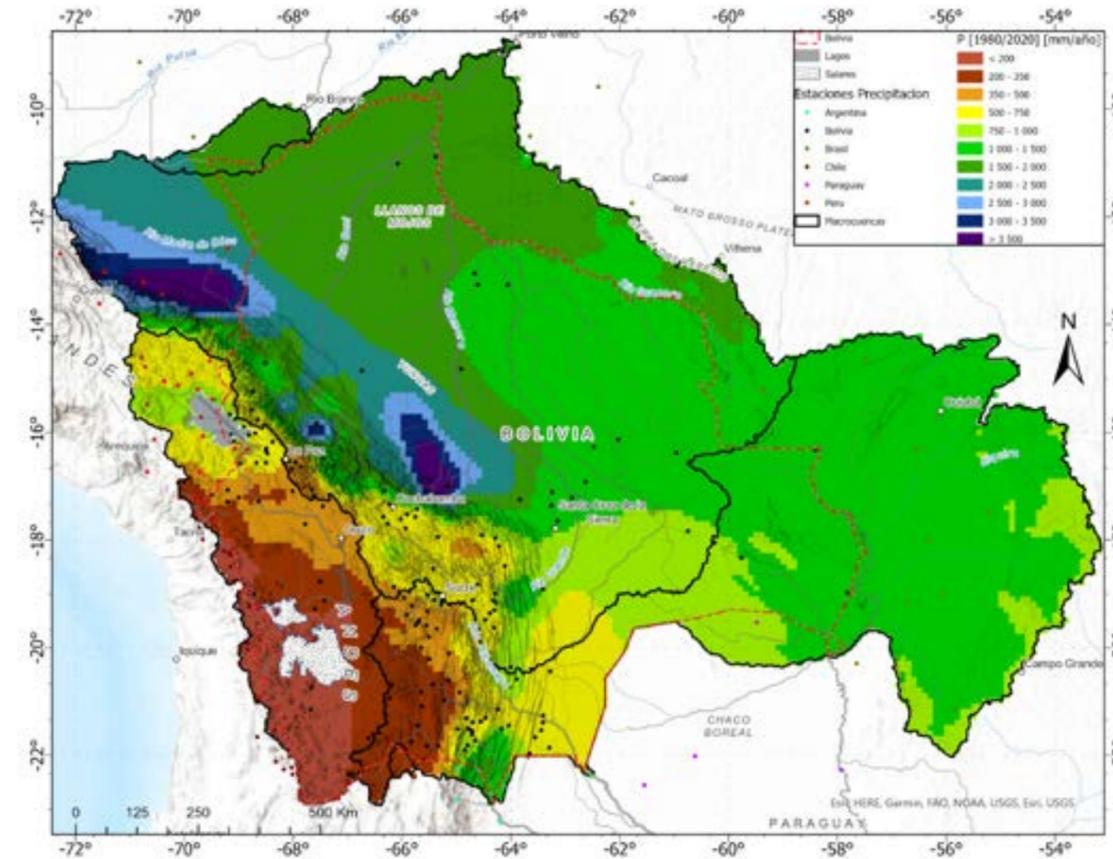


FIGURA 8. Precipitación anual estimada para el periodo 1980 – 2020

31 Fernandez-Palomino, C. A., Hattermann, F. F., Krysanova, V., Lobanova, A., Vega-Jacome, F., Lavado, W., ... & Bronstert, A. (2022). A novel high-resolution gridded precipitation dataset for Peruvian and Ecuadorian watersheds: development and hydrological evaluation. *Journal of Hydrometeorology*, 23(3), 309-336.

32 En el caso de las estaciones en el Lago Titicaca, el sesgo es producido por la calidad de los registros utilizados, estaciones como Copacabana, Isla del Sol presentan problemas de correlación con estaciones vecinas utilizadas lo que implica sesgos más altos en la interpolación.

La Figura 8 muestra los valores generados para la precipitación acumulada anual multianual para el periodo 1980 – 2020, pudiendo distinguirse las diferentes zonas y núcleos húmedos descritos en el estudio de 1992, con una diferencia en la zona de Alto Beni, en termino de desarrollo espacial en la amplitud en los valores de 2 000 a 3 000 mm/año así como valores mayores a los 3 000 mm/año, lo que será ajustado y corregido para una última iteración en el procesos interacción ya para el uso del producto en la modelación hidrológica de las cuencas en el balance hidrológico.

Los resultados detallados del procedimiento de análisis de las series de precipitación se presentan en el Anexo 1. En la siguiente figura se presenta un resumen del trabajo desarrollado con las series de precipitación.



FIGURA 9. Flujo de trabajo para el análisis de series de precipitación

### 2.1.3. Nubosidad

La nubosidad es la fracción del cielo que está cubierta de nubes. El proceso de actualización del balance analizó la relación entre la nubosidad y las dinámicas de precipitación. La metodología para calcular e ingresar la nubosidad al modelo se describe en la Figura 10.

En primer lugar, se consolidó una base de datos con registros diarios de horas de sol de 111 estaciones del SENAMHI. La base de datos se evaluó en términos de la longitud de los registros, los datos faltantes y los valores atípicos. Como resultado, se consolidó una base de datos depurada con información de 79 estaciones en el territorio nacional en el período 1980 - 2020. Debido a la limitada disponibilidad de registros extensos de horas de sol, no se descartaron series con una alta proporción de datos faltantes. En función de la metodología propuesta, no se consideró el relleno de series.

A partir de las observaciones de duración de "horas sol al día" de las estaciones disponibles y las fórmulas descritas en el Informe 56 de la FAO<sup>33</sup> se obtuvo la relación de la duración de la insolación o fracción de insolación (n/N) mensual, la cual se relacionó con la precipitación mensual multianual en las mismas estaciones. Cada resultado de precipitación se confrontó con el correspondiente dato de nubosidad con el fin de evaluar las relaciones logarítmicas resultantes. Habiendo definido las regiones pluviométricas en secciones anteriores, se planteó el uso de una expresión para el cálculo de la nubosidad para cada una de las 18 regiones de precipitación (obtenidas en el punto anterior) en el modelo WEAP.

<sup>33</sup> Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. (2006). Evapotranspiración del cultivo – Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO Riego y Drenaje, 56.

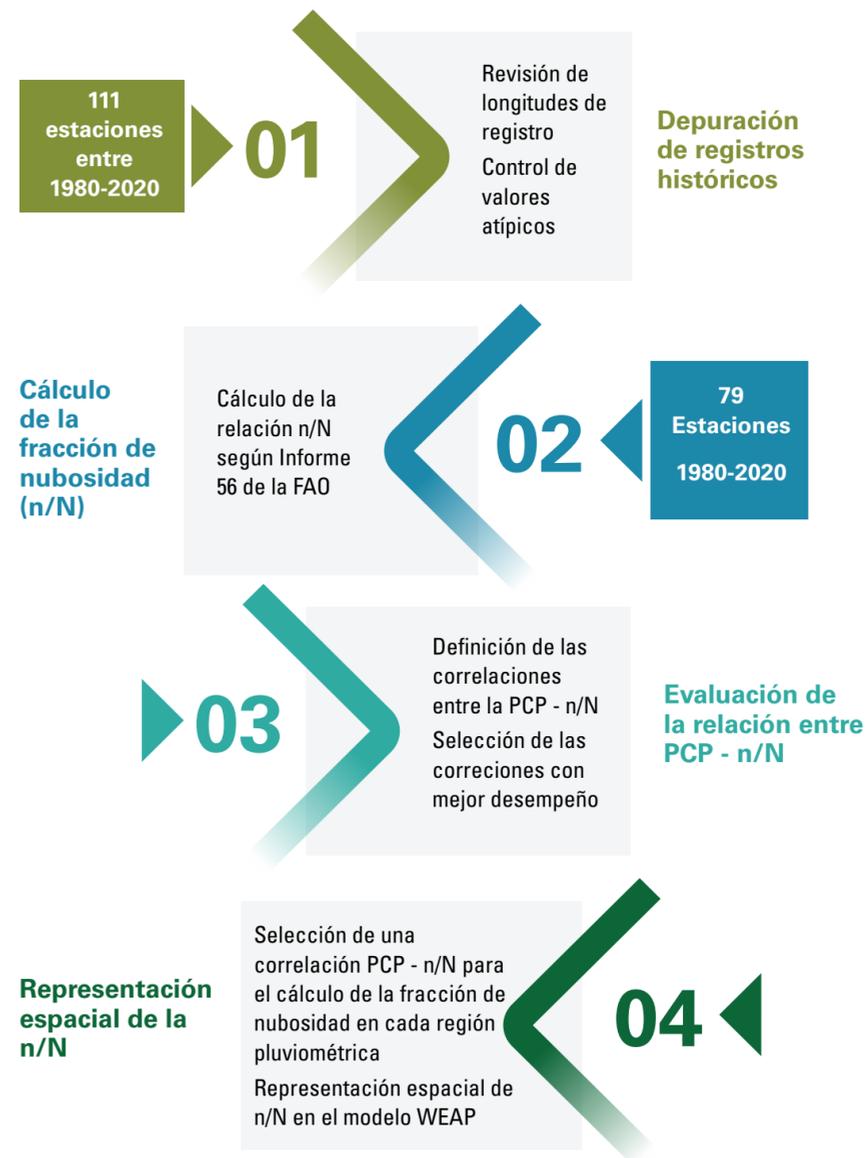


FIGURA 10. Flujo de trabajo para el cálculo de la nubosidad.

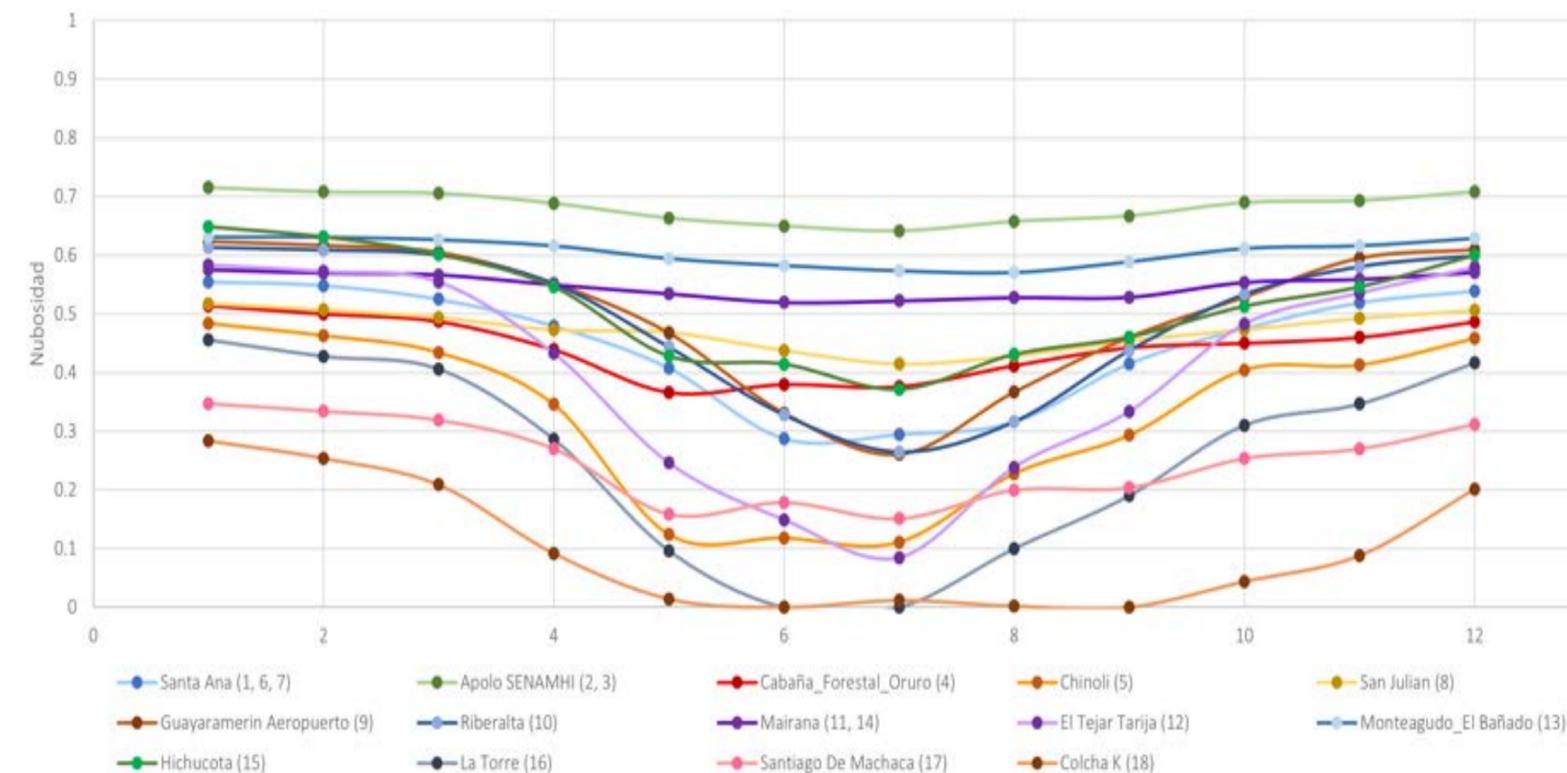


FIGURA 11. Nubosidad mensual promedio.

La Figura 11 presenta la distribución media mensual de la nubosidad en las estaciones consideradas para la elección de la correlación asociada a cada región pluviométrica. En esta figura se aprecia la coincidencia de los menores valores de nubosidad con la temporada seca propia del territorio.

Por otra parte, en la Figura 12 se muestra la distribución espacial de la nubosidad media anual en el país y la ubicación de las estaciones de referencia para cada región pluviométrica. Los máximos se presentan en la macrocuenca de la Amazonía y en la región del Chaco, por el contrario, la región del Altiplano presenta los menores valores consistentes con los ecosistemas secos de la zona.

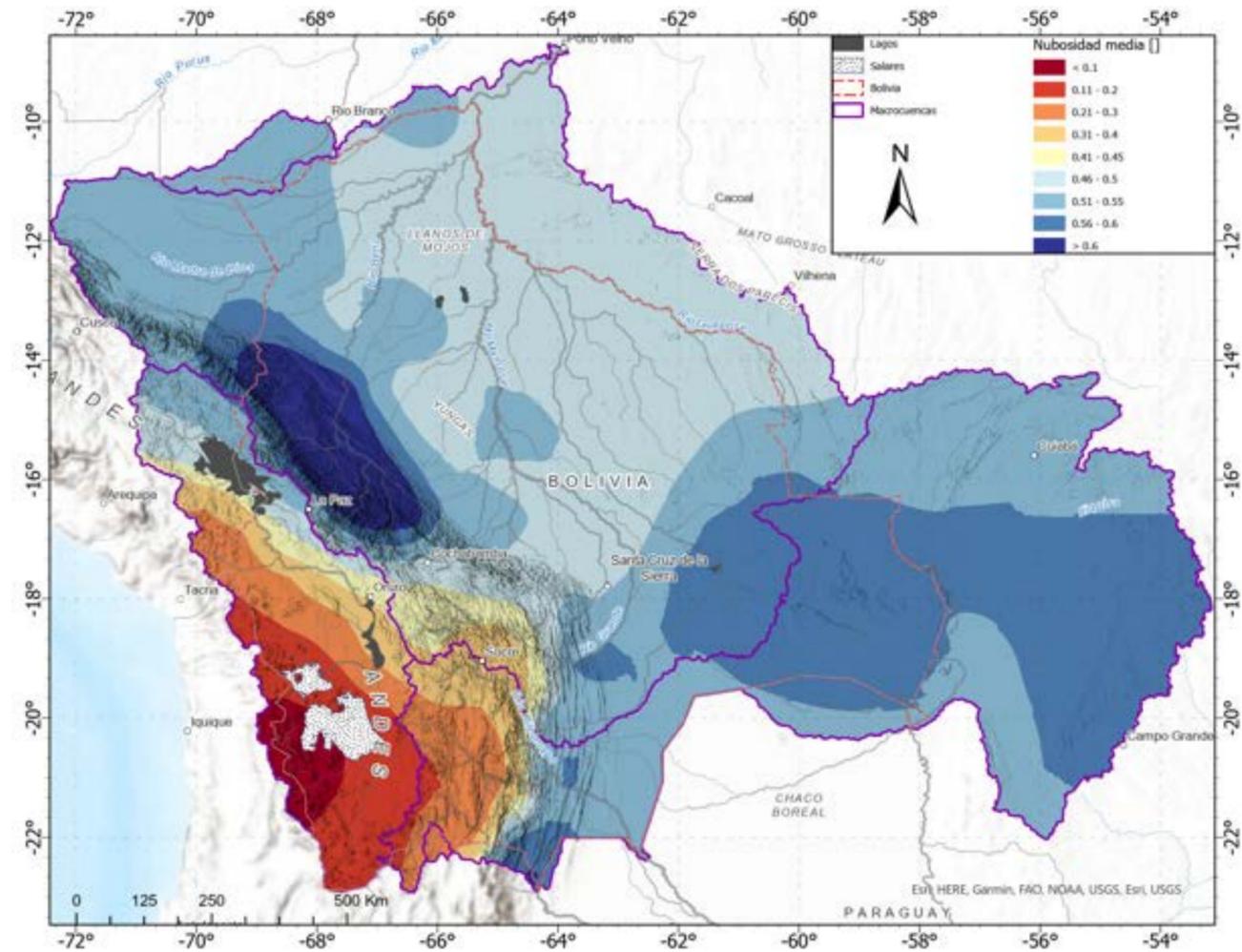


FIGURA 12. Promedio mensual multianual de la nubosidad.

En el Anexo 3 se brinda un detalle de la metodología usada para el cálculo de la fracción de nubosidad usada en el modelo WEAP, así como el valor calculado como el opuesto del valor de nubosidad, las

correlaciones entre la fracción de nubosidad y la precipitación, y la verificación gráfica del comportamiento de la fracción de nubosidad con respecto a la precipitación en las estaciones de referencia.

## 2.1.4. Temperatura

Para la actualización del balance hídrico, se contó con 187 estaciones con datos de temperatura máxima y mínima en el período 2016 - 2020. En el balance del año 2018, se contaba con 151 estaciones con datos de temperatura máxima y mínima. Para el procesamiento de la información, se adoptó el mismo enfoque utilizado en el último balance hídrico. Primero, se realizó un control de calidad de la información en el período 2016 - 2020 para la temperatura máxima y mínima. En segundo lugar, se realizó el relleno de datos faltantes. Por último, se revisó gráficamente la calidad del relleno.

En el primer caso en el control de calidad se identificaron los valores atípicos, siendo un proceso muy común en el tratamiento de datos<sup>34,35</sup>. Los valores atípicos pueden ser mediciones erróneas o valores extremos correctos, que surgen en algunos casos en el procesamiento de datos incluyendo la recopilación, transcripción y digitalización<sup>36</sup>. El enfoque más usado para eliminar valores atípicos es definiendo un valor umbral. Para este estudio el umbral fue definido con el enfoque del rango intercuartílico (RI) el cual es muy usado en datos climáticos<sup>37</sup>.

34 Feng, Song, Qi Hu, and Weihong Qian. 2004. "Quality Control of Daily Meteorological Data in China, 1951-2000: A New Dataset." *International Journal of Climatology* 24(7):853-70. doi: 10.1002/joc.1047.

35 González-Rouco, J. Fidel, J. Luis Jiménez, Vicente Quesada, and Francisco Valero. 2001. "Quality Control and Homogeneity of Precipitation Data in the Southwest of Europe." *Journal of Climate* 14(5):964-78. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<0964:OCA-HOP>2.0.CO;2.

36 Reek, Thomas, Stephen R. Doty, and Timothy W. Owen. 1992. "A Deterministic Approach to the Validation of Historical Daily Temperature and Precipitation Data from the Cooperative Network." *Bulletin of the American Meteorological Society* 73(6):753-62. doi: 10.1175/1520-0477(1992)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2.

37 Eischeid, Jon K., C. Bruce Baker, Thomas R. Karl, and Henry F. Diaz. 1995. "The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis." *Journal of Applied Meteorology* 34(12):2787-95. doi: 10.1175/1520-0450(1995)034<2787:TQ-COL-T>2.0.CO;2.

El umbral para identificar un valor como atípico o extremo se estima mediante<sup>38</sup>:

$$U_{min} = q25 - f * (q75 - q25)$$

$$U_{max} = q75 + f * (q75 - q25)$$

Donde:

$U_{min}$  = Es el umbral mínimo del cual los datos menores a dicho valor son considerados como sospechosos.

$U_{max}$  = Es el umbral máximo del cual los datos mayores a dicho valor son considerados como sospechosos.

$q25$  = Es el primer cuartil.

$q75$  = Es el tercer cuartil.

$f$  = Es un factor multiplicador definido por el usuario.

38 Šte páněk, P. 2008. "AnClim-Software for Time Series Analysis: Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB."

El valor típico  $f$  usado para identificar valores atípicos es  $3^{39}$ , aunque se ha desarrollado un enfoque para estimar  $f$  mediante una relación entre el porcentaje de datos que se marcaría como sospechosos para diferentes factores multiplicadores de RI, el punto de corte se define donde la pendiente de dicha relación es suficientemente cercana a cero. Sin embargo, para este estudio se adoptó un  $f$  de 3,5.

Como parte del control de calidad, se verificó la consistencia interna de las series de temperatura. Para ello, se comprobó que la temperatura máxima no sea menor a la temperatura mínima. En caso contrario, los datos fueron eliminados de la serie.

La etapa final del control de calidad consistió en revisar la homogeneidad de la serie 2016 - 2020 con respecto a la serie 1980 - 2015. Esta última ya había sido procesada en un estudio previo. De las 151 estaciones actualizadas, solo 148 pasaron la etapa de control de calidad de los datos.

Posteriormente, se procedió al relleno de datos faltantes para las 148 estaciones, tanto en temperatura máxima como en temperatura mínima. Este procedimiento se ejecutó a paso de tiempo diario con el Método de Steurer (SM)<sup>40</sup>, el cual ya fue usado en el anterior balance hídrico, mostrando muy buenos resultados a nivel diario.

Para obtener un buen desempeño en el completado de datos, se utilizó todo el periodo 1980 - 2020. Inicialmente, se pudo cons-

39 Velleman, Paul F., and David C. Hoaglin. 1981. Applications, Basics, and Computing of Exploratory Data Analysis. Duxbury Press. Young, Kenneth C. 1992. "A Three-Way Model for Interpolating for Monthly Precipitation Values." Monthly Weather Review 120(11):2561-69. doi: 10.1175/1520-0493(1992)120<2561:ATWWMFI>2.0.CO;2.

40 DeGaetano, Arthur T., Keith L. Eggleston, and Warren W. Knapp. 1995. "A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations." Journal of Applied Meteorology 34(2):371-80. doi: 10.1175/1520-0450-34.2.371.

tatar que solo usar el periodo 2016 - 2020 generaba cambios sistemáticos respecto a la serie 1980 - 2020, especialmente en aquellas estaciones que no tenían ningún dato medido.

El método de Steurer supone que, en un día dado, las estaciones dentro de una región climática experimentan temperaturas que se desvían de su normal mensual por cantidades similares<sup>41</sup>. Steurer define la salida estándar  $Z$  para estación  $j$  como:

$$Z_j = \frac{X_j - \bar{X}_j}{S_j}$$

**Donde:**

$j$  = Representa cualquier estación dentro de la red.

$X_j$  = Es la temperatura máxima o mínima diaria.

$\bar{X}_j$  = Es la estimación de la media de temperatura máxima o mínima diaria de la serie histórica.

$S_j$  = Es el desvío estándar de temperatura máxima o mínima.

Posteriormente se calcula la salida estándar media diaria usando la ecuación:

41 DeGaetano, Arthur T., Keith L. Eggleston, and Warren W. Knapp. 1995. "A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations." Journal of Applied Meteorology 34(2):371-80. doi: 10.1175/1520-0450-34.2.371.

$$Z_{avg} = \frac{1}{N} \sum Z_j$$

**Donde:**

$N$  = Es el número de estaciones que tienen datos de temperatura diaria válidas.

Se requieren al menos tres estaciones para cada interpolación para asegurar que se produce un valor representativo de  $Z_{avg}$ , si no están disponibles tres estaciones en la misma región, se usan estaciones de una región adyacente. En el presente estudio las tres estaciones se seleccionan de acuerdo con el peso de las estaciones<sup>42</sup>.

Las estimaciones de los datos faltantes  $X_i$  se calculan utilizando la siguiente fórmula:

$$X_i = Z_{avg}(S_i) + \bar{X}_i$$

**Donde:**

$i$  = Representa la estación con datos faltantes.

42 Young, Kenneth C. 1992. "A Three-Way Model for Interpolating for Monthly Precipitation Values." Monthly Weather Review 120(11):2561-69. DOI: 10.1175/1520-0493(1992)120<2561:ATWWMFI>2.0.CO;2.

Posterior al relleno de datos diarios se realizó una evaluación de la homogeneidad de los datos rellenos. En algunas estaciones se pudo observar que las series rellenas presentaban quiebres sistemáticos respecto a la serie medida u original.

De esta forma, se descartaron 43 estaciones, quedando 102 para el proceso de interpolación espacial. El Anexo 2 describe el proceso metodológico utilizado para la selección de las estaciones en relación con la variable temperatura. La Figura 13 se muestra la ubicación de las estaciones. Estas corresponden a 87 de la red nacional de SENAMHI, 3 estaciones recopiladas del SMN de Argentina, y 12 recopiladas de la red de SENAMHI de Perú.

Al igual que en el caso de precipitación el proceso de interpolación se ha realizado usando el procedimiento del GMET, descrito en Newman et al. (2015), con las mismas consideraciones y aclaraciones descritas para la precipitación, salvo que la regresión local está enfocada en una relación directa con la elevación de la superficie, esto reconociendo la proporcionalidad inversa entre la elevación y la temperatura de la superficie.

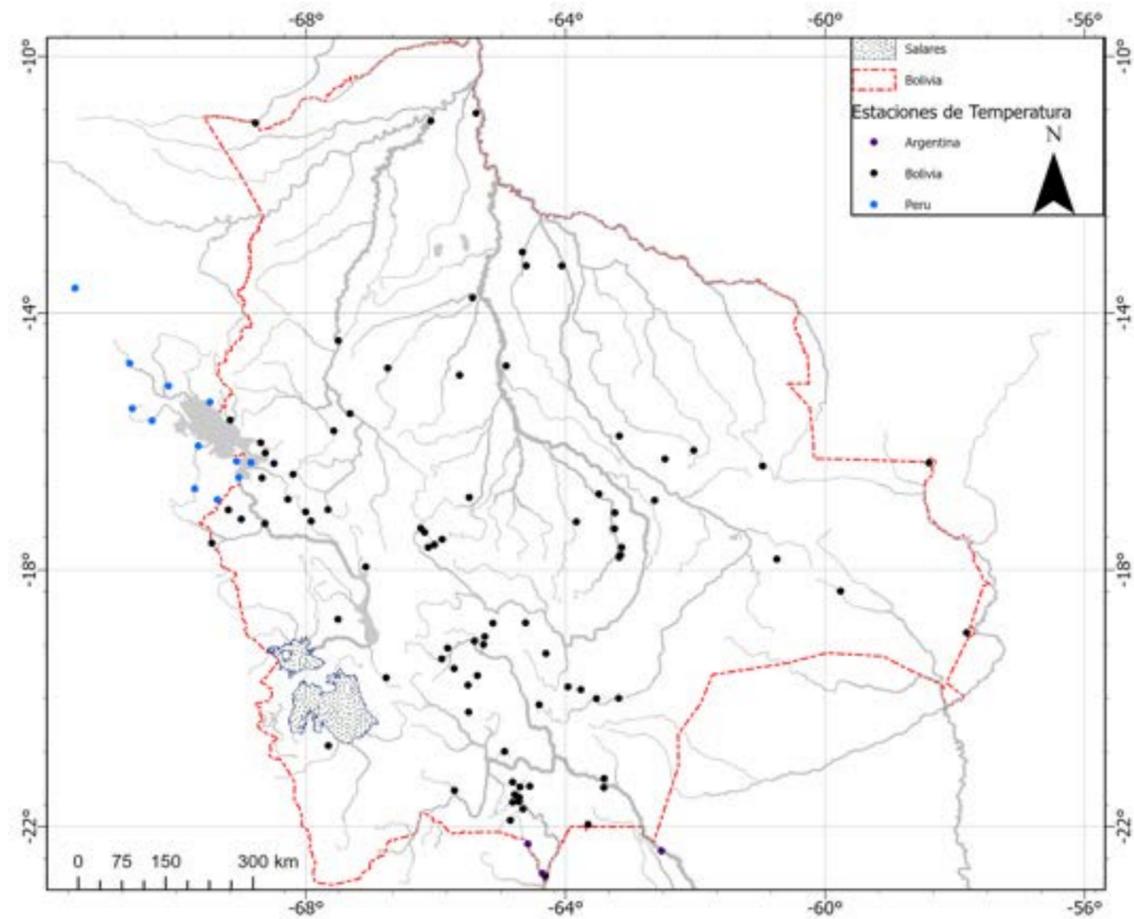


FIGURA 13. Ubicaciones de las estaciones con registro de temperatura consideradas en el estudio para el periodo 1980 – 2020

En la Figura 14 se muestra los resultados de la interpolación realizada en comparación con los registros observados en los 102 puntos donde se encuentran localizadas las estaciones, con el respectivo ajuste por variación altitudinal existente entre la elevación del píxel estimado en la interpolación y la elevación de la ubicación específica de cada una de las estaciones. En general, como se puede apreciar la variación es mínima, y la consistencia de la información se mantiene en todos los pasos de tiempo en el reporte de las medias mensuales en el intervalo 1980 - 2020.

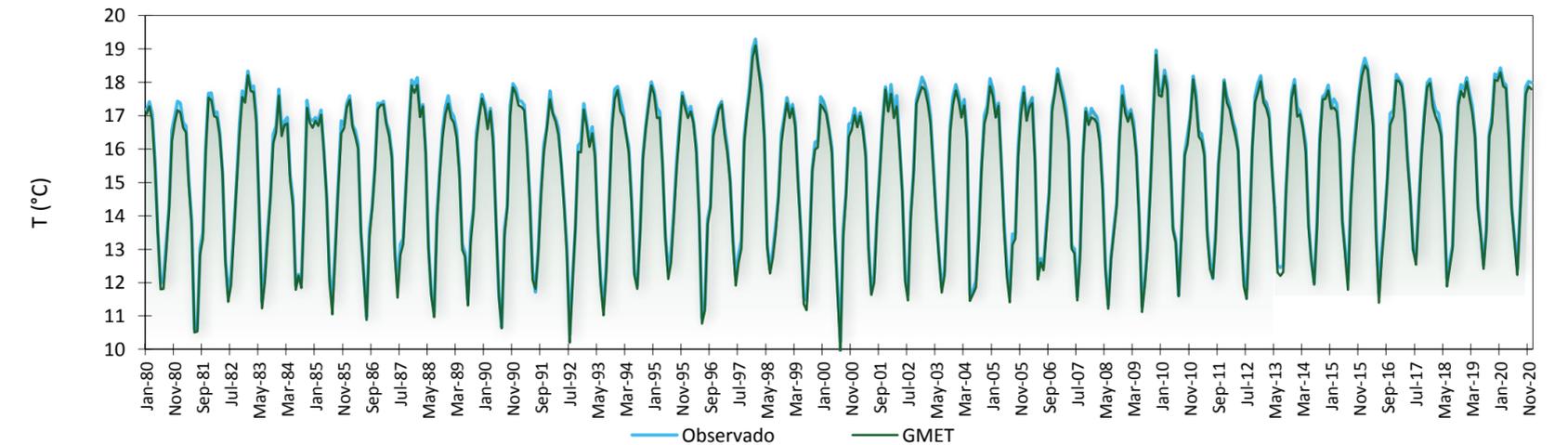


FIGURA 14. Comparación del valor medio de las 102 estaciones utilizadas para interpolar temperatura media para la serie observado como para la interpolada) en el estudio y la rejilla GMET a nivel mensual

Para la interpolación y el uso de la data, se ha estimado la temperatura media ( $T_{mean}$ ) y el rango de temperatura ( $T_{rng}$ ) mediante las siguiente relación:

$$T_{mean} = \frac{T_{max} - T_{min}}{2} \quad T_{rng} = T_{max} - T_{min}$$

En la Figura 15 se muestra la eficiencia en la representación espacial a través de la comparativa con las estaciones. El conjunto de todas las estaciones recopiladas, incluyendo las que no fueron consideradas en la interpolación, constan de 187 estaciones en sus series depuradas no rellenas. En la figura, se pueden distinguir en rojo las zonas donde la correlación es baja (<0,85) y en verde donde la correlación es alta (>0,98). Las correlaciones se estimaron con las series diarias en todo el periodo 1980 - 2020. Como se puede identificar, la zona con mayor presencia de puntos rojos es la zona de transición de paso de la Cordillera, anidando desde el noroeste hacia el sur del área de estudio.

Esto es bastante consistente con la complejidad en la representación de las variables climáticas a nivel espacial en esta zona debido a las diferentes variaciones altitudinales y, consecuentemente, con la influencia que estas reciben de los procesos atmosféricos provenientes de la Amazonía en las zonas bajas y las presentes en los niveles altos en las cabeceras de las montañas andinas. La región con mayor incidencia de correlación baja está localizada en la cabecera noroeste de la cuenca del Pilcomayo, en las cercanías a las ciudades de Potosí y Sucre, así como en la cabecera sur de la cuenca amazónica en la región de Azero y Río Grande en general.

En términos del sesgo, la incidencia de la rejilla está caracterizada por subestimación (color rojo oscuro en la Figura 15, con valores <12%) y sobrestimación relativamente menos sesgada (>4,5%), de nuevo reconociendo las limitaciones en la representación de los rangos bajos los cuales están asociados a la región de transición andina hacia la amazonía.

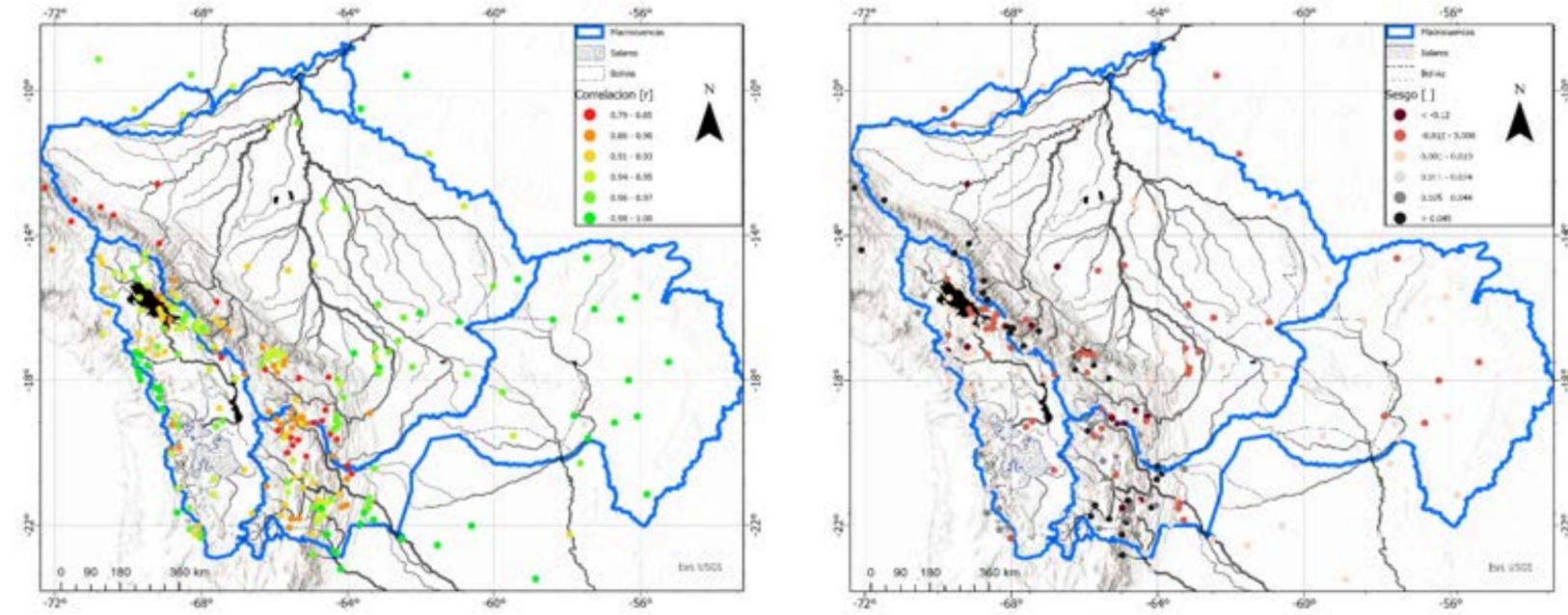


FIGURA 15. Distribución de la correlación y el sesgo de la rejilla interpolada de temperatura para valores medios diarios (1980 - 2020)

La relación entre la elevación y la temperatura respecto a la ubicación de las estaciones utilizadas para la interpolación, se muestra en la Figura 16, donde se puede distinguir que con un 95% de correlación, el gradiente medio estimado para toda la red nacional es de -4,8 °C por cada 1.000 metros de incremento altitudinal. De igual

forma se identifica la aglomeración en los rangos altitudinales de las tres regiones metropolitanas del país (La Paz/El Alto, Cochabamba y Santa Cruz), pudiendo verse los gradientes específicos aplicables al análisis local en cada uno de los rangos altitudinales mostrados.

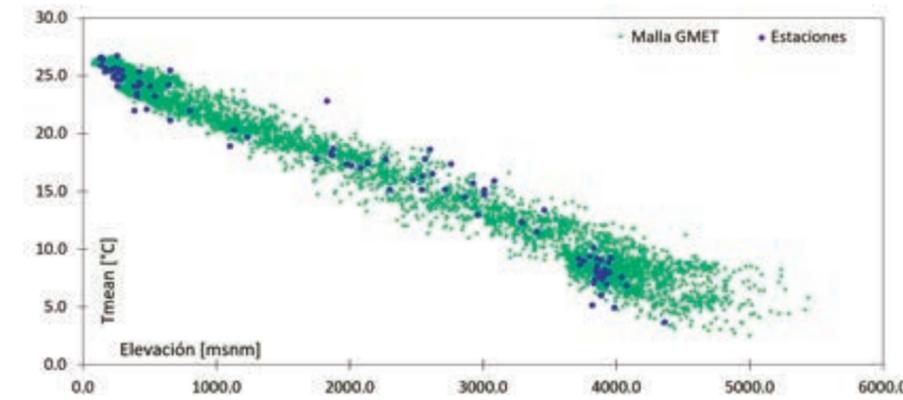


FIGURA 16. Relación entre la elevación y la temperatura media interanual en la ubicación de estaciones usadas para la interpolación

Asimismo, esta figura muestra que la temperatura media entre los 500 m.s.n.m. oscila entre 20 °C y 28 °C, entre 2 500 m.s.n.m. entre 10 °C y 20 °C, y entre 3 750 m.s.n.m. la variación está entre 5 °C y 10 °C. El rango altitudinal menos monitoreado en el país es el que va de 750 a 1 750 m.s.n.m., ya que no existen suficientes estaciones meteorológicas para caracterizar las variaciones locales. Esto es importante tenerlo en cuenta al momento de utilizar la data en estudios en cuencas o zonas de este rango altitudinal.

las zonas más frías (<5 °C) están ubicadas en el suroeste de Potosí (Lipez, y cuencas colindantes a Chile como Laguna Colorada), zonas cercanas a la ciudad de Potosí al oriente del Salar de Uyuni, zonas cercanas al margen del glaciar Illampu en la cordillera oriental del Altiplano, así como las cuencas de Lauca y Mauri en la cordillera occidental y la región de Suches en el noroccidente del departamento de La Paz. La zona más caliente (>26 °C) está ubicada en la llanura amazónica extendida hacia la zona del Mamoré, zona media y baja en la desembocadura hacia el río Iténez, y por otro lado en la región de la Chiquitania en la zona limítrofe con Brasil del Pantanal en San Matías y Puerto Suárez.

La Figura 17 muestra la distribución espacial de la temperatura media multianual entre 1980 - 2020 para el país. Se puede distinguir que

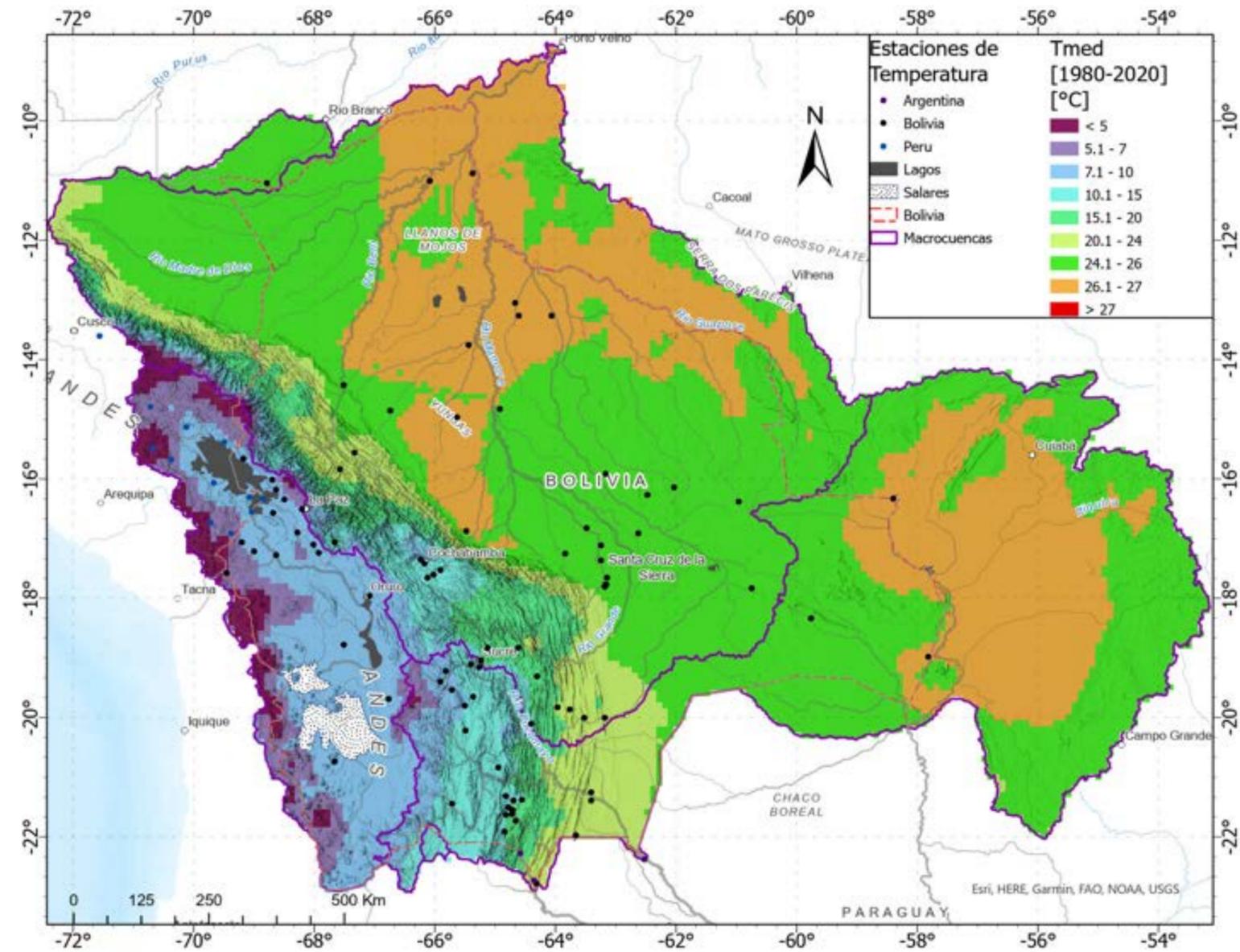


FIGURA 17. Temperatura media estimada para el periodo 1980 – 2020



FIGURA 18. Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de temperatura mínima y máxima

El procedimiento resumido de los pasos descritos previamente es presentado en la figura 18, en la cual considera todo el proceso de recopilación, tratamiento y regionalización espacial de la temperatura:

### 2.1.5. Humedad relativa

La humedad relativa es una medida de la cantidad de vapor de agua presente en el aire, expresada en porcentaje. Se define como la relación entre la cantidad de vapor de agua real que contiene el aire y la cantidad máxima que el aire podría contener a la misma temperatura. De esta forma, a medida que aumenta la temperatura, el aire puede contener más vapor de agua. Por lo tanto, una temperatura más alta conducirá a una humedad relativa más baja, y viceversa.

En términos generales, el procedimiento para regionalizar la humedad relativa se realizó a través de la siguiente secuencia de pasos:

- Se conformó una base de datos a partir de estaciones activas y desactivadas con 309 registros históricos diarios de humedad relativa entre el periodo 1980 - 2020 con información perteneciente al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia.
- Luego se realizó una homogenización del nombre de estaciones.
- Esta base de datos recibió control de datos atípicos y evaluación de datos faltantes.

- Se destaca que, dadas las limitantes de información, en este estudio se consideraron estaciones con al menos 30% de datos observados, es decir 70% de datos faltantes, para el periodo 1980 - 2020 y no se realizó estimación de datos faltantes.

- Luego se analizó la variación espacial de la variable a través de diferentes métodos de interpolación y el régimen estacional.

- Finalmente, se conformó una base de datos de 128 registros históricos medios mensuales de humedad relativa tanto del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia (125) y Perú (3) para regionalizar la variable a través del método "cokriging" con covariable altitud.

En la Figura 19, se presenta una esquemática del procedimiento resumido de los pasos descritos previamente.



FIGURA 19. Flujo de trabajo para regionalizar la humedad relativa

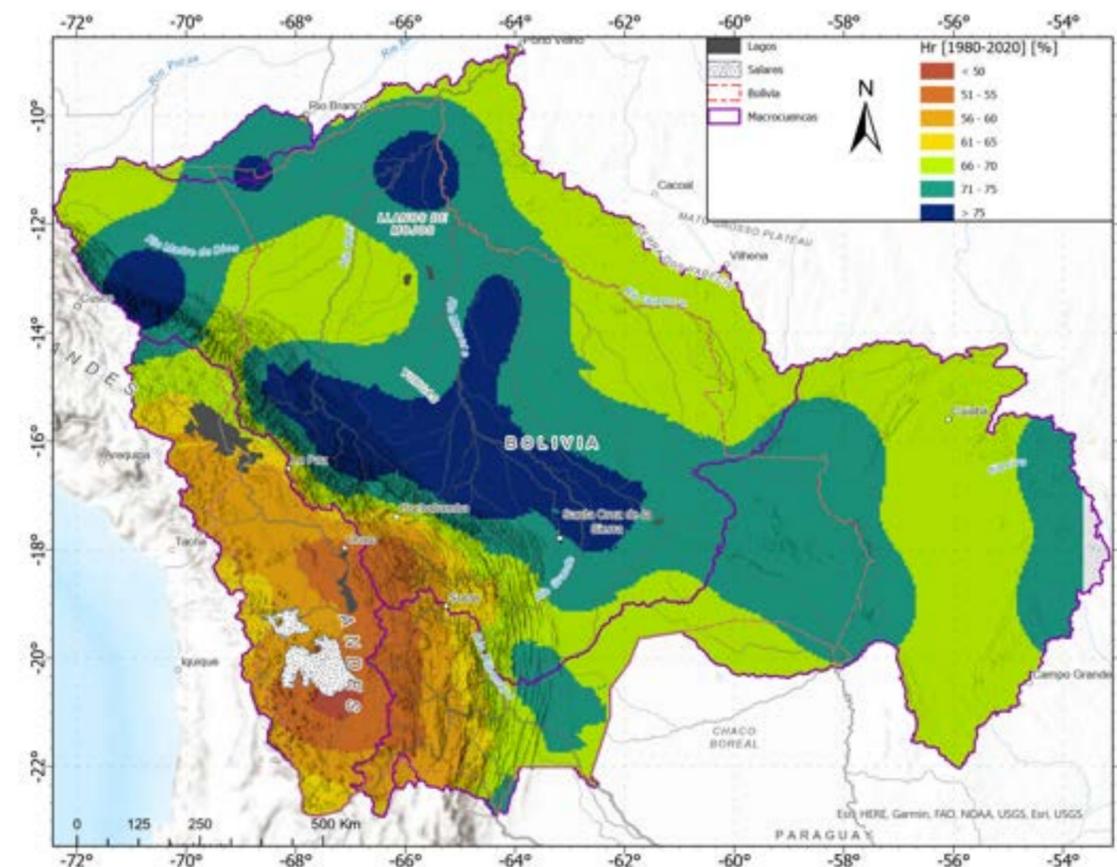


FIGURA 20. Ubicación de estaciones meteorológicas que conforman la base de datos de humedad relativa

La Figura 20 muestra la distribución espacial media anual de la humedad relativa, en base a las 128 estaciones utilizadas para la regionalización. Los valores más altos se observan en la Amazonía, y en la medida que se desplaza en sentido suroeste hacia el Altiplano se observa una disminución de los valores de la variable. El Anexo 4 proporciona más detalles sobre la metodología utilizada y un resumen de los registros históricos de las 128 estaciones de humedad relativa empleados.

### 2.1.6. Velocidad de viento

La velocidad de viento mide el componente horizontal del desplazamiento del aire en un punto y en un instante determinados. Se mide mediante un anemómetro y la unidad de medida es habitualmente en metros por segundo (m/s).

Para regionalizar la velocidad del viento, el procedimiento se realizó a través de la siguiente secuencia de pasos:

- Se conformó una base de datos con 325 registros históricos diarios de velocidad del viento entre el periodo 1980 - 2020 provenientes del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia.
- Esta base de datos recibió control de datos atípicos y evaluación de datos faltantes.
- Se consideraron estaciones que presentaran al menos 30% de datos observados, es decir 70% de datos faltantes, para el periodo 1980 - 2020 y no se realizó un proceso de relleno de datos faltantes.
- Se contó con una base de datos con 66 registros históricos y mediante la ecuación del perfil de la velocidad se determinó la velocidad a dos metros en todos aquellos datos registrados en los aeropuertos.
- Posteriormente, se analizó la variación espacial de la variable a través de diferentes métodos de interpolación y el régimen estacional.



- Se incorporaron los datos de 22 estaciones de Perú correspondientes al sistema TDPS (Titicaca-Desaguadero-Poopó-Salar de Coipasa) que consistían en registros medios mensuales históricos.
- Se regionalizó la variable a través del método ponderación de la distancia inversa (IDW) con covariable altitud.

En la Figura 21, se presenta una esquemática del procedimiento resumido de los pasos descritos previamente.

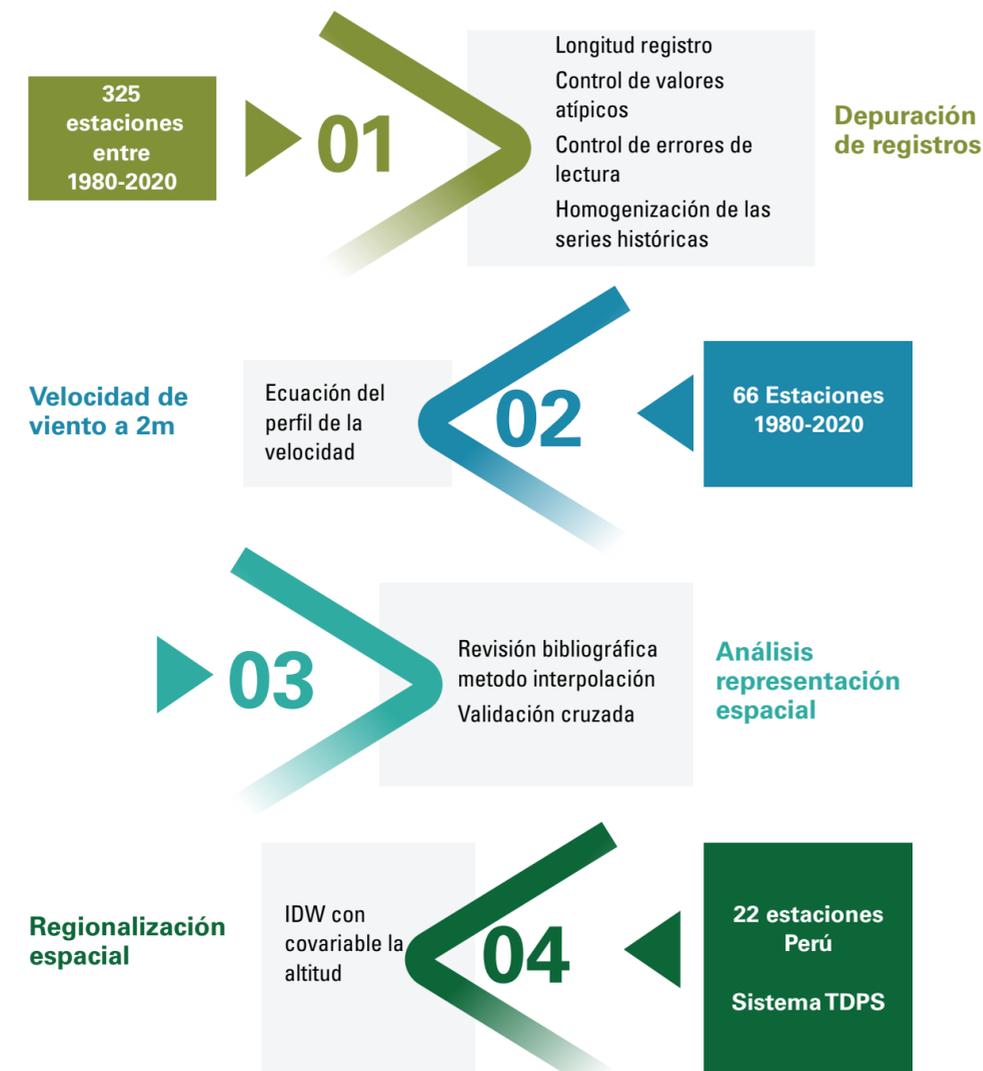


FIGURA 21. Flujo de trabajo para regionalizar la velocidad de viento

La Figura 22 muestra la distribución medial anual de la velocidad de viento, donde se pueden observar que las estaciones empleadas durante la regionalización. Los mayores valores de velocidad de viento se observan en la zona correspondiente al Altiplano, en la que por la presencia de la Cordillera Andina se presentan masas de aire que presentan una aceleración. Asimismo, en el caso de la región correspondiente a la Amazonia - Chiquitanía - Chaco boliviano se presentan valores de velocidad de viento mayores dado que los vientos alisios del Atlántico ingresan vía la cuenca amazónica en territorio boliviano y siguen su curso hacia las pampas argentinas.

En el Anexo 5 se brinda detalle de la metodología empleada para alcanzar dicho objetivo y un resumen mensual multianual de registros históricos de las estaciones con datos de velocidad de viento empleadas en la representación espacial de la variable.

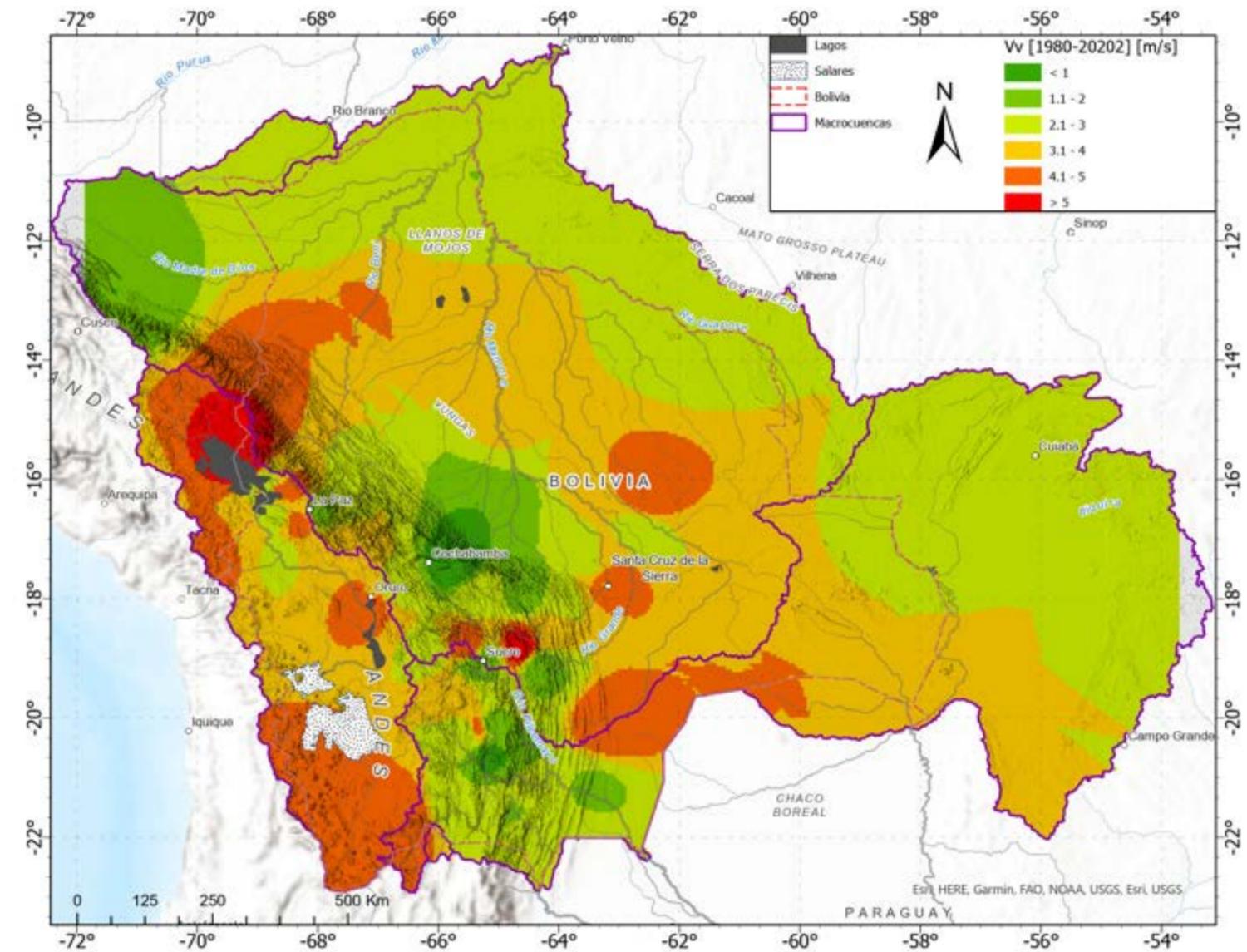


FIGURA 22. Velocidad de viento media anual para el territorio boliviano

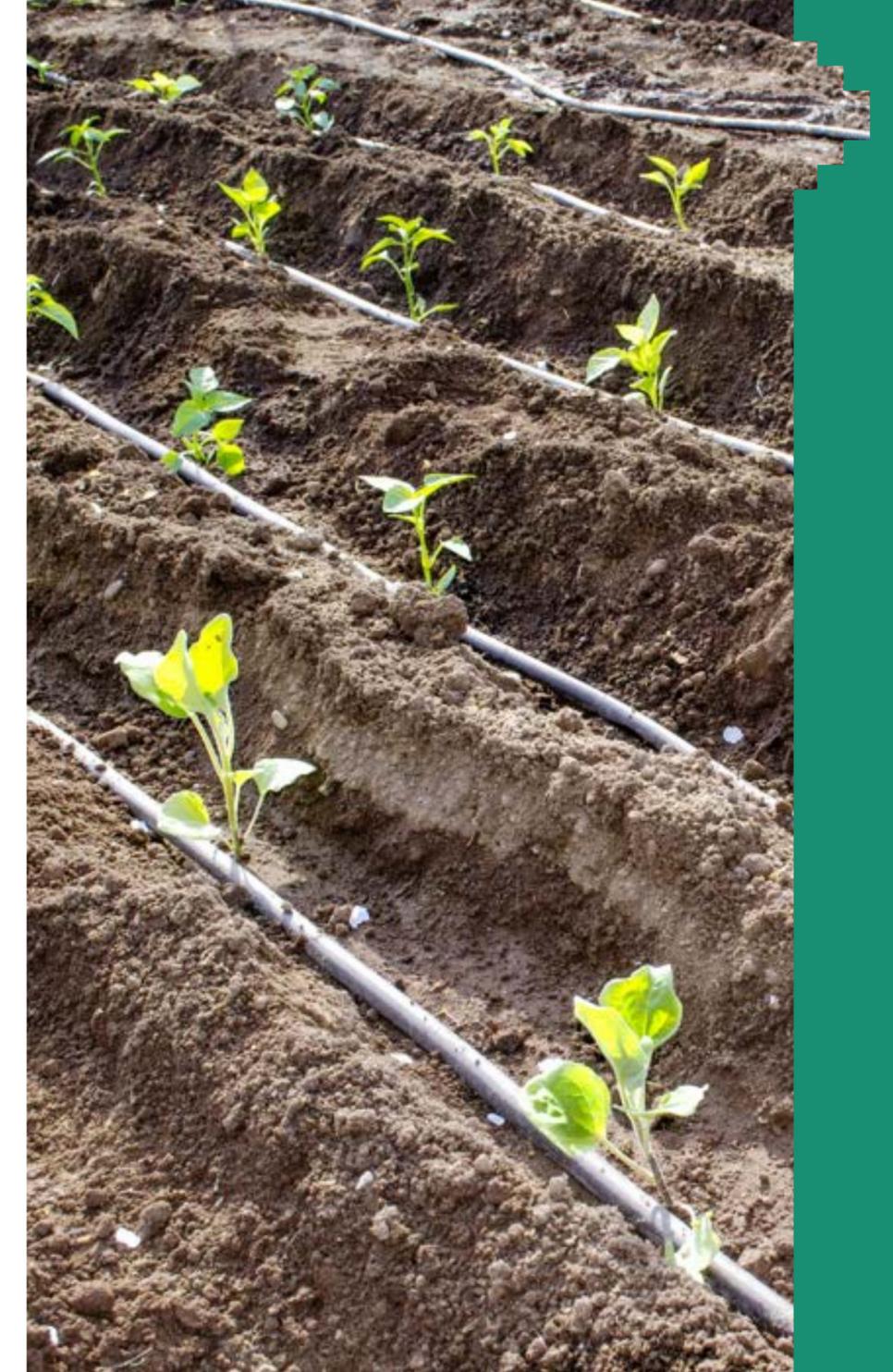
### 2.1.7. Evapotranspiración

La evapotranspiración es una variable relevante para el balance hidrológico. Para estimarla, se utilizó el método de Penman-Monteith<sup>43</sup> siguiendo la ecuación descrita por Maidment (1993)<sup>44</sup>, al igual que en el estudio de 2018. Este método requiere, además de la temperatura, información de velocidad del viento, horas de sol y humedad relativa. Estas variables, al ser complementarias al reporte meteorológico nacional, no cuentan con una infraestructura de monitoreo comparable a la de la precipitación y la temperatura. Por ello, el análisis de calidad enfatiza los siguientes pasos: 1) evaluación de la disponibilidad de datos, 2) evaluación de consistencia de las series recopiladas, 3) evaluación de outliers, 4) prueba de homogeneidad y 5) reporte de series depuradas. Proceso que fue descrito en los puntos anteriores.

Debido a la ausencia de información completa en el registro previo al periodo 1980 - 2015 así como en el periodo de actualización 2016 - 2020, estas variables en su serie depurada mensual son promediadas para reportar valores climáticos mensuales a través de procesos de interpolación a nivel de toda la región hidrológica de las tres macrocuencas. Los detalles de las fórmulas utilizadas, así como las variables y resultados son reportados en el capítulo 4 y 5.

<sup>43</sup> Cai, J., Liu, Y., Lei, T., & Pereira, L. S. (2007). Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agricultural and Forest Meteorology*, 145(1-2), 22-35.

<sup>44</sup> Maidment, D. R. (1993). *Handbook of hydrology* (Vol. 1). McGraw-Hill New York.



## 2.2. Hidrología

La metodología seguida en el proceso de actualización del balance hídrico consta de los siguientes pasos:

► **Recolección y análisis de la información de aforos e hidrometría:** Se recopiló y analizó la disponibilidad temporal y espacial de la información, tanto de aforos como hidrométrica compartida por las diferentes entidades a través del MMAyA. Luego, se integró la información a la base de datos disponible y estandarizada en el registro y formato manejado por SENAMHI, que deriva de los análisis previos realizados en el estudio de balance hídrico de 2018 (Figura 23).

► **Gráfico de las curvas de descarga:** Se graficaron las curvas de descarga, que relacionan la altura del agua con el caudal, para verificar y validar las curvas de descarga elaboradas en estudios previos en las tres macrorregiones. Para ello, se superpusieron los datos nuevos de aforo a la familia de curvas de descarga de cada estación.

► **Calibración de nuevas curvas de descarga:** Si los datos nuevos de aforo mostraban una nueva tendencia o estaban fuera de la franja de confianza de la última curva calibrada, se los calibra en una nueva curva de descarga utilizando la ecuación potencial ajustada mediante regresión.

► **Validación de las curvas de descarga:** Si los datos nuevos de aforo coincidían con la curva de descarga elaborada anteriormente, esta continuaba siendo válida. Si no había nuevos registros de aforo, se asumía que la última curva continuaba siendo válida para transformar los niveles de agua en caudal.

► **Ajuste de las curvas de descarga a la serie de nivel y caudal:** Asimismo, en las estaciones que ya presentaban procesada la transformación de nivel de caudal, se realizó el ajuste de la curva de descarga a la serie de nivel y caudal. Si existiesen aforos disponibles para el periodo de interés, se contrastó y verificó el ajuste.

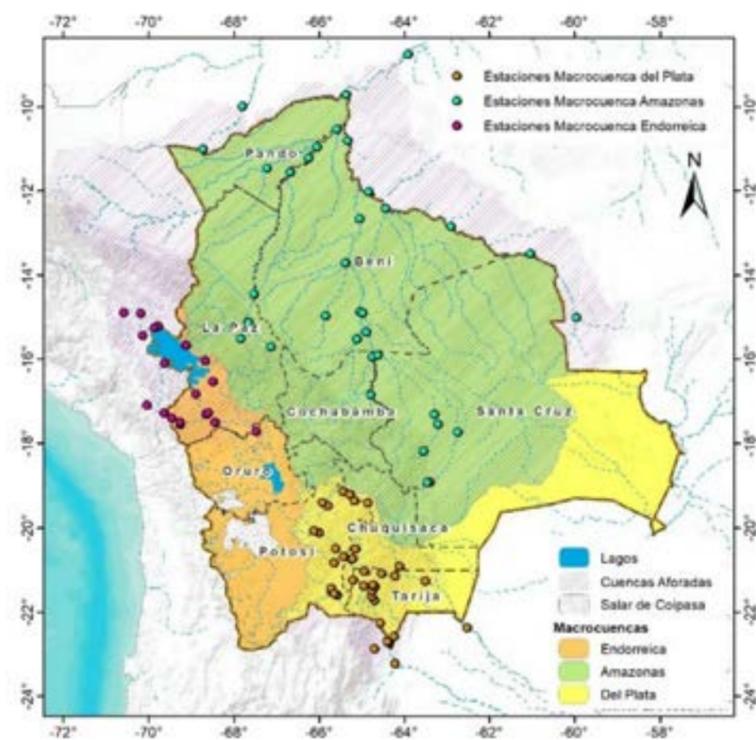


FIGURA 23. Cuencas aforadas y estaciones hidrológicas e hidrométricas.

### 2.2.1. Hidrometría

Las curvas altura-caudal (H-Q)<sup>45</sup> son importantes porque permiten obtener el caudal a partir del dato de altura<sup>46</sup>, lo que facilita el cálculo de un hidrograma continuo midiendo sistemáticamente las alturas. Cada estación hidrológica tiene su propia curva ajustada de descarga generada a partir de registros de aforos históricos. Sin embargo, debido a los cambios morfológicos del río y los cambios en los equipos de medición, estas curvas solo son válidas durante un cierto período de tiempo.

La ecuación potencial (Power equation) es frecuentemente la que describe mejor la relación H-Q:

$$Q = a(H - S_o)^b$$

Donde:

$Q$  = caudal (m<sup>3</sup>/s).

$H$  = altura (m).

$S_o, a, b$  = Constantes que se determinan utilizando los datos observados sobre el nivel de agua y descarga.

<sup>45</sup> Las curvas H-Q se obtienen a partir de una serie de aforos que abarcan distintos niveles alcanzados por el agua en una sección y que están bien distribuidos entre los periodos de estiaje y crecidas.

<sup>46</sup> Pérez-Preciado, A. (1969). Métodos para elaborar curvas de calibración en cauces aluviales.

Por otro lado, con el objetivo de respaldar aquellas estaciones con mediciones escasas, se ha visto necesario incluir una curva H-Q teórica generada a partir de información de la sección transversal y la pendiente media del tramo por medio de la ecuación de Manning:

$$Q = \frac{A}{n} R_h^{2/3} S^{1/2}$$

Donde:

$Q$  = caudal (m<sup>3</sup>/s).

$A$  = Área mojada de la sección del flujo de agua (m<sup>2</sup>).

$R_h$  = Radio hidráulico que está en función al tirante hidráulico (m).

$n$  = Coeficiente de Rugosidad de Manning.

$S$  = Pendiente de la línea de agua.

#### 2.2.1.1. Calibración de las curvas de descarga

La metodología de calibración consta de 3 pasos, que se utilizarán según la estación y el caso de estudio, siempre y cuando la situación lo permita:

► **Método logarítmico:** Se utiliza para estaciones con datos de aforo suficientes y con un rango de alturas de agua amplio.

- ▶ Método del Match Point: Se utiliza para estaciones con datos de aforo escasos o con un rango de alturas de agua estrecho.
- ▶ Método visual: Se utiliza para estaciones con datos de aforo limitados o con problemas de calidad.

El problema de las metodologías de ajuste automático, como los errores de mínimos cuadrados, es que pueden generar una curva que predice correctamente las descargas bajas o en el rango de los aforos disponibles. Sin embargo, para descargas más altas, la curva puede sobreestimar o subestimar el caudal. La precisión de la curva de descarga depende significativamente del caudal más alto. Para reducir esta influencia, se sugiere el uso de un método gráfico, el Match Point o punto de ajuste más alto. Este punto corresponde al caudal máximo medido en toda la serie histórica de datos en la sección. La hipótesis es que, para ese caudal máximo histórico, la sección sufrió un cambio morfológico extraordinario. Por lo tanto, la curva H-Q calibrada se fuerza a pasar o estar muy cerca del Match Point<sup>47</sup>.

### 2.2.1.2. Procesamiento crítica y consistencia de datos

El análisis, la crítica y el tratamiento se realizará sobre los datos diarios (lecturas de regla y aforos), es decir sobre los datos brutos observados en las estaciones. Primero, se identifican los errores más evidentes, entre ellos: de instalación de reglas limnimétricas, por transcripción, de unidades, entre otros<sup>48</sup>. Los errores anteriores

47 Villazón, M. F. (2011). Modelling and conceptualization of hydrology and river hydraulics in flood conditions, for Belgian and Bolivian basins. Katholieke Universiteit Leuven .

47a Chavez, A. (2020). Análisis, crítica y relleno de las series continuas hidrológicas de la amazonia boliviana. Universidad Mayor de San Simón

48 Vauchel, P., Malbrunot, A., & Aguilar, R. (2006). Análisis, crítica y tratamiento de los datos hidrométricos de la cuenca alta del río Pilcomayo disponibles agua arriba de Misión La Paz (Argentina).

son identificados sencillamente mediante un análisis gráfico visual con transformación logarítmica y consistencia de flujos bases, se reportarán solo los casos de estaciones que requieran dicho proceso de análisis y tratamiento.

### 2.2.1.3. Intervalos de confianza para la respuesta media $E(y|x_o)$

La estimación de intervalos de confianza para la respuesta media permite determinar un rango de valores en los que, con una determinada probabilidad se encuentra el valor real de un dato. Con base en los resultados del estudio de Chavez (2020)<sup>47a</sup> se ha evaluado la validez de las relaciones H-Q, al graficar su intervalo de confianza en contraste a los aforos más recientes. Las expresiones utilizadas para calcular los intervalos de confianza son las siguientes:

La respuesta media en  $x = x_o$  es dada por  $\hat{\mu}_{y|x_o} = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_o$  y se calcula a partir del modelo de regresión ajustado, por lo tanto, el error estándar de la respuesta media es:

$$se_{(y|x_o)} = \sqrt{\hat{\sigma}^2 \left[ \frac{1}{n} + \frac{(x_o - \bar{x})^2}{S_{xx}} \right]}$$

Un intervalo de confianza  $100(1 - \alpha)\%$  sobre la respuesta media en  $x = x_o$  este dado por

$$\hat{\mu}_{y|x_o} - t_{\alpha/2, n-2} se(\hat{\mu}_{y|x_o}) \leq \mu_{y|x_o} \leq \hat{\mu}_{y|x_o} + t_{\alpha/2, n-2} se(\hat{\mu}_{y|x_o})$$

### 2.2.1.4. Disponibilidad de datos hidrométricos

Los datos recopilados para la actualización hidrométrica de las tres macro cuencas incluyen la actualización de las curvas de descarga y series de nivel y caudal en los puntos de control hidrométrico utilizados en el estudio de 2018, así como en estaciones adicionales incluidas tomando en cuenta la disponibilidad actual de datos y la necesidad de mejorar la representación de zonas que en el estudio previo quedaron pendientes de verificación. En el Anexo 6 está una descripción detallada del análisis realizado a las diferentes estaciones hidrométricas utilizadas.

## 2.3. Información Biofísica

### 2.3.1. Suelos

En el campo de la modelación hidrológica y particularmente en el método de la humedad del suelo incluido en WEAP, la textura del suelo se constituye como una característica fundamental en el proceso de definición de parámetros relacionados a la retención e infiltración del agua en el suelo, principalmente en la frontera del suelo vinculada a la vegetación.

Considerando el inventario de estudios y proyectos desarrollados previamente en el país con relación a la planificación de los recursos hídricos, y la disponibilidad de recursos con cobertura a nivel global, se definió la clasificación de suelos en base al sistema nacional de taxonomía de suelo de los Estados Unidos determinada

por la United States Department of Agriculture (USDA). La clasificación se define a partir de las proporciones de arena, limo y arcilla presentes en el suelo, dando lugar a doce clasificaciones principales de textura del suelo: arena, arena limosa, franco arenoso, franco, franco limoso, limo, franco arcilloso arenoso, franco arcilloso, franco arcilloso limoso, arcilla arenosa, arcilla limosa y arcilla. Además de las doce clasificaciones determinadas, debe aclararse que las áreas ocupadas por cuerpos de agua, nieve, hielo o cualquier superficie impermeable, se agrupan en una decimotercera categoría determinada como agua.

Parámetros como la Capacidad de retención de humedad y la Conductividad en la zona radicular (Ks) dependen en el método de la humedad del suelo exclusivamente de la clasificación del suelo según su textura, no obstante, es posible definir parámetros como la Capacidad de agua en el suelo (SWC) a partir de la combinación de parámetros asociados tanto a la textura del suelo como a la cobertura de este.

#### 2.3.1.1. Clasificación de tipos de suelos

Para determinar la taxonomía del suelo dentro de las diferentes unidades hidrográficas a nivel nacional, se realizó un análisis espacial de las capas Harmonized World Soil Database (HWSD) y SoilGrids (Tabla 4). Una descripción de estas bases de datos se encuentra en el Anexo 7.

La capa SoilGrids se obtuvo desde el sistema para el mapeo digital mundial de suelos llamado SoilGridsTM que utiliza técnicas de machine learning para mapear la distribución geográfica de los atributos del suelo en todo el mundo. Para complementar la capa SoilGrids, se extrajo un polígono de la capa HWSD. Posteriormente, se



consideró a la capa SoilGrids como capa principal para el análisis y clasificación final de tipos de suelos. La capa se recodificó en 13 códigos finales, que representan las 12 categorías universalmente aceptadas y generadas por el USDA, más una categoría para cuerpos de agua.

Para realizar la recodificación se generó un código condicional donde se agruparon los píxeles pertenecientes a la misma cate-

goría de suelo y se asignó el código al que correspondían según la clasificación propia. Esta reclasificación tuvo como objetivo generar valores representativos para la capa debido que el insumo final dentro del modelo WEAP para caracterización biofísica de la cuenca, es un mosaico donde cada píxel contiene información del tipo de suelo, cobertura y pendiente. De esta manera es más sencillo reconocer en el mosaico final las características únicas por píxel.

TABLA 4. Metadatos de productos globales de suelo

Nombre	Tipo de archivo	Resolución	No.de píxeles	Extensión	Fuente
SoilGrids	GeoTIFF	7.5 arco segundos (250 m)	293	X: -52.1311290421 -78.9753259897 Y: -5.32196074629 -26.2468882532	<a href="https://www.soilgrids.org/">https://www.soilgrids.org/</a>
HWSD	GeoTIFF	30 arco segundos (1 km)	295	X: -52.1333333334 -78.9833333334 Y: -5.3166666667 -26.25	<a href="https://www.fao.org/3/aq361e/aq361e.pdf">https://www.fao.org/3/aq361e/aq361e.pdf</a>

Los códigos finales para esta capa son los siguientes:

TABLA 5. Códigos de tipos de suelo

Código	Nombre original	Nombre según USDA
1	Clay (Light)	Arcilla Ligera
2	Clay Loam	Franco Arcilloso
3	Clay Heavy	Arcilla Densa
4	Loam	Franco
5	Loamy Sand	Areno Franco
6	Sand	Arenoso
7	Sandy Clay Loam	Franco Arcillo Arenoso
8	Sandy Loam	Franco Arenoso
9	Silt Loam	Franco Limoso
10	Silty Clay	Arcillo Limoso
11	Silty Clay Loam	Franco Arcilloso Limoso
12	Water	Agua

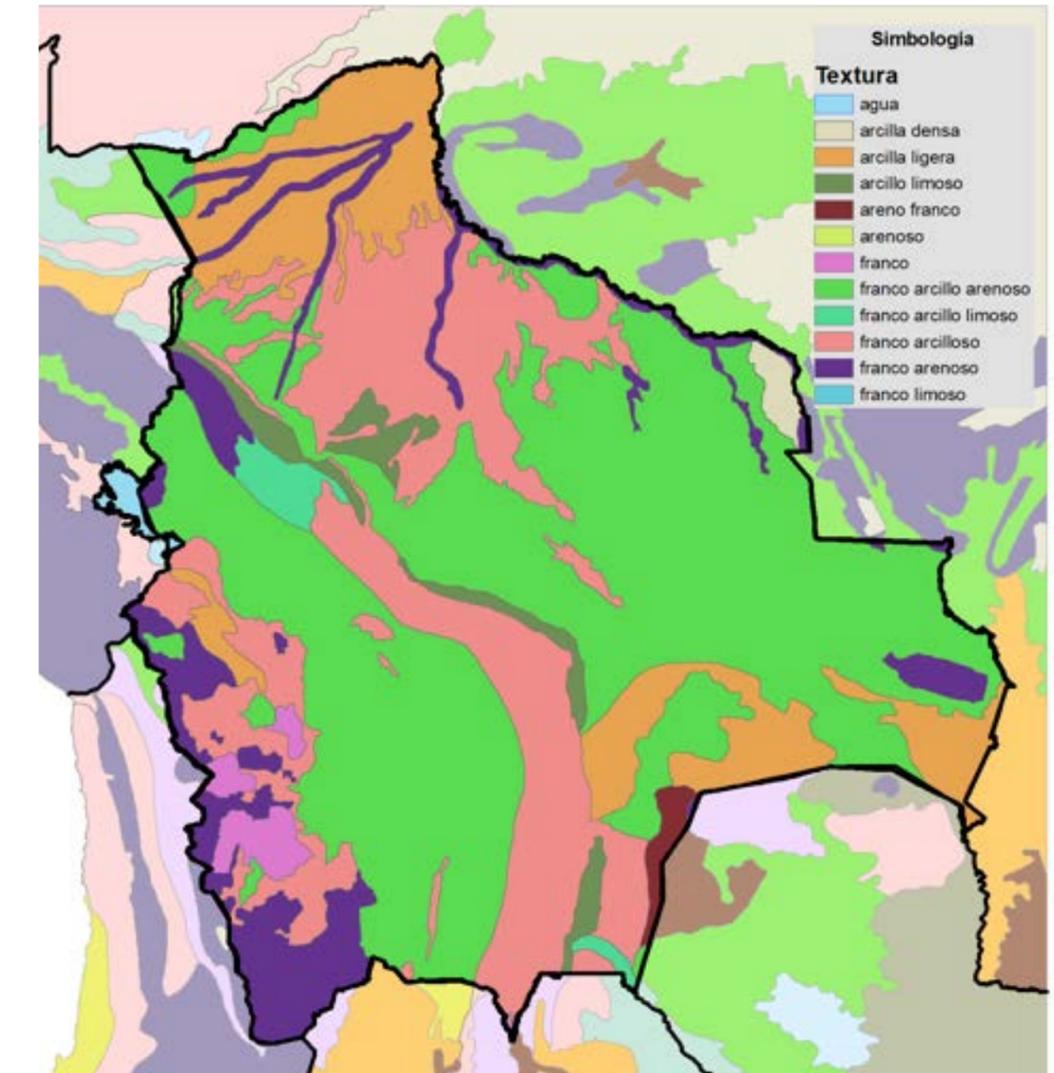


FIGURA 24. Mapa de tipo de suelo SoilGrids para el dominio de la modelación



### 2.3.2. Cobertura y uso de la tierra

El mapa de cobertura y uso de la tierra es una herramienta esencial para el análisis del balance hídrico a nivel nacional. Este mapa proporciona información sobre la distribución de los diferentes tipos de cobertura y uso de la tierra por unidad hidrográfica. La cobertura y el uso de la tierra afectan el balance hídrico de diferentes maneras, ya que la cobertura vegetal del suelo influye en la cantidad de agua que infiltra<sup>49</sup>. Por ejemplo, los suelos con cubiertas no boscosas tienen una mayor variación en la humedad que retienen, lo que se traduce en una mayor variación en la cantidad de agua disponible en las vertientes.

En este marco, existen diferentes fuentes de información sobre mapas de cobertura, que se describen en el Anexo 8. Sin embargo, para la validación y el procesamiento de datos de suelo y cobertura de la tierra para la actualización del balance hídrico, se consideraron dos fuentes principales: COBUSO 2010 y ESA-CCI-LC. A continuación, se describen estas fuentes de manera general.

49 Manson, R. (2004). Los servicios hidrológicos y la conservación de los bosques de México. *Madera y Bosques*, 10(1), 3-20.

#### 2.3.2.1. Mapa de cobertura y uso actual de la tierra (COBUSO 2010)

Herramienta desarrollada por el Viceministerio de Tierras del Ministerio de Desarrollo Rural y Tierras que contempla una categorización de 57 clases de uso de suelo, de 60 imágenes LandSat TM5 obtenidas entre los años 2006 y 2007, sin nubosidad, y con resolución aproximada de 30 m. El mapa puede ser descargado desde la página web del portal GeoBolivia<sup>50</sup>.

La principal clasificación de cobertura del COBUSO contempla los bosques, herbazales, matorrales, zonas no vegetadas y aquellas áreas alteradas por la actividad humana como por ejemplo los bosques plantados, la agricultura y las áreas urbanas. Las subcategorías varían dependiendo de la densidad, vegetación, y zona climática. Debido a que el COBUSO se basa en coberturas dominantes, es relativamente fácil fusionar y reducir las clases con fines prácticos requeridos, como por ejemplo para una modelación hidrológica. Es importante recalcar que una de las principales limitantes es que este producto representa la situación existente para el año 2010 y no contempla cambios de cobertura en el tiempo.

50 <http://geo.gob.bo/portal/>

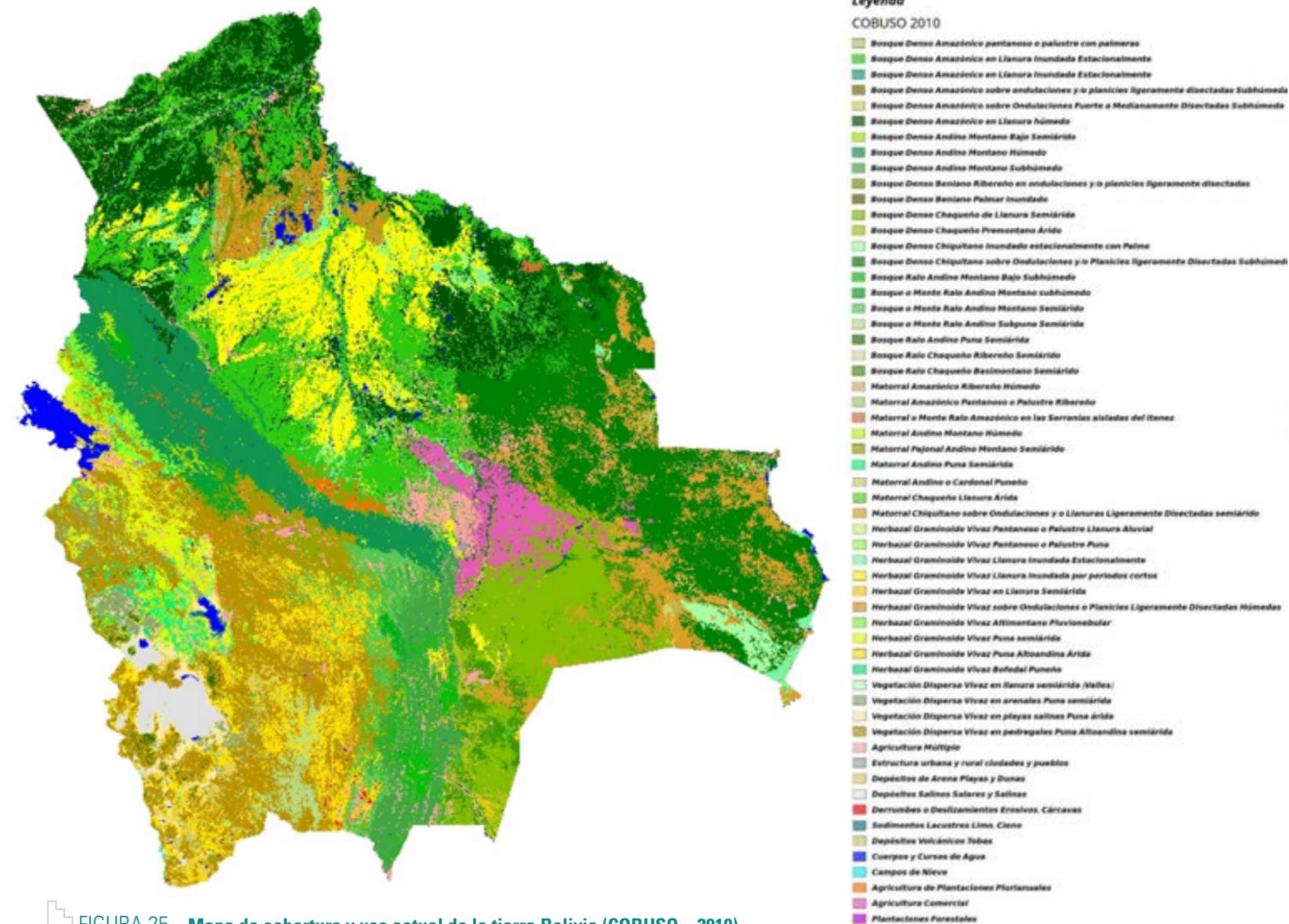


FIGURA 25. Mapa de cobertura y uso actual de la tierra Bolivia (COBUSO – 2010) con una resolución de 30 m y que consta de 57 clases de cobertura.



### 2.3.2.2. Mapa de cobertura vegetal de la Agencia Espacial Europea (ESA – CCI – LC)

En el marco del Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S), a la fecha, se publicaron los productos globales de cobertura del suelo desde 1992 al presente, denominado Land Cover de la European Space Agency (ESA), mismos que pueden ser descargados desde su página web<sup>51</sup>. Dichos mapas de cobertura de suelo se encuentran disponibles en formato NetCDF y contemplan 22 clases con una resolución espacial de 0.002778° (≈300 m) utilizando el Sistema de Clasificación de la Cubierta Terrestre (LCCS) desarrollado por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO).

La información es actualizada anualmente (con un año de retraso) y se basa en datos satelitales provenientes del Espectrómetro de Imágenes de Media Resolución (MERIS) y del PROBA-V, así como de una combinación de datos de Advanced Very High Resolution Radiometer – (AVHRR) y Satellite Pour l’Observation de la Terre (SPOT-VGT). Además de los mapas de cobertura de suelo (LC), la herramienta consta con cuatro indicadores de calidad para documentar la fiabilidad de la clasificación y la detección de cambios.

51 <http://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/index.php>

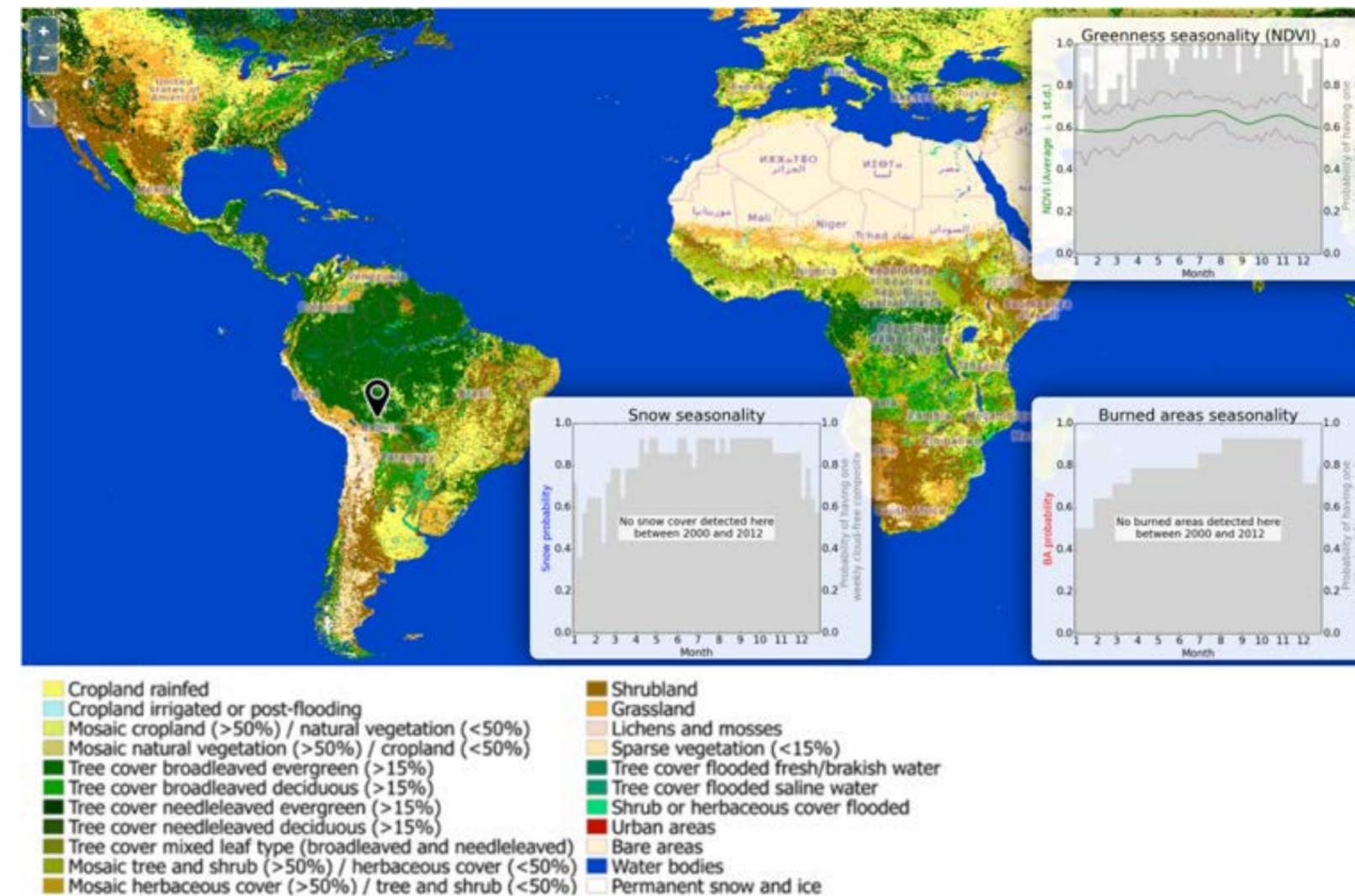


FIGURA 26. Mapa de cobertura vegetal de la Agencia Espacial Europea (ESA – CCI – LC)

### 2.3.2.3. Clasificación de tipos de cobertura

Para determinar la topología de cobertura actual en la cuenca se usó información de la base del Sistema de Clasificación de Cobertura Vegetal (LCSS) desarrollado por la FAO con el objetivo de proveer un máximo de compatibilidad con los productos Land Cover de la ESA C3S. El mapa describe todas las áreas terrestres clasificadas en 22 categorías de cobertura vegetal siguiendo la United Nations Land Cover Classification Scheme (UNLCCS). Esta característica hace a este producto particularmente adecuado para los propósitos de actualización del balance hídrico el cual depende de una representación ajustada a las características hidrológicas de la cobertura vegetal.

En la siguiente tabla se describen las especificaciones técnicas sobre la capa GeoTIFF utilizada para describir la cobertura en el dominio de la modelación en WEAP:

TABLA 6. Especificaciones técnicas de la capa de cobertura vegetal

Nombre	Tipo de archivo	Resolución	Versión	Fuente
C3S-LC-L4-LCCS_2020	GeoTIFF	300 m	V2.1.1	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/satellite-land-cover?tab=form">https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/satellite-land-cover?tab=form</a>

De las 22 clases contenidas en la capa, se realizó una reagrupación para generar 9 códigos. Para la actualización, estos códigos representan las coberturas de la siguiente manera:

TABLA 7. Códigos de tipos de cobertura

Código	Tipo de cobertura
1	Agricultura
2	Bosque
3	Herbácea
4	Humedales
5	Asentamiento humano
6	Matorral
7	Suelo desnudo
8	Agua
9	Nieve

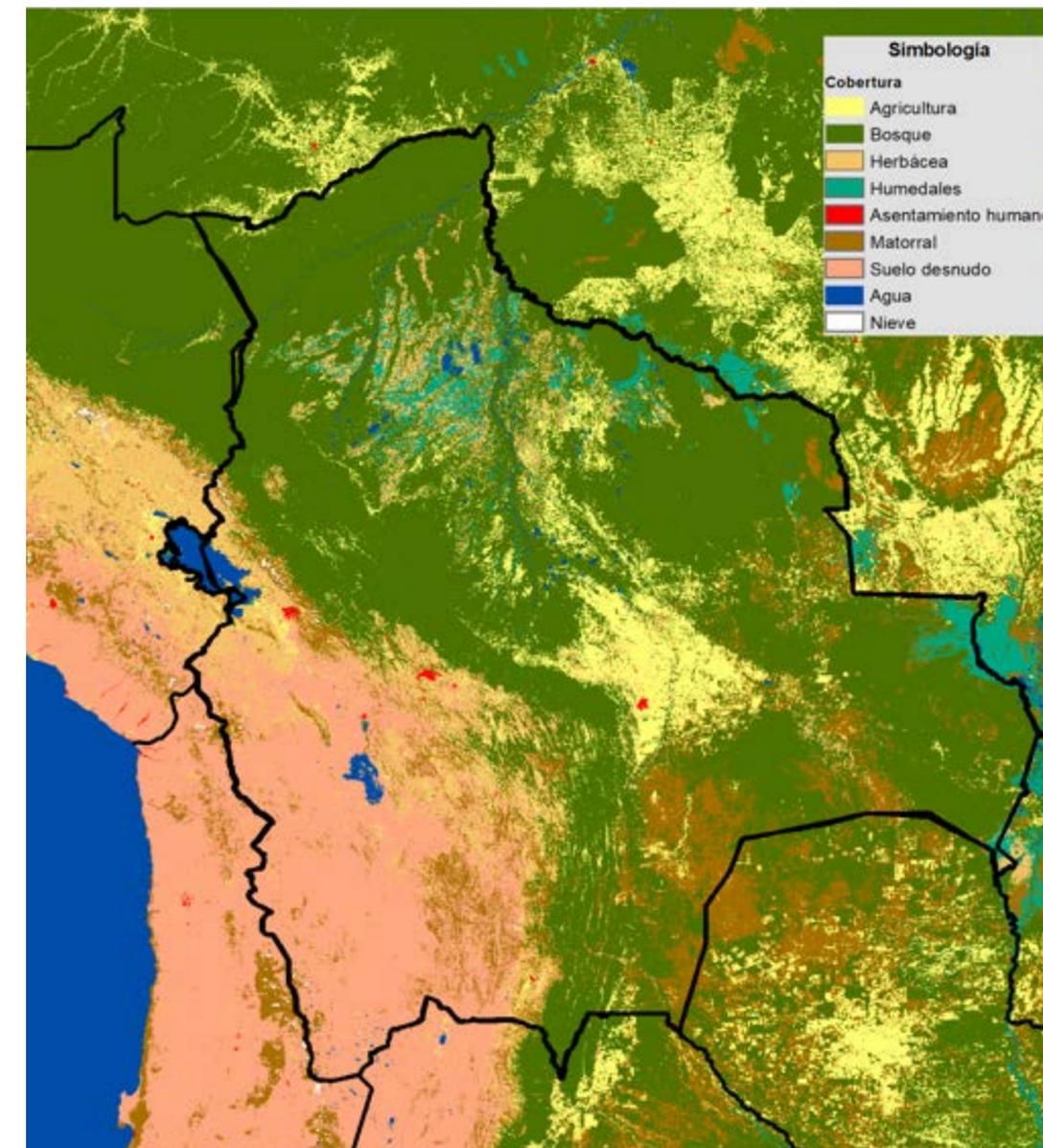


FIGURA 27. Mapa de tipo de cobertura para el dominio de la modelación

### 2.3.3. Topografía y pendiente

#### 2.3.3.1. Modelo de terreno

Uno de los modelos de terreno más aplicado a nivel global es SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de la NASA, las cuales fueron observados en el año 2000. Los datos SRTM tienen una resolución nativa de 30 metros y fueron reprocesados y corregidos a una escala de 90 metros (Figura 28).

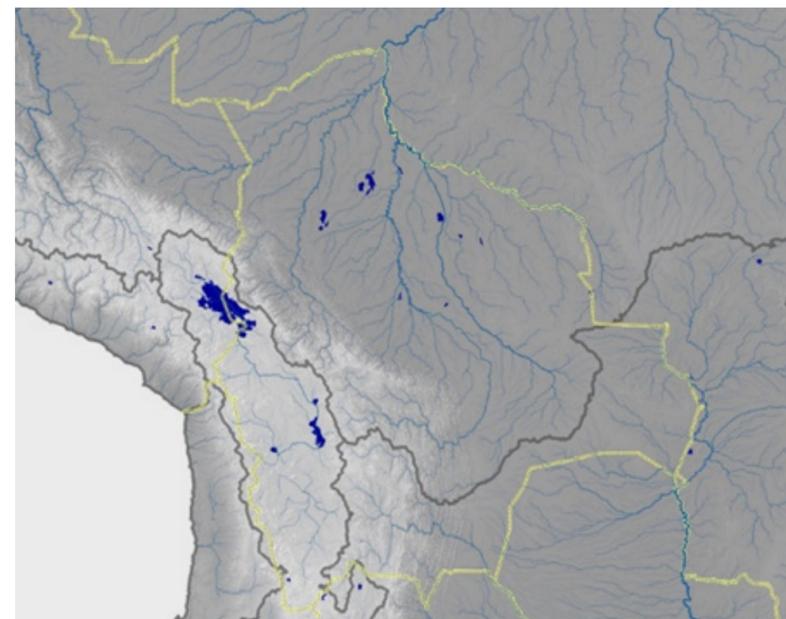


FIGURA 28. Modelo de Terreno Digital (MDT) 90m en base de SRTM

En 2010, la World Wildlife Fund (WWF) publicó la base de datos completa de HydroSHEDS (Hydrological data and maps based on Shuttle Elevation Derivatives) (Lehner Verdin & Jarvis, 2008), un producto basado en datos SRTM y otras fuentes hidrográficas. Este producto consiste en un MDT “hidrológicamente correcto”, que permite modelar y “rutear” una gota de agua teórica desde su entrada en una cuenca hasta su salida al mar. Este modelo permite una gran cantidad de análisis, pero es más útil para la definición de la hidrografía de cuencas, la delimitación de cuencas y las redes de drenaje. Para este estudio, se adoptó HydroSHEDS, que está incorporado en WEAP, para delimitar las cuencas a una resolución de 3 Arcsecond (aproximadamente 90 metros).

#### 2.3.3.2. Pendiente

Para fines de parametrización del modelo hidrológico se reclasifico el mapa de pendiente obtenido usando SRTM. No se adoptó ningún sistema de clasificación de pendiente debido a que el objetivo era minimizar en número de clases. En este caso la reclasificación se realizó para tres clases para los siguientes rangos: plano (0-3%), inclinado (3-12%), y escarpado (>12%). En la Figura 29 se puede observar el mapa con la reclasificación mencionada.

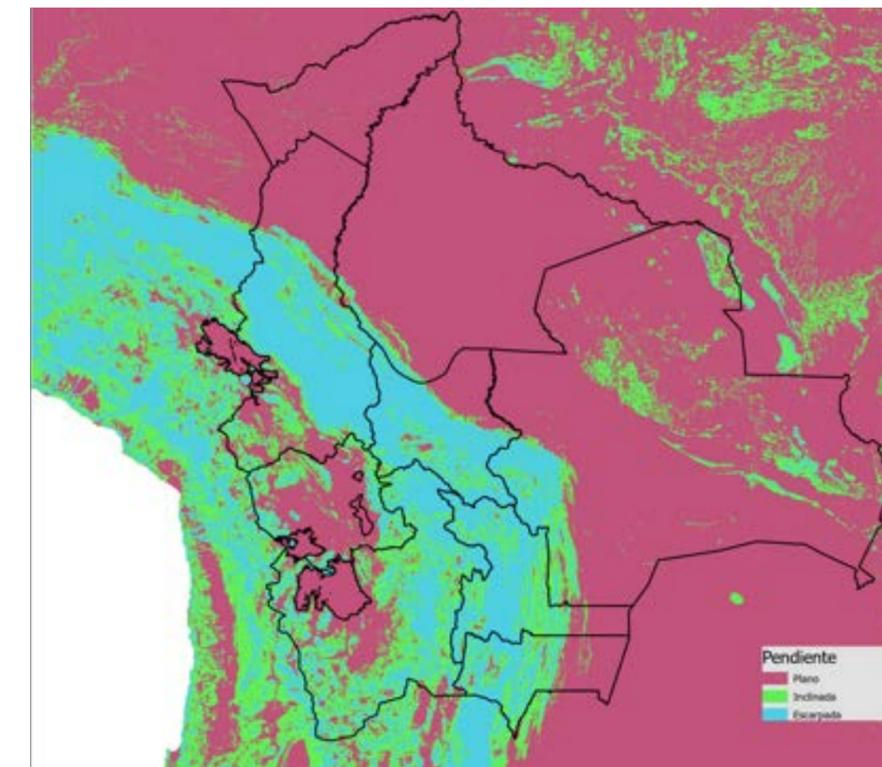


FIGURA 29. Clasificación de la pendiente para fines de parametrización del modelo hidrológico

### 2.3.4. Combinación y recodificación: suelo - cobertura - pendiente

El objetivo de combinar y recodificar las capas de suelo, cobertura y pendiente fue el de crear un mosaico final que representa las variables biofísicas de la cuenca. Este mosaico se utilizó como dato de entrada principal en el modelo WEAP.

Las variables utilizadas corresponden a las siguientes fuentes:

- Cobertura de la tierra de la ESA (actualizado al 2020, píxel 300 m).
- Tipos de suelo de la base de datos SoilGrids (actualizado al 2017, píxel 250 m).
- Pendiente derivada del modelo digital de elevación de HydroSHEDS (actualizado al 2010, píxel 90 m).

Los píxeles resultantes representan la información combinada de suelo-cobertura-pendiente mediante códigos que configuran un total de 351 posibles combinaciones, y que derivan de 13 códigos de tipo de suelo, 9 códigos de cobertura y 3 códigos de pendiente. El mosaico final se redujo a 246 clases para satisfacer las necesidades del modelo.

En la Figura 30 se puede observar una representación de algunas de las clases contenidas en el mosaico final para una de las unidades hidrográficas dentro del modelo en WEAP.

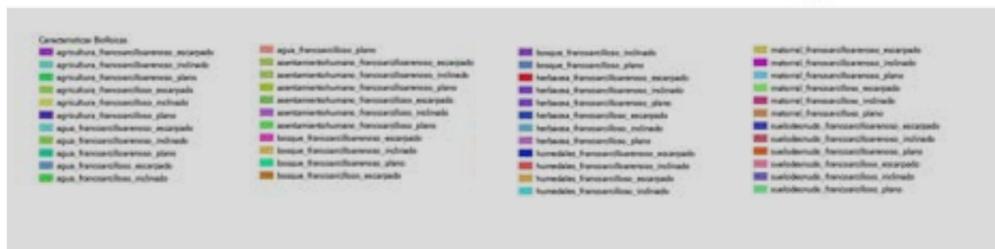
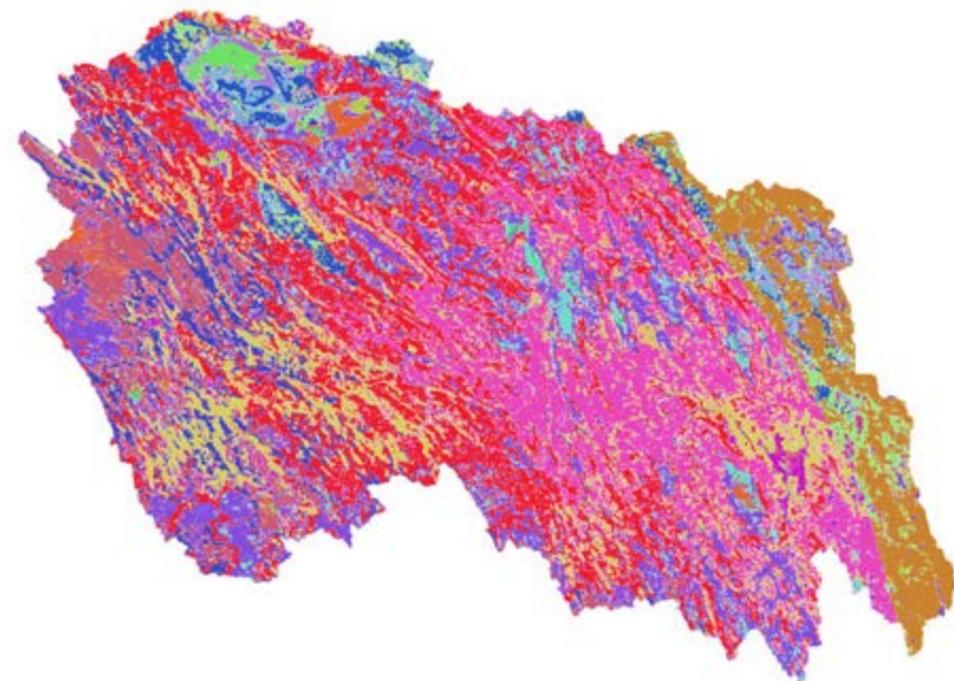


FIGURA 30. Características biofísicas combinadas para una UH dentro del modelo WEAP

Para validar la georreferenciación y ajuste del mosaico resultante dentro de la delimitación del modelo en WEAP, se llevó a cabo una validación de datos. Esta consistió en agregar el mosaico final de información biofísica al modelo, asignando las diferentes categorías a la delimitación de cuenca. Posteriormente, se exportaron los datos biofísicos de una subcuenca elegida aleatoriamente, para comparar las categorías y áreas asignadas por el modelo a dicha unidad hídrica con lo registrado en el mosaico final calculado en SIG.

La confirmación de número de categorías iguales y áreas daría como resultado el visto bueno de la compatibilidad del producto en SIG y lo asignado de acuerdo con la lectura de datos del modelo WEAP. Los resultados fueron positivos al hacer la comparación. Los resultados de la comparación se observa en la siguiente tabla:

TABLA 8. Listas comparativas mostrando número, nombre y áreas de las diferentes características biofísicas contenidas en una subcuenca aleatoria. Datos asignados en el modelo WEAP (der.) - Datos calculados en entorno SIG (izq.).

INFO SIG			
COUNT	CODE	NAME_CATEGORY	AREA (KM <sup>2</sup> )
1	38	bosque + arcillo arenoso + escarpado	0.371
2	39	herbácea + arcillo arenoso + escarpado	0.004
3	41	matorral + arcillo arenoso + escarpado	0.631
4	45	bosque + franco arcillo arenoso + escarpado	2.613
5	48	matorral + franco arcillo arenoso + escarpado	0.363
6	88	bosque + arcilla ligera + inclinado	42.075
7	91	matorral + arcilla ligera + inclinado	1.173
8	115	agricultura + arcillo arenoso + inclinado	9.799
9	118	bosque + arcillo arenoso + inclinado	187.529
10	119	herbácea + arcillo arenoso + inclinado	13.871
11	120	humedales + arcillo arenoso + inclinado	0.499
12	121	matorral + arcillo arenoso + inclinado	127.293
13	122	agricultura + franco arcillo arenoso + inclinado	0.211
14	125	bosque + franco arcillo arenoso + inclinado	15.442
15	126	herbácea + franco arcillo arenoso + inclinado	0.162
16	128	matorral + franco arcillo arenoso + inclinado	3.498
17	169	agricultura + arcilla ligera + plano	10.063
18	172	bosque + arcilla ligera + plano	5935.915
19	173	herbácea + arcilla ligera + plano	56.658
20	174	humedales + arcilla ligera + plano	0.301
21	175	matorral + arcilla ligera + plano	873.041
22	200	agricultura + arcillo arenoso + plano	89.610
23	202	asentamiento humano + arcillo arenoso + plano	1.200
24	203	bosque + arcillo arenoso + plano	2013.439
25	204	herbácea + arcillo arenoso + plano	487.138
26	205	humedales + arcillo arenoso + plano	1.001
27	206	matorral + arcillo arenoso + plano	284.694
28	208	agricultura + franco arcillo arenoso + plano	170.069
29	211	bosque + franco arcillo arenoso + plano	7913.800
30	212	herbácea + franco arcillo arenoso + plano	228.605
31	213	humedales + franco arcillo arenoso + plano	0.402
32	214	matorral + franco arcillo arenoso + plano	1144.851

INFO WEAP		
COUNT	NAME_CATEGORY	AREA WEAP
1	bosque_arcilloarenoso_escarpado	0.410
2	herbacea_arcilloarenoso_escarpado	0.020
3	matorral_arcilloarenoso_escarpado	0.490
4	bosque_francoarcilloarenoso_escarpado	2.390
5	matorral_francoarcilloarenoso_escarpado	0.280
6	bosque_arcillaligera_inclinado	37.890
7	matorral_arcillaligera_inclinado	1.050
8	agricultura_arcilloarenoso_inclinado	8.910
9	bosque_arcilloarenoso_inclinado	170.420
10	herbacea_arcilloarenoso_inclinado	12.630
11	humedales_arcilloarenoso_inclinado	0.440
12	matorral_arcilloarenoso_inclinado	116.560
13	agricultura_francoarcilloarenoso_inclinado	0.180
14	bosque_francoarcilloarenoso_inclinado	13.970
15	herbacea_francoarcilloarenoso_inclinado	0.130
16	matorral_francoarcilloarenoso_inclinado	3.090
17	agricultura_arcillaligera_plano	9.060
18	bosque_arcillaligera_plano	5369.640
19	herbacea_arcillaligera_plano	51.270
20	humedales_arcillaligera_plano	0.240
21	matorral_arcillaligera_plano	787.250
22	agricultura_arcilloarenoso_plano	82.050
23	asentamientohumano_arcilloarenoso_plano	1.150
24	bosque_arcilloarenoso_plano	1830.130
25	herbacea_arcilloarenoso_plano	442.690
26	humedales_arcilloarenoso_plano	0.890
27	matorral_arcilloarenoso_plano	257.810
28	agricultura_francoarcilloarenoso_plano	154.440
29	bosque_francoarcilloarenoso_plano	7153.310
30	herbacea_francoarcilloarenoso_plano	208.050
31	humedales_francoarcilloarenoso_plano	0.320
32	matorral_francoarcilloarenoso_plano	1037.280

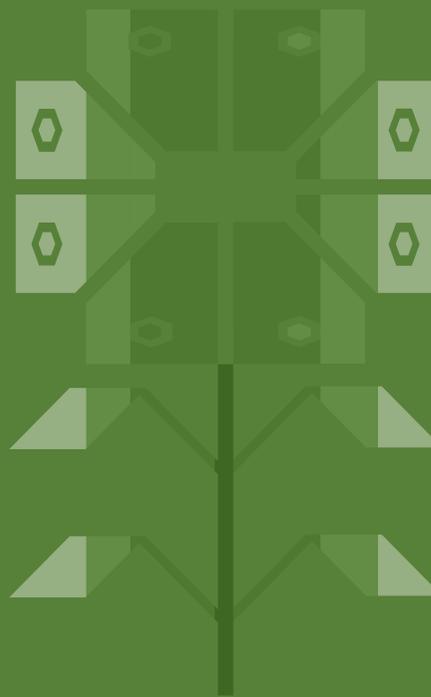
### 2.3.5. Capacidad de retención potencial de humedad y escurrimiento superficial de agua

La cobertura de la tierra y el uso del suelo son dos variables clave para la parametrización de modelos hidrológicos. Estos factores afectan a procesos como la interceptación, la transpiración y la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo. En Bolivia, se han desarrollado enfoques que consideran estos factores. Por ejemplo, la capacidad de almacenamiento se estima usando la profundidad efectiva del suelo, que es la profundidad hasta donde llegan las raíces de la vegetación (MDSP, 2001; VRHR-MMAyA, 2016).

Otros procesos, como la evapotranspiración de referencia, se pueden ajustar en función del tipo de cobertura de la tierra. Para ello, se utiliza el coeficiente de cultivo ( $K_c$ ), que es un valor que representa la eficiencia de la cobertura de la tierra para usar el agua. La escorrentía superficial también puede verse afectada por la cobertura de la tierra. Sin embargo, otros factores, como la pendiente y la humedad antecedente, también pueden influir en la respuesta hidrológica.



# UNIDADES HIDROGRÁFICAS





**UNIDADES  
HIDROGRÁFICAS**



# 3

## UNIDADES HIDROGRÁFICAS

Definir las unidades de análisis que componen el balance hídrico resulta crítico para conocer la disponibilidad actual de agua en regiones del territorio que resultan ser claves para el desarrollo del país, al tiempo que le permite hacer frente a retos globales con el fin de garantizar la prosperidad para su población y los ecosistemas. De acuerdo con lo anterior, conocer el estado de los recursos naturales resulta clave para las políticas de desarrollo del país, ya que esto permite un uso soberano y racional de estos. El presente capítulo expone algunos elementos relacionados con antecedentes y criterios adoptados para esta definición.

### 3.1. Unidades hidrográficas en el reporte de balances hídricos

El Estado Plurinacional de Bolivia viene avanzando en el conocimiento de sus recursos hídricos desde 1992. Desde entonces se han desarrollado dos actua-

lizaciones del Balance Hídrico Superficial, empleando diferentes delimitaciones y codificaciones de unidades hidrográficas (Figura 31). Las unidades hidro-

gráficas (UH's) son áreas de drenaje limitadas por líneas divisorias de agua y la topología de una cuenca hidrográfica podría variar en función de puntos de confluencia de ríos, observación de caudales o infraestructura hidráulica para el aprovechamiento socioeconómico.

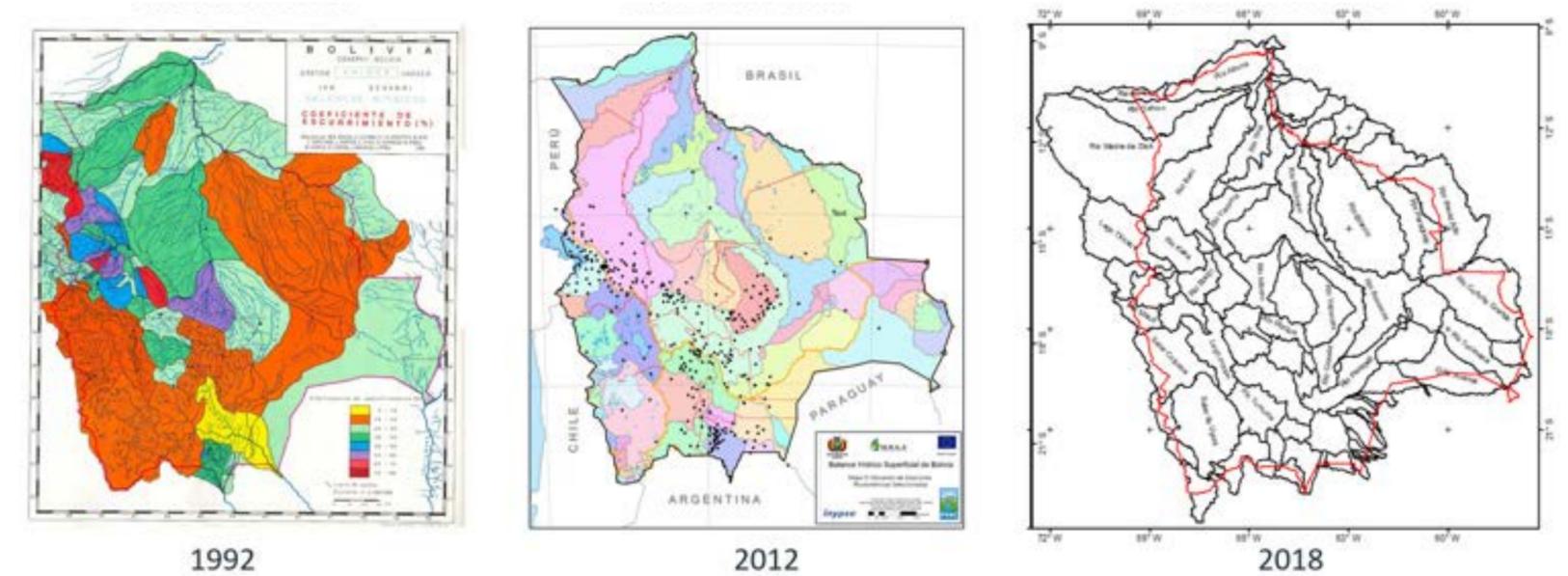


FIGURA 31. Evolución del balance hídrico en Bolivia

Los tres Balances Hídricos Superficiales de Bolivia (BHSB) han tenido objetivos diferentes, lo que ha dado lugar a resultados con diferentes alcances. El BHSB 1992 tenía como objetivo desarrollar una línea base, mientras que los siguientes buscaban actualizar los datos y proporcionar herramientas para la toma de decisiones. Los estudios previos a los BHSB permitieron recopilar información y desarrollar avances que sirvieron para estimar la realidad hídrica del país a través de diferentes métodos de procesamiento de datos y algoritmos de cálculo. En este sentido, el número de unidades hidrográficas ha cambiado, como se observa en la Tabla 9.

**TABLA 9. Cuadro comparativo de los balances hídricos en Bolivia 1992, 2012, 2018**

Característica	1992	2012	2018
Objetivo	Generar línea base hidrológica uniforme para el país	Generar una actualización de la línea base hidrológica	Generar una serie de herramientas para producir balances base en unidades hidrográficas
Periodo	1968-1982	1998-2011	1980-2015
Resultado	Mapas temáticos de clima de hidrología	Balances hídricos por unidad hidrográfica	Balances hídricos dinámicos y actualizables por unidad hidrográfica en plataforma WEAP
<b>Unidades hidrográficas</b>	<b>22 macro 122 estaciones de cierre</b>	<b>80 unidades hidrográficas</b>	<b>95 unidades hidrográficas</b>

En los últimos años, la definición de límites de unidades hidrográficas se ha realizado mediante el método Pfafstetter, empleando los datos de HydroSHEDS o uno de sus insumos como es el HydroBASINS. Este método proporciona una codificación de cuencas y subcuencas según su topología jerárquica. Los productos HydroSHEDS/HydroBASINS generan una clasificación con una distribución más uniforme de unidades hidrográficas en términos de tamaño.

La clasificación Pfafstetter define tres tipos de cuencas: cuencas, intercuenas y cuencas internas. El nivel 1 representa la escala máxima, y los niveles 2, 3, 4, etc. representan delimitaciones más finas en función de su tamaño y posición. La definición del número de unidades ha considerado una combinación de escalas para tener una mejor distribución de unidades hidrográficas, al tiempo que se alcanzan los objetivos definidos.

### 3.1.1. Política Nacional de Recursos Hídricos de Bolivia

La actual política nacional del agua de Bolivia está definida en el Plan Plurinacional de Recursos Hídricos (PPRH) 2021-2025, que establece diferentes tipos de unidades hidrográficas (UH's). Las UH's son áreas de drenaje limitadas por líneas divisorias de aguas o parteaguas. El PPRH 2021-2025 clasifica las UH's en tres niveles, de acuerdo con su función de gestión y planificación. Estos niveles se describen en la Tabla 10.

El PPRH 2021-2025 tiene un enfoque multiescalar que aborda las temáticas relacionadas con el agua a diferentes niveles. Por ejemplo, las Unidades Hidrográficas de Gestión Transfronterizas relacio-

**TABLA 10. Tipos de Unidades de planificación definidas en el PPRH 2021-2025**

UHs	Característica	Nivel Pfafstetter	N° unidades hidrográficas
Unidades Hidrográficas de Gestión Transfronteriza (UHGT)	Comprende las macrocuencas Amazónica, Endorreica (Altiplano) y del Plata	1	3
Unidades Hidrográficas de Información (UHI)	Con características interdepartamentales debido al drenaje natural, sujetos de desarrollo de estudios biofísicos y socioeconómicos con carácter estratégico	1,2	51
Unidades Hidrográficas de Gestión (UHG)	Con clasificación estratégica para una gestión y gobernanza por Plataformas Interinstitucionales y con apoyo de las Unidades Gestoras de Cuenca	3,4	170
Unidades Hidrográficas Operativas (UHO)	Unidades de planificación con intra/intermunicipal	5,6	>5.000

nadas con el desarrollo nacional y la integración regional, permiten gestionar las problemáticas del agua y medio ambiente que afectan a más de un departamento, como la escasez, las inundaciones, la erosión, la sedimentación y la contaminación. Las Unidades Hidrográficas de Información permiten abordar las problemáticas de alcance regional, como la escasez, las inundaciones, la erosión, la sedimentación y la contaminación, desde un nivel más cercano a



los propios usuarios. Finalmente, las Unidades Hidrográficas Operativas son los espacios para implementar intervenciones de manejo integral de cuenca a nivel de microcuencas, con el acompañamiento de las Organizaciones de Gestión de Cuencas.

De acuerdo con lo anterior, el presente estudio considera a las Unidades Hidrográficas de Gestión (UHG) como referencia para desarrollar las unidades de respuestas hidrológicas y las Unidades Hidrográficas de Información (UHI) como unidades de reporte.

### 3.2. Unidades hidrográficas para la actualización del balance hídrico

Se ha definido como unidades de reporte del BHB a las 51 Unidades Hidrográficas de Información (UHI), priorizadas en la actual política nacional del agua, dado que constituyen un interés estratégico (Figura 32).

El Anexo 9 analiza la escala de interés para las unidades de reporte en la actualización del Balance Hídrico de Bolivia. Sin embargo, el modelo del sistema de recursos hídricos se basa en 170 Unidades Hidrográficas de Gestión (UHG), que son las unidades de análisis.

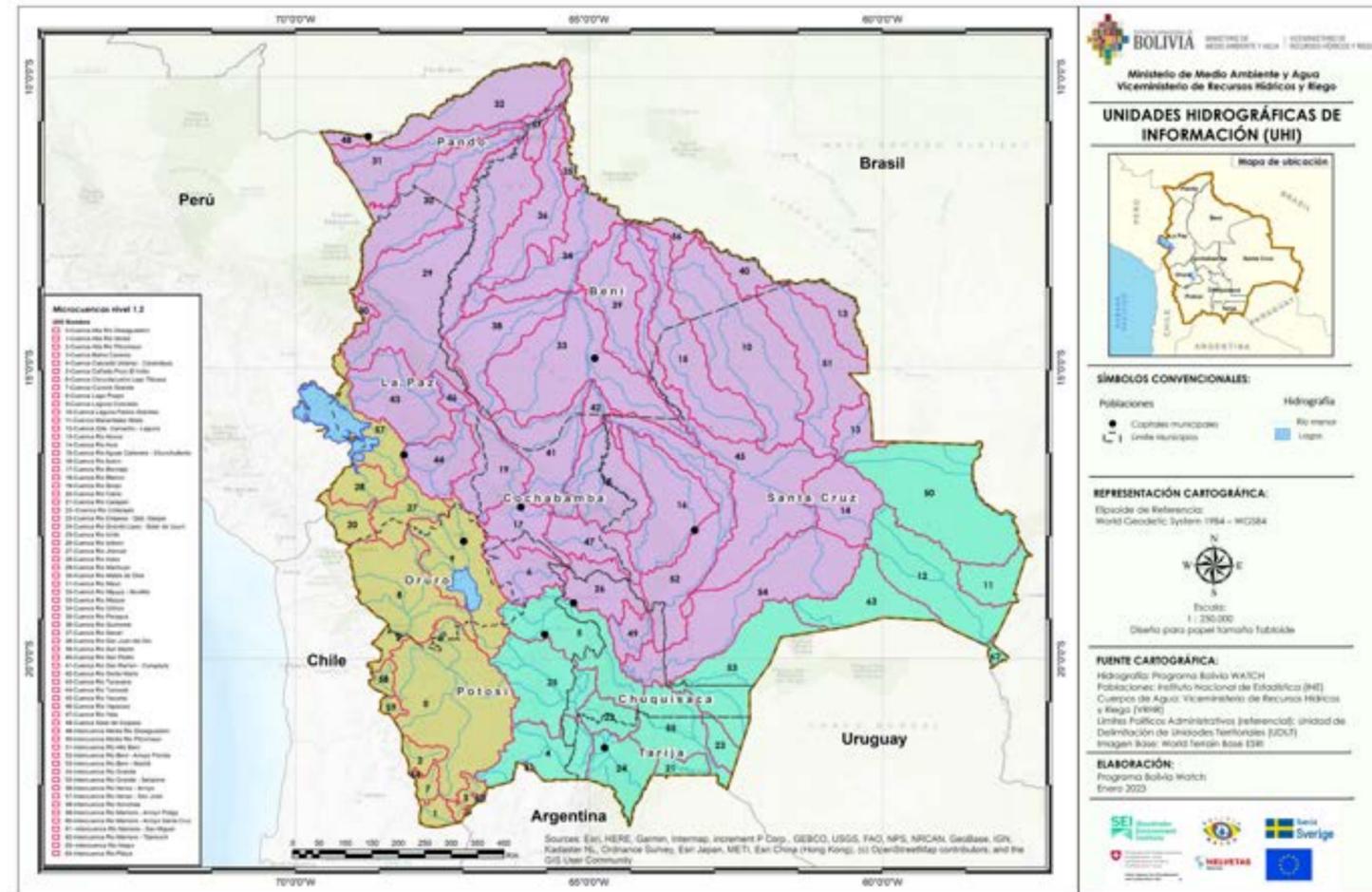


FIGURA 32. Unidades Hidrográficas de Información (UHI) definidas en Bolivia

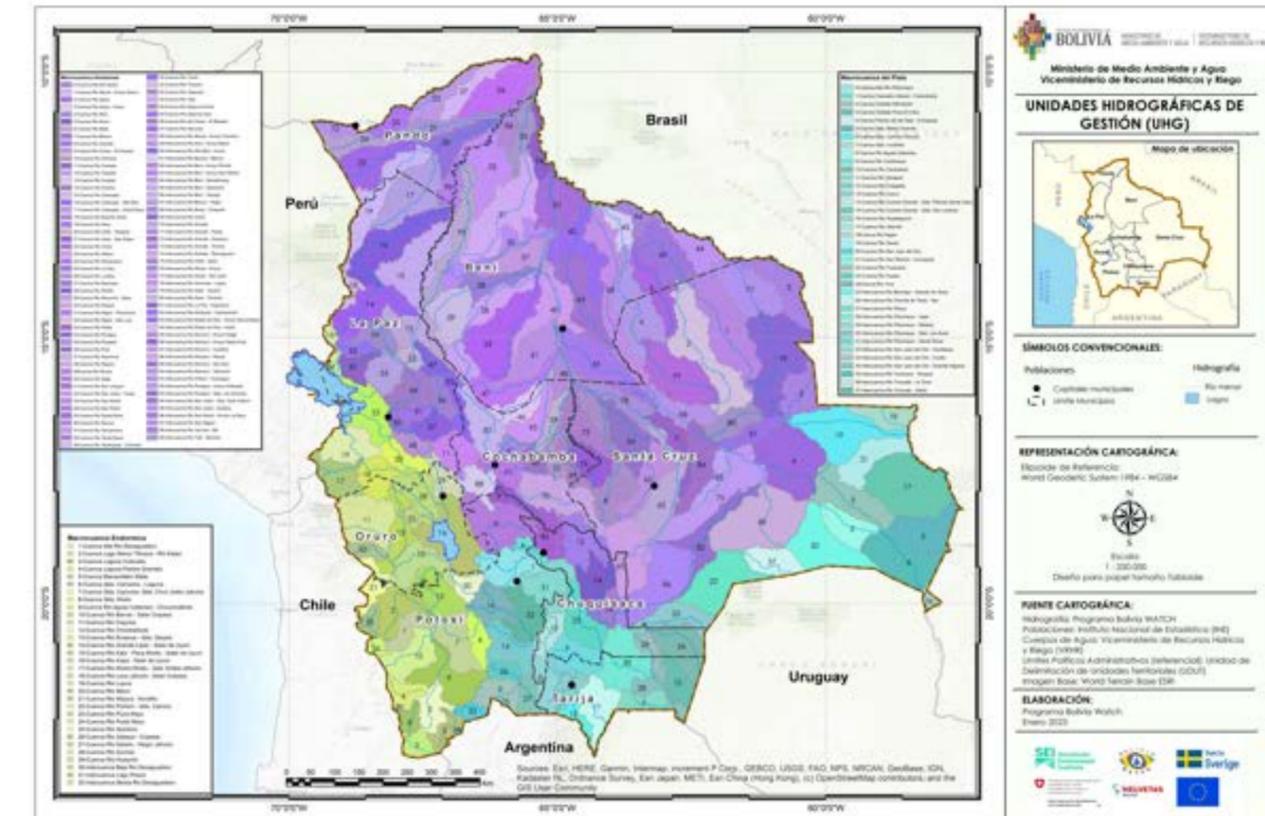


FIGURA 33. Unidades Hidrográficas de Gestión clasificadas por macroregiones de Bolivia

En el PPRH 2021-2025 se establece que la priorización de intervención territorial se debe realizar a través de 170 Unidades Hidrográficas de Gestión (UHG). Con lo anterior, se busca ordenar y mejorar la implementación de diferentes programas sectoriales que tienen lugar a nivel de cuenca. Para el desarrollo de estas 170

UHG se ha considerado la clasificación Pfafstetter que define tres tipos de cuencas (Cuencas<sup>52</sup>, Intercuencas<sup>53</sup> y Cuencas Internas).

52 Una Cuenca es un área que no recibe aportes de agua de ninguna otra área y contiene la fuente o cabecera.

53 Una Intercuenca recibe agua de cuencas arriba y una Cuenca Interna (endorreica) no contribuye a ninguna otra cuenca ni al mar.

En la Figura 33, se muestra la distribución de las 170 UHG's a lo largo de los 9 departamentos que dividen el Estado Plurinacional de Bolivia y que se enmarcan en tres macrocuencas: Endorreica (Andina), Amazónica y del Plata.

En este sentido, las unidades de respuesta hidrológica en el balance hídrico están armonizadas con las 170 Unidades de Gestión planteadas en el PPRH 2021-2025. En términos generales, en las tablas del Anexo 10 se puede observar a través del resumen generado en las tablas que las UHG's de la macrocuenca Amazónica son mayores en cantidad y extensión, en relación con las Unidades Hidrográficas de las otras macrocuencas.

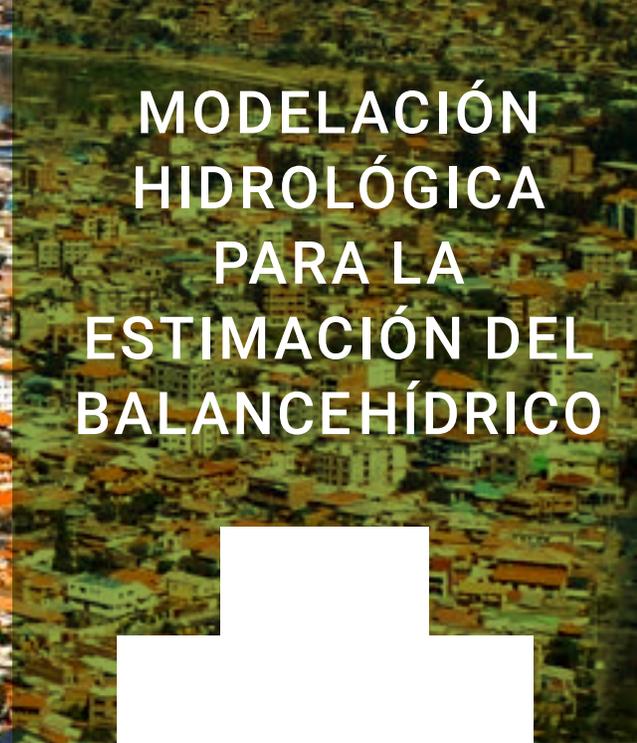
Asimismo, se puede observar que se consiguió armonizar los límites de las UHG's y las unidades de hidrológicas de respuesta a lo largo del territorio boliviano, exceptuando en las unidades que limitan con otros países. En estas últimas se observa que los límites naturales se extienden más allá de los límites administrativos de Bolivia. Lo anterior tiene implicaciones en el volumen de agua que escurre como respuesta hidrológica del clima.

Adicionalmente, uno de los mayores retos ha sido el de la delimitación de las unidades hidrográficas de gestión que se ubican sobre la macrocuenca Endorreica, donde las características morfológicas y orográficas dificultan la identificación de un grupo de unidades hidrográficas de gestión donde el drenaje natural no fluya más allá de algunos tramos. Por lo tanto, ha sido necesario representar las mismas de manera manual, y no a través del modo automático de delimitación, como en los casos de la Cuenca Río Aguas Calientes – Chunchullerito, la Cuenca Río Mijuyoj – Novillito, la Cuenca Río Barras - Salar Coipasa, entre otros.



# MODELACIÓN HIDROLÓGICA PARA LA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO





MODELACIÓN  
HIDROLÓGICA  
PARA LA  
ESTIMACIÓN DEL  
BALANCE HÍDRICO





# MODELACIÓN HIDROLÓGICA PARA LA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO

## 4.1. Modelo hidrológico WEAP

El modelo hidrológico en WEAP fue calibrado para el periodo de modelación 1980 - 2020 empleando el Método de Humedad del Suelo para estimar los procesos de lluvia-escorrentía. Este método captura mejor la respuesta hidrológica de las subcuencas usando un set de parámetros, donde cada subcuenca se subdivide fraccionalmente en un conjunto único de clases independientes de uso/cobertura del suelo que suman el 100% del área de la subcuenca. Se prescribe de manera uniforme un conjunto único de datos climáticos de precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y fracción de nubosidad en cada subcuenca.

El modelo hidrológico de WEAP, Soil Moisture (Figura 34), es un modelo unidimensional que se basa en la noción de transferencia de agua entre dos baldes: un balde superior que representa la zona de raíces, y un balde inferior que representa la interacción con el acuífero. En estos dos baldes se representa la dinámica entre la evapotranspiración, escurrimiento superficial, subsuperficial y percolación para cada cuenca o subcuencas que es denominada como "catchments" esta se divide en varios elementos  $N$  de acuerdo con una característica específica.

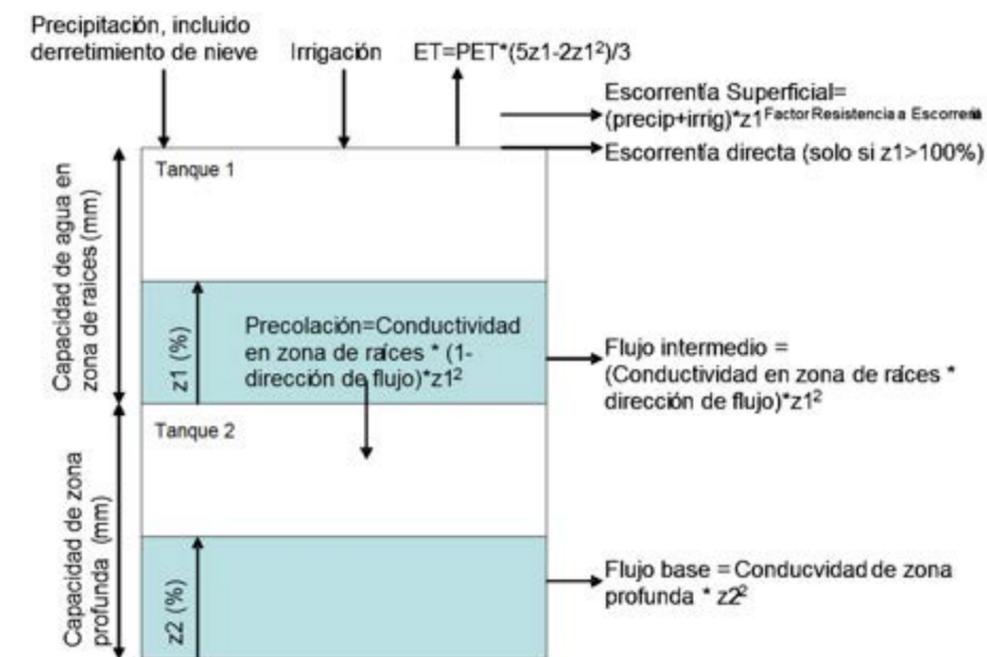


FIGURA 34. Elementos Hidrológicos Modelados en WEAP

Se puede observar en el modelo matemático, para el tanque superior y el tanque inferior, cómo y qué componente del flujo interviene cada parámetro<sup>54</sup>:

#### Tanque superior:

$$Rd_j \frac{dz_{1,j}}{dt} = Pe(t) - PET(t) \cdot k_{c,j}(t) \cdot \left( \frac{5 \cdot z_{1,j}^{-2} \cdot z_{1,j}^2}{3} \right) - Pe(t) \cdot z_{1,j}^{RRF_j} - f_j \cdot k_{s,j} \cdot z_{1,j}^2 - (1 - f_j) \cdot k_{s,j} \cdot z_{1,j}^2$$

Cambio en humedad del suelo = Precipitación efectiva - Evapotranspiración - Escorrentía superficial - Flujo intermedio - Percolación.

#### Donde:

- $Rd_j$  (mm) = Es la fracción de cobertura de suelo en j.
- $z_{1,j}$  = Es el almacenamiento relativo dado como fracción del almacenamiento total en la zona de raíz (inicial)
- $Pe(t)$  = Es la precipitación efectiva que incluye riego y derretimiento de nieves.
- PET = es la evapotranspiración potencial, la cual puede ser calculada en base a la metodología descrita por Maidment (1993)<sup>55</sup>, en el punto 7.2.1. se presenta su ecuación respectiva.
- $k_{c,j}$  = Es el coeficiente de cultivo/planta para cada fracción de cobertura de suelo en el subelemento j.
- $RRF_j$  = Es el factor de resistencia de escurrimiento para cada fracción de cobertura, donde valores altos de este parámetro representan menor escurrimiento superficial.
- $k_{s,j}$  = Es una estimación de la conductividad en la zona de raíces saturada (mm/paso de tiempo de simulación).
- $f_j$  = Es un coeficiente de partición o división relacionado al suelo, tipo de cobertura, y la topografía que fraccionan el agua en dos componentes, vertical y horizontal (dirección de flujo en el modelo).

54 Sieber, J., & Purkey, D. (2011). WEAP: Water Evaluation and Planning System. User Guide. Somerville, MA: Stockholm Environment Institute, US Center. [http://weap21.org/downloads/WEAP\\_User\\_Guide.Pdf](http://weap21.org/downloads/WEAP_User_Guide.Pdf).

55 Maidment, D. R. (1993). Handbook of hydrology (Vol. 1). McGraw-Hill New York.

El escurrimiento superficial y de Flujo Intermedio (Inter flujo) denominado como  $RT$  esta descrito de la siguiente manera:

$$RT(t) = \sum_{j=1}^N A_j (Pe(t) \cdot z_{1,j}^{RRF_j} + f_j \cdot k_{s,j} \cdot z_{1,j}^2)$$

#### Tanque inferior:

El modelo permite definir escurrimiento dirigido hacia elementos como ríos y acuíferos. Para los casos en que las condiciones generales son de flujo subsuperficial, el flujo base del segundo balde es estimado con la siguiente ecuación:

$$S_{max} \frac{dz_2}{dt} = \left( \sum_{j=1}^N (1 - f_j) \cdot k_{s,j} \cdot z_{1,j}^2 \right) - k_{s2} \cdot z_2^2$$

#### Donde:

- $S_{max}$  = Es la percolación desde el balde superior dado en la ecuación de  $Rd_j$ .
- $k_{s2}$  = Es la conductividad saturada en el balde inferior (mm/paso de tiempo de simulación), la cual que es dada como un valor general para la cuenca (no lleva subíndice j).
- $z_2$  = Es coeficiente de partición o división relacionado al suelo, tipo de cobertura, y la topografía que fraccionan el agua en dos componentes, vertical y horizontal.

Las ecuaciones de  $Rd_j$  y  $S_{max}$  deben ser resueltas por medio de iteración para obtener valores coincidentes en ambos baldes para lo cual WEAP utiliza un algoritmo predictor-corrector. Si se quisiese realizar una representación de acuíferos de forma separada y se estableciera un elemento para este tipo de estructura (acuífero aluvial), el segundo término de la ecuación de  $S_{max}$ , es ignorado y la recarga  $R$  (volumen/paso de tiempo) hacia el acuífero es:

$$R = \sum_{j=1}^N A_j \cdot (1 - f_j) \cdot k_{s,j} \cdot z_{1,j}^2$$

#### Donde:

- $A_j$  = Es el área de aporte del elemento j.

### 4.1.1. Parámetros de entrada de los componentes del modelo hidrológico

Algunos de los parámetros son dependientes del tipo de cobertura de la tierra y/o el tipo de suelo, por lo cual deben crearse categorías para representar esta dependencia y en algunos casos incluso, pueden presentar variabilidad temporal<sup>56</sup>. A continuación, se da una descripción de las diferentes entradas y salidas hidrológicas del modelo de humedad del suelo de WEAP:

56 Centro de Cambio Global-Universidad Católica de Chile, Stockholm Environment Institute. (2009). Guía Metodológica – Modelación Hidrológica y de Recursos Hídricos con el Modelo WEAP.

- **Coefficiente de cultivo (Kc)**, se utiliza para determinar la tasa de evapotranspiración, en relación con un cultivo de referencia, para un tipo de clase de tierra. En el caso específico de este estudio de balance hídrico, el factor de corrección (Kc) se definió en base a las comparaciones de los resultados de ETP de WEAP con otros estudios tanto de escala nacional como regional, donde existe evidencia de que los cálculos de ETP son relativamente confiables.

- **Capacidad de agua de la zona raíz (SWC)**, es la capacidad efectiva de retención de agua de la capa superior del suelo, representada en mm.

- **Factor de resistencia a la escorrentía (RRF)**, relacionado con factores como el índice de área foliar y la pendiente del terreno, este factor es responsable de dividir la precipitación en escorrentía superficial e infiltración. La escorrentía tenderá a disminuir con valores más altos (rango de 0 a 100).

- **Conductividad de la zona raíz (Ks)**, es la tasa de conductividad en la zona raíz (tanque superior) a plena saturación (cuando el almacenamiento relativo es  $z_1 = 1.0$ ), controla el flujo de agua desde la capa superior hacia la capa inferior del suelo, así como el flujo interno variando entre los tipos de clase de suelos.

- **Dirección de flujo preferencial (PFD)**, se utiliza para dividir el flujo de la capa de la zona de raíces (tanque superior) entre el flujo interno y el flujo a la capa inferior del suelo (tanque inferior) o el agua subterránea. Este parámetro está relacionado con la pendiente del terreno. Donde: 1.0 = 100% horizontal, 0 = 100% flujo vertical.

- **Capacidad de aguas profundas (DWC)**, es la capacidad efectiva de retención de agua de la capa inferior, una capa de suelo profundo, representada en mm.
- **Conductividad profunda (Kd)**, es la tasa de conductividad (longitud/tiempo) de la capa profunda (tanque inferior) a plena saturación (cuando el almacenamiento relativo es  $z2 = 1.0$ ) que controla la transmisión del flujo base. El flujo base aumentará a medida que aumente este parámetro.
- **Z1 inicial**, es el almacenamiento relativo dado como un porcentaje del almacenamiento efectivo total de la capacidad de agua de la zona radicular.
- **Z2 inicial**, es el almacenamiento relativo dado como un porcentaje del almacenamiento efectivo total del tanque inferior (capacidad de aguas profundas).

En base a estos parámetros de entradas y salidas del modelo se pueden ajustar caudales pico y base, por ejemplo, si se busca aumentar la respuesta de caudales pico, se debe ajustar la escorrentía superficial la cual es directamente afectada por el Factor de Resistencia a la Escorrentía y la Conductividad en la Zona de Raíces, los cuales afectan la reactividad. Por otro lado, si se quiere afectar los caudales base se debe ajustar la dirección preferencial del flujo y la conductividad en la zona profunda.

Al existir una relación no-lineal entre los diferentes términos en el modelo matemático si se afecta uno, este no repercute en los otros de forma directa. Así, por ejemplo, otro factor de calibración como la conductividad hidráulica de la zona profunda, puede ser incrementado, y por tanto se aumenta la descarga de los perfiles profundos, y el consecuente aumento en los

caudales base. Por otro lado, si se aumenta la capacidad del perfil superior, se logra un mayor interflujo y por tanto un aumento de los caudales máximos. Finalmente, el parámetro de capacidad de retención de humedad en el perfil profundo regula la transmisión de los flujos a los caudales base<sup>57</sup>.

WEAP requiere la entrada de datos climáticos y de tipo de cobertura de la tierra y/o el tipo de suelo para estimar estos componentes del balance hidrológico para cada una de las unidades espaciales básicas que tienen que ser identificados en el modelo. Estas unidades básicas de modelación corresponden a las áreas denominadas en el modelo como *catchments/Unidades hidrográficas*. A través de este proceso se obtiene la caracterización de cobertura vegetal necesaria, incluyendo el estimado de las áreas y la distribución de cobertura vegetal dentro de cada una<sup>58</sup>.

Los datos de entrada del modelo hidrológico de WEAP pueden ser divididos en dos clases; climáticos y biofísicos. Respecto a los climáticos la fuente de información, la cual ha sido descrita previamente, se resume a continuación:

- Precipitación y temperatura, datos históricos a paso de tiempo mensual para el periodo 1980 - 2020. La fuente de información es la grilla de GMET en formato NetCDF desarrollada con información de SENAMHI-Bolivia, SENAMHI-Perú, ANA-Brasil, DGA-Chile, y otras instituciones encargadas del monitoreo climático.

<sup>57</sup> Centro de Cambio Global-Universidad Católica de Chile, Stockholm Environment Institute, 2009. Guía Metodológica – Modelación Hidrológica y de Recursos Hídricos con el Modelo WEAP.

<sup>58</sup> IBIDEM

- En humedad relativa media, velocidad de viento y fracción de nubosidad se usarán los promedios multimensuales para los datos disponibles en el periodo 1980 - 2020. Los valores multimensuales para cada unidad básica de modelación fueron obtenidos como promedio desde un mapa en formato *raster*. La fuente de información de estas variables proviene principalmente de SENAMHI-Bolivia, y algunas estaciones de SENAMHI-Perú.

En relación con las variables biofísicas consideradas en la modelación están:

- Cobertura de la tierra de la ESA (píxel 300 m).
- Tipos de suelo de la base de datos SoilGrids (píxel 250 m).
- Pendiente derivada del modelo digital de elevación de HydroS-HEDS (píxel 90 m).

#### 4.1.2. Parámetro Kc

El coeficiente de cultivo (Kc) es empleado en el Método de Humedad del Suelo (SM) como un factor de ajuste de la evapotranspiración para determinar la evapotranspiración potencial (ETP) en un tipo de clase de cobertura de la tierra. En este contexto, el Kc no representa necesariamente la interpretación tradicional en la literatura donde se relaciona con el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ETc).

El cálculo de la evapotranspiración potencial en el método SM usa una versión modificada del método de Penman-Monteith mediante la ecuación presentada en Maidment (1993) para un cultivo o hierba

de altura 0,12 m con una resistencia superficial de 69 s/m, y se define de la siguiente manera<sup>59</sup>:

$$E_{rc} = \frac{\Delta}{\Delta - \gamma^*} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta - \gamma^*} \frac{900}{T + 275} U_2 D$$

**Donde:**

$E_{rc}$  = Evapotranspiración de referencia,  $mm\ dia^{-1}$

$R_n$  = Intercambio de radiación neta para la cobertura de cultivo,  $mm\ dia^{-1}$

$G$  = Flujo de calor del suelo medido o estimado,  $mm\ dia^{-1}$

$T$  = Temperatura media del aire,  $^{\circ}C$

$U_2$  = Velocidad del viento a 2 m de altura,  $m\ s^{-1}$

$D$  = Déficit de presión de vapor,  $kPa$

$\Delta$  = Pendiente de la curva de la presión de vapor,  $kPa\ ^{\circ}C^{-1}$

$\gamma$  = Constante psicométrica,  $kPa\ ^{\circ}C^{-1}$

$\gamma^* = \gamma(1 + 0.33 U_2)$

El método SM requiere datos de **radiación solar, temperatura media del aire, humedad atmosférica, y velocidad del viento**. El cálculo de la evapotranspiración de referencia en WEAP se denominará de acá en adelante como evapotranspiración potencial (ETP). Debido a que según Allen et al. (1998)<sup>60</sup> el uso de temperatura media en lugar de temperatura máxima y mínima tiene como resultado una presión de saturación más baja, por lo tanto, un déficit de presión

<sup>59</sup> Maidment, D. R. (1993). Handbook of hydrology (Vol. 1). McGraw-Hill New York 60 Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper

<sup>60</sup> FAO, Rome, 300(9), D05109

de vapor también más bajo, lo que resulta en la subestimación de la evapotranspiración de referencia.

Por otro lado, es común no contar con datos medidos de radiación solar, por lo cual WEAP utiliza la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación, de la misma forma usa la humedad relativa media y la temperatura media para estimar la presión real de vapor; estos algoritmos pueden ser consultados en Maidment (1993)<sup>61</sup> y Allen et al. (1998)<sup>62</sup>.

Para estimar la radiación, el método SM de WEAP requiere datos de latitud y fracción de nubes, esta última dada por la relación  $\frac{n}{N}$  donde  $n$  es la duración real de la insolación y  $N$  es la duración máxima posible de la insolación ambos expresados en horas. Cuando no están disponibles los datos medidos de la humedad atmosférica, la presión promedio real diaria de vapor, estos pueden ser derivados de otras variables climáticas como la humedad relativa máxima y mínima.

En resumen, para estimar la evapotranspiración a través del método SM son necesarias las siguientes variables: temperatura media del aire (°C), humedad relativa media (%), velocidad del viento ( $m s^{-1}$ ), fracción de nubes, y latitud. Las variables climáticas deben ser ajustadas a una altura de 2 m. Debido a las simplificaciones de los datos de entrada, la estimación de evapotranspiración puede tener imprecisiones como, por ejemplo, con el uso de temperatura media del aire se podría subestimar la ETP. Otro punto para considerar es que el algoritmo funciona a nivel diario y cuando los datos de entada son

mensuales el método SM repite el valor para los todos los días de un mes dado. Sin embargo, el modelo hidrológico es flexible y la evapotranspiración de referencia puede ser considerada como un dato de entrada estimado externamente.

#### 4.1.3. Parámetro de capacidad de almacenamiento de agua en la zona de raíces (SWC)

La capacidad de almacenamiento de agua en el suelo en el método SM hace referencia al primer balde donde se acumula el agua. El valor de SWC en el modelo WEAP se ha definido para cada clase de uso de suelo como el producto de la profundidad máxima de raíces de su cobertura vegetal y la capacidad de retención de humedad de su textura de suelo.

Este parámetro se puede determinar a partir de mapas temáticos e información fisiográfica disponible que relacionen aspectos de cobertura, textura de suelo e inclusive inclinación. En la literatura y según experiencias anteriores en Bolivia<sup>63, 64</sup> se sugiere que la estimación se base en la Capacidad de Retención de Humedad (CRH) y la profundidad de raíces en cada tipo de cobertura de suelo y uso de la tierra. En el caso de la CRH en la guía metodología de Zonificación Agroecológica y Socioeconómica se propone una tabla empírica sistematizada de la literatura (Tabla 11). Para el uso de esta tabla es necesario contar con datos de textura y pedregosidad del suelo.

63 Ministerio de Desarrollo Sostenible y Planificación. (2001). Procedimientos Metodológicos de la Zonificación Agroecológica y Socioeconómica (Guía Metodológica). La Paz: MINISTERIO DE DESARROLLO SOSTENIBLE Y PLANIFICACIÓN.

64 VRHR-MMAyA. (2016). Guía Metodológica para la Elaboración de Balances Hídricos Superficiales. La Paz.

TABLA 11. Valores de la capacidad de retención de humedad (CRH) con relación a la pedregosidad y la textura

Textura		Sin piedra ajustado a CRH (mm/m)	CRH tropical contenido de piedra y grava (% de reducción sin piedra con CRH tropical)				
Código	Descripción		0%	0-5%	5-15%	15-40%	40-80%
Y	Arcilla	140	130	120	90	50	10
F	Franco	170	160	140	110	40	20
L	Limo	150	130	120	100	55	10
A	Arena	90	80	70	60	30	10
AF	Arena francosa	110	100	90	70	40	10
YA	Arcilla arenosa	110	100	90	70	40	10
FYA	Franco arcillo arenoso	150	140	130	100	55	10
FA	Franco arenoso	150	130	120	100	55	10
YL	Arcilla limosa	160	140	130	110	55	10
FYL	Franco Arcillo limoso	170	150	140	110	65	20
FL	Franco limoso	190	170	150	130	70	20
FY	Franco arcilloso	150	130	120	100	55	10

Fuente: Ministerio de Desarrollo Sostenible y Planificación (2001)

La profundidad radicular indica hasta que profundidad las plantas pueden usar el agua que está almacenada en el suelo. El agua disponible a una profundidad mayor a la radicular no está disponible para las plantas, y por tanto no hace parte del balance hídrico del suelo. En la Tabla 12 se muestran valores referenciales de profundidad máxima de raíces por tipo de utilización de tierra a escala 1:250.000.

61 Maidment, D. R. (1993). Handbook of hydrology (Vol. 1). McGraw-Hill New York. [http://dl.watereng.ir/HANDBOOK\\_OF\\_HYDROLOGY.PDF](http://dl.watereng.ir/HANDBOOK_OF_HYDROLOGY.PDF)

62 IBIDEM.

**TABLA 12. Profundidad máxima de raíces por tipo de utilización definido para la evaluación de la tierra a escala 1:250.000 y aplicado por el Proyecto ZONISIG**

Tipo de utilización de la tierra	Profundidad máxima de raíces (cm)
Agricultura anual	100
Agricultura perenne	150
Pastos sembrados	100
Pasturas naturales	100
Bosques	150

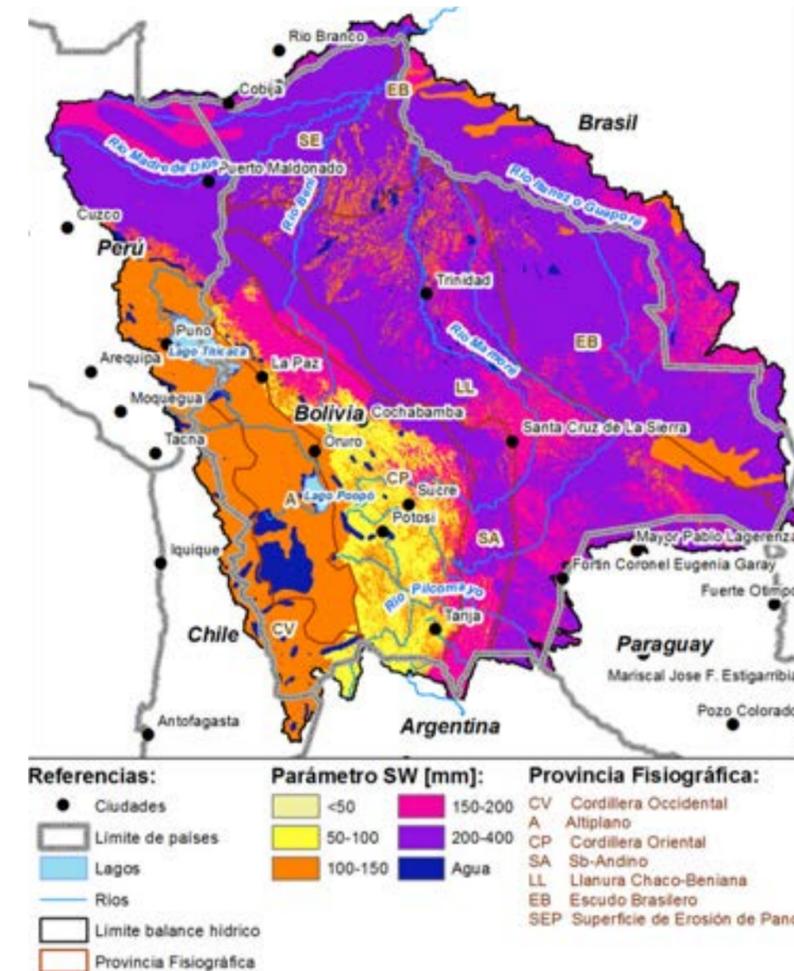
Fuente: Ministerio de Desarrollo Sostenible y Planificación (2001)

La Tabla 13 presenta límites máximos para los tipos de cobertura y uso del suelo y la tierra definidos para este estudio de balance hídrico, ya que se tienen un número mayor de clases que las consideradas en la tabla. En este sentido, la tabla proporciona información de la profundidad máxima de raíces para un número mayor de coberturas del suelo y la tierra. Sin embargo, en la aplicación práctica en cada macrocuenca (Altiplano, Plata y Amazonas), los valores pueden ser ajustados a valores más pequeños, dependiendo de las características fisiográficas de la zona y con el apoyo de la distribución espacial de las calicatas, en caso de disponer de dicha información. La Figura 35 muestra el mapa referencial generado en base a los criterios descritos anteriormente.

**TABLA 13. Profundidad máxima de raíces por tipo de utilización definido para el balance hídrico de Bolivia**

Coberturas	Profundidad máxima de raíces (cm)	Fuente
Agricultura (Agriculture)	150	Con la base de datos de calicatas de suelo del Proyecto ZONISIG
Bosque (Forest)	200	
Herbácea (Grassland)	100	
Bosque con inundación (Wetland)	200	
Centros poblados y urbanos (Settlement)	10	
Matorrales (Shrubland)	150	
Vegetación dispersa o aislada de arbustos y gramíneas (Other/Bare)	100	

Nota: Para Centros Poblados y Urbano se propone un valor de 10 cm. Para Bosques con Inundación se asume el valor de Bosque.



**FIGURA 35. Capacidad de almacenamiento del suelo (SWC)**

#### 4.1.4. Parámetro Factor de resistencia a la escorrentía (RRF)

El Factor de resistencia a la escorrentía (RRF) es usado para controlar la respuesta de escorrentía superficial; y, por tanto, está en función de algunas características fisiográficas como la vegetación, la pendiente, la pedregosidad, etc. Entre más alto el valor del RRF, mayor resistencia a la escorrentía, mientras que a menos valor se tiene una menor resistencia.

Este parámetro se ha definido en función de las coberturas del suelo, y además haciendo consideración indirecta de otras características fisiográficas como la pendiente del terreno. En la Tabla 14 se presentan algunos criterios fisiográficos usados para la parametrización de RRF en cada macrocuenca. Los rangos numéricos asociados a estos criterios están en la parametrización específica de cada macrocuenca. En la Figura 36 se muestra el mapa referencial generado para el parámetro RRF.

TABLA 14. Criterios fisiográficos para la parametrización del RRF

Macrocuena	Criterios
Altiplano	Esta macrocuena abarca gran parte de la provincia fisiográfica del mismo nombre (Altiplano), y las vertientes de las cordilleras Occidental y Oriental. El relieve predominante son llanuras aluviales, serranías y colinas medias moderadamente escarpadas, y en las vertientes de las cordilleras se observan montañas altas escarpadas. Una característica importante es que los suelos son muy pedregosos dado que en su gran mayoría es de origen aluvial, lo cual no favorece el escurrimiento superficial.
Amazonas	Esta macrocuena en su parte alta abarca la provincia fisiográfica de la Cordillera Oriental y las serranías del Subandino, donde las condiciones son favorables para el escurrimiento superficial. Mientras que la parte media y baja de la macrocuena abarca las provincias de Llanura Beniense, el escudo brasileño, y la superficie de erosión de Pando; las características del relieve no favorecen el escurrimiento superficial.
Del Plata	Esta macrocuena está compuesta en su parte alta por la cuenca de Pilcomayo que se encuentra en la provincia fisiográfica de la Cordillera Oriental en su parte alta y central, mientras que en la baja se encuentra en las serranías del Subandino. El relieve predominante son montañas y serranías escarpadas a muy escarpadas, y además fuertemente disectadas, lo que indica que existe un escurrimiento superficial alto. En la región del Bermejo, predominan serranías y colinas con suelos superficiales y poco desarrollados, especialmente en la zona alta de la cuenca. Existe también cierto nivel de degradación de suelos y escasa vegetación natural, lo que favorece además escurrimiento superficial alto.

Nota: Los rangos de estos valores se presentan en las secciones de calibración, donde se especifican los valores generales utilizados en la calibración a nivel de las diferentes macrocuencas.

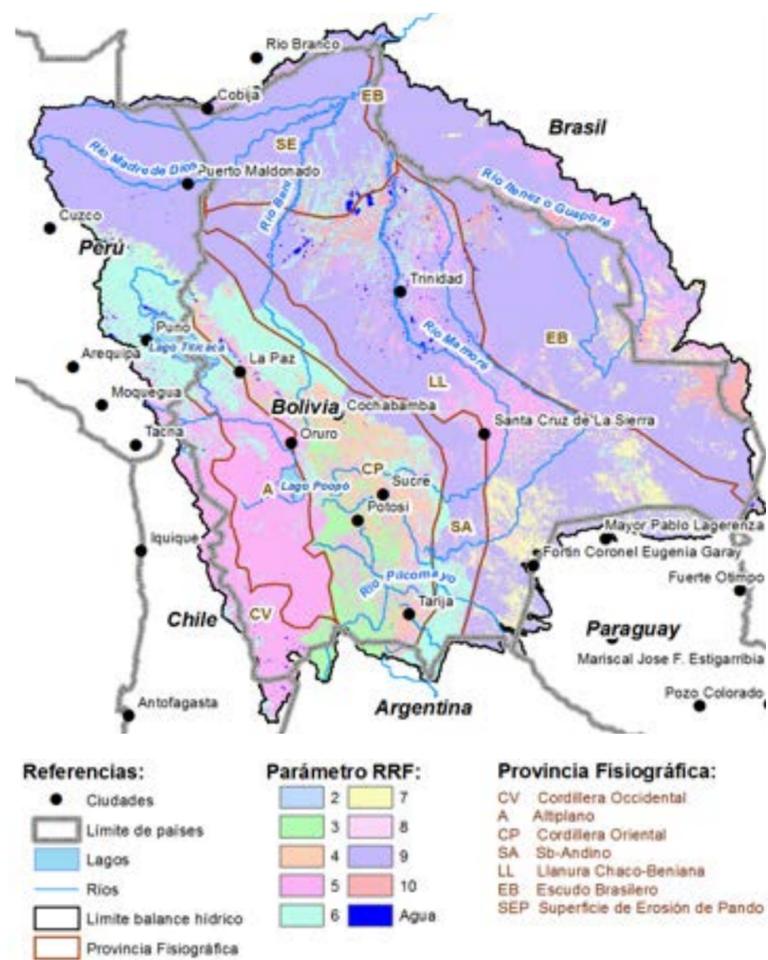


FIGURA 36. Factor de resistencia a la escorrentía

#### 4.1.5. Parámetro Conductividad en la zona de raíces (Ks)

La conductividad en la zona de raíces (Ks) muestra el flujo máximo de agua en el suelo cuando está a capacidad de campo, representando la capacidad del suelo para transmitir agua. Dada su relación a un parámetro físico y medible del suelo, el valor de Ks se puede estimar inicialmente con valores referenciales elaborados en la literatura de fuentes empíricas o experimentales. En el caso del estudio del balance hídrico, se partió de valores referenciales de Ks por textura de suelo recopilados en experiencias previas en Bolivia<sup>65, 66, 67</sup>, como se enseña en La Tabla 15.

TABLA 15. Estimaciones de Ks para diferentes clases texturales

Textura	Promedio (cm/día)	Mínimo (cm/día)	Máximo (cm/día)
Arena	727,2	403,2	1.520,64
Arena francosa	102,28	25,92	1.897,92
Franco arenoso	239,04	16,56	430,56
Franco	70,56	5,04	160,48
Franco limoso	27,36	6,48	61,92
Franco arcillo arenoso	64,8	23,47	118,08
Franco arcilloso	38,88	1,01	92,16
Franco arcillo limoso	18,72	1,44	28,8
Arcilla arenosa	30,24	7,2	61,92
Arcilla limosa	21,6	1,29	56,16
Arcilla	14,4	3,45	28,8

Fuente: VRHR-MMAyA (2016)

65 VRHR-MMAyA. (2016). Guía Metodológica para la Elaboración de Balances Hídricos Superficiales. La Paz: Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego-Ministerio de Medio Ambiente y Agua

66 VRHR-MMAyA. (2016). Balance hídrico superficial integral para la cuenca del río Ravelo en el marco de planes directores de cuenca (Informe Final de Consultoría) (p. 161). La Paz: Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego-Ministerio de Medio Ambiente y Agua.

67 DHI. (2009). Mike 11. Un sistema de modelación para ríos y canales. DHI Water & Environment.

Resulta importante considerar que el paso de tiempo del modelo puede influir en una sobrestimación del Ks. Dado que este parámetro representa la manera como el agua de un evento diario de precipitación infiltra y viaja a través del suelo, se suele reportar en mm/s o cm/día. Esto resulta totalmente diferente al comportamiento que tendría la infiltración y desplazamiento en el suelo de un caudal mensual. En este sentido, realizar una conversión de unidades directa de un valor de Ks de cm/día a mm/mes podría generar una sobrestimación de la infiltración de un caudal.

Es importante tener en cuenta que la complejidad de este parámetro radica en que los valores referenciales de la literatura son útiles para capturar la relación del Ks entre diferentes clases texturales del suelo, sin embargo, la magnitud de este valor puede variar significativamente de cuenca en cuenca. Por ejemplo, en suelos arenosos, el rango posible de Ks varía de 0,28 cm/min a 1,056 cm/min, mientras que en suelos franco arcillo arenosos, el rango es de 0,0163 cm/min a 0,082 cm/min. Por lo tanto, la magnitud del parámetro de Ks en el método de Soil Moisture no solo depende de la textura del suelo, sino también de otras características de la cuenca, como la estructura del suelo, la saturación de la capa de suelo y el contenido de piedra y grava.

En resumen, para definir el parámetro de conductividad de la zona de raíces, se mantuvo la relación de Ks entre las diferentes texturas de suelo según tablas de valores referenciales elaboradas en la literatura sobre experiencias previas en Bolivia, pero se ajustó la magnitud del Ks al nivel regional para capturar el cambio de paso de tiempo y las particularidades regionales de la transmisividad del suelo.

#### 4.1.6. Otros parámetros: DWC – PFD – Kd

El resto de los parámetros como la dirección preferencial del flujo (PFD), capacidad de almacenamiento en la zona profunda (DWC) y su conductividad en la zona profunda (Kd) fueron ajustados y optimizados en la etapa de calibración, pero con cierto grado de coherencia de acuerdo con las características de cobertura y textura del suelo y relieve del terreno dominantes. Por ejemplo, una cuenca montañosa con mucha pendiente tiende a tener una dirección preferencial del flujo más horizontal, mientras que una cuenca con poco flujo base tiende a tener una conductividad baja en la zona profunda.

### 4.2. Métricas de desempeño del modelo hidrológico

Durante la etapa de calibración del modelo hidrológico, se busca obtener un conjunto de parámetros hidrológicos y operacionales que permitan una representación cercana a los datos históricos de caudales y operaciones de la infraestructura hidráulica. Para evaluar el desempeño de la calibración del modelo hidrológico, se utilizaron medidas de bondad de ajuste que se emplean en estudios de balance hídrico (Tabla 16), como el Índice de Eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE), el sesgo relativo (BIAS) y la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE).

Estas métricas se estiman en los puntos de cierre de las cuencas donde hay datos observados de caudal, y se reportan de forma que se pueda observar el nivel de correspondencia con estas métricas en las diferentes cuencas con estaciones de caudales. El periodo de calibración y validación es de cuatro décadas entre 1980 - 2020 para lograr capturar suficiente variabilidad, así como presencia de periodos húmedos y secos.

TABLA 16. Medidas de Bondad de Ajuste estimadas a través de WEAP

Medidas de bondad de Ajuste	Criterio
NSE, Nash-Sutcliffe Efficiency ( $-\infty \leq NSE \leq 1$ )	El 1 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores menores indican un menor ajuste.
KGE, Kling-Gupta efficiency between sim and obs ( $-\infty \leq KGE \leq 1$ )	El 1 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores menores indican un menor ajuste.
NRMSE, Normalized Root Mean Square Error ( $-100\% \leq nrmse \leq 100\%$ )	El 0 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores más grandes indican un menor ajuste.
PBIAS, Percent Bias	El 0 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores más grandes indican un menor ajuste.
RMSE, Root Mean Squared Error ( $0 \leq R2 \leq \infty$ )	El 0 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores más grandes indican un menor ajuste.
MAE, Mean Absolute Error ( $0 \leq R2 \leq \infty$ )	El 0 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores más grandes indican un menor ajuste.
R2, Coefficient of Determination ( $0 \leq R2 \leq 1$ ). Gives the proportion of the variance of one variable that is predictable from the other variable	El 1 corresponde a un ajuste perfecto mientras que valores menores indican un menor ajuste.

### 4.3. Calibración de los modelos hidrológicos

La calibración de los modelos hidrológicos en cada macrocuenca se basa en las áreas que cuentan con instrumentalización, como se muestra en la Figura 37. En promedio, se cuenta con una cuenca aforada de 12.000 km<sup>2</sup> con 17 estaciones hidrológicas en la macrocuenca Endorreica, 28 estaciones hidrológicas en la macrocuenca Amazónica y 37 estaciones de caudales en la macrocuenca del Plata (Anexo 11).

Resulta importante resaltar que algunas estaciones fueron excluidas durante la evaluación del rendimiento de las métricas de bondad y ajustes debido a limitantes o errores que presentaban la serie de datos de algunas estaciones. También resulta clave señalar que se empleó un solo periodo 1980 - 2020 para calibración y validación del modelo hidrológico. Recientes estudios señalan que esta práctica podría resultar inapropiada ya que el enfoque de muestra dividida, que se usa comúnmente para calibrar modelos hidrológicos, puede no representar con precisión el rendimiento real del modelo debido a su dependencia de la división específica de datos utilizada para la calibración y validación<sup>68</sup>.

68 Shen, H., Tolson, B.A., Mai, J., 2022. Time to Update the Split-Sample Approach in Hydrological Model Calibration. Water Resour. Res. 58, 1–26. <https://doi.org/10.1029/2021WR031523>

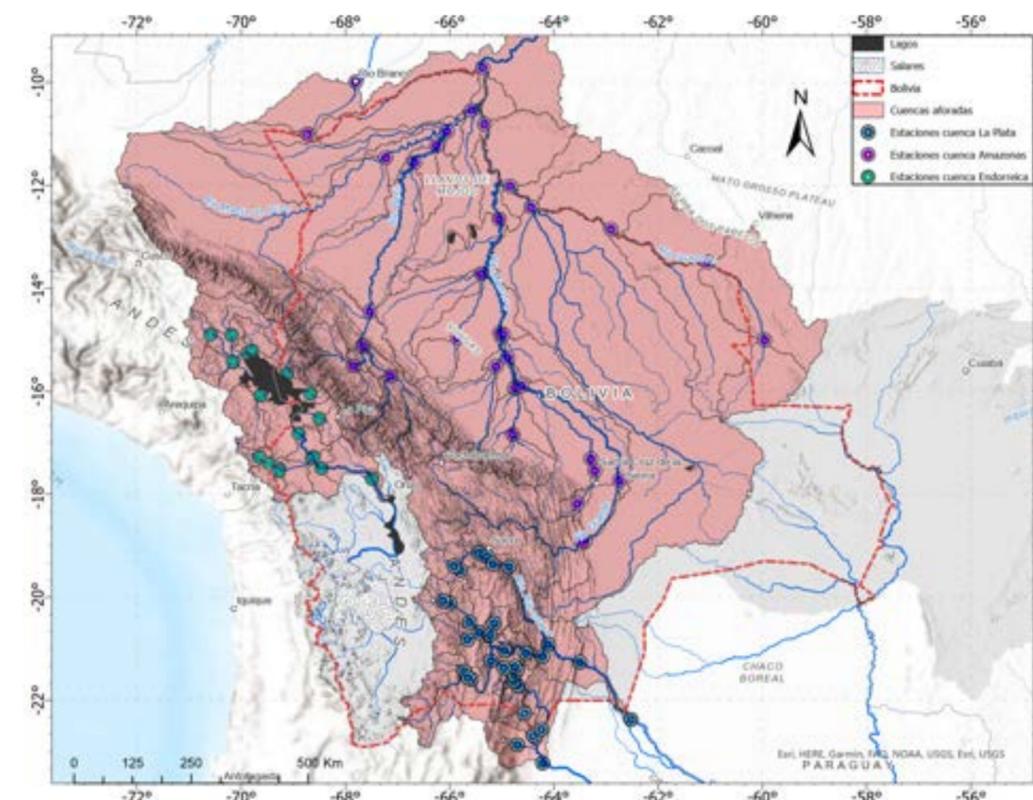


FIGURA 37. Cuencas aforadas con estaciones de caudales en las diferentes macrocuenzas

### 4.3.1. Macrocuena Endorreica

Se desarrollaron parámetros de entrada en el modelo hidrológico, calibración y justificación de las principales variables para esta macrocuena que se encuentra en el Anexo 11. En este sentido se generaron resultados para evaluar el rendimiento de la calibración en las estaciones mencionadas en la Tabla 17.

#### 4.3.1.1. Medidas de bondad y ajuste

La macrocuena Endorreica en el país cuenta con la presencia de dos cuerpos de agua importantes como son el Lago Poopó y el Lago Titicaca que representan la hidrología en la zona. El lago Titicaca tiene una salida natural a través del río Desaguadero que drena los excedentes hacia la planicie de la Laguna de Aguallamaya, y que aguas abajo recibe otras aportantes hasta finalmente desembocar en el Lago Poopó. Dentro el modelo WEAP a ambos lagos se les otorgaron atributos del elemento "embalse".

La calibración del modelo hidrológico se realizó a partir de la serie de volúmenes en el Lago Titicaca en el periodo 1980 – 2015. Esta parte de la simulación del lago es altamente importante pues todos los caudales en la zona del Desaguadero alto medio y bajo requieren del caudal de salida del Lago Titicaca para simularse y posteriormente compararse con el registro hidrométrico en los puntos de control señalados en color azul oscuro, a partir de la estación Aguallamaya en la Figura 38.

La correcta simulación del lago mejora la eficiencia de las simulaciones en las estaciones que se ven afectadas por sus dinámicas. Debido a la influencia del lago, se incluyen en la Tabla 17 las medidas de desempeño para las diferentes estaciones analizadas dentro la

macrocuena Endorreica. En esta tabla se listan las métricas de bondad de ajuste.

TABLA 17. Desempeño del modelo hidrológico en las estaciones de la Macrocuena Endorreica.

Punto de control Hidrométrico	NSE	PBIAS (%)	RMSE	Observaciones
Ayaviri	0,27	-53,8	42,0	Buen arreglo con subestimación de caudales.
Azángaro	0,40	-40,9	51,0	Buen arreglo con subestimación de caudales.
Huancané	0,69	-17,8	13,2	
Maravillas	0,77	-17,3	14,3	
Ramis	0,72	-17,3	43,9	
Ilave	0,60	-41,9	34,8	
Escoma	0,47	-12,2	8,4	
Achacachi	0,38	1,0	4,7	
Tambillo	0,40	25,9	3,1	
Chuapalca	0,61	-22,7	2,0	
Frontera	0,63	12,1	2,4	
Abaroa_Mauri	0,24	51,4	4,2	Buen arreglo con sobreestimación de caudales.
Caquena_Mauri	0,57	-15,6	1,6	
Calacoto_Mauri	0,33	34,6	13,2	
Aguallamaya	0,30	-32,0	14,6	Subestimación de caudales.
Desaguadero	0,84	7,1	18,8	
Ulloma	0,60	34,5	37,3	
Chuquina	0,82	14,2	34,9	

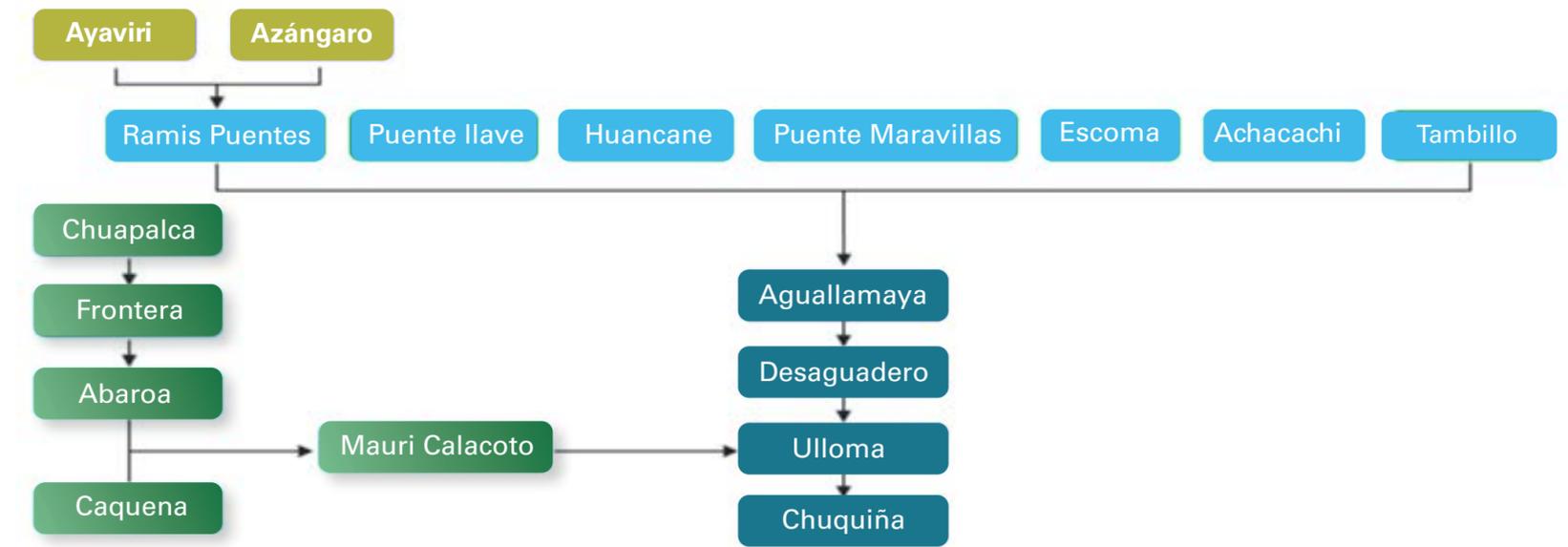
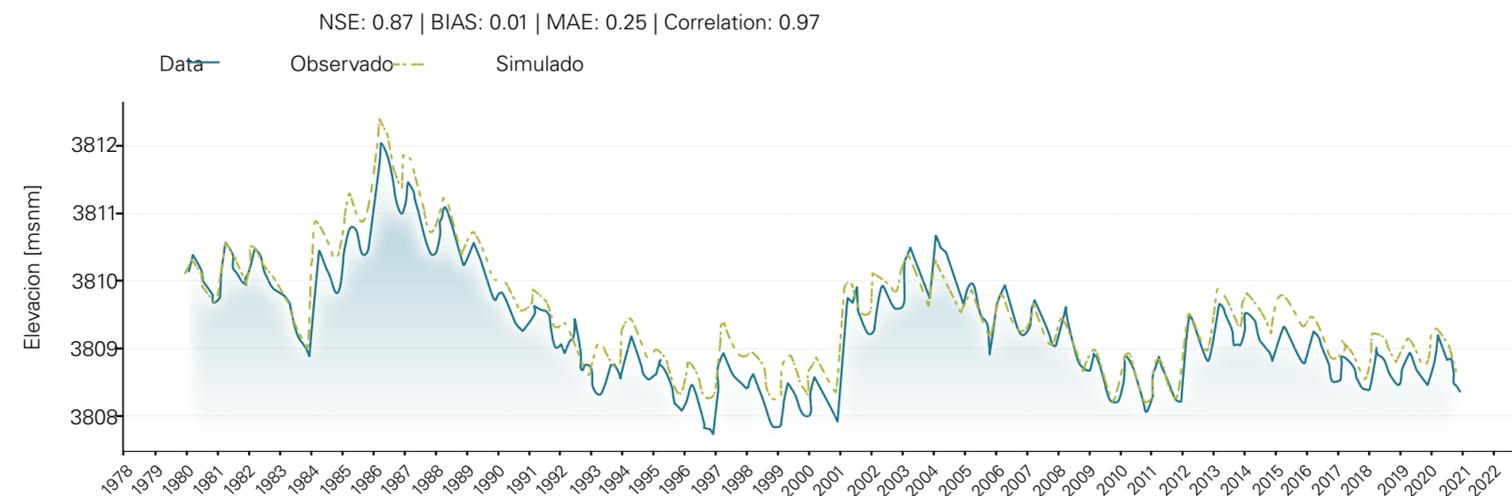


FIGURA 38. Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración en la Macrocuena Endorreica.

La Figura 39 muestra una comparativa entre los valores simulados y observados para un periodo de 20 años. La información utilizada para el periodo 1980 - 2015 fue proporcionada por el SENAMHI y la Autoridad Binacional del Lago Titicaca (ALT), mientras que para

el periodo restante 2015-2020 se utilizó información de monitoreo remoto producida por el proyecto HydroWEB<sup>69</sup>.

69 Ekpeterere, K., Abdelkader, M., Ishaya, S., Makwe, E., & Ekpeterere, P. (2023). Integrating Satellite Imagery and Ground-Based Measurements with a Machine Learning Model for Monitoring Lake Dynamics over a Semi-Arid Region. *Hydrology*, 10(4), 78.



**FIGURA 39. Resultados de balance simulado en el Lago Titicaca (Fuente: Elaborado en base a datos del estudio, ALT y <http://hydroweb.theia-land.fr/>)**

Como se puede ver en la anterior figura, el grado de similitud con los registros de monitoreo son bastante buenos y permiten representar la compleja variabilidad estacional e histórico de los niveles del lago Titicaca. Por otra parte, durante el proceso de calibración se tomaron en cuenta las recomendaciones y conclusiones realizadas en el balance hídrico de 1992.

Donde, la media de almacenamiento simulado en el Lago Titicaca alcanza los 926 kilómetros cúbicos ( $\text{km}^3$ ), con un error medio absoluto de  $2 \text{ km}^3$ . El rango de oscilación en el nivel del lago va desde los 3.812 msnm reportados en el año 1986 hasta un mínimo en el orden de los 3.808 msnm. Esto implica una variación altitudinal en los últimos 40 años de aproximadamente 4 metros. Sin embargo, en los últimos 20 años, esto se ha limitado más a niveles en el rango bajo, no superándose los 3.811 m.s.n.m. en ningún año

de los últimos 30 años. Esto demuestra que el lago cuenta con un patrón de reducción en los valores extremos presentados en comparación con los niveles en la década de los años 80s.

Para el caso del Lago Poopó, se cuenta con datos simulados por estudios previos que hacen balances específicos aprovechando la data satelital y monitoreos específicos durante periodos concretos<sup>70</sup>, sin embargo, no hay un monitoreo del lago con equipo hidrométrico a diferencia del Lago Titicaca, esto es debido a la configuración plana y alta variabilidad espacial de la presencia del agua en la planicie donde se desarrolla el lago. En este sentido la información observada que se ha utilizada para ajustar los niveles simulados en el lago proviene del estudio en periodo extendido de Pillco y Bengtsson (2006) para

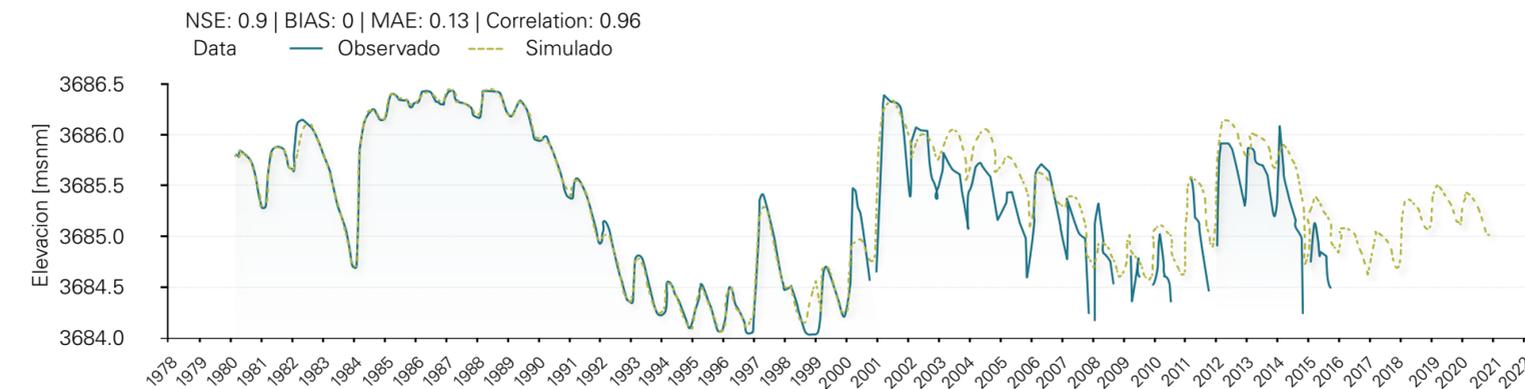
<sup>70</sup> Zolá, R. P., & Bengtsson, L. (2006). Long-term and extreme water level variations of the shallow Lake Poopó, Bolivia. *Hydrological Sciences Journal*, 51(1), 98-114.

el periodo 1980 - 2000 y de la data publicada en HydroWEB para el lago en el periodo 2000 - 2015.

Durante los últimos 40 años, el Lago Poopó ha presentado una oscilación en su volumen que va desde los  $3 \text{ km}^3$  alcanzados entre 1985 a 1989 hasta su completa desaparición de forma intermitente entre los años 1993 a 1999, 2007 a 2010 y por último durante el periodo 2014 y 2016. El rango de elevación representado para el lago se encuentra entre los 3 686,5 msnm y 3 684 m.s.n.m., lo que equivale a una variación de 2,5 metros (Figura 40). El balance hídrico del lago revela la alta influencia de la evaporación neta y la precipitación sobre el mismo, más allá de los aportes provenientes de los cursos intermitentes del Desaguadero y de su zona circunlacustre.

La sensibilidad del balance a los factores de exposición directa del volumen en el lago y el clima de la cuenca de aporte son altamente

importantes para conocer la influencia y grado de vulnerabilidad actual sobre el cual se está gestado un proceso de degradación en toda la planicie central altiplánica con aparición de áreas salinizadas de suelo características de la zona sur en Uyuni y Coipasa, lo cual parece ser una tendencia que se iría extendiendo en dirección norte hacia todo el Altiplano Perú-Boliviano, considerando que el proceso de formación del Altiplano geológicamente es consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca sobre la placa continental y el consecuente incremento en la elevación de la plataforma andina en su conjunto<sup>71</sup>. Otro factor de variación además del nivel del agua del lago son las condiciones climáticas del Altiplano circundante, las cuales son altamente sensibles a factores relacionados con la dinámica atmosférica de procesos combinados tanto desde el Pacífico como del Amazonas.



**FIGURA 40. Resultados de balance simulado en el Lago Poopó (Fuente: Elaborado en base a datos del estudio, Pillco Zola and Bengtsson, 2006 y <http://hydroweb.theia-land.fr/>)**

<sup>71</sup> Steinmetz, R. L. L., Salvi, S., Sarchi, C., Santamans, C., & Steinmetz, L. C. L. (2020). Lithium and brine geochemistry in the salars of the Southern Puna, Andean plateau of Argentina. *Economic Geology*, 115(5), 1079-1096.

Al analizar todo el Sistema Hídrico de la macrocuenca Endorreica, se puede observar que el Lago Titicaca es uno de los cuerpos de agua más importantes de la región (Figura 41). Tiene una superficie de 8 300 km<sup>2</sup> y una profundidad máxima de 281 m., recibe agua de más de 25 ríos, el mayor de los cuales es el Ramis en Perú. El lago cuenta con un caudal medio de ingreso desde todo el conjunto de ríos afluentes de 262 728 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 823 816 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 73 846 m<sup>3</sup>/s. Esto significa que el nivel del agua del lago varía estacionalmente y durante un ciclo de años, dependiendo de las tasas de precipitación y evaporación en el Altiplano.

El Lago Titicaca al drenar sus aguas a través del río Desaguadero, presenta un caudal medio en la zona transfronteriza, a la altura de Aguallamaya, de 29,1 m<sup>3</sup>/s, con un caudal máximo de 349,2 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 0,5 m<sup>3</sup>/s. Antes de la confluencia del río Desaguadero y Mauri, el caudal medio es de 38,9 m<sup>3</sup>/s, con un caudal máximo de 371 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 2,8 m<sup>3</sup>/s. La comparación entre los caudales de entrada y salida del Lago Titicaca muestra que estos son una pequeña fracción de la entrada del lago. El resto de agua se pierde por evaporación e infiltración en el basamento del lago como se describe en el balance hidrológico del lago.

El río Mauri es un río andino que nace en la laguna de Vilacota a 4 500 msnm. en territorio peruano y confluye con el río Desaguadero en la localidad de Calacoto, Bolivia, a 3 814 msnm., presenta un caudal medio de 14,8 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 140,2 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 4 m<sup>3</sup>/s, mientras que el río Desaguadero a la altura de Chuquiña tiene un caudal medio de 73,4 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 613,5 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 9,6 m<sup>3</sup>/s. En comparación con el río Desaguadero, se concluye que el río Mauri presenta una estacionalidad más estable, lo que lo convierte en un cuerpo de agua altamente relevante para la preservación de las condiciones hidrológicas regionales.

Es importante destacar que el sesgo de la estimación del caudal del río Desaguadero en Chuquiña alcanza un 14% en relación con las mediciones realizadas, lo que potencialmente puede deberse a la influencia de los sistemas productivos que hacen uso del agua del río en épocas de estiaje que disminuyen de forma recurrente en todos los años del periodo de simulación (1980 – 2020). Por lo tanto, el valor de disponibilidad potencial total debe considerarse como el valor de referencia, mientras que los registros hidrométricos deben considerarse como el caudal disponible considerando los usos.

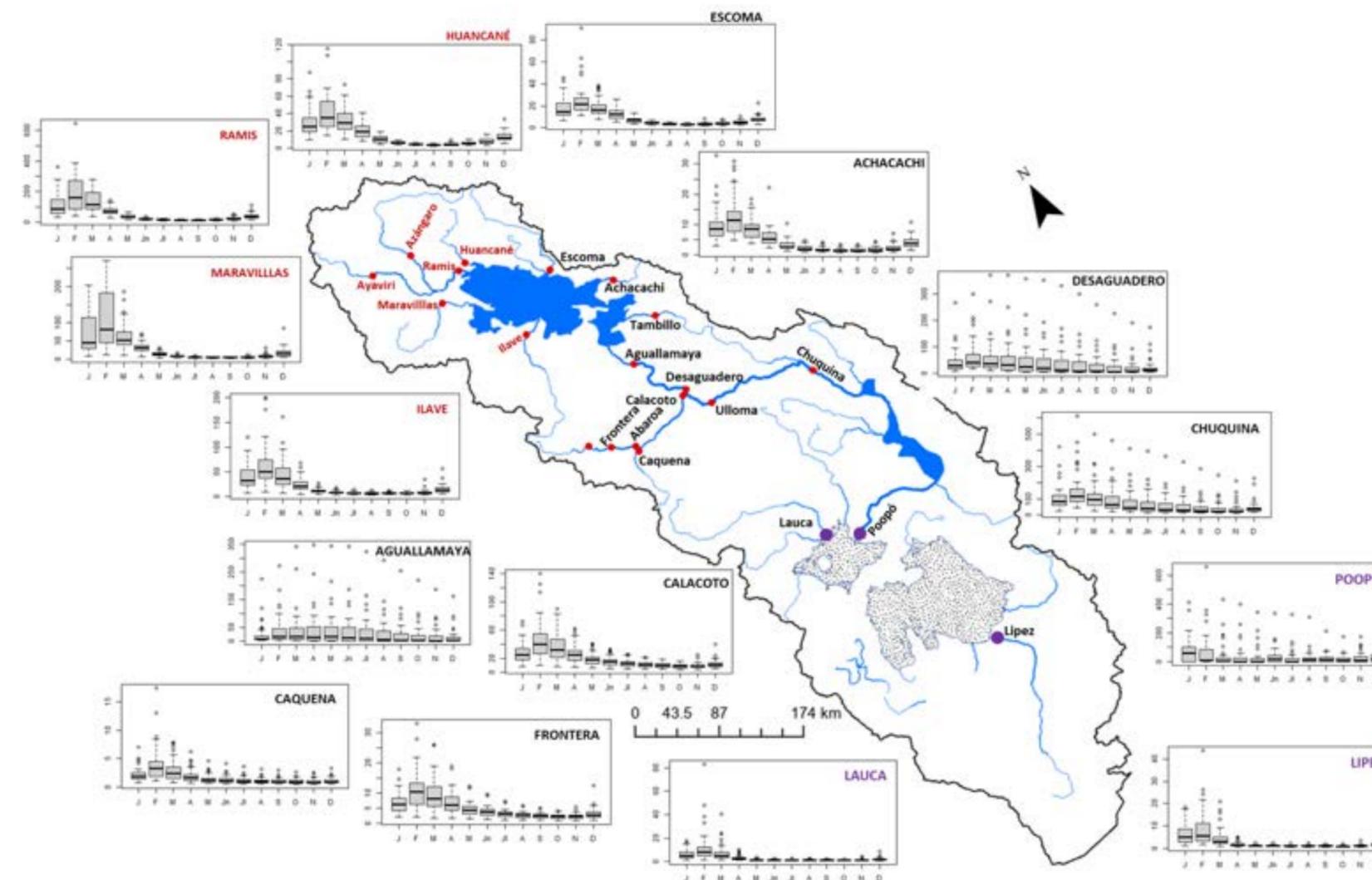


FIGURA 41. Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m<sup>3</sup>/s) multianuales en el sistema hídrico del Altiplano Boliviano (1980 - 2020) (Puntos rojos son estaciones hidrométricas y puntos violetas son simulación afluencias de los ríos respectivos a los salares)



Otro río de importancia dentro el sistema hídrico de la macrocuenca respecto al territorio boliviano es el río Lauca que desemboca en el Salar de Coipasa desde el noreste y tiene un caudal medio de 3,3 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 83,3 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 0,6 m<sup>3</sup>/s. Esto significa que la descarga del río es muy baja y errática, dependiendo de la disponibilidad de agua en su área de nacimiento. Por otro lado, el río Poopó sale del lago Poopó en dirección sur de oeste y tiene un caudal medio de 36,4 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 659,6 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 0,3 m<sup>3</sup>/s. El caudal del río Poopó es altamente variable y depende del nivel del agua del lago y de las condiciones climáticas del Altiplano en Oruro. Es importante destacar que en la segunda mitad del periodo del estudio en los años 2000, no se presentan prácticamente descargas en el río Poopó, razón por la cual el valor del caudal mínimo en relación con la media es nulo.

Al sur del sistema, el río Grande de Lipez es un curso de agua que desemboca en el Salar de Uyuni desde el suroeste. Tiene un caudal medio simulado de 2,5 m<sup>3</sup>/s, un caudal máximo de 43,9 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo de 0,5 m<sup>3</sup>/s. Debido a que el caudal del río es irregular y varios aspectos relacionados con la dinámica subterránea

son desconocidos, se deben considerar estas limitantes en relación con el régimen presentado. Es importante complementar el enfoque metodológico actual, que es función de la conversión Lluvia/Esco-rrentía, con el componente hidrogeológico que se presume juega un papel fundamental en la estacionalidad y el valor de los caudales en la desembocadura. Asimismo, se requiere de monitoreo hidro-lógico que permita calibrar las estimaciones realizadas a través del modelo utilizado en el presente reporte.

#### 4.3.1.2. Comparación de calibración con estudios previos

Para efectos de evaluar el avance de la modelación hidrológica en la zona, se contrastaron los resultados obtenidos en el Balance Hídrico presentado en el año 2018 con los resultados actuales. Dicha comparación se presenta en la Tabla 18. En términos generales, se aprecia un avance en las eficiencias con respecto a los valores anteriores en la mayoría de los casos, exceptuando las estaciones Escoma y Aguallamaya, en las cuales las eficiencias permanecieron similares. De manera similar, los sesgos disminuyeron en magnitud a excepción de la estación Puente Ayaviri.

TABLA 18. Comparación de las métricas obtenidas en el Balance Hídrico (2018) y actuales.

Unidad hidrográfica	Balance Hídrico (2023)		Balance Hídrico (2018)	
	NSE	PBIAS (%)	NSE	PBIAS (%)
Ayaviri	0,27	-53,84	0,62	-17,0
Azángaro	0,40	-40,91	0,72	-16,0
Huancané	0,69	-17,78	0,70	-27,0
Maravillas	0,77	-17,28	0,62	16,0
Ramis	0,72	-17,32	0,44	8,3
Ilave	0,60	-41,85	0,66	1,5
Escoma	0,47	-12,19	0,27	-36,0
Achacachi	0,38	1,02	0,05	-27,0
Tambillo	0,40	25,89	0,79	-15,0
Chuapalca	0,61	-22,66	0,28	21,0
Frontera	0,63	12,11	0,42	13,0
Abaroa_Mauri	0,24	51,39	0,08	41,0
Caquena_Mauri	0,57	-15,62	-3,80	47,0
Calacoto_Mauri	0,33	34,57	0,02	17,0
Aguallamaya	0,30	-31,97	-1,80	131,0
Desaguadero	0,84	7,13	0,33	12,0
Ulloma	0,60	34,49	0,44	9,0
Chuquina	0,82	14,22	0,68	2,7

Se concluye que, el modelo presenta un desempeño sobresaliente, simulando de forma satisfactoria las dinámicas hidrológicas de la región.

## 4.3.2. Macrocuenca Amazonas

Para modelar la respuesta hidrológica de las unidades hidrográficas al clima en la macrocuenca del Amazonas, se utilizó el Método Humedad del Suelo, el cual requiere parámetros de entrada que fueron relacionados a la cobertura del suelo, la textura y la pendiente del terreno en cada unidad hidrográfica. En el Anexo 11 se presentan los valores referenciales utilizados en los diferentes parámetros del modelo. A continuación, se ilustra la evaluación de la calibración basado en tres métricas de desempeño.

### 4.3.2.1. Medidas de bondad y ajuste

La calibración de la macrocuenca del Amazonas se llevó a cabo a partir de las cuencas de cabecera que se muestran en la Figura 42. En esta figura, se pueden observar tres cursos principales que corresponden a los ríos Beni, Iténez y Mamoré. Estos tres cursos se unen para formar el río Madera, que es el principal río de salida de esta macrocuenca en Bolivia.

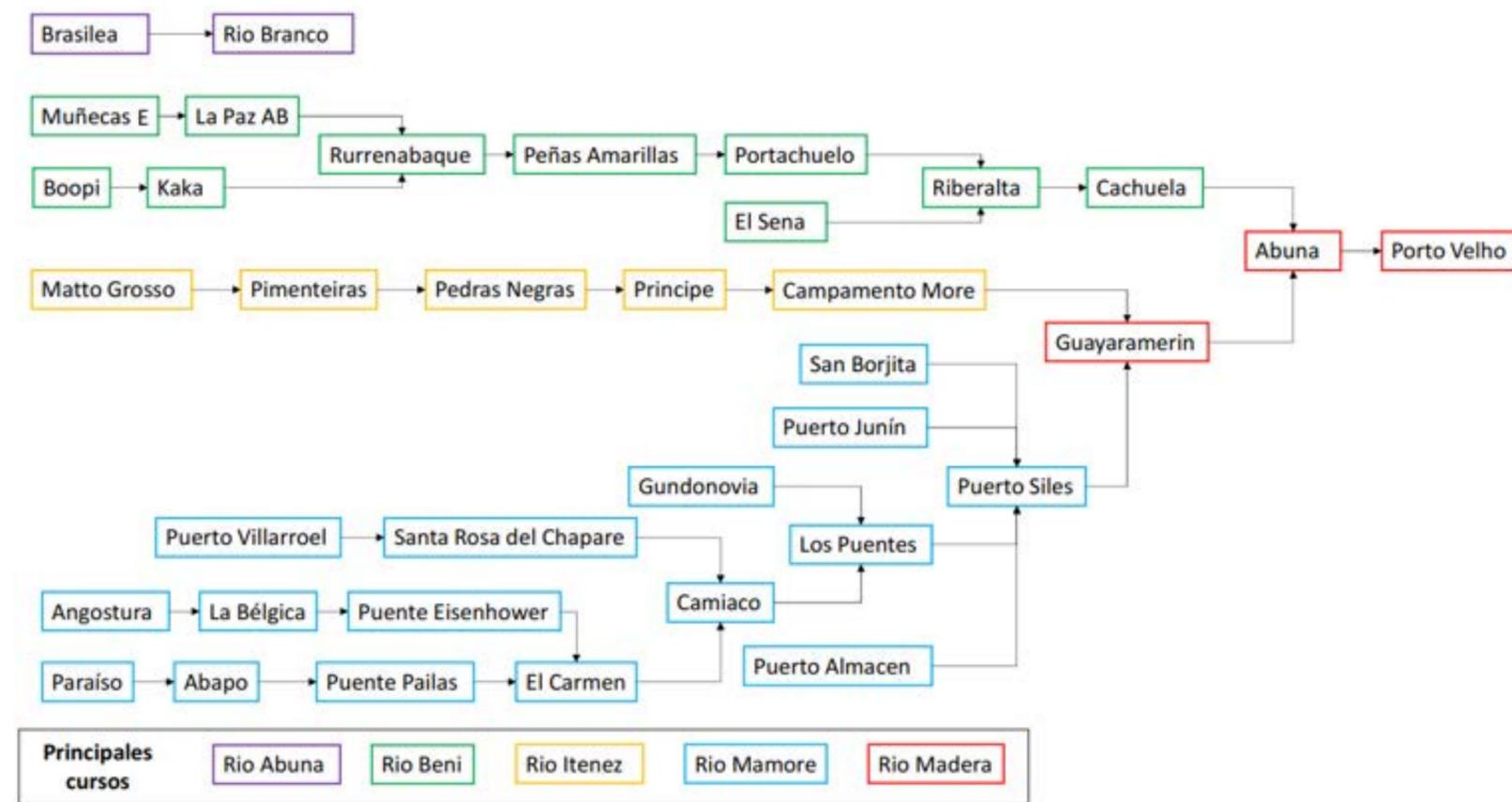


FIGURA 42. Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración de la macrocuenca del Amazonas

Para la calibración se realizó un proceso iterativo que se detuvo cuando el desempeño de las medidas de bondad y ajuste resultó satisfactorio en la mayoría de las estaciones de caudales. Las tres métricas de desempeño consideradas fueron el Índice de eficiencia de Nash (NSE), el sesgo relativo medido por el BIAS, y el error cuadrático medio (RMSE). En la siguiente tabla se presentan dichas métricas para las estaciones consideradas en la macrocuenca del Amazonas.

TABLA 19. Desempeño del modelo hidrológico en las estaciones de la macrocuenca del Amazonas

Estación	NSE	PBIAS	RMSE	Río
Munecas	0,65	-19,94	102,08	Río Beni
Boopi	0,73	-20,07	100,00	Río Beni
LaPaz_AB	0,75	-12,67	301,22	Río Beni
Kaka	0,78	-20,33	288,22	Río Beni
Rurrenabaque	0,74	-5,54	820,80	Río Beni
Pena_Amarilla	0,47	4,10	1549,88	Río Beni
Portachuelo_Dos_Estrellas	0,43	11,53	1714,32	Río Beni
El_Sena	0,64	-13,48	1803,60	Río Beni
Riberalta	0,75	-9,50	2598,25	Río Beni
Cachuela_Esperanza	0,80	-3,09	2372,82	Río Beni
Matto_Grosso	0,53	21,33	75,43	Río Iténez
Pimenteiras	0,31	16,67	227,89	Río Iténez
Pedras_Negras	0,53	11,40	417,36	Río Iténez
Principe_DaVeira	0,33	17,18	1567,24	Río Iténez
Campamento_More	0,22	29,21	1434,59	Río Iténez
Guayaramerin	0,71	14,75	2887,89	Río Iténez
Paraiso	0,60	-39,37	325,05	Río Mamoré
Abapó	0,67	-35,71	280,54	Río Mamoré

Los aportantes principales, medidos en Puerto Siles (río Mamoré), Guayaramerin (río Iténez), Rio Branco (río Acre) y Porto Velho (río Madera), se describen en la Figura 42. En este reporte, se presentan los resultados de la simulación en estos puntos. El Anexo 6 incluye una descripción detallada de cada punto de control hidrométrico considerado en la hidrológica del estudio.

Estación	NSE	PBIAS	RMSE	Río
Puerto_Pailas	0,67	-26,00	305,00	Río Mamoré
El_Carmen	0,27	42,14	482,05	Río Mamoré
Camiacono	0,71	6,84	720,96	Río Mamoré
Angostura	0,40	-30,68	8,25	Río Mamoré
La_Belgica	0,65	-10,92	12,64	Río Mamoré
Puente_Eisenhower	0,59	40,36	11,15	Río Mamoré
Puerto_Villarroel	0,22	-43,06	369,41	Río Mamoré
Santa_Rosa_Chapare	0,25	18,01	718,29	Río Mamoré
Gundonovia	-0,99	53,96	803,98	Río Mamoré
Puerto_Almacen	0,32	-47,64	307,76	Río Mamoré
Los_Puentes	0,45	-13,68	1302,64	Río Mamoré
Puerto_Siles	0,78	6,80	1513,00	Río Mamoré
San_Borjita	-5,94	136,01	284,60	Río Mamoré
Puerto_Junin	0,63	-15,36	328,41	Río Mamoré
Abuna	0,86	1,12	4067,03	Río Madera
Porto.Velho	0,89	-0,90	3977,77	Río Madera
Brasilea	0,66	-6,55	67,30	Río Acre
Rio_Branco	0,74	-3,75	199,08	Río Acre

El río Madeira es el mayor afluente del río Amazonas y drena una superficie de unos 1,4 millones de km<sup>2</sup>, la mayor parte de este aporte es producido en el territorio boliviano (en superficie el 65% hasta la estación Porto Velho, Tabla 1). Se forma por la confluencia de los ríos Mamoré y Beni cerca de la frontera con Brasil. El río Madeira tiene un caudal medio anual de unos 19,232 m<sup>3</sup>/s en la estación Porto Velho (606.523 millones de m<sup>3</sup> anuales), con un máximo de 49,991 m<sup>3</sup>/s y un mínimo de 4,959 m<sup>3</sup>/s, valores estimados en el periodo 1980 a 2020<sup>72</sup>, con un sesgo de -0,9% (Tabla 19). El río está afectado por las variaciones estacionales de la precipitación y la evapotranspiración, así como por los cambios en el uso del suelo y el desarrollo hidroeléctrico<sup>73</sup> que se está generando en la región brasileña en Jirau en la zona baja amazónica.

El río Beni es uno de los principales afluentes del río Madeira y se origina en la cordillera de los Andes en los departamentos de La Paz y Cochabamba. Fluye por las tierras bajas de la llanura amazónica y se une al río Mamoré cerca de Trinidad. El río Beni tiene un caudal medio anual de unos 8,695 m<sup>3</sup>/s en la estación de aforo de Cachueta, con un máximo de 28,946 m<sup>3</sup>/s y un mínimo de 1,484 m<sup>3</sup>/s con un sesgo en el reporte estimado en -3,09% (Tabla 19). El río está influenciado por el agua de deshielo procedente de la Cordillera Real, así como por los patrones de lluvia y la dinámica de la llanura aluvial<sup>74</sup>.

Otra característica es que el patrón estacional hidrológico es de los más rápidos en los afluentes amazónicos bolivianos, precisamente debido a este origen andino y la configuración orográfica y

de pendientes en la zona altoandina. El máximo corresponde al mes de febrero mientras que la mínima entre los meses de septiembre a octubre (Figura 43).

El río Mamoré, antes de su confluencia con el río Iténez en la estación de Puerto Siles, transporta un volumen medio anual de 5,311 m<sup>3</sup>/s (167,482 millones de m<sup>3</sup> al año). El caudal mensual oscila entre 18,425 m<sup>3</sup>/s en abril y 1,327 m<sup>3</sup>/s en octubre con un sesgo en el orden de 6,77% (Tabla 19). El régimen hidrológico del río Mamoré está determinado por las precipitaciones en la cuenca, que tienen un máximo entre diciembre y marzo y un mínimo entre junio y agosto<sup>75</sup>.

En general el río Mamoré está influenciado por tiempos de atenuación importantes debido a la longitud de sus afluentes y también por el tránsito de estos en la llanura beniana donde gran parte de estos de forma anual generan planicies de inundación que igualmente atenúan la formación de caudales altos durante los meses de febrero o marzo como es el caso del río Beni. El río Mamoré hasta Puerto Siles presenta máximos en el mes de abril y mínima en octubre (Figura 43).

El río Iténez (también conocido como Guaporé) es un afluente del río Madeira que forma parte de la frontera entre Bolivia y Brasil. Nace en el Altiplano brasileño y fluye por el Pantanal antes de unirse al río Mamoré cerca de Guayaramerín. El río Mamoré, con el aporte del río Iténez, tiene un caudal medio anual de 9,054 m<sup>3</sup>/s en la estación de aforo de Guayaramerín (285.535 millones de m<sup>3</sup> por año), con un máximo de 29,723 m<sup>3</sup>/s y un mínimo de 1,403 m<sup>3</sup>/s, y un sesgo de 14,75%.

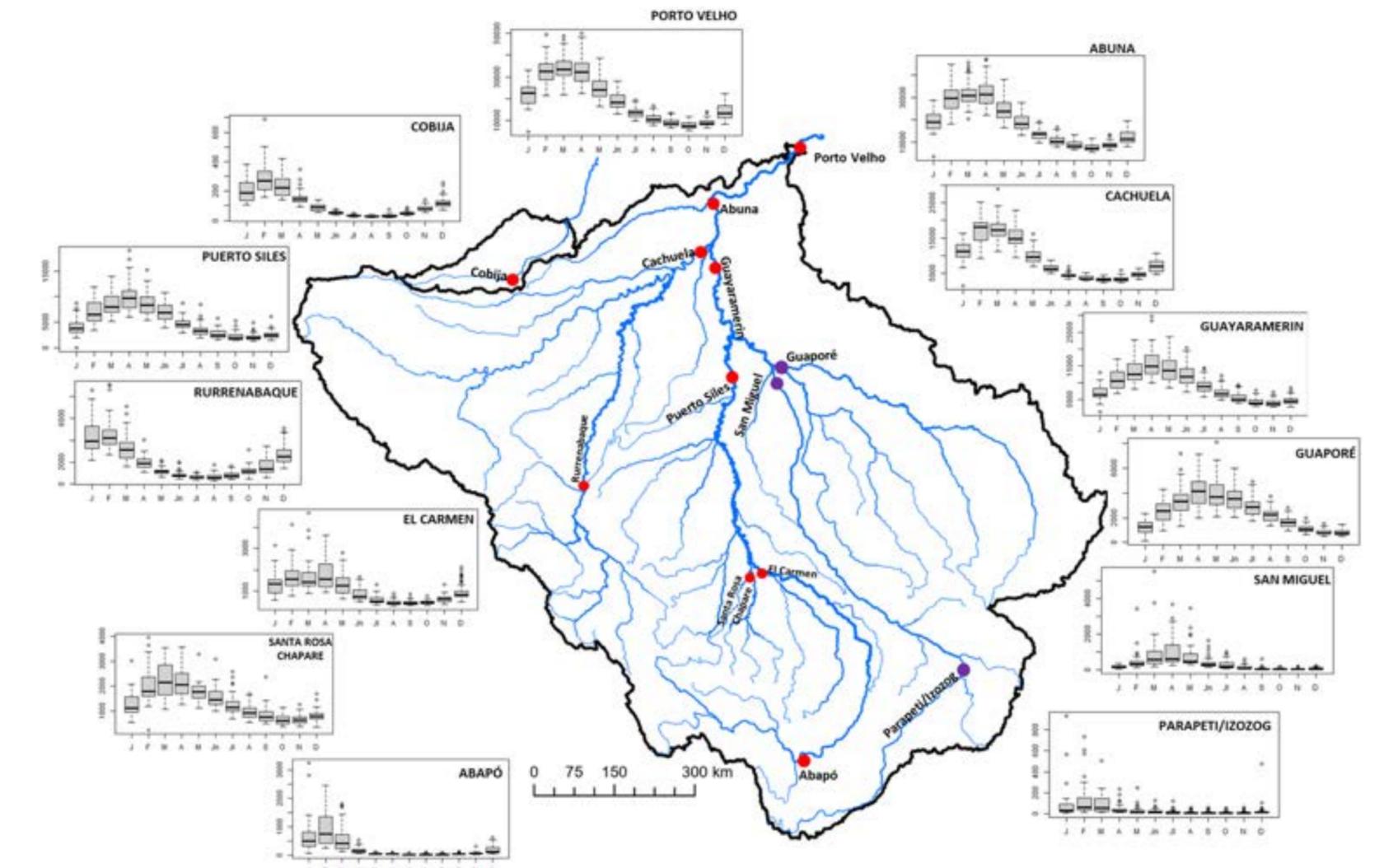


FIGURA 43. Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m<sup>3</sup>/s) multianuales en el sistema hídrico del Amazonas Boliviano (1980 - 2020) (Puntos rojos son estaciones hidrométricas y puntos violetas son simulación en confluencia de los ríos respectivos)

72 Este período de evaluación es el correspondiente para todos los valores descritos en la presente sección.

73 Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., & Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*, 70(3-4), 187-206.

74 Molina-Carpio, J., Espinoza, D., Coritza, E., Salcedo, F., Farfán, C., Mamani, L., & Mendoza, J. (2019). Climate and spatial variability of the humid upper Andes. *Ecología en Bolivia*, 54(1), 40-56

75 QUIROGA, V. M., Kure, S., Udo, K., & Mano, A. (2016). Changes in the Hydrologic Discharges due to Climate Change: Bolivian Amazonia. *Ecología en Bolivia*, 51(5), 1\_247-1\_252.



El río está regulado por la inundación estacional del Pantanal, así como por la recarga de aguas subterráneas y la evapotranspiración<sup>76</sup>, estos componentes en las atenuaciones de las llanuras hasta el momento han sido poco estudiadas lo que confiere un grado de incertidumbre bastante alto a los componentes del balance hidrológico de estas cuencas.

Los ríos Parapetí e Izozog son afluentes de la Chiquitania cruceña que drenan hacia el río San Miguel en la llanura beniana. Fluyen por un paisaje semiárido y tienen un régimen de caudal muy variable y complejo de representar numéricamente. Esta región no cuenta con un monitoreo hidrológico comparable al de los ríos aledaños, como el río Grande o el Piráí.

El presente estudio, estima que el caudal medio anual del río Parapetí en la zona cercana a la laguna Concepción es de 41 m<sup>3</sup>/s. El caudal máximo se registra en febrero (933 m<sup>3</sup>/s) y el mínimo entre los meses de agosto-octubre (1,9 m<sup>3</sup>/s). El río está afectado por sequías e inundaciones, así como por la degradación del suelo y la extracción de agua de las zonas de recarga de acuíferos. Un estudio de 1992 indica que existe un potencial proceso de transferencia de agua subterránea hacia el sur, en dirección al Paraguay.

#### 4.3.2.2. Comparación de calibración con estudios previos

Para evaluar la modelación hidrológica de la macrocuenca del Amazonas, se compararon los resultados del balance hídrico de 2018 con los resultados actuales. La comparación se presenta en la Tabla 20. En general, se observa una mejora en algunas estaciones y un deterioro en otras, en relación con las métricas analizadas.

<sup>76</sup> Hamilton, S. K., Sippel, S. J., & Melack, J. M. (2004). Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). *Hydrological Processes*, 18(11), 2103-2116.

Tabla 20. Comparación de las métricas obtenidas en el Balance Hídrico (2018) y actuales

Unidad hidrográfica	Balance Hídrico (2023)		Balance Hídrico (2018)	
	NSE	PBIAS (%)	NSE	PBIAS (%)
Guayaramerin	0,71	14,75	0,74	10,3
Campamento_More	0,22	29,21	0,44	22,7
Porto.Velho	0,89	-0,90	0,72	0,6
Abuna	0,86	1,12	0,77	-1,6
Matto_Grosso	0,53	21,33	0,67	-14,7
Pimenteiras	0,31	16,67	0,35	16,4
Pedras_Negras	0,53	11,40	0,28	23,2
Principe_DaVeira	0,33	17,18	0,70	7,7
El_Sena	0,64	-13,48	0,65	-8,7
Riberalta	0,75	-9,50	0,77	-9,1
Cachuela_Esperanza	0,80	-3,09	0,73	-7,4
Paraíso	0,60	-39,37	0,74	-5,9
Abapó	0,67	-35,71	0,82	-10,5
Puerto_Pailas	0,67	-26,00	0,80	-9,8
Puerto_Siles	0,78	6,80	0,74	-9,1
Camiaço	0,71	6,84	0,76	-7,1
Los_Puentes	0,45	-13,68	0,64	-17,1
El_Carmen	0,27	42,14	0,42	14,5

#### 4.3.3. Macrocuenca del Plata

El sistema hídrico de la cuenca del río del Plata es complejo y diverso. Los ríos que la componen presentan diferentes características, como caudal, régimen hidrológico, morfología y calidad de agua. El río Paraguay es uno de los principales ríos de la cuenca

Unidad hidrográfica	Balance Hídrico (2023)		Balance Hídrico (2018)	
	NSE	PBIAS (%)	NSE	PBIAS (%)
Rurrenabaque	0,74	-5,54	0,67	-8,9
Pena_Amarilla	0,47	4,10	0,72	9
Portachuelo_Dos_Estrellas	0,43	11,53	0,83	7,1
Gundonovia	-0,99	53,96	0,43	8,3
Santa_Rosa_Chapare	0,25	18,01	0,60	3,9
Puerto_Villarroel	0,22	-43,06	0,58	-13,7
Puerto_Junin	0,63	-15,36	0,50	-30,3
Puerto_Almacen	0,32	-47,64	0,54	-9,1
San_Borjita	-5,94	136,01	No considerada	
Angostura	0,40	-30,68	0,76	-9,4
La_Belgica	0,65	-10,92	0,72	7,6
Puente_Eisenhower	0,59	40,36	No considerada	
Rio_Branco	0,74	-3,75	0,57	
Brasilea	0,66	-6,55	0,45	
Munecas	0,65	-19,94	No considerada	
Kaka	0,78	-20,33	No considerada	
Boopi	0,73	-20,07	No considerada	
LaPaz_AB	0,75	-12,67	No considerada	

del Plata. En el territorio boliviano, en la parte oriental, su curso define el límite entre Bolivia y Brasil, mientras que en la parte occidental recibe las aguas de los principales afluentes como son los ríos Pilcomayo y Bermejo.



La respuesta hidrológica de las unidades hidrográficas de la macrocuenca del Plata respecto a los principales afluentes en la parte occidental se calibró con el Método Humedad del Suelo (SM), al igual que en las otras macrocuencas. Para ello, se iniciaron con valores referenciales y se realizaron ajustes hasta obtener los valores indicados en el Anexo 11. Además, se realizaron algunos ajustes a parámetros climáticos debido a la limitada representación del clima y la respuesta hidrológica en algunas zonas. Finalmente, se evaluó el desempeño en las estaciones de caudales mediante métricas de bondad y ajustes.

#### 4.3.3.1. Medidas de bondad y ajustes

La calibración se realizó a partir de datos referenciales de las principales variables del método aplicado. Se realizaron iteraciones hasta obtener resultados que se validaron en las diferentes estaciones de caudales, para las estaciones ubicadas en el territorio boliviano. Por un lado, se calibraron los afluentes de la cuenca del Pilcomayo, que incluye vertientes de los departamentos de Potosí, Chuquisaca y Tarija. Por otro lado, se procedió de la misma manera para los afluentes de la cuenca Bermejo, que incluye vertientes del país de Argentina y del departamento de Tarija (Figura 44).

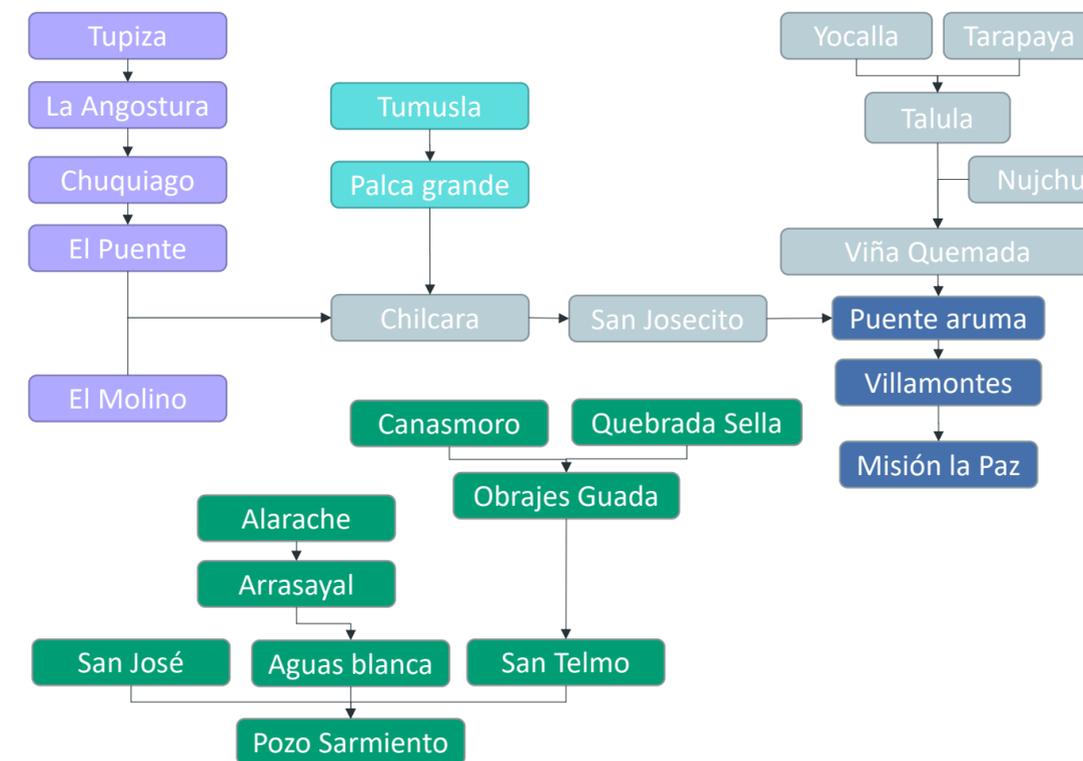


FIGURA 44. Esquemática de la ubicación y conexión entre estaciones empleadas para la calibración

El proceso iterativo se detuvo cuando el desempeño de las medidas de bondad y ajuste resultó satisfactorio en la mayoría de las estaciones de caudales. Las tres métricas de desempeño consideradas fueron el Índice de eficiencia de Nash (NSE), el sesgo relativo medido por el BIAS, y el error cuadrático medio (RMSE).

En el proceso de calibración se descartaron algunas estaciones de caudales por razones tales como serie de datos cortos, inconsistencias en los valores reportados y que no se pudo encontrar información. Algunas características de estas estaciones son relacionadas en la Tabla 21.

**TABLA 21. Características de estaciones con bajo desempeño**

Estación	Código WEAP	Características
Yocalla	UH_3_12_3_Yocalla	Datos octubre 2005 hasta diciembre 2020
Tarapaya	UH_3_12_4_Tarapaya	Datos julio 2003 hasta diciembre 2020
Salto León	UH_3_14_2_Salto_Leon	Datos enero 1980 hasta diciembre 1985
Tumusla	UH_3_15_2_Tumusla	Dos periodos. Primero: enero 1980 hasta julio 1997. Segundo: septiembre 2005 hasta diciembre 2020
Cotagaita	UH_3_16_2_Cotagaita	Datos agosto 2013 hasta diciembre 2020
Palca Grande	UH_3_13_2_Palca_Grande	Tres periodos donde el último es relevante. Datos septiembre 2002 hasta diciembre de 2020
San Pedro	UH_3_13_3_San_Pedro	Datos enero 1980 hasta septiembre de 1981
Tupiza	UH_3_18_2_Tupiza	Datos septiembre 1981 hasta octubre de 1986
La angostura	UH_3_18_La_Angostura	Dos periodos. Primero: enero 1980 hasta diciembre de 1983. Segundo: septiembre 2005 hasta diciembre 2018
Chuquiago	UH_3_21_3_Q_Chuquiago	Datos noviembre 2005 hasta diciembre de 2020
El Puente	UH_3_19_5_El_Puente	Datos diciembre 2002 hasta diciembre 2020
Chilcara	UH_3_11_6_Chilcara	Tres periodos muy cortos, el primero 1980-1985, luego, 1991-1993, y finalmente, 2005-2008
Tolomosa	UH_3_2_5_Tolomosa	Datos enero 1980 hasta julio 1984
San Nicolas	UH_3_2_6_San_Nicolas	Periodo corto de 1980-1983
Alarache	UH_3_1_4_Alarache	Dos periodos. El primero, enero 1980 hasta julio 1999. El segundo, febrero 2011 hasta julio 2016
Puente Sucre	UH_3_17_3_Puente_Sucre	No tiene información ahora y tampoco en el BHB2018
Charaja	UH_3_21_2_Charaja	No tiene información ahora y no aparece un nodo de gauge en el BHB2018
Pampa Grande	UH_3_11_5_Pampa_Grande	No tiene información ahora y no aparece un nodo de gauge en el BHB2018
Palca Higuera	UH_3_15_Palca_Higuera	No tiene información ahora y no aparece un nodo de gauge en el BHB2018
Yura	UH_3_14_3_Yura	No tiene información ahora y no aparece un nodo de gauge en el BHB2018

La Tabla 22 muestra el desempeño de la calibración hidrológica en cada estación, según las medidas de bondad y ajustes utilizadas. Se utilizaron 23 estaciones ubicadas en las cuencas de los ríos Pilcomayo (14) y Bermejo (9). La Figura 44 muestra la ubicación geográfica de las estaciones, así como su comportamiento mensual y estacional. Se puede observar que las estaciones en las cabeceras de cuenca tienen los índices de calibración más bajos. Esto se debe a dos factores:

- La omisión de factores locales en la representación del clima en estas zonas, lo que introduce un sesgo en el modelo.
- La falta de robustez de los datos hidrométricos en las estaciones de cabecera. Estos datos son procesados con registros de nivel, que en el caso de las estaciones de cabecera tienen limitaciones para generar datos para eventos distintos a las temporadas en las que SENAMHI y entidades locales realizan campañas de aforo.

**TABLA 22. Desempeño del modelo hidrológico en las cuencas del Plata**

Estación	NSE	BIAS	RMSE	Evaluación	Río
Tupiza	-0,02	-53,07	7,31	Subestimación de caudales	Tupiza
La_Angostura	0,33	-21,69	2,72	Subestimación de caudales	Tupiza
Chuquiago	-0,69	55,65	12,58	Sobrestimación de caudales	Tupiza
Tarapaya	0,68	-29,29	1,29	Buen ajuste	Pampa Huari
Nujchu	0,74	5,57	10,23	Buen ajuste	Ravelo
Salto_Leon	-59,29	373,33	11,27	Sobrestimación de caudales	Tumusla
Tumusla	-0,77	43,84	8,19	Sobrestimación de caudales	Tumusla
Molino	0,62	58,23	1,19	Buen ajuste	Tomayapo
El_Puente	0,36	53,41	20,34	Sobrestimación de caudales	San Juan
Coragaita	-0,02	-31,33	1,99	Subestimación de caudales	Cotagaita
Palca_Grande	0,72	-4,77	13,03	Buen ajuste	Cotagaita
San_Pedro	0,36	85,93	4,22	Sobrestimación de caudales	Cotagaita
Yocalla	0,53	-23,58	2,33	Buen ajuste	Pilcomayo
Talula	0,69	-33,16	12,27	Buen ajuste	Pilcomayo
Chilcara	0,80	2,04	40,20	Buen ajuste	Pilcomayo

Estación	NSE	BIAS	RMSE	Evaluación	Río
San_Josecito	0,81	-16,38	48,25	Buen ajuste	Pilcomayo
Viña_Quemada	0,76	-16,26	31,06	Buen ajuste	Pilcomayo
Villamontes	0,82	-3,97	132,32	Buen ajuste	Pilcomayo
Mision_La_Paz	0,80	4,44	143,02	Buen ajuste	Pilcomayo
Sella_Quebrada	0,03	-73,88	10,52	Subestimación de caudales	Sella
Canasmoro	0,02	-55,60	3,99	Subestimación de caudales	Guadalquivir
Obrajes	0,71	8,97	3,97	Buen ajuste	Guadalquivir
San_Nicolas	0,31	-23,72	4,30	Subestimación de caudales	Guadalquivir
Tolomosa	0,03	-79,49	24,05	Subestimación de caudales	Tolomosa
San_Telmo	0,90	-1,57	54,23	Buen ajuste	Grande de Tarija
San_Jose	0,42	-13,30	19,70	Subestimación de caudales	Iruya
Alarache	0,06	36,86	24,28	Sobrestimación de caudales	Bermejo
Arrasayal	0,64	23,60	79,73	Buen ajuste	Bermejo
Aguas_Blancas	0,85	-10,10	45,97	Buen ajuste	Bermejo
Pozo_Sarmiento	0,87	-10,05	187,85	Buen ajuste	Bermejo

Adicionalmente a los factores mencionados, las cuencas de cabecera se ven más afectadas por el uso del agua, como la presencia de embalses, desviaciones y canalizaciones. Estos aspectos están presentes en los registros medidos, pero son omitidos por el modelo hidrológico. Para corregir esto, se debe realizar un proceso de naturalización de los registros. Esto permitiría realizar una comparación más eficiente de los caudales en todas las cabeceras de los ríos Tumusla, Tupiza, Cotagaita, Ravelo y Guadalquivir.

Sin embargo, el proceso de recopilación de datos realizado para este estudio identificó que la información relacionada con los usos del agua (extracciones) no está inventariada con suficiente detalle como para naturalizar los caudales. Este aspecto queda como una tarea pendiente para las siguientes versiones del estudio, con el objetivo de mejorar la representación de la zona alta de la cuenca de los ríos Pilcomayo y Bermejo.

En base a los resultados de la modelación hidrológica y complementando la información hidrológica de estaciones con modelación, se pueden describir algunas características de la cuenca del Plata en relación con sus ríos principales tributarios dentro el territorio boliviano (Figura 45).

El río Bermejo nace en la cordillera de los Andes y fluye hacia el sureste a través de la frontera entre Bolivia y Argentina. Es un afluente del río Paraguay. La estación de Aguas Blancas se encuentra cerca de la ciudad de Bermejo, donde el río forma una frontera natural con Argentina. El caudal medio estimado en esta estación es de  $91,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $870,7 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $4,0 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y septiembre.

El río Tupiza es un pequeño río que fluye en la zona transfronteriza entre Potosí y Argentina. Es un afluente del río Pilcomayo. La estación de Tupiza se encuentra en la ciudad de Tupiza, donde el río cruza las formaciones geológicas andinas. El caudal medio en esta estación es de  $1,9 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $18,3 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y octubre.

El río Cotagaita es otro río afluente del Pilcomayo en Potosí, colindante con la región de Uyuni. La estación de Cotagaita se encuentra cerca de la localidad de Cotagaita, donde el río fluye por un valle estrecho, debido a la transición de los Andes hacia los Valles Interandinos hacia el oriente en el departamento de Potosí. El caudal medio en esta estación es de  $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $33,0 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y octubre.

El río Tumusla es un río pequeño que fluye por los departamentos de Chuquisaca y Potosí. Es un afluente del río Pilcomayo. La estación de Tumusla se encuentra cerca del pueblo de Palca, en la ruta nacional 14. En este punto, el río cae sobre pendientes elevadas. El caudal medio en esta estación es de  $7,0 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $111,8 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y octubre.

El río Ravelo está ubicado entre los departamentos de Potosí y Chuquisaca. Es estratégico para el abastecimiento de agua para la ciudad de Sucre. También es un afluente del río Pilcomayo. La estación de Nujchu se encuentra cerca de Yotala, a unos 15 kilómetros aguas arriba de la confluencia del río Ravelo con el río Pilcomayo. El caudal medio en esta estación es de  $14,5 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $92,9 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de junio y agosto.

El río Pilcomayo es uno de los principales ríos de Sudamérica. Nace cerca de Sucre y Potosí, en Bolivia, y fluye hacia el sureste a través de la frontera entre Bolivia y Argentina, luego entre Argentina y Paraguay, antes de unirse al río Paraguay en Asunción; dentro el río se presentan los resultados de cuatro estaciones hidrométricas ubicadas en la cuenca del río Pilcomayo en territorio boliviano. Las estaciones se encuentran en la cuenca alta, media y baja.

- ▶ La estación Talula se encuentra cerca del pueblo de Talula, en la región aguas debajo de la ciudad de Potosí. El caudal medio en esta estación es de  $12,3 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $89,3 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $1,6 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de junio y agosto.
- ▶ La estación Viña Quemada se encuentra cerca de la localidad Lagunillas, en Chuquisaca. El caudal medio en esta estación es de  $38,4 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $291,7 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $4,8 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de junio y agosto.
- ▶ La estación Aruma se encuentra aguas debajo de la confluencia del río Pilaya con el Pilcomayo. El caudal medio en esta estación es de  $138,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $1.122,3 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $17,4 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y septiembre.
- ▶ La estación Villamontes se encuentra cerca de la ciudad de Villamontes, donde el río fluye por una amplia llanura aguas debajo de la ciudad. Agua arriba, existen depresiones geográficas que han permitido que el margen del río sea relativamente estable en su paso por la ciudad. El caudal medio en esta estación es de  $225,0 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $1.365,9 \text{ m}^3/\text{s}$  en febrero y un mínimo de  $30,2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre los meses de julio y septiembre.

En la parte oriental del río Paraguay, dentro de Bolivia, no hay una estación hidrológica de SENAMHI con datos suficientes para actualizar el balance hídrico. Esta región está vinculada con la llanura amazónica, que alberga el Pantanal, el humedal más grande del continente. Esto plantea un desafío importante para la modelación hidrológica, puesto que el Pantanal experimenta una variabilidad temporal significativa, con períodos de inundación y sequía que pueden durar varios meses.

Sin embargo, la complejidad del sistema hídrico del río Paraguay implica que, con estudios de campo y monitoreo hidrológico adicionales, se puede caracterizar de manera más precisa esta región. No obstante, se han identificado dos puntos como resultados de la modelación para esta región que son Otuquis y Corumba.

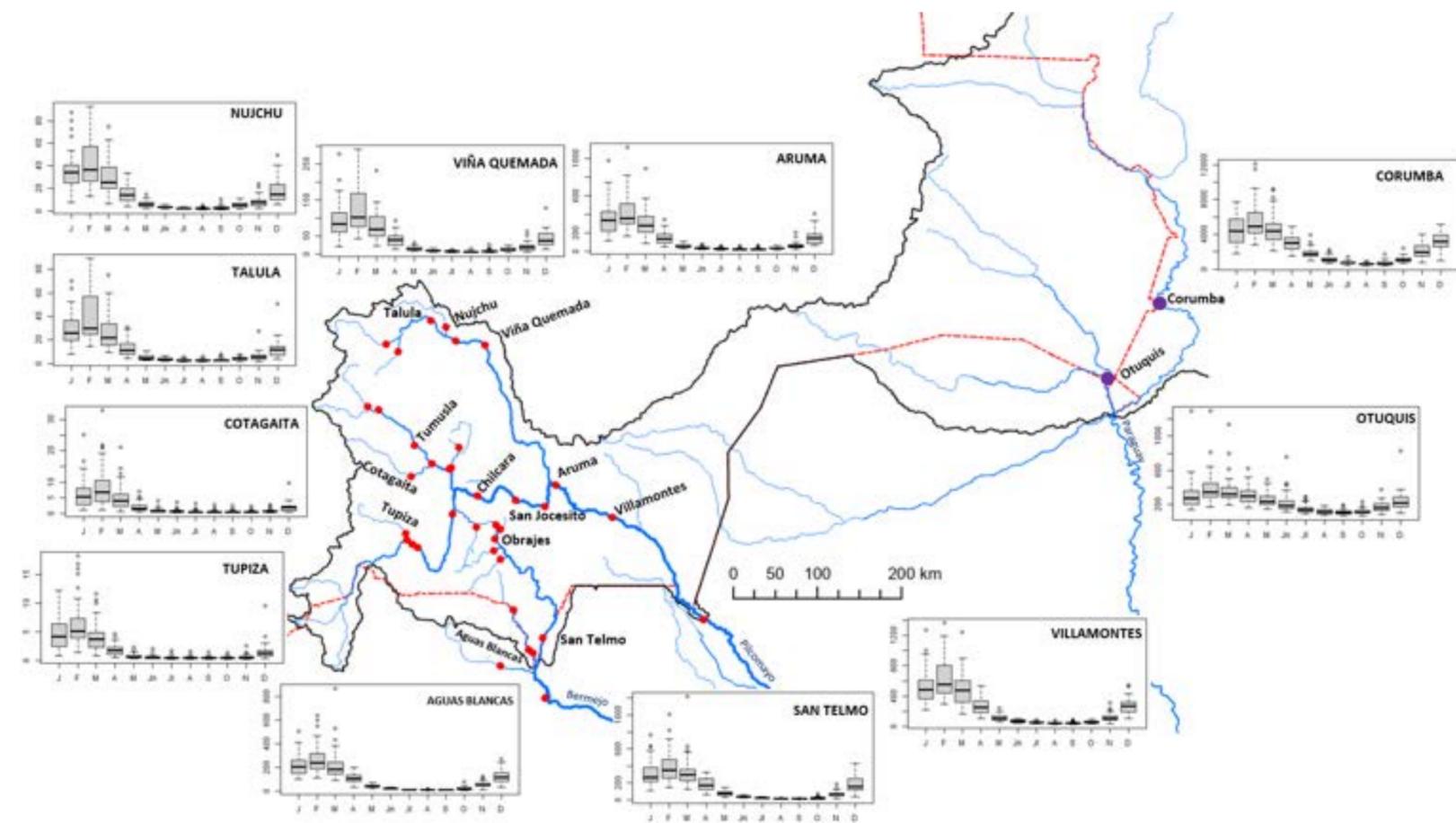


Figura 45. Patrones estacionales de caudales mensuales (ejes verticales en m<sup>3</sup>/s) multianuales en el sistema hídrico del río Pilcomayo y Bermejo (Plata) (1980 - 2020) (Puntos rojos son estaciones hidrométricas y puntos violetas son simulación en confluencia de los ríos respectivos)

El río Otuquis nace en la región de Roboré, en el departamento de Santa Cruz, y fluye hacia el río Paraguay en dirección a Puerto Busch. En esta zona, no se cuenta con una estación hidrométrica. Sin embargo, con la modelación hidrológica, se ha estimado un caudal medio potencial de 229,7 m<sup>3</sup>/s, con un máximo de 1.299,1 m<sup>3</sup>/s en febrero y un mínimo de 67,7 m<sup>3</sup>/s entre agosto y septiembre. Estos valores no consideran aspectos hidráulicos de los ríos que podrían modificar la estacionalidad del caudal en la cuenca.

De igual forma, cerca de la ciudad de Corumba, donde el río forma parte de la frontera con Brasil, el caudal medio ha sido estimado en 2.414,3 m<sup>3</sup>/s, con un máximo de 12.162,6 m<sup>3</sup>/s en febrero y un mínimo de 359,3 m<sup>3</sup>/s en agosto. Se aplican las mismas aclaraciones que en el caso de Otuquis.

#### 4.3.3.2. Comparación de calibración con estudios previos

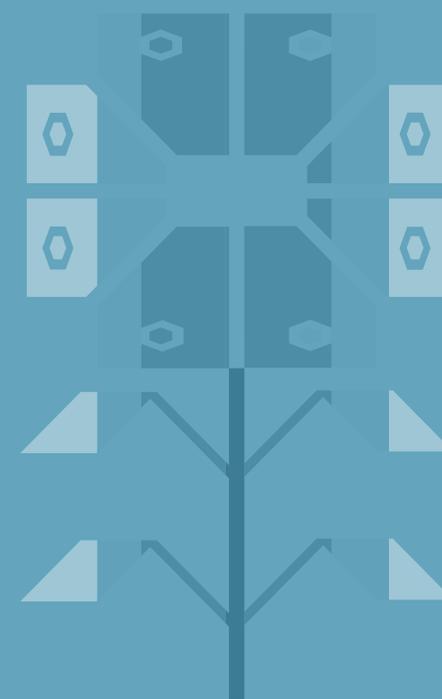
Para validar los resultados de la calibración, se compararon las métricas de rendimiento obtenidas con las del Balance Hídrico de Bolivia desarrollado en 2018. En general, se observan avances en varios aspectos. Por un lado, se ha ampliado la base de datos para evaluar la calibración hidrológica, como es evidente en los casos de Yocalla, Tarapaya y Puente Aruma (Tabla 23). Por otro lado, en la mayoría de las estaciones se obtiene una calibración más satisfactoria, con menores sesgos de acuerdo con las métricas consideradas. Sin embargo, en algunas estaciones con datos limitados, es consistente la dificultad de obtener un desempeño satisfactorio, como es el caso de Tumusla, Tupiza y El Puente. Este es uno de los retos a los que se enfrenta el futuro, ya que es necesario mejorar el conocimiento climático y de respuesta hidrológica en algunas zonas de la macrocuenca del Plata.

TABLA 23. Comparación de las métricas actuales y las obtenidas en el anterior Balance Hídrico de Bolivia (2018)

Estaciones	2023		2018	
	NSE	Bias %	NSE	Bias %
Yocalla	0,53	-23,58		No hay datos
Tarapaya	0,68	-29,29		No hay datos
Talula	0,69	-33,16	0,29	0,69
Nujchu	0,74	5,57	-0,097	0,74
Vinha_Quemada	0,76	-16,26	0,64	0,76
Puente Aruma	0,87	-4,30		No se representó la estación
Villamontes	0,82	-3,97	0,76	0,82
Mision_La_Paz	0,80	4,44	0,8	0,80
Tumusla	-0,77	43,84	-3,7	-0,77
Palca_Grande	0,72	-4,77	-0,53	0,72
Chilcara	0,80	2,04	0,48	0,80
San_Josesito	0,81	-16,38	0,67	0,81
Tupiza	-0,02	-53,07	-0,26	-0,02
La_Angostura	0,33	-21,69	-22	0,33
Chuquiago	-0,69	55,65		No se representó la estación
El_Puente	0,36	53,41	-2,2	0,36
Molino	0,62	58,23	-0,51	0,62
Canasmoro	0,02	-55,60	0,14	0,02
Sella_Quebrada	0,03	-73,88	0,08	0,03
Obrajes	0,71	8,97	0,53	0,71
San_Telmo	0,90	-1,57	0,88	0,90
Alarache	0,06	36,86	-0,57	0,06
Arrasayal	0,64	23,60	0,88	0,64
Aguas_Blancas	0,85	-10,10	0,83	0,85
San_Jose	0,42	-13,30	0,22	0,42
Pozo_Sarmiento	0,87	-10,05	0,76	0,87



# RESULTADOS





5

RESULTADO



# 5

## RESULTADOS

---

Los resultados del balance hídrico se presentan a través de las 51 Unidades Hidrográficas de Información (UHI) definidas en el Plan Plurinacional de Recursos Hídricos 2021-2025 (PPRH 2021-2025), como se definió en la Anexo 9 (Tabla 24). No obstante, vale la pena recordar que el modelo hidrológico basado en WEAP se construyó en función a las 170 Unidades Hidrográficas de Gestión (UHG) que resultan ser la unidad de análisis en las Unidades de Gestión de Cuencas. A continuación, se comparten los resultados generales de las 51 UHI de los componentes: precipitación, evapotranspiración y escurrimiento. Posteriormente se realiza un análisis espacial y temporal de dichas variables en las macro cuencas Endorreica o Altiplánica, Amazónica y del Plata. En el Anexo 10 se presenta los resultados mensuales multianuales del balance hídrico a nivel de UHI y UHG.

Si bien existe un nivel de incertidumbre en los resultados obtenidos en algunas UHI no instrumentadas, por la falta de información hidrológica completa, se considera que resulta valioso presentar los resultados obtenidos en este trabajo para brindar una idea aproximada de cuáles podrían ser los valores y resaltar la necesidad de mayor investigación y datos.

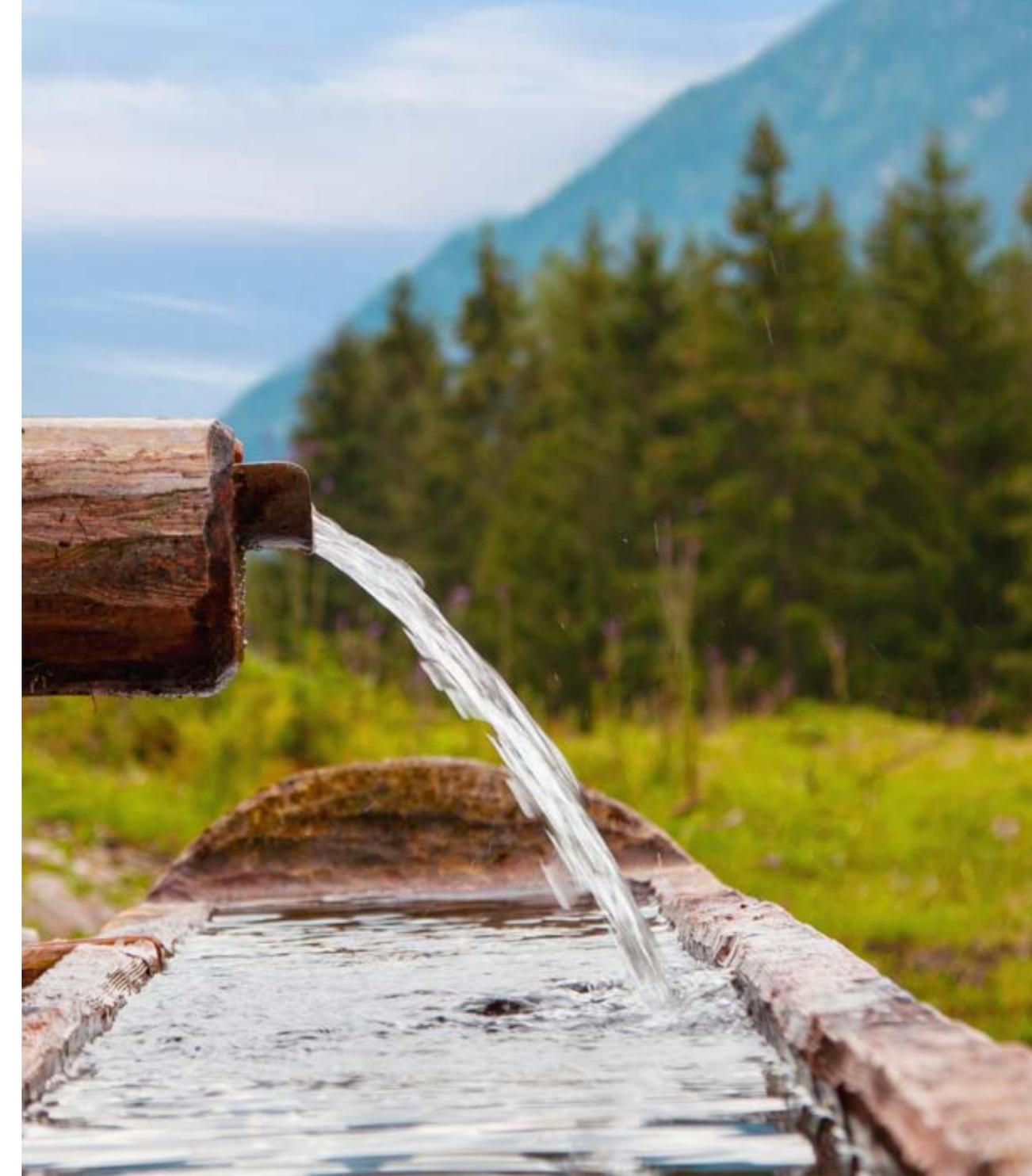


TABLA 24. Resultados de componentes del balance hídrico por Unidades Hidrográficas de Información (UHI)

UHI	PCP mm	ETP mm	ETR mm	ETR/PCP %	Q mm	Cesp (l/s/km²)	Ce %	Aridez	Calibración
Cuenca Río Grande Lipez - Salar de Uyuni	197	1.810	192	98	6	0,2	-	0,9	No
Cuenca Río San Juan del Oro	318	1.400	279	88	40	1,3	10	0,8	Si
Cuenca Alta Río Pilcomayo	559	1.500	459	82	100	3,2	20	0,7	Si
Cuenca Río San Pedro	613	1.295	422	69	191	6,1	30	0,7	No
Cuenca Salar de Coipasa	253	1.617	244	96	10	0,3	-	0,8	No
Cuenca Lago Poopó	387	1.536	375	97	13	0,4	-	0,8	No
Cuenca Río San Martín	1.212	2.048	962	79	252	8,0	20	0,5	No
Cuenca Bahía Cáceres	1.041	2.060	953	92	89	2,8	10	0,5	No
Cuenca Río Tucavaca	1.157	2.014	1.014	88	144	4,6	10	0,5	No
Cuenca Alta Río Iténez	1.228	2.040	918	75	312	9,9	30	0,6	Si
Cuenca Río Santa María	980	1.675	954	97	31	1,0	-	0,4	No
Cuenca Río Blanco	1.339	1.945	1.024	77	314	10,0	20	0,5	No
Cuenca Río Yapacani	1.507	1.893	1.087	72	412	13,1	30	0,4	Si
Cuenca Río Caine	616	1.169	405	66	212	6,7	30	0,7	No
Cuenca Río Ichilo	2.902	1.771	1.269	44	1.624	51,5	60	0,3	Si
Cuenca Río Cotacajes	1.324	1.016	544	41	781	24,8	60	0,5	Si
Cuenca Río Mauri	301	1.475	266	88	36	1,1	10	0,8	Si
Cuenca Río Carapari	731	1.787	671	92	60	1,9	10	0,6	No
Intercuenca Río Pilaya	548	1.593	459	84	88	2,8	20	0,7	Si
Cuenca Río Bermejo	1.033	1.291	560	54	473	15,0	50	0,6	Si
Cuenca Río Tumusla	347	1.537	314	90	34	1,1	10	0,8	Si
Intercuenca Río Grande - Seripona	564	1.125	509	90	59	1,9	10	0,5	No
Intercuenca Media Río Desaguadero	394	1.499	354	90	40	1,3	10	0,8	Si
Cuenca Alta Río Desaguadero	492	1.434	431	88	62	2,0	10	0,7	Si
Intercuenca Río Beni - Madidi	1.892	1.768	1.039	55	853	27,0	50	0,4	Si
Cuenca Río Madre de Dios	2.443	1.805	1.264	52	1.179	37,4	50	0,3	Si
Cuenca Río Orthon	2.077	1.748	1.330	64	750	23,8	40	0,2	No
Cuenca Río Abuna	1.691	1.636	1.091	65	604	19,2	40	0,3	No
Intercuenca Río Mamoré - Tijamuchi	1.719	1.692	1.215	71	505	16,0	30	0,3	Si
Intercuenca Río Mamoré - San Miguel	1.698	1.821	1.058	62	643	20,4	40	0,4	Si

TABLA 24. Resultados de componentes del balance hídrico por Unidades Hidrográficas de Información (UHI)

UHI	PCP mm	ETP mm	ETR mm	ETR/PCP %	Q mm	Cesp (l/s/km²)	Ce %	Aridez	Calibración
Cuenca Río Yata	1.605	1.784	1.213	76	396	12,6	30	0,3	No
Intercuenca Río Beni - Arroyo Florida	1.661	1.787	1.129	68	536	17,0	30	0,4	Si
Cuenca Río Yacuma	1.898	1.847	1.182	62	716	22,7	40	0,4	Si
Cuenca Río Machupo	1.449	1.893	1.242	86	216	6,9	20	0,3	No
Cuenca Río Isiboro	2.061	1.707	1.138	55	923	29,3	50	0,3	Si
Intercuenca Río Mamoré - Arroyo Polige	1.747	1.654	1.141	65	608	19,3	40	0,3	Si
Cuenca Río Kaka	1.390	1.099	595	43	794	25,2	60	0,5	Si
Cuenca Río Boopi	910	1.036	456	50	455	14,4	50	0,6	No
Intercuenca Río Itonomas	1.511	1.732	1.033	68	480	15,2	30	0,4	No
Intercuenca Río Alto Beni	1.511	1.202	858	57	651	20,6	40	0,3	Si
Cuenca Río Mizque	573	966	508	89	69	2,2	10	0,5	No
Cuenca Río Acre	1.553	1.860	1.172	76	357	11,3	20	0,4	No
Cuenca Río Azero	639	1.445	613	96	31	1,0	10	0,6	No
Cuenca Curiche Grande	1.560	2.102	1.060	68	501	15,9	30	0,5	No
Cuenca Río Paragua	1.054	1.921	918	87	138	4,4	10	0,5	No
Intercuenca Río Grande	1.105	1.642	775	70	326	10,3	30	0,5	Si
Cuenca Cascada Ustarez - Carandayty	704	2.049	574	82	131	4,1	20	0,7	No
Cuenca Río Quimome	878	1.679	858	98	24	0,8	-	0,5	No
Intercuenca Media Río Pilcomayo	662	1.484	503	76	158	5,0	20	0,7	Si
Cuenca Circunlacustre Lago Titicaca	634	1.322	543	86	88	2,8	10	0,6	Si
Cuenca Río San Ramon - Curupayty	1.006	2.082	928	92	80	2,5	10	0,6	No
Cuenca Cañada Pozo El Indio	1.030	2.005	896	87	135	4,3	13	0,6	No
Intercuenca Río Mamoré - Arroyo Santa Cruz	1.735	1.734	822	47	915	29,0	53	0,5	Si
Intercuenca Río Iténez - San José	1.446	1.955	1.195	83	254	8,1	18	0,4	Si
Intercuenca Río Iténez - Arroyo	1.545	2.037	1.290	84	262	8,3	17	0,4	No
Cuenca Qda. Camacho - Laguna	153	1.716	147	96	7	0,2	5	0,9	No
Cuenca Río Jhenval	364	1.324	323	89	41	1,3	11	0,8	No
Cuenca Río Sacari	420	1.411	396	94	24	0,8	6	0,7	No
Intercuenca Río Negro	1.391	1.938	1.034	74	358	11,4	26	0,5	No
Cuenca Manantiales Silala	186	1.439	171	92	15	0,5	8	0,9	No

## 5.1. Distribución espacial de la precipitación

La Figura 49 muestra la precipitación media multianual para el periodo hidrológico 1980 - 2020. Se puede observar un patrón espacial creciente en sentido suroeste a noreste donde los valores mínimos se localizan en la zona sur de la Cordillera Oriental y el Altiplano con valores entre 200 y 500 mm/año, la región sur del Salar de Uyuni en la zona limítrofe con Chile y Argentina se registran potencialmente los valores de precipitación más bajos de toda la superficie nacional (menor a 200 mm/año), siendo esta región al mismo tiempo, la región con mayor grado de incertidumbre en la regionalización de la precipitación debido a la carencia de estaciones. Los valores máximos de precipitación ocurren en la zona del valle bajo de Cochabamba (Santa Rosa del Chapare) con valores por encima de los 2.500 mm/año.

En la cuenca de Madidi y en la zona baja de las cuencas de los ríos Beni, Mamoré y Abuna, la precipitación media anual es

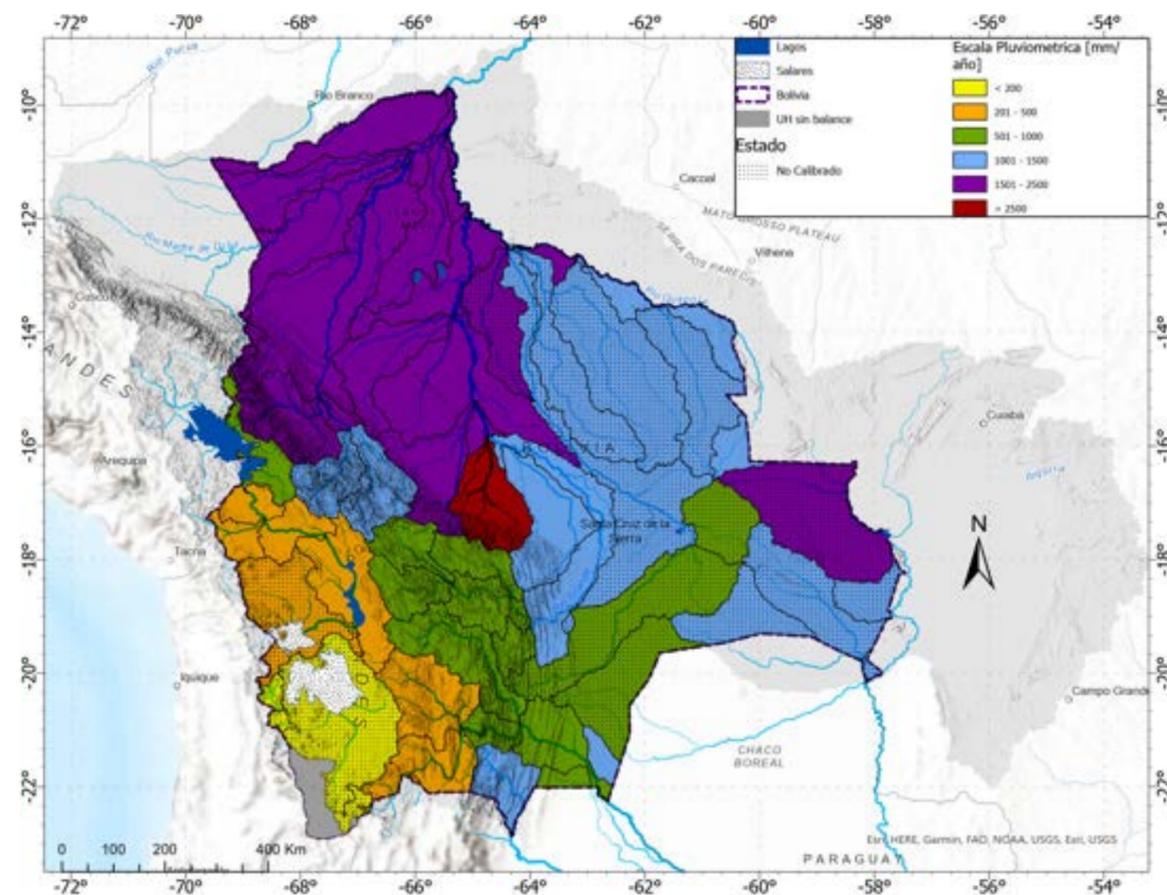


FIGURA 49. Precipitación media multianual por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020

de 1 500 a 2 500 mm/año. Alto Beni también es una zona de alta precipitación, pero a escala de cuenca, su rango se ajusta al de la llanura cruceña y la zona de Bermejo, entre 1 000 y 1 500 mm/año.

Este desajuste se debe a que las zonas de alta precipitación en Alto Beni se encuentran localizadas en áreas específicas de alta variabilidad vertical, a escala micro. Estas áreas se encuentran entre los 1 800 y 3 000 msnm, en los valles que se encuentran en la transición entre la llanura y las montañas andinas. En estos valles, los gradientes de precipitación pueden alcanzar los 200 mm por cada 100 metros de desnivel.

Estos factores locales tienen un impacto significativo en el balance hidrológico y la distribución de sus componentes. Por ello, en el presente análisis, se ha considerado este impacto a través de la corrección localizada de la precipitación, que se describe en el Anexo 1.

Dentro de la macrocuenca del Plata, la precipitación en la cuenca del río San Juan del Oro sobre la Cordillera Occidental varía entre 200 y 500 mm/año. En la cuenca Curiche Grande sobre el Chaco y la Chiquitanía, la precipitación oscila entre 800 y 1 600 mm/año. La cuenca Bermejo presenta valores aproximados entre 800 y 1 000 mm/año.

Un aspecto para resaltar en esta macrorregión es el área de la cuenca del río Tolomosa en la zona occidental de la ciudad de Tarija. En esta zona, se detectó una subestimación de la precipitación interpolada con información de monitoreo en superficie, cuando se procedió a cerrar el balance hidrológico de la cuenca en comparación con los caudales registrados. Debido a su escala, inferior a 260 km<sup>2</sup>, tampoco es posible detectar esta zona de alta precipitación a través de información satelital.

La zona de Bermejo también presenta subestimación, pero debido a la disponibilidad de información hidrológica y la escala de la cuenca, se consideró la corrección local a través de un procedimiento similar al trabajado para la región de Alto Beni.

En la regionalización de la precipitación, se encontró un nivel de incertidumbre importante en la zona sur de la macrocuenca endorreica, en las cuencas Bermejo, el Chaco y la Chiquitanía de la macrocuenca del Plata. Esta incertidumbre se debe a la escasa disponibilidad de información climática en estas zonas.

Durante el tratamiento de la información climática, se ha podido establecer la situación actual de la red de monitoreo en relación con el periodo inicial de recopilación de este tipo de datos (1980). Estas regiones corresponden a las zonas con carencia de monitoreo y las que han reducido su número de estaciones en comparación con años precedentes que cuentan con antecedentes de estudios de balance hídricos (1992, 2010 y 2018).

La fuente de la incertidumbre está concentrada en esta característica de la red, ya que no cuenta con una referencia de tierra para capturar la escala y rango correcto de la variable. Esto se refleja en los reportes de desviación estándar de las variables interpoladas (Anexo 1).

En resumen, la precipitación a nivel nacional en todo el conjunto de cuencas la precipitación ha sido estimado en una media de 1 260 mm/año, donde la época húmeda de los 4 meses más lluviosos (DJFM) representa en promedio el 59,1% (varía entre 53% a 67%), mientras que la época seca para los 4 meses más secos (MJJA) representa el 11,5% (varía entre 5,7% y 16,7%). Los dos periodos de transición representan un 29,6% de la precipitación total (varía entre 27,1% a 29,6%).

## 5.2. Distribución espacial de la evapotranspiración real

La Figura 50 muestra la evapotranspiración real (ETR) media multianual para el periodo hidrológico 1980 - 2020. Se puede observar que la distribución de la evapotranspiración es proporcional con la disponibilidad de precipitación y por ende con la humedad en el suelo en relación con su proceso de saturación.

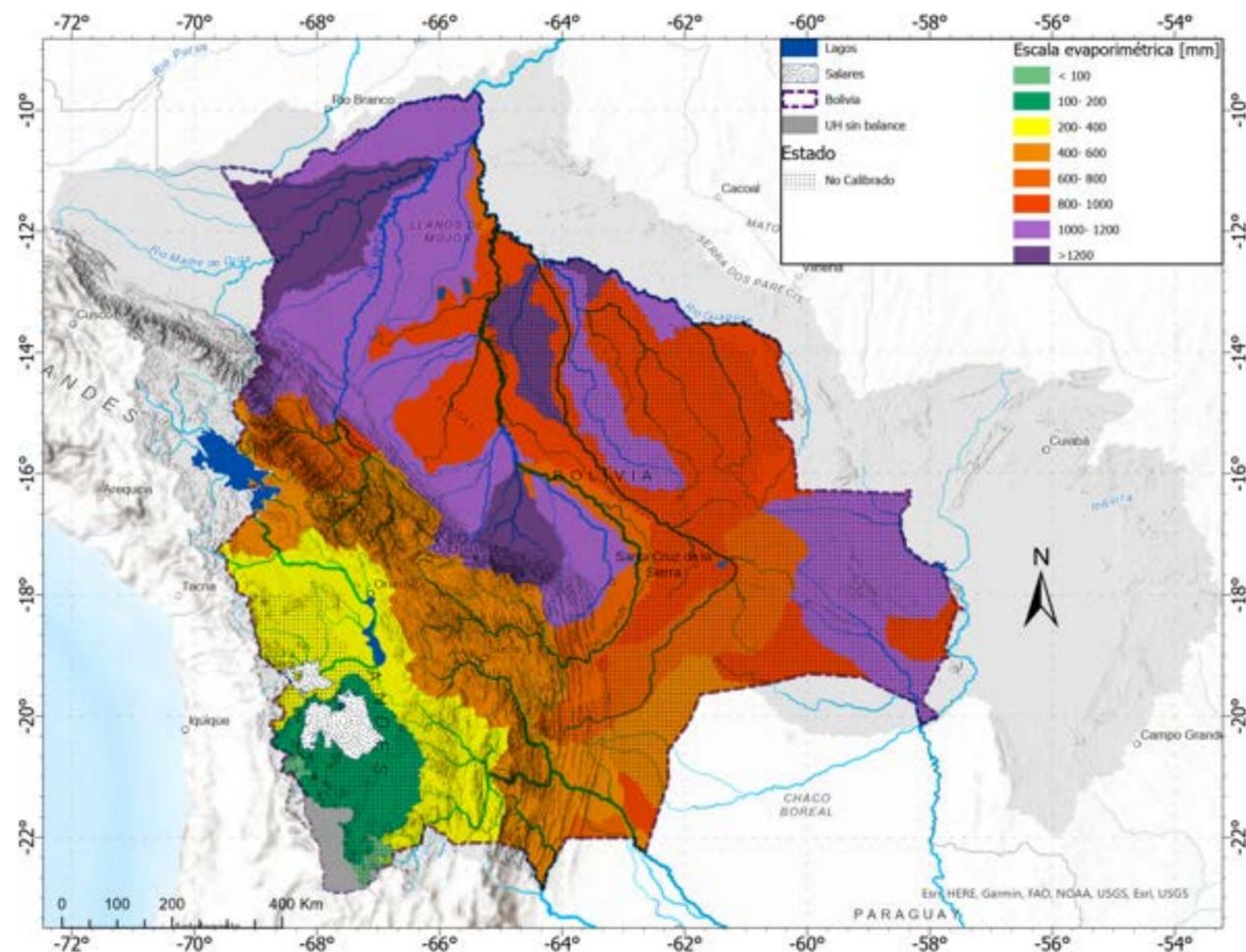
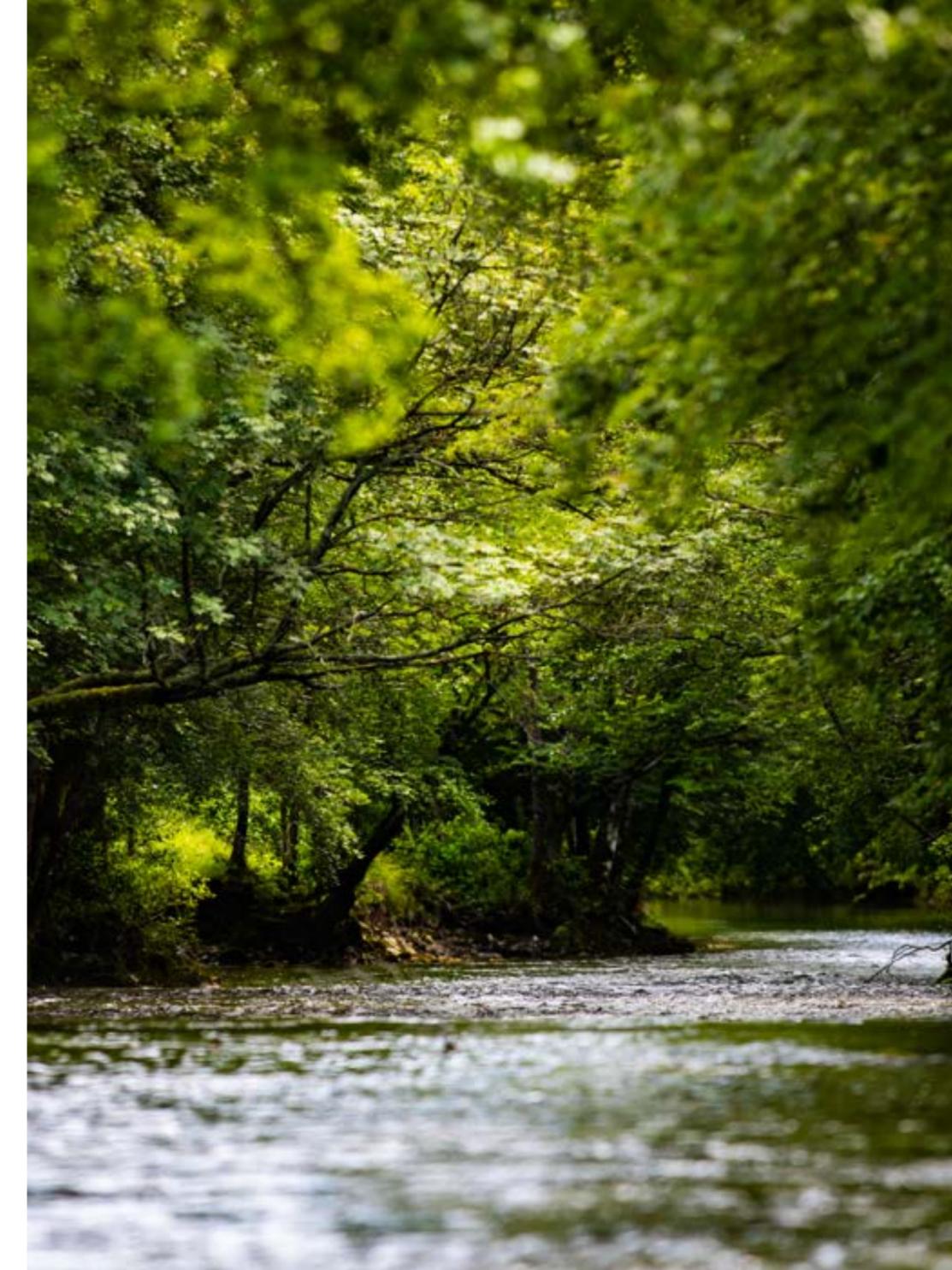


FIGURA 50. Evapotranspiración actual media multianual por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020

En este sentido, los valores máximos medios de las ETR se sitúan en la región norte de la macrocuenca Amazónica entre los departamentos de Pando y Cochabamba con valores por encima de los 1 000 mm/año y con un máximo cercano a 1 400 mm/año. En contraste, los valores mínimos de ETR media se ubican al suroeste del país entre el Altiplano y la Cordillera Occidental sobre la macrocuenca Endorreica con valores inferiores a 150 mm/año.

Finalmente, analizando la relación (%) de evapotranspiración actual y la precipitación media multianual se puede apreciar que en la macrocuenca Endorreica o Altiplánica la relación ETR/PCP es alta ubicándose entre 85% y 97% con un promedio cercano a 92%. Por su parte, en la macrocuenca Amazónica la relación ETR/PCP es baja con valores entre 40% y 96% con un promedio cercano a 65%. La relación porcentual más alta ocurre en las regiones más altas y que resultan ser muy áridas, por ejemplo, en las cuencas Río Grande – Seripona, Río Quimome y Río Santa María ubicadas al sur de la macrocuenca Amazónica en la Chiquitanía, límites con la macrocuenca del Plata. Finalmente, en la macrocuenca del Plata la relación ETR/PCP varía entre 54% y 94% con un promedio aproximado de 76%.



### 5.3. Distribución espacial de la escorrentía superficial

Para el análisis de la escorrentía superficial se consideró tanto el coeficiente de escorrentía como el caudal específico. La Figura 51 muestra el Coeficiente de escurrimiento (%) para el periodo hidrológico 1980 - 2020. Se puede apreciar que en la macrocuenca Endorreica el coeficiente de escorrentía es bajo ubicándose entre 3% y 14% con un promedio cercano al 8%. Por su parte, en la macrocuenca Amazónica el coeficiente de escorrentía es más bien alto con valores entre 3% y 60% con un promedio cercano al 35%. Finalmente, en la macrocuenca del Plata el coeficiente de escorrentía varía entre 6% y 46% con un promedio aproximado del 24%.

Distribución espacial del Coeficiente de escorrentía

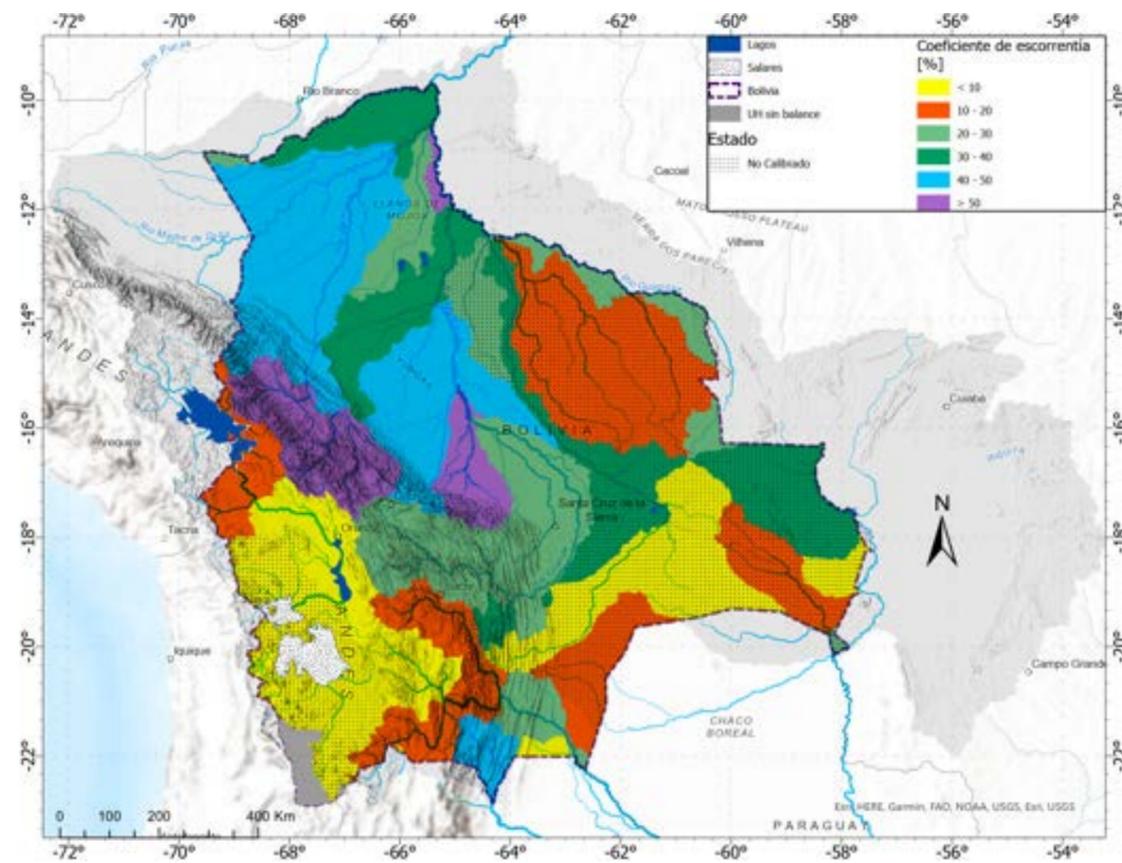


FIGURA 51. Coeficiente de escurrimiento (%) por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020

### 5.3.1. Distribución espacial del Caudal específico

La Figura 52 muestra el Caudal específico ( $l/s/km^2$ ) para el periodo hidrológico 1980 - 2020. Se observa que en la macrocuenca Endorreica el Caudal específico ( $l/s/km^2$ ) es bajo, ubicándose entre 0,2 y 2,8 con un promedio cercano al 1,0. Por su parte, en la macrocuenca Amazónica el Caudal específico ( $l/s/km^2$ ) es más bien alto con valores entre 0,8 y 51,5 con un promedio cercano al 15,0. Finalmente, en la macrocuenca del Plata el Caudal específico ( $l/s/km^2$ ) varía entre 0,8 y 16 con un promedio aproximado del 5,0.

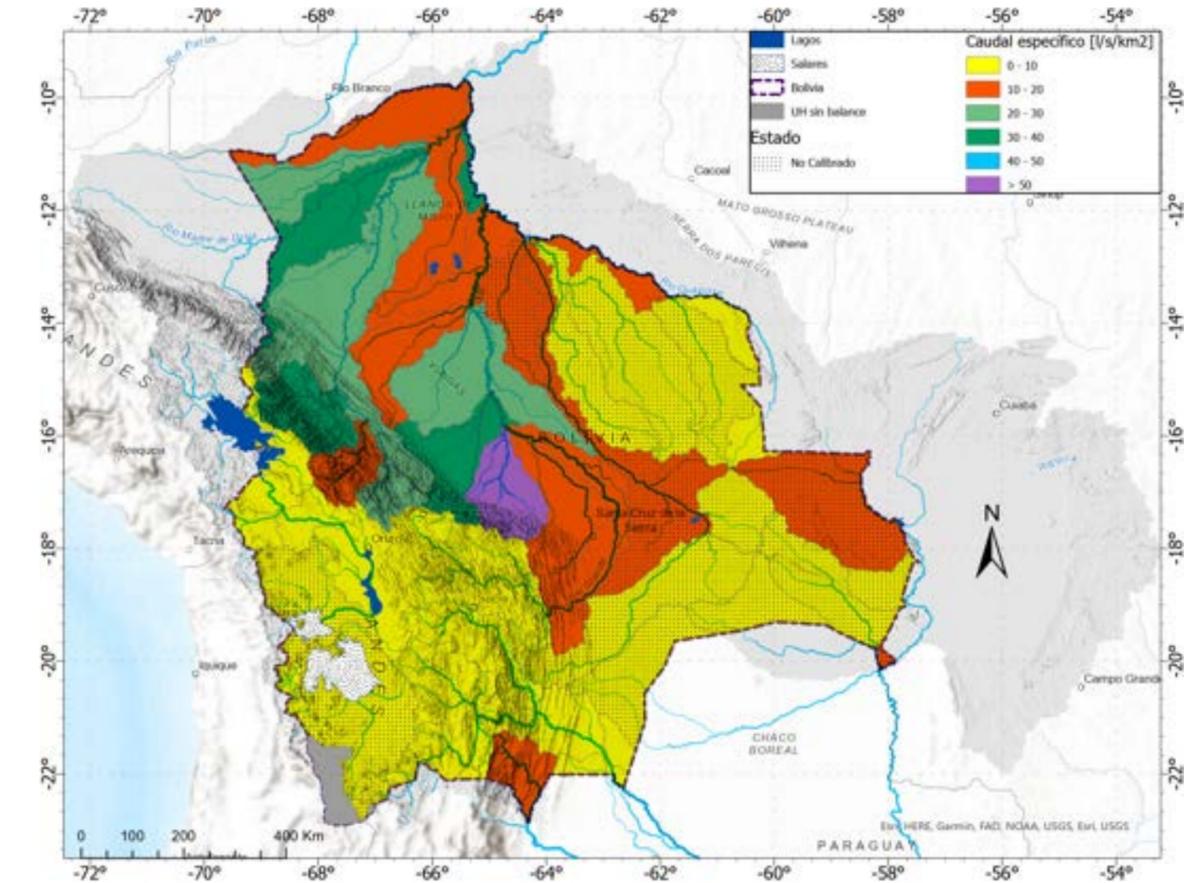


FIGURA 52. Caudal específico ( $l/s/km^2$ ) por Unidad Hidrográfica de Información durante el periodo 1980 - 2020

## 5.4. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuena Endorreica

La macrocuena Endorreica de Bolivia se compone de 15 unidades hidrográficas, entre las que se encuentran la Cuenca Circunlacustre del Lago Titicaca, la Cuenca Alta del río Desaguadero, la Intercuenca Media del río Desaguadero, la Cuenca del río Mauri, la Cuenca del Salar de Coipasa, la Cuenca del Lago Poopó, la Cuenca de la Quebrada Camacho-Laguna, la Cuenca del río Grande Lipez-Salar de Uyuni, la Cuenca de los Manantiales Silala, la Cuenca del río Jhenval, la Cuenca del río Empexa-Quebrada Caspar, la Cuenca de la Laguna Pastos Grandes, la Cuenca de la Laguna Colorada, la Cuenca del río Aguas Calientes-Chunchullerito y la Cuenca del río Mijuyoj-Novillito.

Sin embargo, las últimas cinco cuencas mencionadas no se encuentran incluidas en este balance hídrico, ya que no formaron parte del área de modelación. Cabe destacar que solo las unidades situadas en la zona norte de la macrocuena cuentan con series de control hidrométrico, por lo que sus resultados del balance hídrico resultan más confiables. Entre ellas se encuentran la Cuenca Circunlacustre del Lago Titicaca, la Cuenca Alta del río Desaguadero, la Intercuenca Media del río Desaguadero y la Cuenca del río Mauri. Aunque existe cierto nivel de incertidumbre en los resultados debido a la falta de información hidrológica, consideramos que es importante presentar esta información para tener una idea general de los valores.

La representación del complejo suelo, la cobertura y la pendiente en la macrocuena permite generar una distribución espacial del balance hidrológico a nivel de unidades hidrológicas, considerando varios factores entre ellos la delimitación establecida, la Tabla 25, muestra los resultados para las componentes del balance, el caudal

específico (Cesp), el coeficiente de aridez, el coeficiente de escoorrentía (Ce) y la relación entre la evapotranspiración real y la precipitación (ETR/PCP). Adicionalmente, se incluyó la columna calibración con el fin de informar sobre la disponibilidad de estaciones hidrométricas para la validación de resultados.

De manera general, incluyendo todas las unidades hidrográficas de información, incluso aquellas sin calibración, consideradas en la macrocuena Endorreica en promedio (1980 – 2020) cuentan con una precipitación anual (PCP) de 328 mm, una evapotranspiración real (ETR) de 303 (mm), y una escoorrentía (Q) de 25 (mm), lo que produce un coeficiente de escoorrentía (Ce) de 0,07.

En términos de volumen, el balance establece a nivel anual que, de 8.153 Hm<sup>3</sup> (258 m<sup>3</sup>/s) disponibles en las cuencas aportantes al lago Titicaca, 1.178 Hm<sup>3</sup> (37 m<sup>3</sup>/s) en el río Desaguadero antes de la confluencia con el río Mauri y 2.240 Hm<sup>3</sup> (71 m<sup>3</sup>/s) están disponibles en el río desaguadero hasta la estación hidrométrica Chuquiña.

TABLA 25. Balance hídrico anual de las unidades hidrográficas en la Macrocuena Endorreica.

UHI	Área (km <sup>2</sup> )	ETP (mm)	PCP (mm)	ETR (mm)	Q (mm)	Cesp (l/s/km <sup>2</sup> )	Ce (%)	Relación ETR/PCP (%)	¿Calibración?
Cuenca Alta Río Desaguadero	7,455	1,434	492	431	62	2.0	13	88	Si
Cuenca Circunlacustre Lago Titicaca	20,184	1,321	634	543	88	2.8	14	86	Si
Cuenca Lago Poopó	23,446	1,536	387	375	13	0.4	3	97	No
Cuenca Manantiales Silala	260	1,439	186	171	15	0.5	8	92	No
Cuenca Río Grande Lipez - Salar de Uyuni	47,509	1,810	197	192	6	0.2	3	97	No
Cuenca Río Jhenval	228	1,324	364	323	41	1.3	11	89	No
Cuenca Río Mauri	8,737	1,475	301	266	36	1.1	12	88	Si
Cuenca Salar de Coipasa	34,003	1,617	253	244	10	0.3	4	96	No
Intercuenca Media Río Desaguadero	9,473	1,499	394	354	40	1.3	10	90	Si
Cuenca Qda Camacho Laguna	2,254	1,716	153	147	7	0.2	5	96	No

La distribución geográfica de la precipitación en la macrocuena de Bolivia muestra que los valores mínimos se presentan en el sur, en las cuencas de la Quebrada Camacho-Laguna (153 mm/año), y el río Grande Lipez-Salar de Uyuni (197 mm/año). Por el contrario, los valores máximos se encuentran en el norte, en la cuenca Circunlacustre del Lago Titicaca, con un promedio de 634 mm/año. En la cuenca del río Mauri, la precipitación se encuentra en el orden de 300 mm/año, y en la cuenca del río Desaguadero fluctúa entre 394 y 492 mm/año. En la zona central del territorio, en las cuencas de los salares de Coipasa y Poopó, la precipitación alcanza valores promedios de 253 y 387 mm/año.

Los resultados obtenidos son consistentes con estudios de referencia. Por ejemplo, el Balance Hídrico Nacional de Bolivia presentado en 2018 estimó que la precipitación promedio anual en

las cuencas Circunlacustre del Lago Titicaca y Desaguadero era de 554,22 -751,76 mm/año y 375,7 - 590,6 mm/año, respectivamente. Asimismo, el Balance Hídrico de Bolivia publicado en 1992 estimó una precipitación promedio sobre la cuenca Circunlacustre del Lago Titicaca de 702 mm/año y sobre la cuenca Desaguadero de 370 mm/año.

La evapotranspiración actual (ETR) varía entre 147 y 543 mm/año en la macrocuena Endorreica. En promedio, la ETR representa el 92% de la precipitación, porcentaje significativo particularmente en zonas semiáridas. Se aprecia que en la cuenca río Grande Lipez – Salar de Uyuni la ETR representa el 97% de la precipitación. En las cuencas Qda. Camacho – Laguna (147 mm/año), Manantiales Silala (171 mm/año) y Río Grande Lipez – Salar de Uyuni (192 mm/año) se encuentran los valores mínimos de la variable, sin embargo,

proporcionalmente son valores preponderantes en la precipitación de la zona.

Los resultados del estudio se encuentran dentro de lo esperado, pero se observan diferencias con respecto al Balance Hídrico de Bolivia de 1992. En dicho balance, la evapotranspiración real en la cuenca Circunlacustre Lago Titicaca se estima en 470 mm/año, equivalente a un 72% de la precipitación; en la cuenca del Lago Poopó, en 315 mm/año, equivalente a un 85% de la precipitación; y en la cuenca Salar de Coipasa, en 270 mm/año, equivalente a un 91% de la precipitación. En general, los resultados del estudio actual son similares a los del balance de 1992, pero se observa un mejor ajuste en la magnitud de la variable con respecto al balance de 2018. En este último, la evapotranspiración anual promedio en la cuenca Circunlacustre Lago Titicaca se reporta en 590 mm/año, equivalente a un 78% de la precipitación; en la cuenca del Lago Poopó, en 359 mm/año, equivalente a un 91% de la precipitación; y en la cuenca Salar de Coipasa, en 246 mm/año, equivalente a un 95% de la precipitación.

La escorrentía expresada como caudal específico (Cesp) alcanza un valor promedio de 1 l/s/km<sup>2</sup>. El valor inferior se presenta en la cuenca Río Grande Lipez – Salar de Uyuni (0,2 l/s/km<sup>2</sup>) y el superior en la cuenca Circunlacustre Lago Titicaca (2,8 l/s/km<sup>2</sup>). Como en el Balance Hídrico del año 2018, los valores de caudal específico en la mayoría de las cuencas no superan el umbral de 1 l/s/km<sup>2</sup>.

Por último, el coeficiente de escorrentía simulado en el estudio difiere de los estudios anteriores, siendo los resultados obtenidos inferiores a los esperados, esto debido a que un porcentaje superior de la precipitación se pierde como evapotranspiración.

La distribución mensual de los valores en el balance hídrico en la macrocuenca Endorreica en el periodo 1980 – 2020 se presenta en la Tabla 26 y en la Figura 53. Los valores expuestos corresponden solamente al balance hídrico de las cuatro cuencas calibradas en la macrocuenca. Esta presentación facilita la comparación con el Balance Hídrico presentado en 2018, que también considera estas cuencas.

A nivel estacional, la macrocuenca presenta una temporada húmeda entre diciembre a marzo (DEFM), con una precipitación de 341 mm y un escurrimiento de 36 mm. Estos valores representan el 75% y el 64% de los totales anuales, respectivamente. La época seca ocurre entre mayo a agosto (MJJA), con una precipitación de 23 mm y un escurrimiento de 9 mm. Estos valores representan el 5% y el 16% de los totales anuales, respectivamente. Finalmente, la época de transición ocurre entre septiembre a noviembre (SON), con una precipitación de 66 mm y un escurrimiento de 6 mm. Estos valores representan el 15% y el 11% de los totales anuales, respectivamente.

TABLA 26. Balance hídrico mensual en la Macrocuena Endorreica.

Mes	Precipitación PCP (mm)	Evapotranspiración real ETR (mm)	Evapotranspiración Potencia ETP (mm)	Escorrentía Q (mm)
Enero	118	73	133	10
Febrero	89	72	116	14
Marzo	67	68	123	9
Abril	24	42	110	5
Mayo	6	21	102	3
Junio	5	10	88	2
Julio	4	7	93	2
Agosto	8	7	108	2
Septiembre	12	11	123	2
Octubre	22	18	142	2
Noviembre	32	26	147	2
Diciembre	67	46	147	3
<b>Total</b>	<b>455</b>	<b>398</b>	<b>1433</b>	<b>56</b>

El mes con mayor escorrentía corresponde a febrero con 14 mm de lámina de agua, mientras el mes con menor escorrentía corresponde a septiembre con 1,7 mm. La mayor incidencia de evapotranspiración real se presenta en el mes de enero con 73 mm, mientras que el mes con el menor aporte es julio con 6,7 mm.

Los resultados del presente estudio son consistentes con los del Balance Hídrico del 2018. En ambos casos, la simulación anual supera la precipitación en 41 mm, la evapotranspiración en 18 mm y el escurrimiento en 21 mm. Considerando la magnitud de estas diferencias, se concluye que los resultados del presente estudio reflejan leves cambios en términos de disminución de la media de precipitación. Esto se debe a las anomalías climáticas que se presentaron en el periodo 2016/17, así como a los valores menores a la media en el periodo previamente evaluado. Estos cambios afectaron el valor del balance y la correspondiente disminución del ETR.

Cabe mencionar que el valor de sesgo estimado para la simulación de la escorrentía en el presente estudio ha adicionado 5 años de valores con persistencias mayores a la mediana del estudio de 2018. Esto impactó en la magnitud de cambio descrita en el presente reporte. Además, en el presente estudio se incluyen las cuencas no calibradas de la región hidrográfica al sur de Uyuni. Sin embargo, se excluyen las unidades hidrográficas transfronterizas que requieren representación hidrogeológica para sus balances.

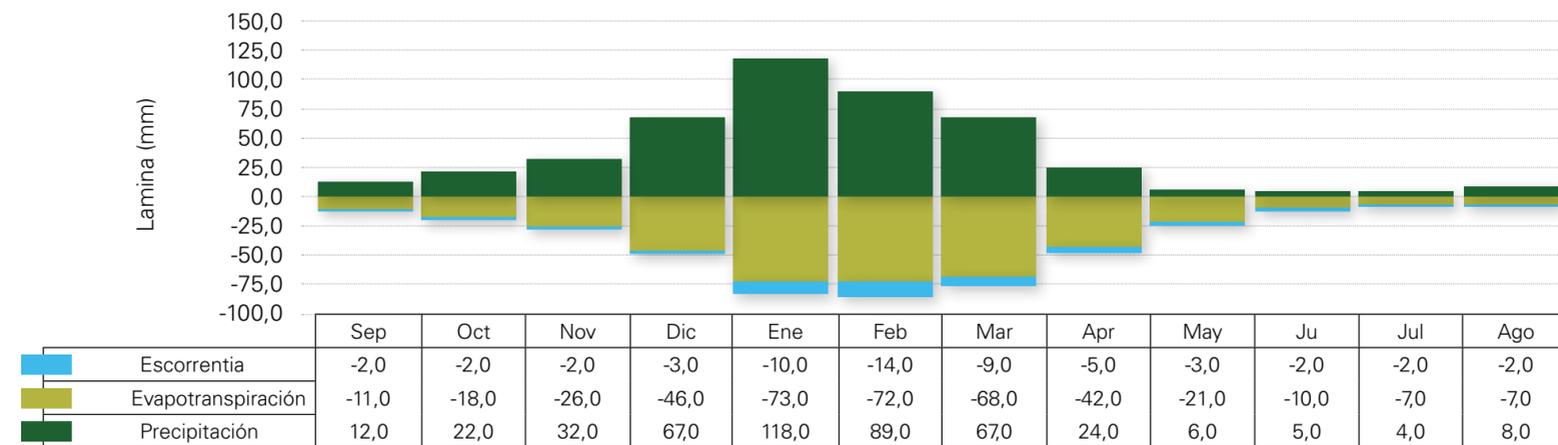


FIGURA 53. Balance hídrico mensual de la macrocuenca Endorreica.

## 5.5. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuenca Amazonas

En este acápite se presentan los resultados del balance hídrico obtenidos para la macrocuenca del Amazonas. Los resultados se presentan en primera instancia a nivel global para la macrocuenca, para posteriormente ser analizados de forma espacial para cada variable a nivel de UHI realizando la comparación con estudios previos. Seguidamente, se realiza un análisis temporal de los resultados acompañado de un análisis comparativo con estudios anteriores.

La macrocuenca del Amazonas se compone de 35 unidades hidrográficas de información (UHI). De estas, 15 cuentan con al menos una estación hidrométrica para validar los resultados de la calibración:

Cuenca Alta del Río Iténez, Cuenca del Río Boopi, Cuenca Río Ichilo, Cuenca Río Kaka, Cuenca Río Madre de Dios, Cuenca Río Yapacani, Intercuenca Río Alto Beni, Intercuenca Río Beni – Arroyo Florida, Intercuenca Río Beni – Madidi, Intercuenca Río Grande, Intercuenca Río Iténez – San José, Intercuenca Río Mamoré – Arroyo Polige, Intercuenca Río Mamoré – Arroyo Santa Cruz, Intercuenca Río Mamoré – San Miguel e Intercuenca Río Mamoré -Tijamuchi.

Los resultados de las 20 UHI restantes deben usarse con precaución, ya que existe cierto nivel de incertidumbre en los resultados presentados, puesto que no se cuenta con estaciones hidrométricas para validar los valores obtenidos (Tabla 27). Estas UHI son: Cuenca Río

Abuna, Cuenca Río Acre, Cuenca Río Azero, Cuenca Río Blanco, Cuenca Río Caine, Cuenca Río Cotacajes, Cuenca Río Isiboro, Cuenca Río Machupo, Cuenca Río Mizque, Cuenca Río Orthon, Cuenca Río Paragua, Cuenca Río Quimome, Cuenca Río San Pedro, Cuenca Río Santa María, Cuenca Río Yacuma, Cuenca Río Yata, Intercuenca Río Grande – Seripona, Intercuenca Río Itenez – Arroyo e Intercuenca Río Itonomas.

A nivel general, la macrocuenca del Amazonas para el periodo de análisis (1980 - 2020) presenta una precipitación anual promedio (PCP) de 1.567 mm, una evapotranspiración real (ETR) de 928 mm, y una escorrentía (Q) de 580 mm, lo que produce un coeficiente de escorrentía (Ce) de 0,37. En términos de volumen, el balance a nivel anual establece que, 568.530 Hm<sup>3</sup> (18.028 m<sup>3</sup>/s) están disponibles en la cuenca hasta la salida en territorio boliviano en la río Madera (Abuna), 273.155 Hm<sup>3</sup> (8.662 m<sup>3</sup>/s) como aporte del río Beni y 292.497 Hm<sup>3</sup> (9.275 m<sup>3</sup>/s) como aporte del río Mamoré.

En la Tabla 27 se presentan los valores promedio de los componentes principales del balance hídrico para las 35 UHI correspondientes a la macrocuenca del Amazonas, que entre otros incluye, el caudal específico (Cesp), el coeficiente de aridez, el coeficiente de escorrentía (Ce) y la relación entre la evapotranspiración y la precipitación (ETR/PCP).

La distribución espacial de la lluvia muestra que los valores mínimos de precipitación ocurren en las UHIs localizadas en la cordillera oriental, presentándose la precipitación mínima en la Intercuenca del Río Grande – Seripona con un valor de 569 mm/año seguida por la Cuenca del Río Mizque equivalente a 578 mm/año. Por su parte, la Cuenca Río Ichilo (3.019 mm/año) presenta la mayor precipitación en la macrocuenca del Amazonas. Lo anterior coincide con lo encontrado en estudios anteriores como ser el Balance Hídrico

de Bolivia del año 1992<sup>77</sup> en el que se hace referencia a una lámina de precipitación equivalente a los 3 000 mm/año. Asimismo, en el caso del documento del Balance Hídrico de Bolivia en el 2018<sup>78</sup> se hace referencia a que en la Cuenca del Río Madre de Dios la precipitación media multianual es de 2 263 mm/año que se acerca a la precipitación determinada en el marco del presente análisis de 2.480 mm/año.

La evapotranspiración actual (ETR) en la macrocuenca del Amazonas presenta valores que oscilan entre 406 y 1 413 mm/año. Esto representa entre un 37% y 94% de la precipitación, con un promedio de un 65%. En la Cuenca del Madre de Dios, la ETR es de 1 303 mm/año, lo que coincide con el valor reportado en el Balance Hídrico de Bolivia de 1992. Sin embargo, es inferior al valor reportado en el Balance Hídrico de Bolivia de 2018, de 987 mm/año.

En las UHIs de la cuenca del río Beni, la ETR varía entre 486 y 1.103 mm/año. El límite superior coincide con el valor reportado en el Balance Hídrico de Bolivia de 1992, pero el límite inferior es un 20% menor que en ambos estudios de referencia.

En las UHIs de la cuenca del río Iténez, la ETR varía entre 704 y 1.203 mm/año. Estos valores son muy cercanos a los reportados en el Balance Hídrico de Bolivia de 2018, de 667 y 1.108 mm/año.

En las UHIs de la cuenca del río Mamoré, la ETR varía entre 406 y 1.203 mm/año. El límite superior coincide con el valor reportado en el Balance Hídrico de Bolivia de 1992, y el límite inferior es similar al

77 Roche, M., Fernandez, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E., & Montaña, J. (1992). Balance Hídrico Superficial de Bolivia (1992). La Paz (PHICAB).

78 Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA). (2018). Balance Hídrico Superficial de Bolivia 1980 2016. Documento de difusión. La Paz.

valor reportado en el Balance Hídrico de Bolivia de 2018. Estas variaciones se deben a la recalibración de parámetros para mejorar la eficiencia de las simulaciones, y a la inclusión del factor de pendiente en la distribución de parámetros en el modelo.

En el Anexo 10 se presenta un resumen mensual multianual de las variables del balance hídrico para esta macrocuenca a nivel de Unidad

Hidrográfica de Información y Unidad Hidrográfica de Gestión para facilitar el uso de la información.

Respecto al escurrimiento en la macrocuenca del Amazonas, a la salida de esta macrocuenca en el Río Madera se estableció un caudal medio anual de 18 028 (m<sup>3</sup>/s), valores muy próximos a los establecidos en el Balance Hídrico de Bolivia del año 2018 (18 647

TABLA 27. Balance hídrico anual de las UHI correspondientes a la Macrocuena del Amazonas

UHI	Área (km <sup>2</sup> )	ETP (mm)	PCP (mm)	ETR (mm)	Q (mm)	Cesp (l/s/km <sup>2</sup> )	Ce (%)	Relación ETR/PCP (%)	Calibrado
Cuenca Alta Río Iténez	59.275	2.166	1.244	948	298	9	0,2	76	Si
Cuenca Río Abuna	32.187	1.848	1.686	1.071	613	19	0,4	64	No
Cuenca Río Acre	23.595	1.947	1.938	1.413	505	16	0,3	73	No
Cuenca Río Azero	5.725	1.428	687	467	223	7	0,3	68	No
Cuenca Río Blanco	28.384	2.073	1.257	1.061	200	6	0,2	84	No
Cuenca Río Boopi	12.935	1.015	1.080	486	595	19	0,6	45	Si
Cuenca Río Caine	10.521	1.331	599	429	173	5	0,3	72	No
Cuenca Río Cotacajes	16.324	990	1.334	539	795	25	0,6	40	No
Cuenca Río Ichilo	20.289	1.780	3.019	1.223	1.786	57	0,6	41	Si
Cuenca Río Isiboro	21.129	1.763	2.088	1.064	1.021	32	0,5	51	No
Cuenca Río Kaka	21.498	1.088	1.757	648	1.109	35	0,6	37	Si
Cuenca Río Machupo	19.144	1.995	1.624	1.263	361	11	0,2	78	No
Cuenca Río Madre de Dios	125.793	1.812	2.480	1.303	1.177	37	0,5	53	Si
Cuenca Río Mizque	10.524	1.374	578	406	175	6	0,3	70	No
Cuenca Río Orthon	33.833	1.929	2.089	1.228	863	27	0,4	59	No
Cuenca Río Paragua	29.272	1.926	1.037	840	198	6	0,2	81	No
Cuenca Río Quimome	41.769	2.008	748	704	52	2	0,1	94	No
Cuenca Río San Martín	48.732	2.188	1.069	937	136	4	0,1	88	No

TABLA 27. Balance hídrico anual de las UHI correspondientes a la Macrocuena del Amazonas

UHI	Área (km <sup>2</sup> )	ETP (mm)	PCP (mm)	ETR (mm)	Q (mm)	Cesp (l/s/km <sup>2</sup> )	Ce (%)	Relación ETR/PCP (%)	Calibrado
Cuenca Río San Pedro	11.469	1.287	598	438	163	5	0,3	73	No
Cuenca Río Santa María	15.183	2.021	815	741	81	3	0,1	91	No
Cuenca Río Yacuma	21.512	1.871	1.732	1.102	630	20	0,4	64	No
Cuenca Río Yapacani	25.362	2.005	1.490	1.170	317	10	0,2	79	Si
Cuenca Río Yata	20.762	2.063	1.578	1.135	441	14	0,3	72	No
Intercuenca Río Alto Beni	2.547	1.181	1.656	877	778	25	0,5	53	Si
Intercuenca Río Beni - Arroyo Florida	9.208	1.998	1.675	1.103	574	18	0,3	66	Si
Intercuenca Río Beni - Madidi	21.089	1.788	1.787	1.009	777	25	0,4	56	Si
Intercuenca Río Grande	30.565	1.833	1.104	775	328	10	0,3	70	Si
Intercuenca Río Grande - Seripona	12.347	1.605	569	433	139	4	0,2	76	No
Intercuenca Río Iténez - Arroyo	19.885	2.161	1.696	1.216	478	15	0,3	72	No
Intercuenca Río Iténez - San José	31.795	2.073	1.499	1.088	411	13	0,3	73	Si
Intercuenca Río Itonomas	116.143	1.866	1.396	959	440	14	0,3	69	No
Intercuenca Río Mamoré - Arroyo Polige	3.243	1.849	2.143	1.035	1.104	35	0,5	48	Si
Intercuenca Río Mamoré - Arroyo Santa Cruz	25.087	1.752	1.749	783	969	31	0,6	45	Si
Intercuenca Río Mamoré - San Miguel	31.272	1.838	1.553	955	598	19	0,4	62	Si
Intercuenca Río Mamoré - Tijamuchi	44.056	1.565	1.612	896	714	23	0,4	56	Si

m<sup>3</sup>/s). En el caso de la confluencia del Río Beni con el Río Madera se presenta un caudal medio anual de 8 662 (m<sup>3</sup>/s). Asimismo, en la confluencia del Río Mamoré con el Río Madeira se determinó un caudal de 9 275 (m<sup>3</sup>/s). Estos últimos dos valores son cercanos a los establecidos en el Balance Hídrico de Bolivia del año 2018 (8 779 m<sup>3</sup>/s y 8 384 m<sup>3</sup>/s, respectivamente). Una de las principales causas para esta variación se constituye en que la modelación actual sola-

mente incluye el retardo en los ríos y no así el componente de inundaciones ya que al refinar las unidades de modelación en la plataforma WEAP se requiere de información detallada para representar la compleja hidrodinámica de las llanuras.

Por otro lado, en la Tabla 28 se presentan los valores mensuales multianuales de los componentes principales del balance hídrico de la macrocuenca del Amazonas. Se puede observar que la distribución estacional de la precipitación refleja una estación lluviosa que, coincide con el verano y, comprende los meses de diciembre (221 mm) a marzo (202 mm) con un máximo en enero (253 mm); mientras que la estación seca que, coincide con el invierno, ocurre entre junio (43 mm) y agosto (39 mm) con un mínimo en julio (35 mm). Estas dos estaciones están separadas por dos periodos de

**TABLA 28. Balance hídrico mensual en la Macrocuenca del Amazonas**

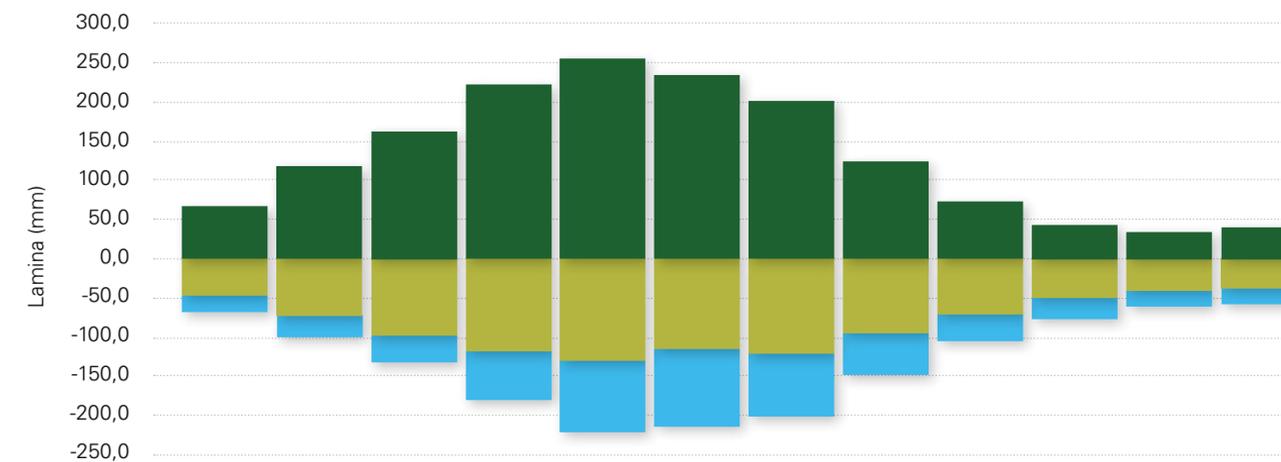
Mes	Precipitación (mm)	Evapotranspiración real (mm)	Evapotranspiración potencial (mm)	Escurrimiento (mm)
Enero	253	129	166	92
Febrero	234	116	144	97
Marzo	202	120	153	82
Abril	122	94	138	54
Mayo	74	70	127	37
Junio	43	48	118	28
Julio	35	39	133	23
Agosto	39	37	160	20
Septiembre	67	47	176	20
Octubre	116	72	183	27
Noviembre	162	96	176	38
Diciembre	221	119	171	62
<b>Total</b>	<b>1.576</b>	<b>1.029</b>	<b>1.743</b>	<b>548</b>

transición; el primero entre abril y mayo (122 y 74 mm, respectivamente) y el segundo entre septiembre (67 mm) y noviembre (162 mm).

Respecto a la variación estacional la evapotranspiración real presenta valores mínimos en los meses de julio (39 mm) y agosto (37 mm), coincidiendo con el invierno. Los valores más altos se registran en enero (129 mm) y marzo (120 mm), coincidiendo con el verano.

El escurrimiento máximo se presenta en febrero (97 mm), mientras que el mínimo se presenta en agosto y septiembre (20 mm). Estos valores coinciden con los meses de máximo y mínimo escurrimiento identificados en el Balance Hídrico de Bolivia del año 2018. Sin embargo, la magnitud estimada presenta una variación de aproximadamente 20%, con un incremento del 20% en los meses con escurrimiento mínimo y una disminución del 20% en el escurrimiento máximo.

Como se mencionó anteriormente, estas variaciones se relacionan con la complejidad de la representación de los procesos de inundación en las llanuras amazónicas a escalas detalladas. Finalmente, la Figura 54 presenta los resultados de los diferentes componentes del balance hídrico a nivel mensual para la macrocuenca del Amazonas.



	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Apr	May	Ju	Jul	Ago
Escurrimiento	-20,0	-27,0	-38,0	-62,0	-92,0	-97,0	-82,0	-54,0	-37,0	-28,0	-23,0	-20,0
Evapotranspiración	-47,0	-72,0	-96,0	-119,0	-129,0	-116,0	-120,0	-94,0	-70,0	-48,0	-39,0	-37,0
Precipitación	67,0	116,0	162,0	221,0	253,0	234,0	202,0	122,0	74,0	43,0	35,0	39,0

**FIGURA 54. Balance hídrico mensual de la macrocuenca del Amazonas**

## 5.6. Resultados del Balance Hídrico en la Macrocuenca del Plata

En este acápite se presentan los resultados del balance hídrico para la macrocuenca del Plata. Inicialmente se analizan de forma espacial para cada variable, se hace la comparación con estudios previos y finalmente se realiza un análisis temporal de las mismas. Se resalta que los resultados obtenidos en nueve (9) cuencas deben ser usados con precaución ya que existe cierto nivel de incertidumbre en los resultados dado que no se contó con estaciones hidrométricas para validar los valores obtenidos en la última columna de la Tabla 29). A pesar de esta limitante, se presenta la información con el fin de generar una idea general de valores.

La macrocuenca del Plata del país se compone de quince (15) unidades hidrográficas, entre las que se encuentran la Cuenca Río San Juan del Oro, la Cuenca Río Tumusla, la Intercuenca Río Pilaya, la Cuenca Alta Río Pilcomayo, la Intercuenca Media Río Pilcomayo, la Cuenca Río Bermejo, la Cuenca Bahía Caceres, la Cuenca Río Tucavaca, la Cuenca Río Carapari, la Cuenca Curiche Grande, la Cuenca Cascada Ustarez – Carandayty, la Cuenca Río San Ramón – Curupayty, la Cuenca Cañada Pozo El Indio, la Cuenca Río Sacari y la Intercuenca Río Negro. Las últimas nueve cuencas no cuentan con estación hidrométrica para validar resultados obtenidos, como se señala en la Tabla 29.



La Tabla 29 muestra los valores promedios de los componentes principales del balance hídrico de las 15 Unidades Hidrográficas de Información de la macrocuenca del Plata para las últimas cuatro décadas (1980 - 2020). La distribución espacial de la lluvia muestra que los valores mínimos de precipitación ocurren al suroeste del país, sobre la Cordillera Occidental. Las cuencas Tumusla (347 mm/año) y San Juan del Oro (318 mm/año) presentan los valores más bajos.

Por su parte, las cuencas Pilcomayo y Bermejo presentan valores promedios cercanos a 600 y 1 000 mm/año, respectivamente. Las cuencas ubicadas en el Chaco y la Chiquitanía, al suroriente del país, presentan rangos entre 750 y 1 600 mm/año.

Estos resultados coinciden con los encontrados en estudios anteriores<sup>79,80</sup>. Por ejemplo, el Balance Hídrico de Bolivia de 2018 encontró que la precipitación anual promedio de las cuencas Pilcomayo y Bermejo era de 490 y 950 mm/año, respectivamente. El Balance Hídrico de Bolivia de 1992 encontró que la precipitación anual promedio sobre la cuenca Pilcomayo era de 506 mm/año, mientras que la cuenca Bermejo recibía 1 070 mm/año. Las cuencas del río Paraguay, por su parte, recibían aproximadamente 1 080 mm/año.

La evapotranspiración actual (ETR) presenta valores entre 280 y 1 100 mm/año a lo largo de la macrocuenca del Plata como se muestra en la Tabla 29. Lo anterior indica que la ETR representa entre un 55 y 95% de la precipitación, con un promedio de un 80%, lo cual resulta representativo de climas semiáridos. La evapotranspiración actual expresa una relación directa con la precipitación en la macrocuenca del Plata. Por ejemplo, en las Cuencas Tumusla (314 mm/año) y San Juan del Oro (279 mm/año), ubicadas sobre la Cordillera Occidental, se encuentran los valores mínimos de ETR. Por su parte, las Cuencas Pilcomayo y Bermejo presentan valores promedios cercanos a 481 y 560 mm/año, respectivamente; mientras que las Cuencas ubicadas en el Chaco y la Chiquitanía presentan rangos entre 700 y 1 050 mm/año.

En el Anexo 10 se presenta un resumen mensual multianual de las variables del balance hídrico para esta macrocuenca por Unidad Hidrográfica de Información y Unidades Hidrográfica de Gestión para facilitar el uso de la información.

79 Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA). (2018). Balance Hídrico Superficial de Bolivia 1980 2016. Documento de difusión. La Paz.

80 Roche, M., Fernández, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E., & Montaña, J. (1992). Balance Hídrico Superficial de Bolivia (1992). La Paz (PHICAB).

TABLA 29. Balance hídrico anual en Unidades Hidrográficas de Información de la Macrocuenca del Plata

UHI	Área (km <sup>2</sup> )	PCP (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	Q (mm)	Cesp (l/s/km <sup>2</sup> )	Ce (%)	Relación ETR/PCP (%)	Calibrado
Cuenca Río San Juan del Oro	21.894	318	1.400	279	40	1.3	12	88	Si
Cuenca Alta Río Pilcomayo	23.608	559	1.500	459	100	3.2	18	82	Si
Cuenca Bahía Cáceres	20.218	1.041	2.060	953	89	2.8	9	92	No
Cuenca Río Tucavaca	31.853	1.157	2.014	1.014	144	4.6	12	88	No
Cuenca Río Carapari	24.780	731	1.787	671	60	1.9	8	92	No
Intercuenca Río Pilaya	6.114	548	1.593	459	88	2.8	16	84	Si
Cuenca Río Bermejo	21.708	1.033	1.291	560	473	15.0	46	54	Si
Cuenca Río Tumusla	21.290	347	1.537	314	34	1.1	10	90	Si
Cuenca Curiche Grande	235.511	1.560	2.102	1.060	501	15.9	32	68	No
Cuenca Cascada Ustarez – Carandayty	73.649	704	2.049	574	131	4.1	19	82	No
Intercuenca Media Río Pilcomayo	16.858	662	1.484	503	158	5.0	24	76	Si
Cuenca Río San Ramon – Curupayty	25.974	1.006	2.082	928	80	2.5	8	92	No
Cuenca Cañada Pozo El Indio	166.731	1.030	2.005	896	135	4.3	13	87	No
Cuenca Río Sacari	2.171	420	1.411	396	24	0.8	6	94	No
Intercuenca Río Negro	138.801	1.391	1.938	1.034	358	11.4	26	74	No

Si bien los resultados reflejan consistencia se identifica una subestimación de la ETR en el Río Bermejo, de acuerdo con resultados del Balance Hídrico de Bolivia de 1992<sup>81</sup>. En dicho estudio se menciona que la cuenca del río Bermejo tiene una ETR media de 714 mm/año, un 67% de la precipitación, mientras que la cuenca del río Pilcomayo muestra una ETR media de 439 mm/año. No obstante, de manera general no se aleja de los resultados encontrados en 1992 porque el sistema Pilcomayo-Bermejo presentan una ETR de 480 mm/año,

81 Roche, M., Fernández, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E., & Montaña, J. (1992). Balance Hídrico Superficial de Bolivia (1992). La Paz (PHICAB).

un 81% de la precipitación, mientras que el presente estudio, para el mismo sistema tiene una ETR media de 507 mm/año, un 71% de la precipitación. Adicionalmente, los valores de la ETR media en las cuencas Pilcomayo y Bermejo son consistentes con lo encontrado en el Balance Hídrico de Bolivia en el 2018, con valores de 414 y 520 mm/año, respectivamente<sup>82</sup>.

82 Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA). (2018). Balance Hídrico Superficial de Bolivia 1980 2016. Documento de difusión. La Paz

La cuenca del Pilcomayo produce un escurrimiento anual de aproximadamente 7.424 Hm<sup>3</sup> (235 m<sup>3</sup>/s), lo que representa una cantidad mayor en comparación con las mediciones de 7.140 Hm<sup>3</sup> (226 m<sup>3</sup>/s) en la Estación La Paz. Por otro lado, la cuenca Bermejo genera anualmente unos 2.871 Hm<sup>3</sup> (91 m<sup>3</sup>/s) en la Estación Aguas Blancas, mientras que el Río Grande de Tarija cuenta con 4.382 Hm<sup>3</sup> (139 m<sup>3</sup>/s) en la estación San Telmo, estimándose un total de 7.699 Hm<sup>3</sup> o (244 m<sup>3</sup>/s) en la confluencia entre ambos ríos.

La escorrentía, expresada en caudal específico (Cesp), presenta un promedio aproximado de 5 l/s/km<sup>2</sup>, con variaciones entre 1,0 l/s/km<sup>2</sup> en la cuenca Tumusla, en el Altiplano, y 16 l/s/km<sup>2</sup> en la cuenca Curiche Grande, sobre la Chiquitanía (Tabla 29). En general, la mayoría de las unidades hidrológicas intermedias (UHI) se ubican por debajo de 10 l/s/km<sup>2</sup>, y la cuenca Bermejo presenta valores de 15 l/s/km<sup>2</sup>. Este resultado es consistente con estudios anteriores, que indican que las cuencas del Plata presentan valores entre 0 y 10 l/s/km<sup>2</sup>, con excepción de la cuenca Bermejo, que se ubica entre 10 y 20 l/s/km<sup>2</sup>. El Balance Hídrico de Bolivia de 2018 estimó valores entre 0,8 y 3,6 l/s/km<sup>2</sup> para la cuenca Pilcomayo, y 17,2 l/s/km<sup>2</sup> para la cuenca Bermejo. El Pilcomayo presenta un coeficiente de escorrentía promedio de 21 %, los valores anteriores resultan cercanos a lo encontrado en el Balance Hídrico de 2018.

En la Tabla 30 se muestran los valores mensuales multianuales de los componentes principales del balance hídrico de la macrocuenca del Plata durante las últimas cuatro décadas (1980 - 2020). Se puede observar que la distribución estacional de la precipitación refleja una estación lluviosa que, coincide con el verano y, comprende los meses de diciembre y marzo (167-150 mm) con un máximo en enero (182 mm); mientras que la estación seca que, coincide con el invierno, ocurre entre junio y agosto (26-21 mm) con un mínimo

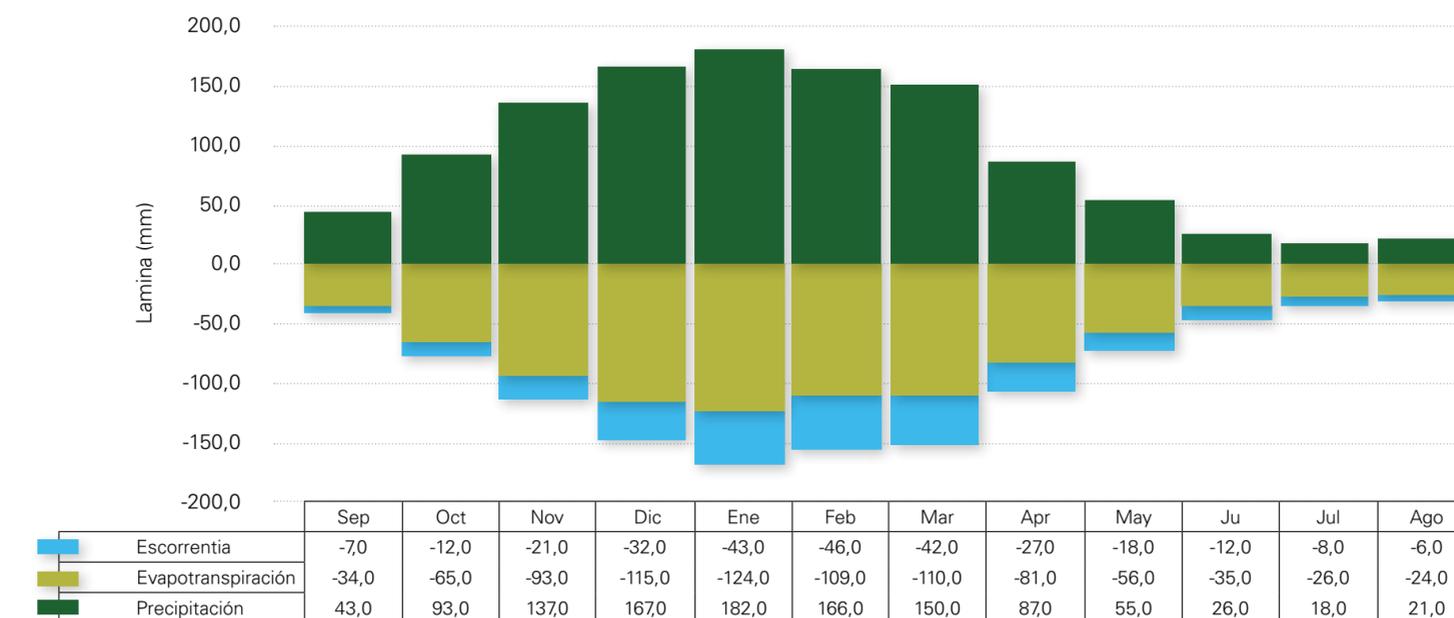
en julio (18 mm). Estas dos estaciones están separadas por dos periodos de transición; el primero entre abril y mayo (87-55 mm) y el segundo entre septiembre y noviembre (43-137 mm).

**TABLA 30. Balance Hídrico mensual en la Macrocuenca de Plata**

Mes	Precipitación (mm)	Evapotranspiración real (mm)	Evapotranspiración potencial (mm)	Escorrentía (mm)
Enero	182	124	189	43
Febrero	166	109	158	46
Marzo	150	110	164	42
Abril	87	81	140	27
Mayo	55	56	124	18
Junio	26	35	112	12
Julio	18	26	126	8
Agosto	21	24	157	6
Septiembre	43	34	180	7
Octubre	93	65	202	12
Noviembre	137	93	197	21
Diciembre	167	115	197	32
<b>Total</b>	<b>1.145</b>	<b>872</b>	<b>1.947</b>	<b>273</b>

A partir de lo definido anteriormente se puede comentar que el 58% de la precipitación ocurre en la estación lluviosa, mientras que el 6% ocurre en la estación seca y el 12% y 24% en las temporadas de transición respectivamente. Los resultados anteriores resultan consecuentes con estudios previos que relacionan entre 60-78% precipitaciones en épocas de lluvia y 0-15% en época seca<sup>83</sup>. En el anterior Balance Hídrico se encontró para las cuencas del Pilcomayo y Bermejo precipitaciones de 76 y 75% en el periodo húmedo, mientras un 3% en el periodo seco<sup>84</sup>.

La variación estacional de la evapotranspiración muestra que los valores mínimos de ETP y ETR se ubican en los meses de junio (112 mm) y julio (26 mm) respectivamente, coincidiendo con el invierno; mientras que los valores más altos se encuentran en octubre (202 mm) y enero (124 mm) respectivamente coincidiendo con el verano. Estos resultados concuerdan con estudios previos<sup>85,86</sup> donde adicionalmente indican que la disminución de la evapotranspiración, entre otros factores climáticos, corresponde a la disminución de las lluvias y de las temperaturas. Finalmente, en la Tabla 30 se ilustra que el



**FIGURA 55. Balance hídrico mensual de la Macrocuenca del Plata**

83 Roche, M., Fernández, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E., & Montaña, J. (1992). Balance Hídrico Superficial de Bolivia (1992). La Paz (PHICAB).

84 Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA). (2018). Balance Hídrico Superficial.

escurrimiento máximo ocurre en febrero (46 mm), mientras que los mínimos se reflejan en agosto (6 mm) y septiembre (7 mm), durante la época seca. Lo anterior concuerda con resultados de anteriores estudios que muestran caudales máximos de diciembre a abril y mínimos de junio a octubre. Los anteriores resultados también son mostrados en la Figura 55 que describe el año hidrológico en Bolivia.

## 5.7. Índice de aridez

El Índice de Aridez (Ia) se ha estimado en base al método IDEAM (2013)<sup>85</sup>, que relaciona la evapotranspiración real (ETR) y la evapotranspiración potencial (ETP). En la Figura 56 se muestra la distribución espacial de éste índice para el balance hidrológico simulado entre 1980 y 2020. Se distingue que la mayor parte de la zona occidental está en condiciones altamente deficitarias. Esto implica que las capitales de La Paz, Oruro, Potosí, Sucre, Tarija y Cochabamba se encuentran en condición deficitaria, mientras que Santa Cruz se encuentra en condición transitoria de moderada a deficitaria. Las regiones de Cobija y Trinidad se encuentran en situación de excedentes de agua. A nivel regional hidrográfico, se puede distinguir que la zona de Alto Beni y las nacientes de la región de Madidi, en el departamento de La Paz, son zonas de transición de deficitaria a excedentes de agua.

Para el índice, las regiones con alto déficit de agua implican balances donde la diferencia porcentual entre ETR y ETP supera el 60 %. Esto significa que la vegetación en estas zonas alcanza menos de la mitad de su requerimiento de agua en promedio. Esto limita de forma

crítica las actividades agrícolas, salvo que se consideren aspectos de riego en gran escala que permitan disminuir este déficit natural. Esta información puede ayudar a mapear zonas de intervención y apoyo a sistemas agrícolas presentes en las mismas.

Por otro lado, las zonas de transición entre los valles y la llanura amazónica están categorizadas en un rango de 30 a 40 % de diferencia entre ETR y ETP. Desde el punto de vista productivo, estas zonas serían ideales en términos de producción. En estas regiones se encuentran los complejos agrícolas intensivos más grandes de todo el país. En el presente estudio, se estima que el área agrícola del país se encuentra en una superficie entre los 8 millones de hectáreas. De estas, 0.476 millones de hectáreas (6 %) se encuentran localizadas en zonas altamente deficitarias de agua. Estas zonas requerirían apoyo en riego para poder cumplir con rendimientos óptimos de producción.

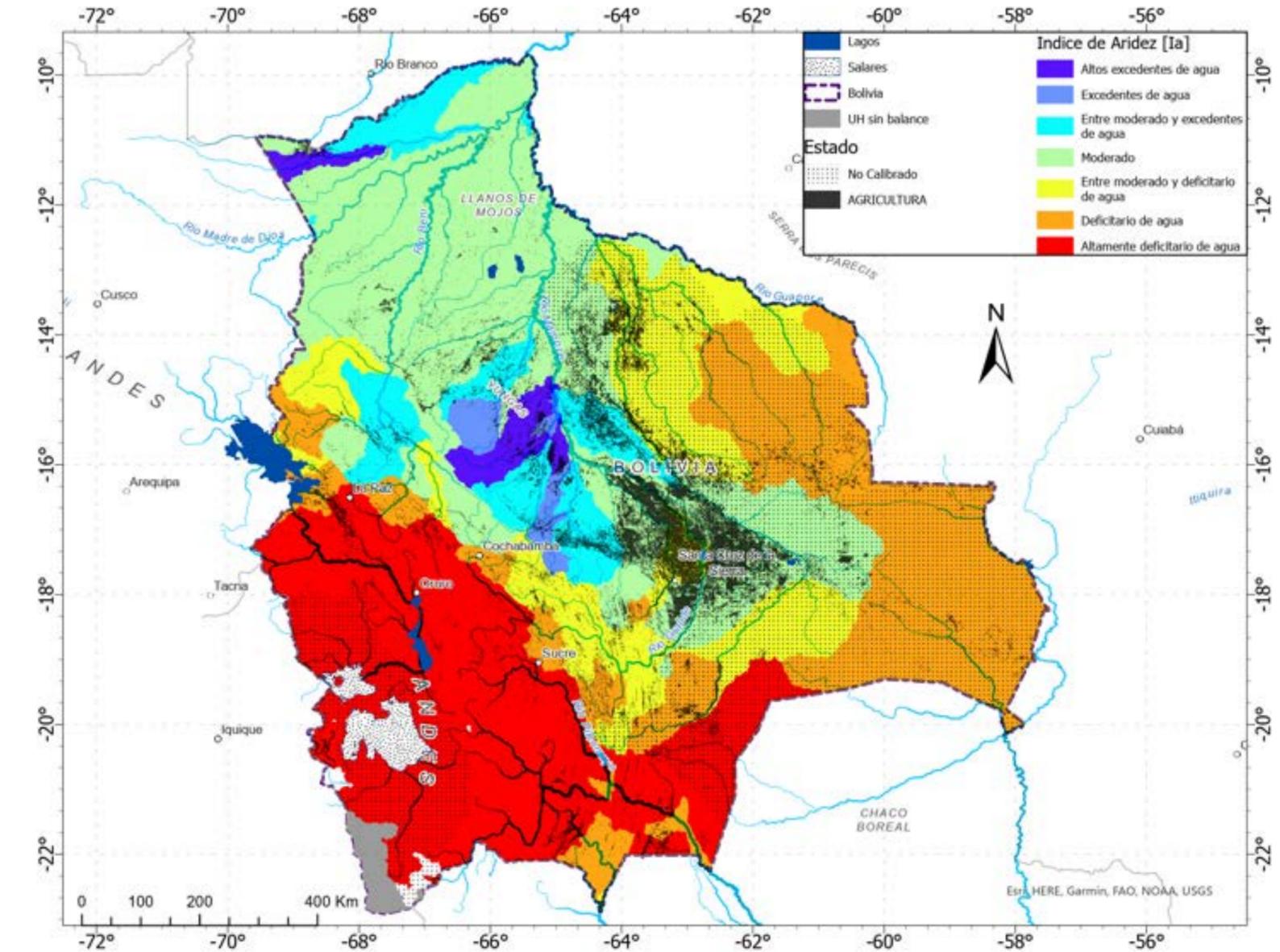
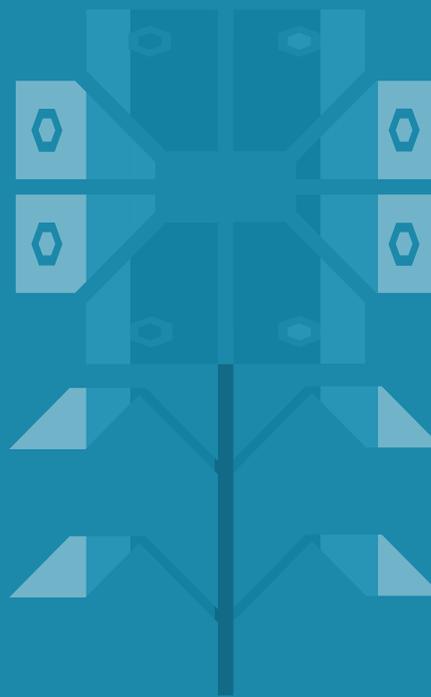


FIGURA 56. Contraste entre el Índice de Aridez para el periodo (1980 – 2020) y zonas agrícolas en el país para la clasificación de uso del suelo aplicada en el estudio

<sup>85</sup> IDEAM. (2013). Lineamientos Conceptuales y Metodológicos para la Evaluación Regional del Agua. Bogotá D.C.

# AGUAS SUBTERRÁNEAS





**AGUAS  
SUBTERRÁNEAS**

# 6

## AGUAS SUBTERRÁNEAS

El agua subterránea puede representar una cantidad significativa del balance hídrico dependiendo de las características hidrogeológicas de una cuenca. Hay regiones en Bolivia donde se ha ido incrementando el uso y la explotación de las aguas subterráneas. Pese a ello, en general todavía existe una falta de datos y conocimiento de los procesos de recarga e interacciones entre agua superficial y subterránea en el país. Debido a ello, en versiones anteriores del balance hídrico de Bolivia no fue considerada la modelación de aguas subterráneas. Sin embargo, en la presente actualización, se han representado las aguas subterráneas en dos cuencas piloto con el fin de comprobar los métodos y descubrir las limitaciones de la implementación de estos métodos para Bolivia.

### 6.1. Cuerpos de agua subterránea

#### 6.1.1. Zonas geológicas

En términos geológicos, se puede dividir Bolivia en 6 Provincias Geológicas predominantes: Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental, Faja Subandina, Llanura Chaco Beniana y el Escudo Precámbrico<sup>86</sup> (Soruco S. R., 2000). El Altiplano boliviano, en la parte poniente del país, se caracteriza por eventos de sedimentación en los lagos grandes y por sus formaciones volcánicas, que dieron lugar a depósitos aluviales, arcilla lacustre, y toba sobre roca volcánica tanto extrusiva como intrusiva. En la cordillera andina oriental y zona subandina las rocas sedimentarias e ígneas son las más comunes, tales como lutitas, areniscas, limolitas, y conglomerados. En la parte central de Bolivia, el llano oriental y la planicie Chaco-Beniana consiste en sedimentos areno-arcillosos de edad cuaternaria que provienen de los procesos de erosión de la cordillera andina oriental y zona subandina. Finalmente, el escudo precámbrico en la región oriente consiste en roca metamórfica y granito con depósitos aluviales localizados.

#### 6.1.2. Zonas climáticas

Las tendencias climáticas además de las zonas geológicas, son determinantes en el desarrollo del modelo conceptual a nivel nacional. En la Figura 8, se muestra la precipitación anual estimada en el país, en base al cuál la zona con mayor precipitación se encuentra en el centro del país, que geográficamente coincide con la zona subandina, la cual ejerce un efecto orográfico sobre el aire húmedo que proviene de la cuenca amazónica, causando una liberación del agua que regresa hacia el norte del país en los cursos superficiales. Contrario a ello, en la zona sureste, se distinguen las menores disponibilidades de agua superficial. En la Llanura Chaco Beniana, la presencia de la formación aluvial cuaternaria implica un sistema acuífero continuo y heterogéneo en términos de sedimentación, sin embargo, los métodos de recarga y flujos hidrológicos son distintos entre el norte y el sur del acuífero por la diferencia en las características climáticas de la macrocuenca Amazónica y del Plata. En el Altiplano boliviano, en la cordillera andina oriental, y en la parte sur de la zona subandina, hay muy poca precipitación y la mayoría de los flujos vienen de ríos y el bloque montañoso que recibe agua de precipitación y glaciares.

<sup>86</sup> Soruco, R. S. (Ed.). (2000). Compendio de geología de Bolivia (Vol. 18, No. 1-2). Re-vista técnica de YPFB.

### 6.1.3. Clasificación de cuerpos de agua subterránea

En Figura 57 y Tabla 31 se hace referencia a las unidades hidrográficas que contienen los sistemas acuíferos productivos locales importantes del país, se distinguen los dos acuíferos pilotos con asterisco en la tabla (Purapurani y Tarija) ubicados en el Altiplano y la Zona Subandina, respectivamente. El Sistema Acuífero Regional del Amazonas en la parte boliviana, no será modelado por la insuficiencia de datos.

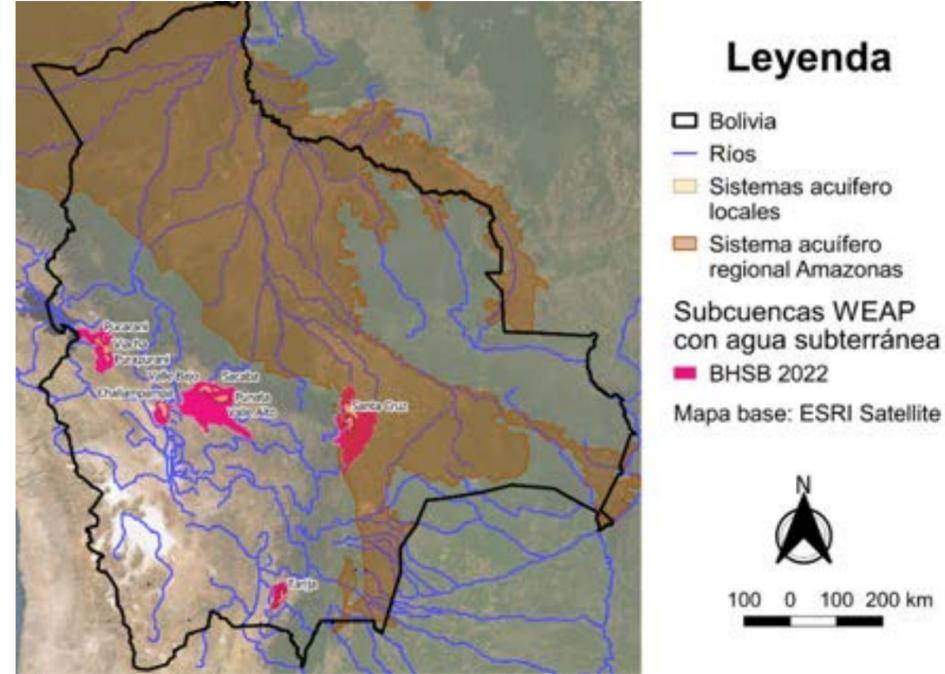


FIGURA 57. Unidades Hidrográficas con presencia de acuíferos productivos locales

TABLA 31. Unidades Hidrográficas con presencia de acuíferos productivos locales

Sistema(s)	Zona	Cuenca	Subcuenca	Estudios importantes
Valle Bajo, Sacaba, Punata, Valle Alto	Zona Subandina	Amazónica	Paraíso	SIDAGUA, Saavedra & Rosales et al. (2020), Gonzales Amaya et al. (2016, 2019), Stimson et al. (1996, 2001)
Santa Cruz	Llanura Cruceña	Amazónica	La Bélgica (Río Pirai)	GIZ/PERIAGUA, Guzmán Rojo & Wachholtz (2016), Castelli et al. (2017), Cochrane et al. (2006)
Pucarani, Purapurani*, Viacha	Altiplano	Altiplano	Río Katari	Plan de manejo preliminar de los acuíferos de Purapurani y Viacha por MMAyA (2016), Flores Avilés et al. (2020)
Challapampa	Altiplano	Altiplano	Poopó	Plan de Manejo Del Acuífero de Challapampa, Gomez et al. (2016, 2019)
Tarija*	Zona Subandina	Plata	Río Guadalquivir	GIZ/PERIAGUA, Plan Maestro Metropolitano de Agua y Saneamiento, Marco para la Gestión Sostenible UNESCO

### 6.2. Métodos de modelación

Para representar los acuíferos Purapurani y Tarija se implementó dos métodos distintos de modelación de aguas subterráneas: 1) el Método de Humedad del Suelo en la cuenca de Río Katari acoplado con el método de interacción agua subterránea/agua superficial para el acuífero Purapurani en WEAP, y 2) la modelación de aguas subterránea con MODFLOW acoplado con WEAP, en la cuenca de Río Guadalquivir para el acuífero de Tarija.

A continuación, se describen los métodos de modelación y el marco teórico para la definición de las características de los acuíferos.

#### 6.2.1. Modelación de aguas subterráneas en WEAP con el Método de Humedad del Suelo

WEAP cuenta con varias opciones para integrar la interacción entre agua superficial y agua subterránea. Desde el método más sencillo donde se especifican los flujos directamente en los cursos del río, hasta lo más complejo de acoplar WEAP a un modelo MODFLOW, que modela el flujo de agua subterránea en 3-D. Para el caso del acuífero Purapurani se eligió modelar las aguas subterráneas dentro de WEAP usando el Método de Humedad del Suelo como piloto para lograr una calibración correcta de los flujos con interacción de agua subterránea, con la intención de poderla modelar de forma más compleja en el futuro.

En el modelo del acuífero Purapurani, el método requiere una conexión entre una subcuenca, que modela todos los procesos

hidrológicos para determinar la infiltración profunda, y un nodo de agua subterránea, que permita determinar el cambio de almacenamiento en el acuífero con el tiempo. Las características del acuífero necesarios para este método son:

- Capacidad de almacenamiento (m<sup>3</sup>).
- Almacenamiento inicial (m<sup>3</sup>).
- Máxima extracción (m<sup>3</sup>/mes).
- Recarga natural (m<sup>3</sup>/mes).

Después de la creación del nodo del acuífero Purapurani, se calibró un coeficiente para determinar el flujo de agua desde y hacia el Río Katari usando los datos de aforo del caudal. Se usaron las siguientes ecuaciones para determinar los flujos:

- Volumen de salida de agua subterránea desde el Río Katari:

$$L \times C_s$$

Donde:

$C_s$  = Coeficiente que representa la salida mensual desde el Río hacia el acuífero.

$L$  = Es el largo del tramo del Río Katari dentro de la cuenca.

- Afluente de aguas subterráneas al tramo de Río Katari:

$$A \times S_{t-1}^2 \times C_A$$

**Donde:**

$C_A$  = Coeficiente que modula el afluente (o flujo base) de aguas subterráneas hacia el tramo de río.

$A$  = Área total de la cuenca.

$S$  = Porcentaje del almacenamiento total del paso de tiempo anterior.

Finalmente, ya con el caudal del Río Katari calibrado con las ecuaciones previas, se calibró la recarga natural del acuífero desde y hacia acuíferos conectados tomando en cuenta las estimaciones de cambios en almacenamiento estimados en base a informes referentes al manejo del acuífero.

### 6.2.2. Modelación de aguas subterráneas con MODFLOW

En situaciones en las que hay suficientes datos, es posible acoplar un modelo WEAP a un modelo MODFLOW. MODFLOW es una plataforma tridimensional de modelización de las aguas subterráneas por diferencia finita creada por el Servicio Geológico de EE. UU. (USGS).

Cuando se acoplan correctamente, los datos y los resultados fluyen de ida y vuelta entre WEAP y MODFLOW para cada paso de tiempo de cálculo (Figura 58). Esto permite estudiar cómo los cambios en los niveles locales del agua subterránea afectan al sistema total.

Por ejemplo, el acoplamiento de modelos WEAP y MODFLOW puede utilizarse para estudiar las interacciones entre el agua subterránea y los ríos, los problemas de bombeo debido a la reducción de los niveles de agua subterránea, o la recarga lateral del agua subterránea. MODFLOW 2005<sup>87</sup> es una versión del modelo de flujo de agua subterránea MODFLOW.

Este modelo puede utilizarse para simular el flujo constante y no constante en sistemas de flujo de forma irregular, con capas de acuífero confinadas, no confinadas o una combinación de ambas; puede simular el flujo procedente de una variedad de fuentes, como el flujo hacia los pozos, la recarga de precipitación, la evapotranspiración, el flujo hacia los drenajes y el flujo a través de los arroyos. Las conductividades hidráulicas o transmisividades para cualquier capa pueden diferir espacialmente y ser anisotrópicas, y el coeficiente de almacenamiento puede ser heterogéneo.

Además, MODFLOW 2005 puede simular límites de altura y flujo especificados, así como un flujo dependiente de la altura a través del límite exterior del modelo. Este último permite suministrar agua a un bloque límite en la zona modelada a un ritmo proporcional a la diferencia de altura actual entre una "fuente" de agua fuera de la zona modelada y el bloque límite.

<sup>87</sup> <https://www.usgs.gov/mission-areas/water-resources/science/modflow-and-related-programs>

**Para cada paso de tiempo**

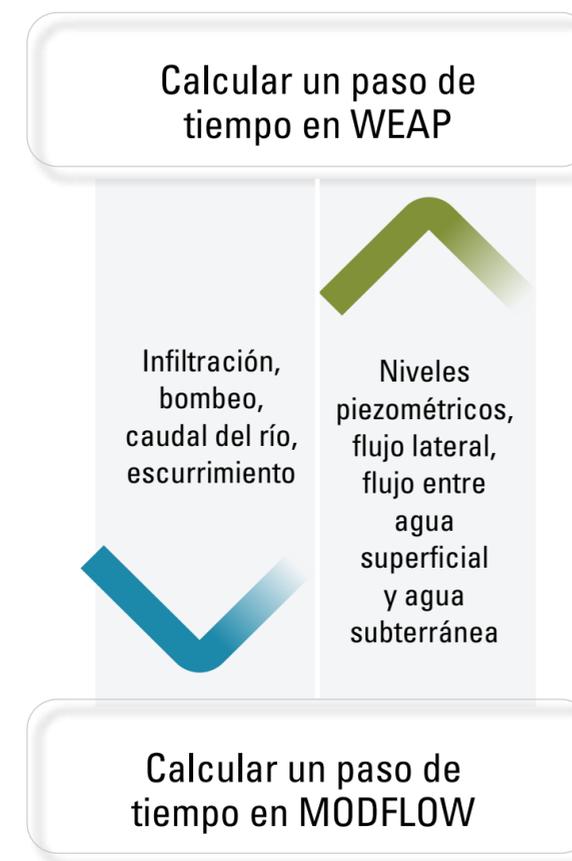


FIGURA 58. Representación del acople de MODFLOW con WEAP.

Con el fin de vincular un modelo MODFLOW a un modelo WEAP, primero se tiene que preparar y calibrar un modelo MODFLOW de manera individual. Es decir, fuera de WEAP. Para la preparación del modelo se usó QGIS y ModelMuse<sup>88</sup>, y para la calibración del modelo en estado estacionario tanto como transitorio se usó UCODE 2014<sup>89</sup> con ModelMate<sup>90</sup>.

La ecuación de flujo de las aguas subterráneas se resuelve utilizando la aproximación por diferencias finitas. La región de flujo se subdivide en bloques en los que se supone que las propiedades del medio son uniformes. En planta, los bloques están formados por una malla de líneas perpendiculares entre sí que pueden estar espaciadas de forma variable. Las capas del modelo pueden tener espesores variables. Se escribe una ecuación de flujo para cada bloque, denominado celda. La tasa de flujo y los balances de volumen acumulado de cada tipo de entrada y salida se calculan para cada paso de tiempo. Por último, la vinculación a WEAP requiere la creación de un archivo de forma SIG para conectar los elementos WEAP a las celdas MODFLOW.

<sup>88</sup> <https://www.usgs.gov/software/modelmuse-a-graphical-user-interface-groundwater-models>

<sup>89</sup> <https://igwmc.mines.edu/ucode-2/>

<sup>90</sup> <https://www.usgs.gov/software/modelmate>

## 6.3. Hidrogeología

### 6.3.1. Enfoque recopilación de información en Río Katari

En la Figura 59 se muestran los límites del acuífero Purapurani en relación con la subcuenca UH\_1\_36\_2 que se queda situada dentro de la Cuenca Lago Menor Titicaca - Río Katari. Debido a la falta general de datos en la zona, el dato más importante de este caso piloto está relacionado con el caudal del Río Katari, que corresponden al aforo UH\_1\_36\_2\_Q\_Tambillo en la salida de la subcuenca UH\_1\_36\_2. La razón es que este método de modelación tiene base en la relación de flujos con el río y no de modelación física del acuífero como en el caso de MODFLOW.

Además de los datos hidrológicos, se tuvo que determinar las características generales del acuífero, que se hizo de forma geométrica basado en los límites geoespaciales y el estudio de Flores-Avilés, et al. (2020)<sup>91</sup>. Para determinar la capacidad de almacenamiento, se tiene que calcular el volumen total del acuífero y multiplicar por el rendimiento específico ( $S_y$ ) del acuífero, o el porcentaje del volumen extraíble de agua basado en sus propiedades geológicas. De forma similar el almacenamiento inicial se calcula determinando el volumen saturado del acuífero y multiplicando por  $S_y$ . En el caso de Purapurani, no hay una estimación existente del volumen total ni volumen saturado del acuífero, pero se puede usar información del estudio de Flores-Avilés, et al. (2020) para estimar estos volúmenes.

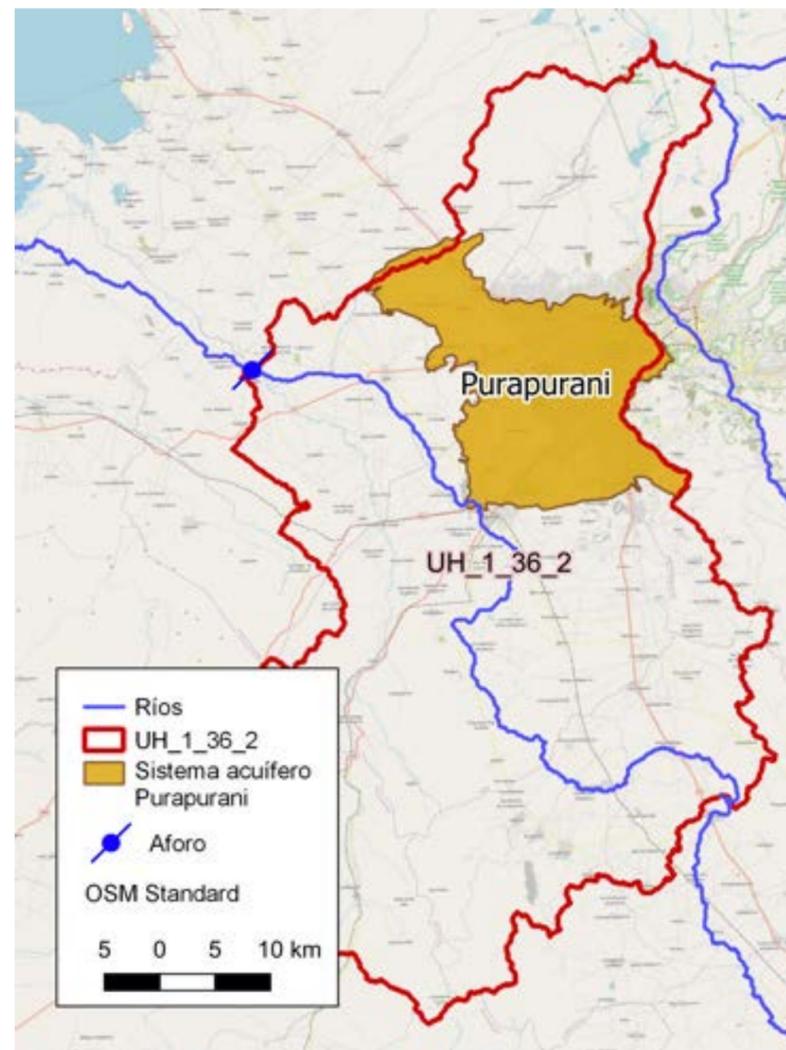


FIGURA 59. Sistema acuífero Purapurani conectado con la unidad hidrográfica 1\_36\_2 que corresponde a la Cuenca Lago Menor Titicaca - Río Katari.

En el estudio de Flores-Avilés, et al. (2020), se realizaron 7 perfiles hidrogeológicos de la zona del lago Titicaca utilizando datos geofísicos, hidrogeológicos y geoquímicos. Dos de estos perfiles se muestran en la Figura 60 (líneas verdes). Llegándose a identificar 3 tipos de acuíferos en la zona del acuífero Purapurani: aluvial (Qaa), fluvio-glacial (Qfg) y paleo-lacustre (Qcb), con profundidades aproximadas de 50 m.

Para determinar la extensión de cada formación, se georreferenciaron los mapas y perfiles del estudio con la capa geoespacial del acuífero. El volumen total se calculó multiplicando la profundidad de 50 m por el área de cada formación. Para calcular el almacenamiento inicial, se tomó la diferencia entre la profundidad total (50 m) y la profundidad del nivel freático reportado por Flores-Avilés, et al. (2020). Esta información se obtuvo superponiendo las curvas de nivel de elevación y carga hidráulica (Figura 60).

Finalmente, se multiplicaron estos dos volúmenes por el coeficiente de almacenamiento ( $S_y$ ) de cada formación, determinado por la literatura<sup>92</sup>: 0,2 (Qaa), 0,15 (Qfg) y 0,1 (Qcb). Los resultados se muestran a continuación:

- Capacidad de almacenamiento = 6.127 (Mm<sup>3</sup>)
- Almacenamiento inicial = 4.958 (Mm<sup>3</sup>)

En el Plan de Manejo del Acuífero de Purapurani (2016)<sup>93</sup>, se determinó

92 Duffield, G. M. (2019, November 23). Aquifer Testing 101: Hydraulic Properties. AQTESOLV. [http://www.aqtesolv.com/aquifer-tests/aquifer\\_properties.htm](http://www.aqtesolv.com/aquifer-tests/aquifer_properties.htm)

93 MMAyA & Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego. (2016). Plan de manejo preliminar de los acuíferos de Purapurani y Viacha. Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA).



91 Flores Avilés, G. P., Desclotres, M., Duwig, C., Rossier, Y., Spadini, L., Legchenko, A., Soruco, A., Argollo, J., Pérez, M., & Medinaceli, W. (2020). Insight into the Kata-ri-Lago Menor Basin aquifer, Lake Titicaca-Bolivia, inferred from geophysical (TDEM), hydrogeological and geochemical data. Journal of South American Earth Sciences, 99, 102479. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102479.

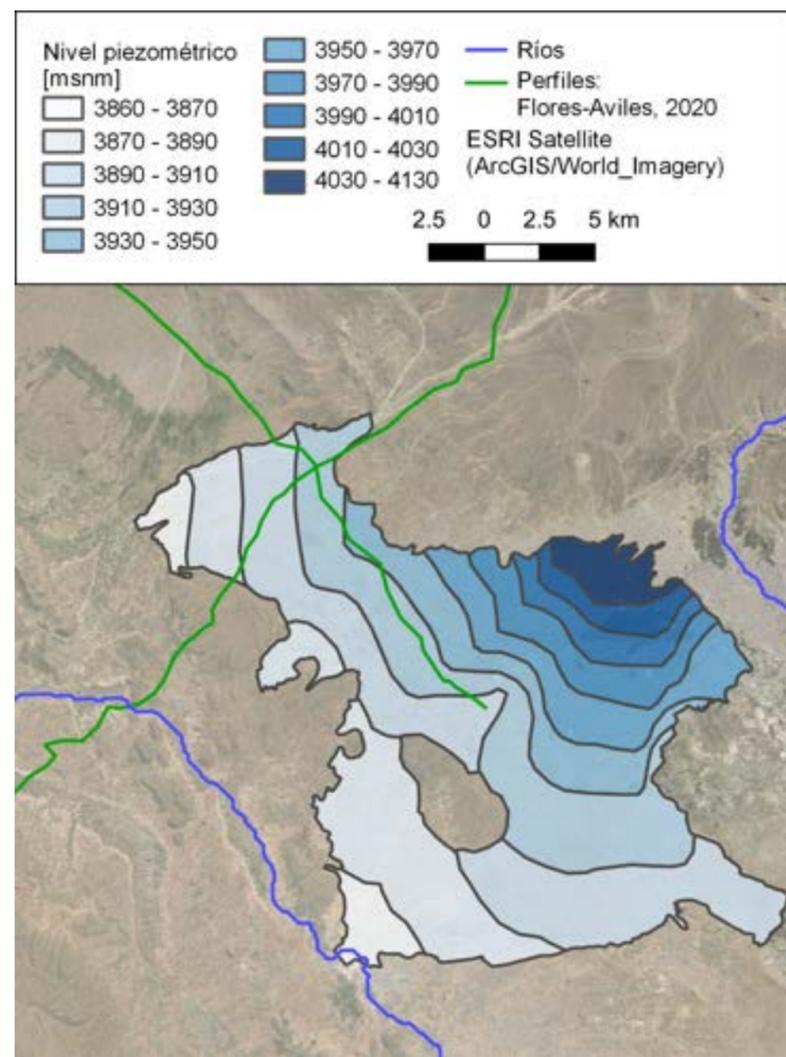
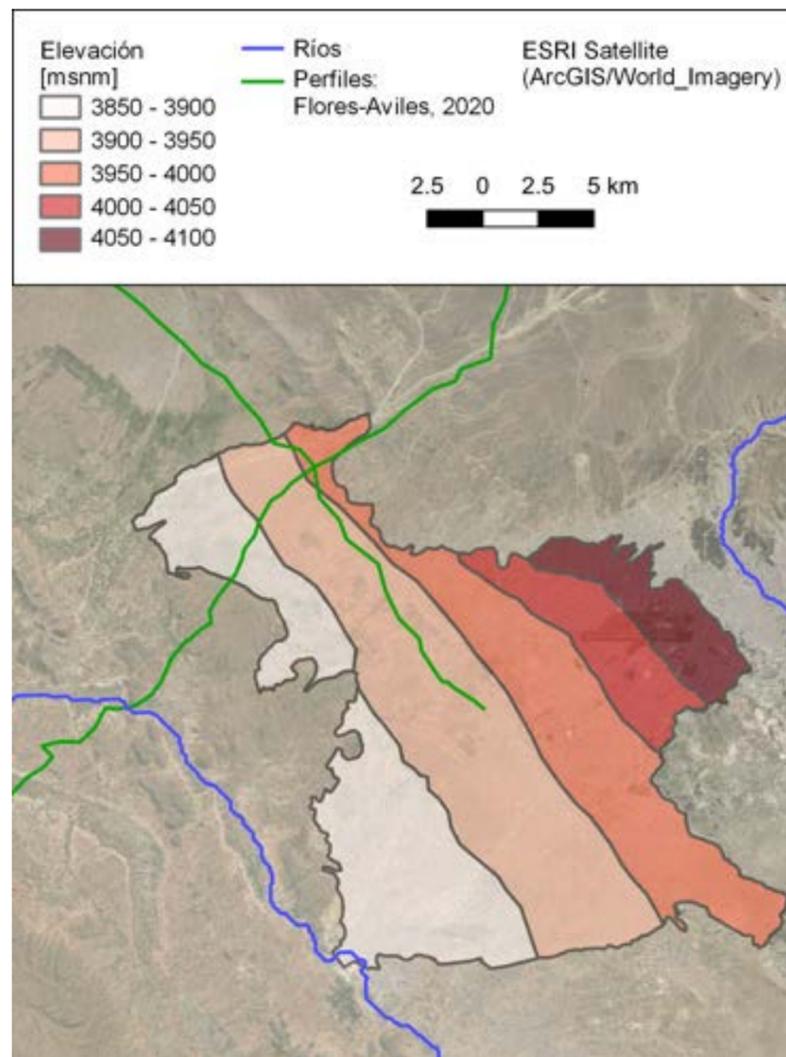


FIGURA 60. Curvas de nivel para elevación y nivel piezométrico de aguas subterráneas (Flores-Aviles, 2020) para determinar el volumen estimado del acuífero Purapurani.

que todo el bombeo actual ( $E$ ) se deriva de fuentes antiguas de agua subterránea, lo que implica que se está extrayendo de fuentes no actuales. Por tanto, se asumió que el cambio de almacenamiento a largo plazo es igual al bombeo de aguas subterráneas<sup>94</sup>. Usando ese dato, se sumó la extracción total del periodo del modelo:

$$E_T = \sum_t E$$

Tomando la diferencia entre el almacenamiento inicial ( $S_i$ ) y ese valor para determinar el almacenamiento final ( $S_f$ ). Con ese dato se calculó la recarga natural ( $R_N$ ) que se requiere para alcanzar ese valor:

$$R_N = \frac{S_i - S_f - E_T}{t}$$

**Los resultados son:**

Máxima extracción ( $E$ ) = 0,1978 (m<sup>3</sup>/s).

Recarga natural ( $R_N$ ) = -4,0768 (Mm<sup>3</sup>/mes).

94 MMAyA & Viceministerio de Recursos Hídricos y Riego. (2016). Plan de manejo preliminar de los acuíferos de Purapurani y Viacha. Ministerio de Medio Ambiente y Agua (MMAyA).

### 6.3.2. Enfoque recopilación de información en Tarija

Para considerar las aguas subterráneas en el balance hídrico, es necesario tener en cuenta dos aspectos principales:

- Configurar un modelo conceptual que represente la estructura y el funcionamiento de los acuíferos. Este modelo debe ser lo suficientemente detallado para capturar las principales características hidrogeológicas de la zona en estudio.
- Acoplarlo a un modelo de balance hídrico superficial. Esto permite tener en cuenta la interacción entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales.

En Bolivia, hay muy pocas zonas donde se cuenta con la información necesaria para realizar ambos aspectos. Por ello, se llevó a cabo una campaña de gabinete y campo en la cuenca del valle de Tarija (Figura 61), de manera que se pueda desarrollar herramientas que consideren aspectos hidrogeológicos dentro del balance hídrico.

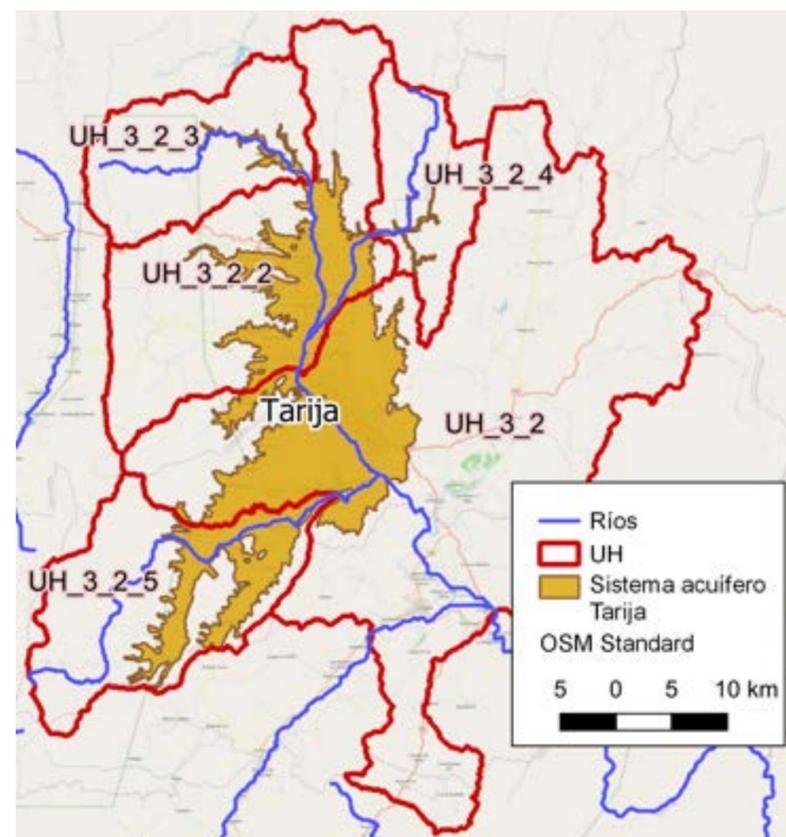


FIGURA 61. Sistema acuífero Tarifa conectado con las unidades hidrográficas 3\_2, 3\_2\_2, 3\_2\_3, 3\_2\_4, y 3\_2\_5 que corresponden a la Cuenca Guadalquivir.

### 6.3.2.1. Piloto en el valle de Tarija

El objetivo principal del piloto es integrar datos geofísicos por medio de un acople de MODFLOW con el modelo WEAP para el balance hídrico, primero realizando un análisis hidrogeológico de la zona del valle del municipio de Tarija, de manera que los resultados sirvan de insumos para el modelo MODFLOW. Los objetivos intermedios son:

- Recopilación, sistematización y evaluación de estudios hidrogeológicos existentes en la cuenca del valle de Tarija.
- Generar una base de datos hidrogeológicos.
- Recopilar datos geofísicos y/o geoquímicos en campo.
- Realizar un análisis de los datos recopilados.
- Elaboración del modelo conceptual.
- Desarrollo del modelo MODFLOW.
- Calibración del modelo MODFLOW.
- Acople del modelo MODFLOW con el modelo WEAP.

### 6.3.2.2. Resultados de la recolección de datos existentes

Se puede ver una selección de los datos existentes (pozos y aforos de caudal) y los cuerpos de agua (ríos y presa) principales en la Figura 62 se puede encontrar una descripción detallada de los datos recopilados y el comportamiento del agua subterránea en los acuíferos principales en el informe final de la campaña de recopilación de datos en Tarija, que incluyen datos de caudales de bombeo, niveles piezométricos, y características geoquímicas.

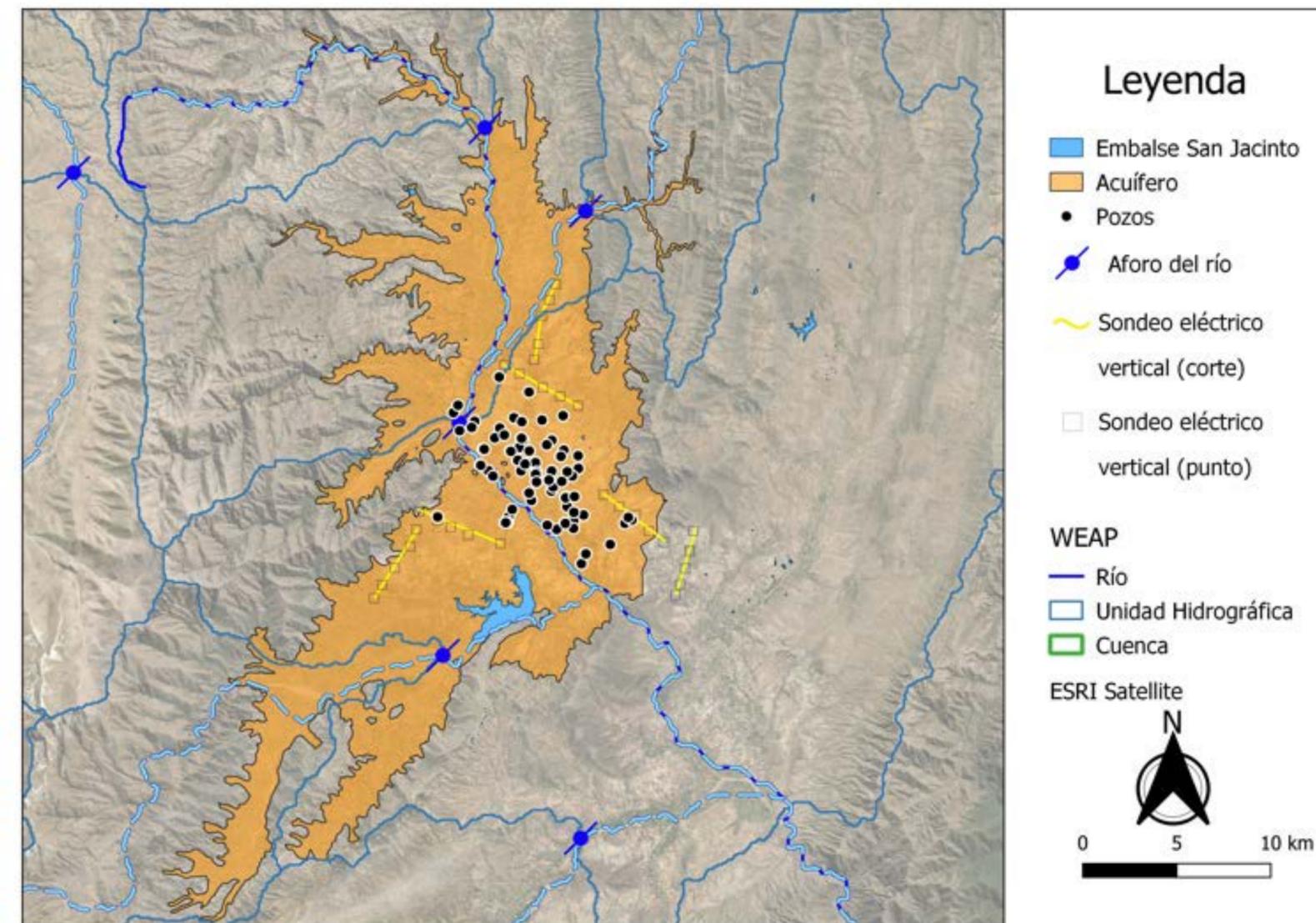


FIGURA 62. Información existente para el acuífero del valle de Tarija

Durante la campaña preliminar en gabinete, se identificaron tres zonas priorizadas (Figura 62, zonas de las líneas y puntos de sondeos eléctricos verticales) para la prospección geofísica y toma de muestras para análisis químico de las siguientes características:

- En el flanco norte que se ha considerado para el crecimiento de la mancha urbana en vista que no presenta zonas de recarga considerables.
- En el flanco suroeste, en el cual se evidencia principalmente agricultura y aportes del embalse de San Jacinto.
- En el flanco sureste, que es una zona de agricultura con presencia de crecimiento urbano e industrias.

#### Aspectos geológicos

En la parte central del área de estudio predomina depósitos de edad cuaternaria conformadas por sedimentos arcillosos que intercalan con depósitos areno-gravosos y arcillo-arenosos de potencias mayores a los 110 m confirmadas en pozos perforados. Los procesos erosivos son intensos formando cárcavas erosivas profundas en varios sectores del valle de Tarija.

En dirección SE contornea la Serranía de Sama conformado por afloramientos rocosos de edad Cámbrica con presencia de cuarcitas, areniscas cuarcitas e influencia de fracturas en la roca, al pie de esta formación geológica en sectores de quebradas se identifican abanicos aluviales conformados por material permeables favorables en la recarga del agua subterránea. En el flanco O y NO, se identifican afloramientos rocosos del sistema ordovícico conformados por lutitas, limolitas y bancos de cuarcitas. En el flanco E, y SE del área contornean afloramientos del sistema Silúrico y Devónico con presencia de lutitas, limolitas y bancos de areniscas.

Estructuralmente al pie de las formaciones geológicas que contornean el área de estudio se identifican fallas geológicas de tipo inversa y normales de alcance regional, las mismas tienen un control estructural con fallas transversales locales de tipo normal que se relacionan con estructuras de anticlinales y sinclinales principalmente en el flanco NE, del área de estudio.

#### Volumen de extracción de aguas subterráneas

La provisión de agua potable para Tarija es realizada por la empresa COSAALT. Las principales fuentes de abastecimiento de agua potable para Tarija provienen de aguas superficiales en época de lluvia (río Erquis, Rincón de la Victoria, río Guadalquivir) las cuales equivalen a un 60% del abastecimiento. Las aguas subterráneas que equivalen a un 40% normalmente se consumen en época de estiaje para la zona urbana. De la misma manera, existen pozos privados en las zonas altas y semiurbanas de Tarija, las cuales se utilizan según la necesidad. De acuerdo con una estimación realizada, actualmente se consumen 509 l/s de aguas subterráneas, lo cual equivale a 8,03 millones de m<sup>3</sup> al año con la suposición que el bombeo de agua subterránea se ocurre 12 horas al día durante 12 meses del año. En el modelo MODFLOW solo se usaron los pozos con georreferencia, que son los de COSAALT y equivalen a 366 l/s en total.

#### Tipos de acuíferos

En el Valle Central de Tarija predominan los acuíferos porosos no consolidados, los cuales corresponden al periodo cuaternario, presentes en depósitos aluviales (terrazas, abanicos, cauces de río cerca de la periferia de los ríos), depósitos coluviales (laderas de pendiente fuerte y al pie de las serranías) y depósitos fluviolacustres (el resto del valle). Dentro este sector se encuentra un acuífero multicapa formado en su mayoría por los depósitos fluviolacustres

con presencia de sedimentos areno-gravosos, arcillas y limos; los cuales son de gran importancia para la transmisión y almacenamiento de agua subterránea desde las zonas de recarga principales las cuales corresponden principalmente a los sectores de la cuenca del Rincón de la Victoria y el sector de piedemonte de la cordillera de Sama, al oeste del río Guadalquivir. El flujo subterráneo tiene una dirección predominante de norte, este y suroeste a sureste hacia el canal principal del río Guadalquivir y la salida de la cuenca.

En base a la información de los pozos de COSAALT, se han determinado tres zonas hidrogeológicas en la cuenca del valle de Tarija:

‣ **Zona urbana:** Se encuentra en la parte central de la ciudad de Tarija. Los materiales fluviolacustres se tornan más finos en la superficie debido al arrastre, con variaciones de material areno-gravoso. La transmisividad varía entre 10 y 300 m<sup>2</sup>/día.

‣ **Zona central:** Se encuentra en el centro de la cuenca, dominada por la represa de San Jacinto. A sus pies se presentan buenas condiciones para la recarga permanente, pero la represa ha dejado de utilizarse para el abastecimiento de agua potable debido a la presencia de contaminantes. Otro tipo de acuífero presente a profundidades considerables corresponden al acuífero en rocas consolidadas (como la formación Sama). Esta corresponde al basamento rocoso de la cuenca. Es un tipo de roca consolidada de edad Cámbrica u Ordovícica, las cuales presentan permeabilidad secundaria por fracturación (fallas, diaclasas).

‣ **Zona alta:** El acuífero libre común se extiende en la parte alta de la subcuenca Tolomosa, La Victoria, Erquis, Calama, Guadalquivir, Sella, Santa Ana y Camacho, es decir en la parte oeste,

norte y sud de la cuenca del río Guadalquivir; en los afluentes de los ríos principales, depósitos coluviales y algunos depósitos fluviolacustres. Este se torna en confinado hacia el este y sur cubiertas por sedimentos lacustres impermeables que se extienden en toda la parte central de la cuenca.

#### 6.3.2.3. Resultados de la recolección de datos de campo

Como resultado de la campaña en campo, se pudo describir la hidrogeología, incluyendo a los flujos generales, tipos de acuíferos, y litología del Valle Central de Tarija. A continuación, se resumen las conclusiones del análisis de los datos recolectados en campo.

#### Datos geofísicos

Se realizaron 30 sondeos eléctricos verticales ubicadas en tres zonas con escasa información del subsuelo, con estos datos se pudo generar 6 perfiles de resistividad de 5 sondeos cada uno que se correlacionaron con la información litológica existente para dar una estimación de las formaciones presentes en esas zonas. Se concluyó que las mejores zonas para la perforación de pozos hasta profundidades comprendidas entre 130 a 180 m son el sector SO y Norte del área de estudio con capas interdigitadas de arcillas y niveles areno-gravosos con saturación de agua subterránea. El sector Sud Este presenta una predominancia de sedimentos arcillosos, donde las mejores condiciones están por debajo de los 100 m con presencia de capas interdigitadas entre arenas y arcillas.

### Litología del Valle Central de Tarija

Con los datos de los pozos perforados, los datos geoquímicos, los sondeos eléctricos, y la información de la literatura, se han generado perfiles de litología para las zonas estudiadas como se presenta en este estudio. Los tres perfiles generalizados de corte elaborados para todo el valle central de Tarija presentan características similares con deposición de sedimentos fluviales y aluviales conformados por arcillas, areno-gravosos y areno-arcillosos.

El Perfil N-S de la Figura 63 presenta una capa superior de sedimentos arcillosos variable entre 10 a 65 m de potencia con intercalación de bancos areno-gravosos. Por debajo se identifica una unidad con depósitos areno-gravosos y bancos de arcillas cuya potencia promedio varía desde 65 a 120 m de profundidad, con capas delgadas de arcillas hasta el fondo del límite de la información disponible. El nivel freático en esta zona varía entre 0,5 a 21,40 metros bajo superficie (m.b.s).

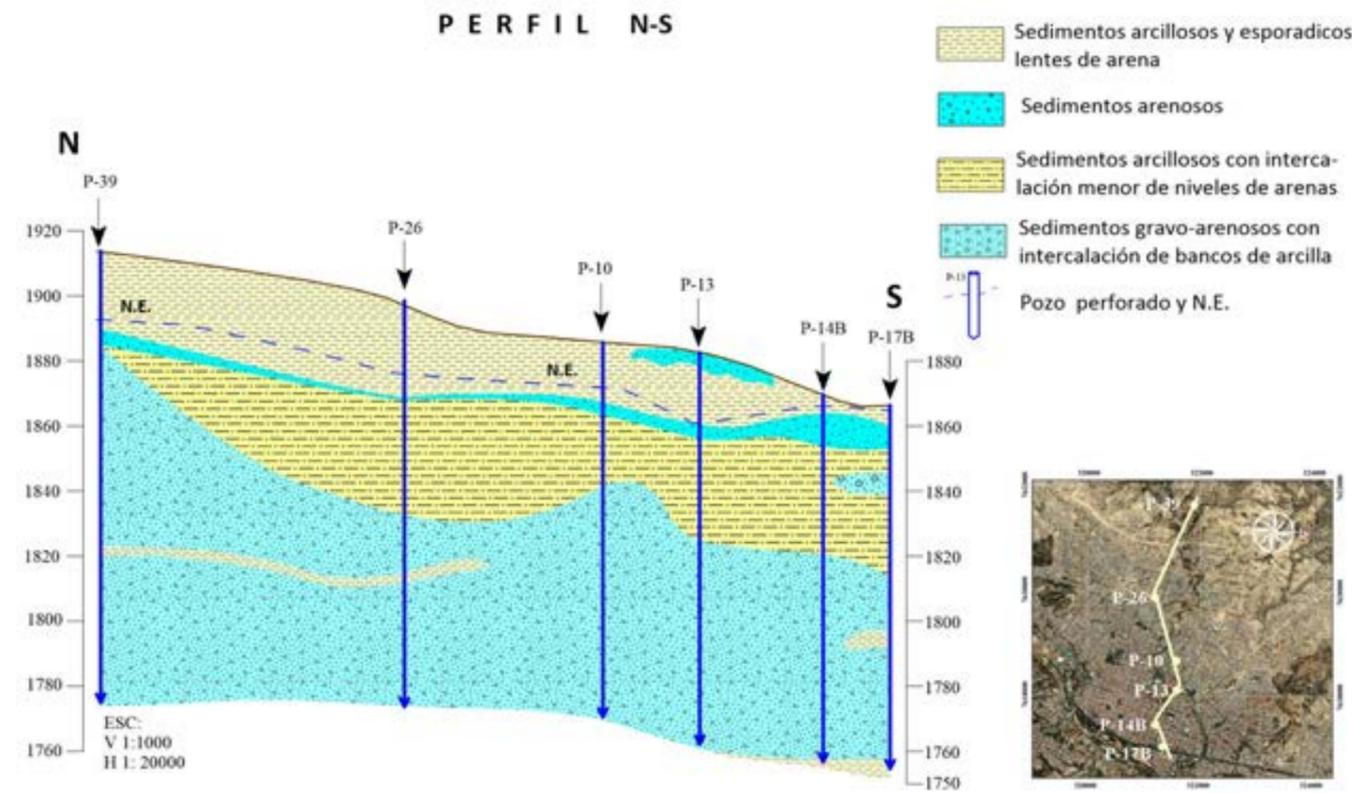


FIGURA 63. Perfil N-S del acuífero del valle de Tarija

El perfil NO-SE de la Figura 64 presenta una primera unidad con una potencia variable entre 50 a 85 m y una predominancia de sedimentos arcillosos, arcillo-limosos y bancos areno-gravosos entre 1 a 2 m de potencia que aumenta a una potencia promedio de 80 m en la dirección SE. Por debajo se tiene la segunda unidad con potencia promedio de 50 m que consiste en sedimentos areno-gravosos que intercalan con bancos de arcilla y gradualmente pierde

su potencia en la dirección SE. La tercera unidad corresponde a una capa de depósitos arcillosos de potencia promedio de 20 m, el mismo incremento su potencia en dirección SE. La cuarta unidad identificada principalmente por debajo del pozo P-5A y P-40 corresponden a depósitos areno-gravosos. El nivel estático varía entre 7,24 a 58,03 m.b.s.

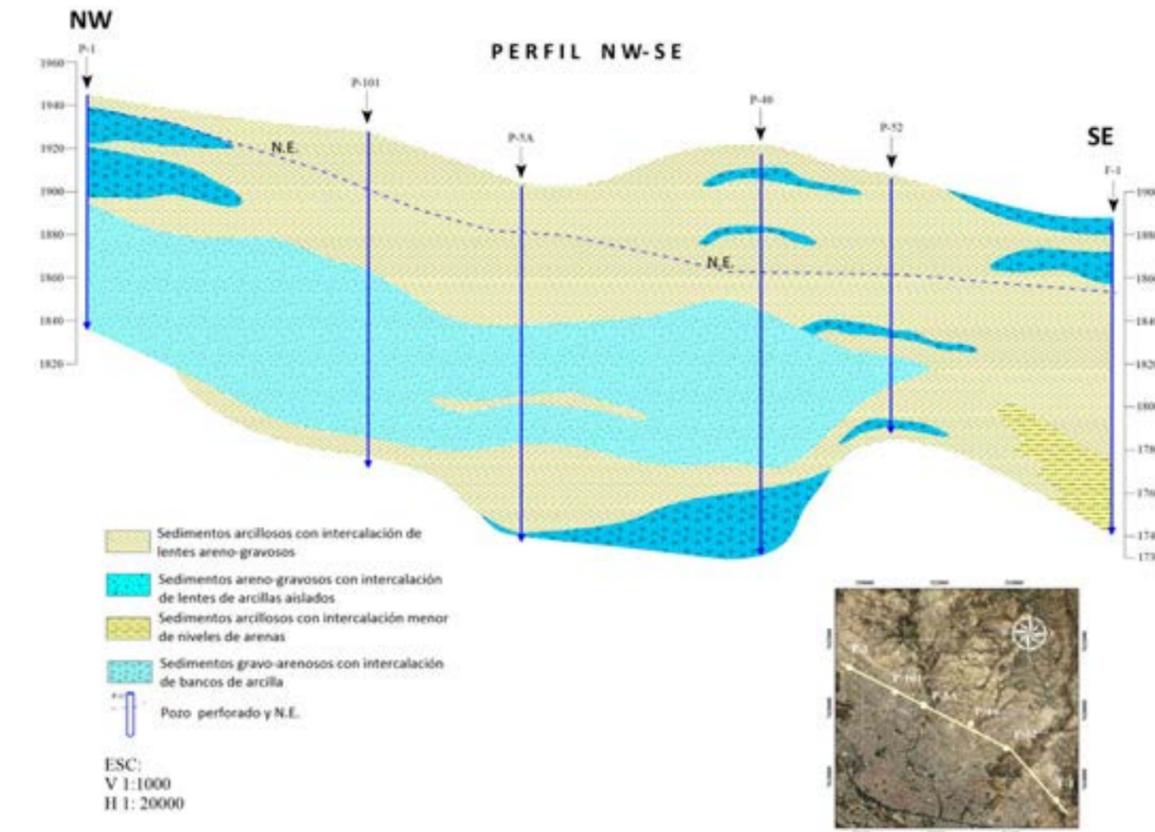


FIGURA 64. Perfil NW-SE del acuífero del valle de Tarija

El perfil con dirección SE-NO de la Figura 65 presenta una unidad superficial con una potencia variable entre 50 a 85 m y una predominancia de sedimentos arcillosos, arcillo-limosos y lentes areno-gravosos de 1 a 2 m de potencia, que en dirección NO y por debajo del pozo P-1 se interdigita con material gravo-arenosos de potencia promedio de 45 m. La segunda unidad correlaciona una capa con sedimentos permeables gravo-arenosos que se limita en una profundidad variable entre 40 a 100 m. La tercera unidad identificada por debajo de una profundidad promedio de 130 m corresponde a sedi-

mentos arcillosos que gradualmente en dirección NO se interdigita con material de mayor permeabilidad. El nivel estático varía entre 0,5 a 30,54 m.b.s.

En sectores cercanos a las formaciones geológicas paleozoicas y en base al estudio geofísico principalmente en el flanco SO y SE, se ha identificado el basamento rocoso a una profundidad promedio de 90 m.

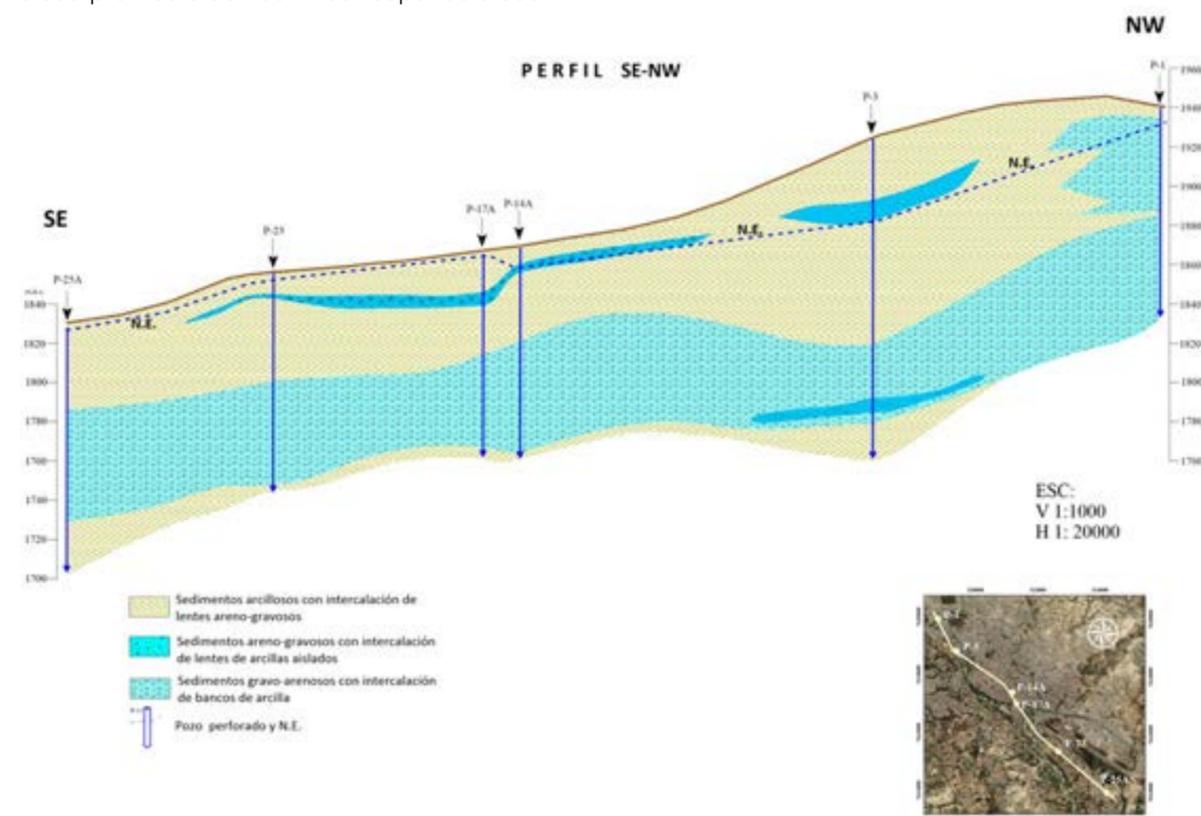


FIGURA 65. Perfil SE-NW del acuífero del valle de Tarija

## 6.4. Aplicación modelo MODFLOW valle central de Tarija

El modelo MODFLOW se compone de varios “paquetes” diferentes, la mayoría de los cuales son opcionales. Sin embargo, no todos los paquetes son utilizados o permitidos por WEAP. En el modelo para el acuífero de Tarija se usaron los siguientes paquetes:

- NAM: el archivo principal que indica los paquetes que se van a usar, así como los parámetros del modelo y los datos de entrada.
- BAS6: un paquete básico que tiene los valores iniciales y opciones del modelo, como la unidad de tiempo, la geometría del modelo y las condiciones de contorno.
- OC: un paquete que proporciona opciones para guardar las salidas del modelo, como la frecuencia de los archivos de salida, el formato de los archivos y los datos que se incluyen.
- DIS: un paquete que define la discretización espacial y temporal del modelo.
- GHB: un paquete que define las fronteras del modelo, tanto de nivel piezométrico como de flujo.
- LPF: un paquete que define las propiedades de flujo por capa del modelo.
- RCH: un paquete que define las fuentes de recarga del modelo, como la lluvia, la escorrentía superficial y la recarga artificial.
- RIV: un paquete que define los ríos y arroyos del modelo.

- WEL: un paquete que define los pozos de bombeo del modelo.
- Los paquetes DIS, WEL, GHB, RIV, y RCH se muestran de forma geográfica en la Figura 66.

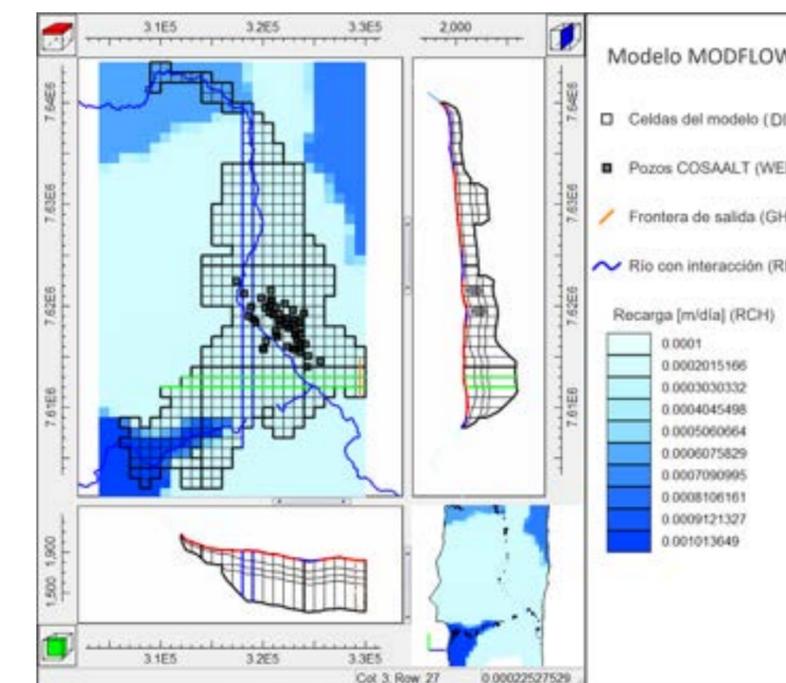


FIGURA 66. Paquetes del MODFLOW utilizados en el Modelo para el acuífero de Tarija.

Además, se requieren los pasos de tiempo y una profundidad total y profundidad de cada capa para el paquete DIS. Dado la información disponible de niveles estáticos y bombeo (2019-2022) se hizo un paso de tiempo diario con periodos de estrés de un mes de abril de

2019 a diciembre de 2020 para coincidir con las salidas del modelo WEAP (1980 - 2020). Aquí se muestra la profundidad total de las capas para cada celda activa del modelo (Figura 67).

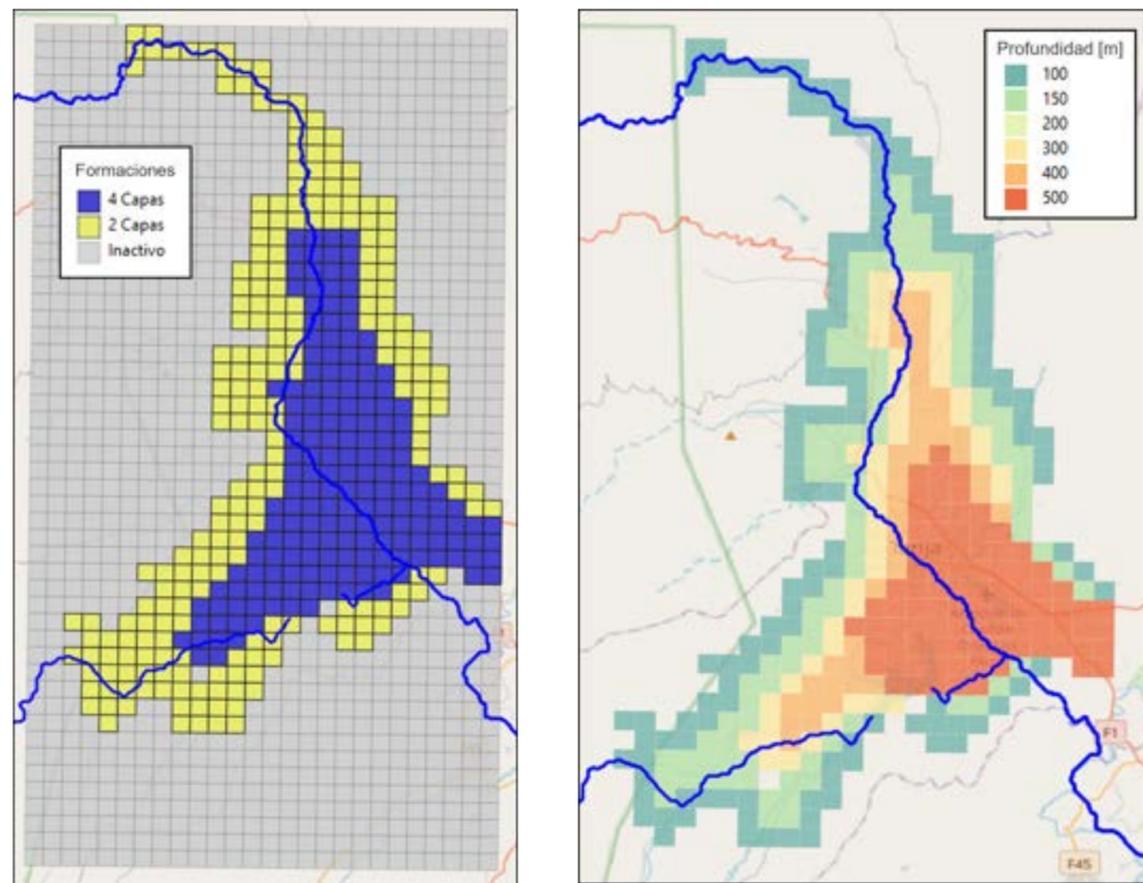


FIGURA 67. Zonas de formaciones y profundidades creadas para el paquete LPF que describe las capas de acuíferos y acuitardos en el modelo MODFLOW del acuífero Tarija.

Las formaciones geológicas se incluyen en el paquete LPF y se idealizaron con dos zonas de formaciones:

1. Una zona con 2 capas que representa las zonas de transición con basamento rocoso a menor profundidad, un acuífero arcilloso superior y un acuífero gravoso inferior.
2. Una zona con 4 capas incluyendo a un acuitardo superior, los acuíferos mencionados previamente y un acuitardo inferior.

Además, para acoplar con el modelo WEAP se tuvo que crear una capa superior de 3 m de profundidad en todo el modelo para poder colocar los ríos y recarga arriba de las zonas con acuitardo superior dado las condiciones de frontera. Las profundidades totales van de 100 m a lo largo de los bordes a una profundidad en el centro del valle de 500 m.

WEAP requiere una relación flujo-nivel-ancho del caudal para calcular el nivel de la carga hidráulica para pasar a MODFLOW en base al caudal del río. Para los puntos donde había una coincidencia se tomaron datos del periodo de estiaje en 2021<sup>95</sup> y 2022<sup>96</sup> de los estudios de la Oficina Técnica Nacional de los Ríos Pilcomayo y Bermejo (OTN-PB). En todos los tramos, faltaban observaciones de nivel, ancho, y flujo en la temporada de lluvias, y en la mayoría de los tramos solo había una o dos observaciones en temporada de estiaje. Para crear más observaciones se usó el ancho del río de estimación en GoogleEarth (Figura 68) y el flujo del río de los resultados del modelo WEAP sin modelar agua subterránea. Con estas estimaciones se determinó un nivel aceptable dado la velo-

cidad resultante en la herramienta de Asistencia Caudal-Nivel-Ancho dentro de WEAP.



FIGURA 68. Puntos claves en los tramos donde se estimó el ancho del río usando GoogleEarth. Ejemplo de diciembre de 2007.

95 Leyton Romero, C. E. (2021). Monitoreo en la Cuenca del Río Guadalquivir (Informe Técnico N°038). Oficina Técnica Nacional de los Ríos Pilcomayo y Bermejo (OTN-PB) y SEDEGIA

96 Leyton Romero, C. E. (2021). Monitoreo en la Cuenca del Río Guadalquivir (Informe Técnico N°038). Oficina Técnica Nacional de los Ríos Pilcomayo y Bermejo (OTN-PB) y SEDEGIA

Para calibrar el modelo se tiene que empezar con datos de observación y valores estimados para las características. Los datos de observación que se usaron son los niveles piezométricos de abril de 2019 a diciembre de 2020. También se crearon 4 datos de observación en zonas con poca información incluyendo dos de nivel piezométrico en el río y dos en zonas altas del acuífero para informar a la calibración, pero para estas observaciones se usaron pesos más pequeños para no influenciar tanto a la ecuación de objetivo del programa de calibración. Para los valores iniciales de las características de las formaciones geológicas, se usaron datos de la zona del estudio y de la literatura<sup>97</sup>, que se muestran en Tabla 32.

## 6.5. Resultados y discusión piloto

El balance del acuífero Purapurani se muestra en la Figura 69. Las entradas de agua subterránea anuales son la infiltración desde la subcuenca 1\_36\_2 y la liberación del almacenamiento existente del acuífero. Las salidas son la descarga natural calibrada, el bombeo del Sistema Tilata, el flujo hacia el río ("Por debajo de UH\_1\_36\_2 Runoff"), y el aumento en el almacenamiento del acuífero. El desbordamiento y flujo desde el río hacia el acuífero son nulos.

La Figura 70 muestra el cambio mensual del almacenamiento durante el periodo del modelo. Se observa una periodicidad anual, con un aumento del recurso hídrico debido a la infiltración durante la temporada de lluvia y una disminución del almacenamiento en la

TABLA 32. Características de las formaciones geológicas del modelo MODFLOW.

Formación	Conductividad hidráulica ( $K_{xy}$ ) [M/S]	Rango de $K_{xy}$		Almacenamiento específico ( $S_s$ ) [ $m^{-1}$ ]	Rango de $S_s$		Rendimiento específico ( $S_y$ )	Rango de $S_y$		Anisotropía vertical de k
		Mínimo	Máximo		Mínimo	Máximo		Mínimo	Máximo	
Acuitardo superior	1.00E-09	1.00E-11	4.70E-09	1.00E-03	9.19E-04	1.28E-03	0.05	0.02	0.06	100
Acuífero arcilloso	6.20E-06	2.00E-07	2.00E-04	8.00E-04	4.92E-04	1.02E-03	0.2	0.15	0.3	10
Acuífero gravoso	1.38E-04	3.00E-05	3.00E-02	8.00E-05	4.92E-05	1.02E-04	0.25	0.19	0.3	10
Acuitardo inferior	1.00E-06	1.00E-09	2.00E-05	1.00E-03	9.19E-04	1.28E-03	0.05	0.02	0.06	100

97 Duffield, G. M. (2019, November 23). Aquifer Testing 101: Hydraulic Properties. AQ-TE-SOLV. [http://www.aqtesolv.com/aquifer-tests/aquifer\\_properties.htm](http://www.aqtesolv.com/aquifer-tests/aquifer_properties.htm)

temporada de estiaje provocada por el bombeo y la descarga natural constante. La reducción del almacenamiento a largo plazo es igual al bombeo total, debido a la hipótesis simplificadora utilizada para balancear el modelo.

En el caso del modelo MODFLOW del acuífero de Tarija, se muestran los valores calibrados de las características de las formaciones geológicas en la Tabla 33. Estos son los valores que generaron la suma del cuadrado del residuo ponderado más pequeña cuando usando el programa UCODE 2014.

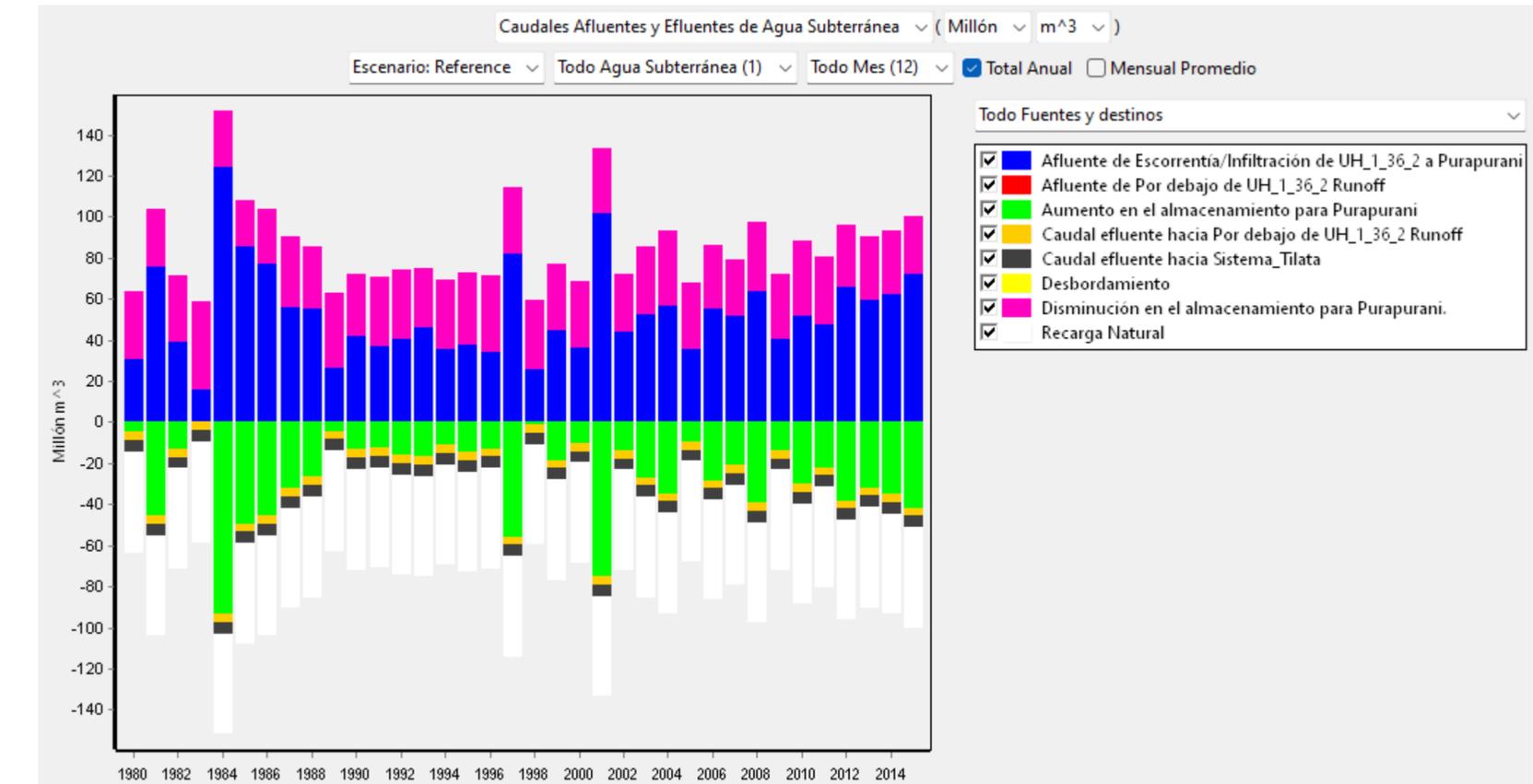


FIGURA 69. Afluentes y efluentes de agua subterránea (millones  $m^3/año$ ) del acuífero Purapurani en la cuenca de Río Katari.

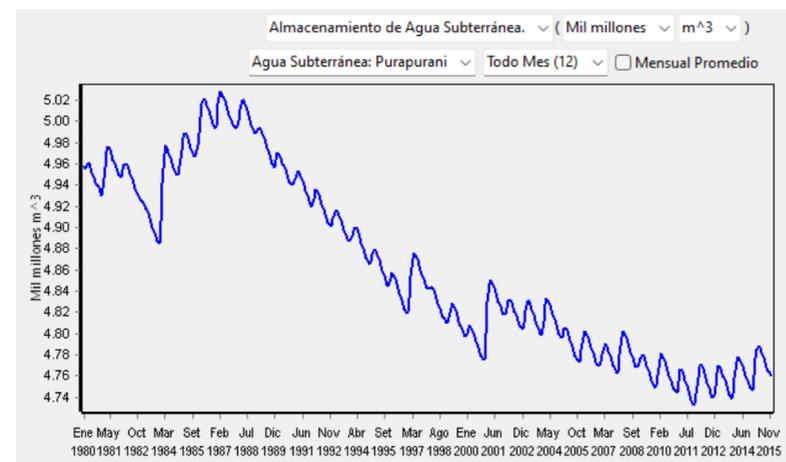


FIGURA 70. Almacenamiento del acuífero Purapurani durante el periodo del modelo (mil millones m<sup>3</sup>).

Los valores simulados en el modelo MODFLOW se muestran con las observaciones en la Figura 71, con las observaciones iniciales en la figura de la izquierda y los cambios en referencia a los valores iniciales en la figura de la derecha. Esta separación es una práctica común en la calibración de los modelos de aguas subterráneas para

TABLA 33. Valores finales para los coeficientes calibrados de las formaciones hidrogeológicas.

Formación	Conductividad hidráulica ( $K_{xy}$ ) (M/D)	Almacenamiento específico ( $S_s$ ) ( $M^{-1}$ )	Rendimiento específico ( $S_y$ )	Anisotropía vertical de K
Acuitardo superior	1,511E-04	1,083E-03	0,05	1
Acuífero arcilloso	1,347E+00	1,500E-03	0,1731	1000
Acuífero gravoso	2,590E+00	4,920E-05	0,25	10
Acuitardo inferior	8,630E-02	1,000E-03	0,05	100

dar más importancia a los cambios de nivel piezométrico que los valores iniciales.

Los resultados muestran que la mayoría de los valores del modelo están por arriba de las observaciones respectivas (debajo de la línea negra), con la excepción de las dos observaciones en las partes altas de la cuenca (arriba de la línea negra). La razón más probable por esta discrepancia es que hay una separación entre las formaciones en las partes altas de la cuenca y las del centro del valle. Específicamente, como solo hay una celda de ancho del acuífero en las partes altas y están muy por arriba del resto del acuífero, estas celdas se secan en el modelo estacionario. Para poder correr el modelo transitorio, se tiene que empezar el modelo a nivel de las celdas activas, llenando el modelo con más agua y resultando en valores más altos. Esto es normal en situaciones donde hay acuíferos limitados a lo largo de los ríos que luego se expanden a un acuífero más grande cuando llega a un valle. Esto significa que un modelo futuro se beneficiará de una disminución de la extensión de los límites del acuífero hacia el norte o de una resolución más fina del modelo a lo largo de los ríos para evitar los problemas de secar las celdas en el norte del modelo.

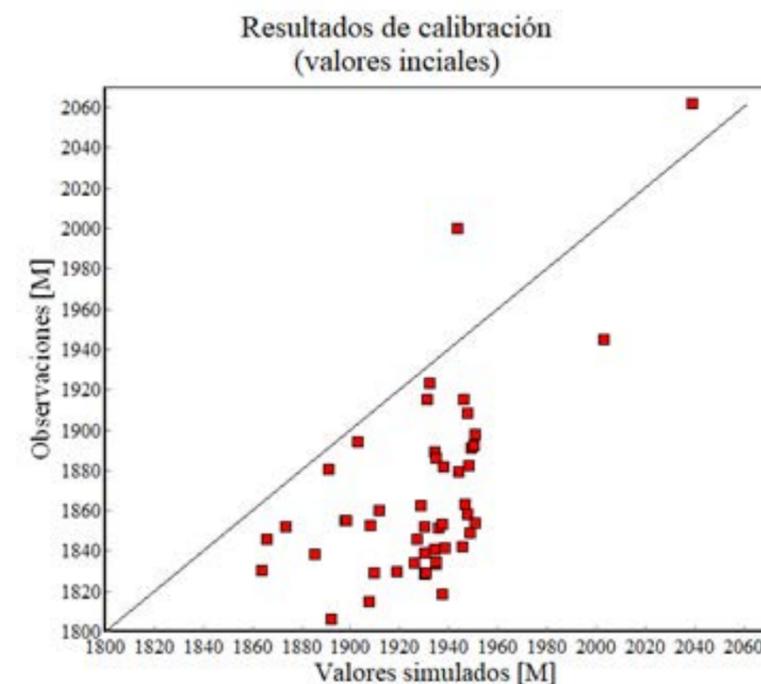
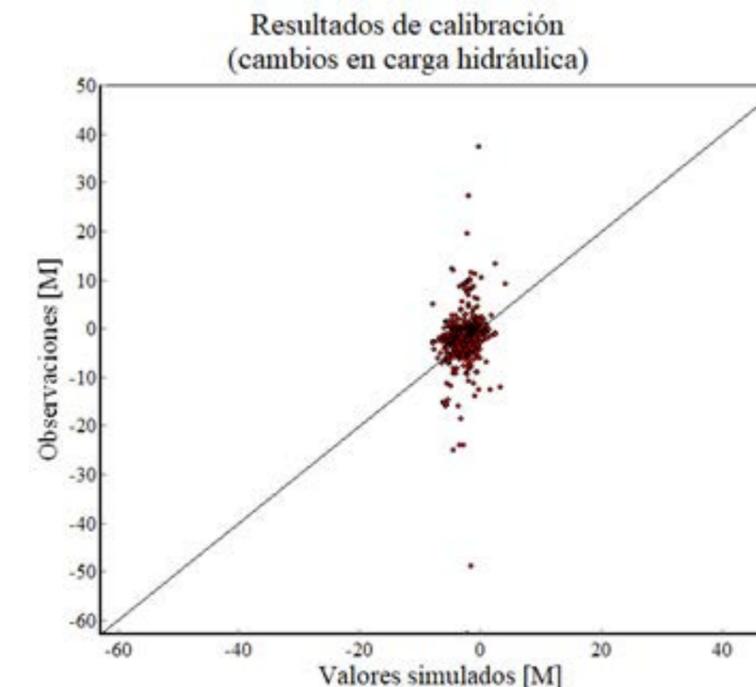


FIGURA 71. Resultados de calibración del modelo MODFLOW transitorio del acuífero Tarija incluyendo observaciones piezométricas

### • Acuífero Tarija

En la Figura 72 se muestran los flujos desde los ríos hacia el acuífero Tarija en la cuenca del Río Guadalquivir. Los valores negativos significan que el acuífero está aportando hacia el río. En todos los tramos, con la excepción del tramo UH\_3\_2\_5, el río pierde hacia el acuífero en los meses de estiaje y el acuífero pierde hacia el río en temporada de lluvia. En el total anual de la Figura 73, se nota que el río da más al acuífero en la suma anual de los siguientes tramos: UH\_3\_3\Below UH\_3\_2\_3 Runoff y UH\_3\_3 River\Below UH\_3\_2\_2 Runoff; y el acuífero da más al río en la suma anual de los siguientes tramos: UH\_3\_2\_5 River\Below UH\_3\_2\_5 Runoff, UH\_3\_3 River\Below UH\_3\_2\_4 River Inflow, UH\_3\_3 River\Below UH\_3\_2 Runoff, y UH\_3\_3 River\Below UH\_3\_2\_5 River Inflow.



Es importante notar que los flujos desde y hacia el acuífero son mucho más pequeños que el flujo total del río mes a mes (no se muestra). Una razón es por la falta de información para la calibración de la interconexión entre el río y el acuífero, en particular el nivel piezométrico del río en diferentes tiempos del año y durante el periodo de modelación y el perfil flujo-nivel-ancho del río a lo largo de los tramos de interés. Además, reduciendo la extensión del modelo MODFLOW en futuras versiones también se podría permitir una conexión más real entre el río y el acuífero.

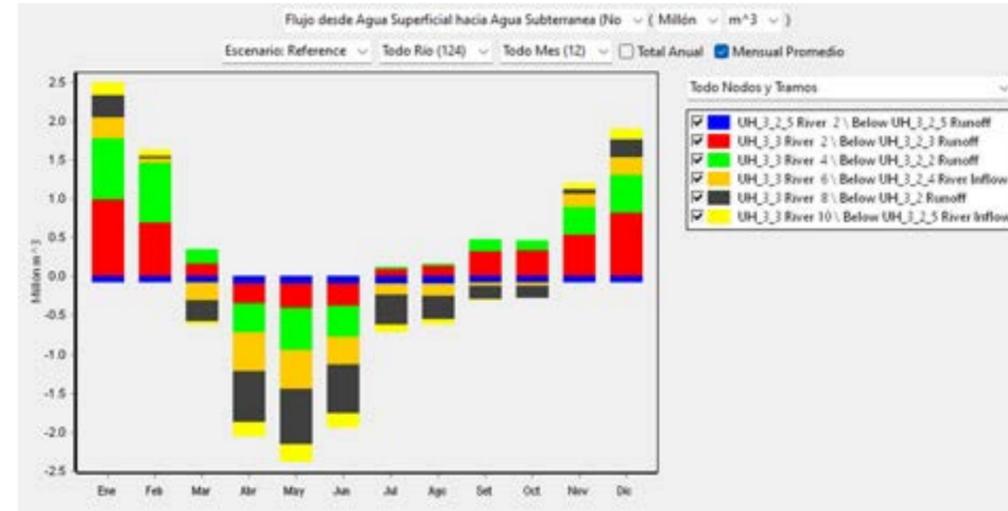


FIGURA 72. Promedio mensual del flujo desde los ríos hacia el acuífero (millones m<sup>3</sup>/mes) Tarija en la cuenca Río Guadalquivir.

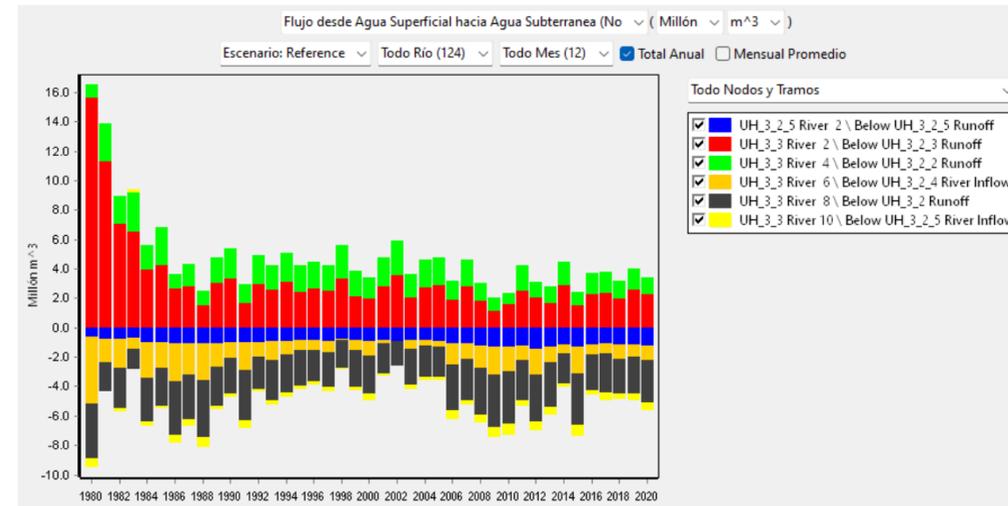


FIGURA 73. Total anual del flujo desde los ríos hacia el acuífero (millones m<sup>3</sup>/año) Tarija en la cuenca Río Guadalquivir.

En la Figura 74, se puede ver la carga hidráulica en las celdas del modelo MODFLOW desde la aplicación de WEAP. Como se espera, la carga hidráulica es más alta en el suroeste y norte del modelo donde hay un aumento en la elevación y recarga natural por infiltración de precipitación más alta. También se puede notar las celdas aisladas del río que están en las partes más altas del modelo y su desconexión con el resto del modelo porque se secan las celdas interconectadas que se caracterizan por acuíferos limitados a lo largo del río. Finalmente, se nota que las celdas con carga hidráulica más baja están en el centro del modelo donde hay más bombeo y las formaciones tienen menos recarga de precipitación.

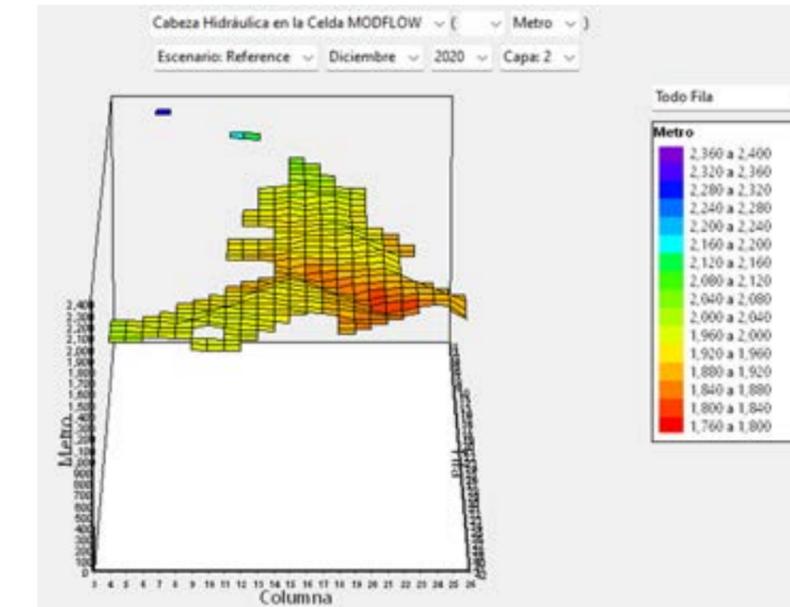
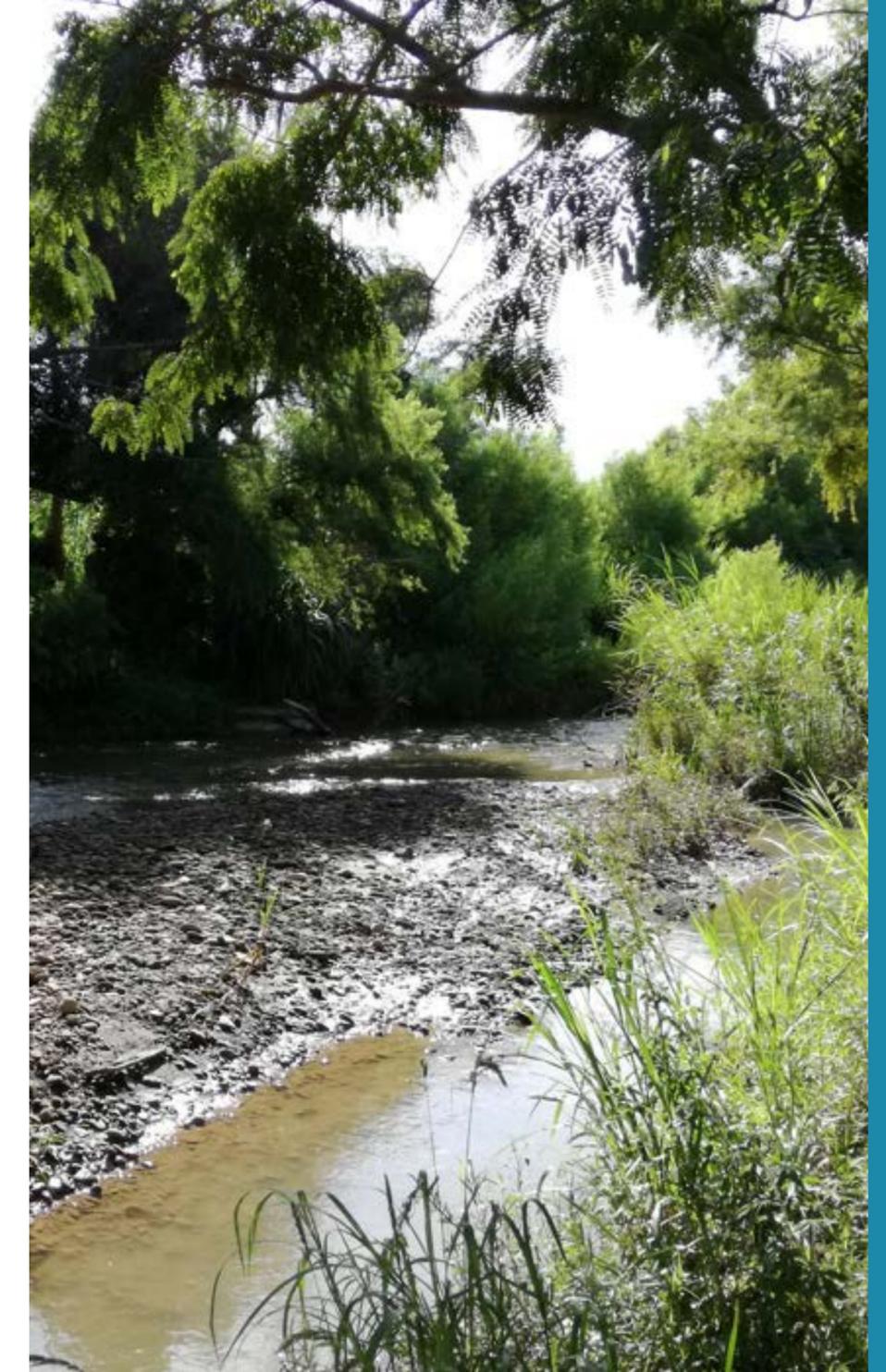
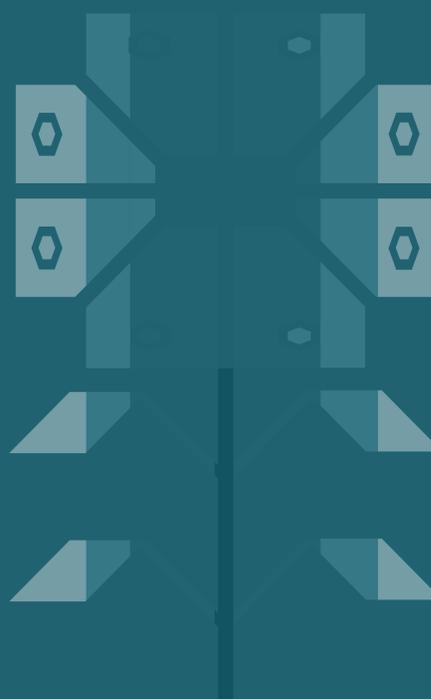


FIGURA 74. Carga hidráulica en cada celda MODFLOW (msnm) en la capa 2 al final del periodo del modelo.



# CONCLUSIONES





CONCLUSIONES

# 7

## CONCLUSIONES

### 7.1. Unidades Hidrográficas

En el presente estudio, se realizó la armonización de las unidades de respuesta hidrológica con las 51 Unidades Hidrográficas de Información y las 170 Unidades de Gestión establecidas en el Plan Plurinacional de Recursos Hídricos (PPRH) 2021-2025. Para ello, se utilizó el Modo Automático de Delineación de Cuencas, que emplea insumos del DEM de HydroBasins.

En general, se logró una armonización satisfactoria de los límites de las unidades hidrológicas en todo el territorio boliviano, excepto en las que limitan con otros países. Sin embargo, se encontraron dificultades en la delineación de las unidades hidrográficas de gestión en la macrocuenca Endorreica, debido a las características morfológicas y orográficas de la región y a la eficiencia de los modelos digitales de terreno en planicie.

En particular, no se consideraron en el estudio las unidades hidrográficas de la Cuenca del Río Aguas Calientes - Chunchullerito, la Cuenca del Río Mijuyo - Novillito y la Cuenca del Río Barras - Salar Coipasa, ya que requieren un relevamiento topográfico específico, como el Lidar o los vuelos aerofotogramétricos, que van más allá de los alcances del estudio.

Por otro lado, durante el proceso de actualización del balance hídrico se ha identificado una limitación que dificulta la comprensión profunda de ciertos procesos sociohidrológicos en varias cuencas de Bolivia. Esta limitación se debe a que los balances hídricos del país se han actualizado varias veces, cambiando la escala y el número de unidades hidrográficas analizadas. Como resultado, se han utilizado diferentes delimitaciones y codificaciones de unidades hidrográficas, lo que dificulta la comparación de los resultados entre estudios y perjudica la gestión y planificación de cuencas hidrográficas.

### 7.2. Clima

Al igual que en el balance hídrico del 2018, en este estudio se ha establecido una base de datos climática tanto puntual (estaciones) como espacial (rejilla), para las variables de precipitación y temperatura disponibles para el periodo 1980 - 2020 a paso de tiempo diario y mensual. Esta información es muy valiosa para diferentes aplicaciones en el país, como la gestión de los recursos hídricos, la identificación de nuevas acciones de aprovechamiento hídrico, la identificación de limitantes climáticas para emprendimientos productivos, la definición de zonas con vulnerabilidad de déficit hídrico, entre otros. En relación con variables como la humedad relativa, la velocidad del viento y las horas de sol, la información es limitada.

La actual disponibilidad de datos permite reportar valores de estas variables a paso de tiempo mensual multianual. La información sin rellenar puede ser usada en su paso de tiempo original (diario). Sin embargo, aspectos de consistencia climática para una representatividad en los 40 años de evaluación son aspectos que quedan pendientes. Para propósitos del presente estudio, estas incertidumbres han sido absorbidas en los reportes de sesgo y error presentados en los resultados de las calibraciones del modelo hidrológico.

La base de datos espacial para precipitación y temperatura compilada en GMET Bolivia presentan una resolución espacial en rejilla de 10 km (de resolución temporal diaria y mensual). Para aplicaciones locales puede ser necesario hacer correcciones de sesgo en base a observaciones locales, así se recomienda la versión mensual para diferentes aplicaciones, ya que los datos diarios no han sido verificados en cuanto a representatividad espacio-temporal. Esto queda pendiente como siguiente paso a ser desarrollado por las entidades

y profesionales que utilicen esta información. Para las variables de humedad relativa, velocidad del viento y fracción de nubosidad, se generaron rejillas mensuales multianuales.

El producto en rejilla tiene un desempeño aceptable en cuanto a la variación interdecadal, interanual y estacional respecto a los datos climáticos depurados con los que se construyó. Por tanto, bastaría con correcciones por sesgo, siempre y cuando el análisis o uso de estos datos se maneje en la escala de presentación actual. Para escalas más detalladas, hay que considerar que aspectos locales quizá no estén presentes en los datos del estudio (microclimas). Es responsabilidad de los usuarios verificar estos aspectos al utilizar los datos a dichas escalas.

Otro aspecto para considerar es la señal de altitud utilizada en la generación del producto en rejilla. El modelo de elevación digital de entrada para la interpolación por regresión con GMET también fue a una resolución de 10 km. Por tanto, para aplicaciones en alta montaña se debe considerar el rango altitudinal que implica esta resolución horizontal, especialmente en zonas andinas. En este sentido, se deberán aplicar procedimientos para ponderar los datos de GMET para ambas variables (precipitación y temperatura), en base a la altura de referencia de la rejilla. Así se podrán estimar series para la altitud específica usando el gradiente climático representativo de la zona de alta montaña en estudio.

Se elaboró una base de datos de registros diarios históricos (1980 - 2020) de humedad relativa con estaciones meteorológicas del SENAMHI. Tras control de calidad, se evaluó la variabilidad temporal y espacial. Se utilizaron 128 registros mensuales multianuales (125 de Bolivia y 3 del Perú) para regionalizar la humedad relativa. Se compararon distintos interpoladores correlacionados con factores físicos como elevación y ubicación. El método de cokriging con

elevación mostró mejor captura del patrón espacial de la humedad relativa media mensual. Sin embargo, se señalaron incertidumbres en las estaciones de monitoreo meteorológico. Por ello, se propone un análisis de sensibilidad de las estaciones climáticas para caracterizar la distribución espacial y temporal en este estudio.

En relación con la nubosidad y su inverso ingresado al modelo, se utilizó la metodología FAO (Informe No. 56) asociada a la evapotranspiración del cultivo. Se emplearon registros de horas de sol en 111 estaciones durante el período de referencia. Tras control de valores atípicos e inconsistentes, se consolidó una base de datos de 79 estaciones para calcular la fracción de insolación, asumida como fracción de nubosidad. Se definieron correlaciones entre fracción de nubosidad y patrones de precipitación para seleccionar una ecuación de representación de nubosidad para las unidades hidrográficas pertenecientes a cada una de las regiones pluviométricas definidas.

Desde una perspectiva climática de cambio en los últimos 40 años en Bolivia, es difícil correlacionar anomalías como El Niño y La Niña con eventos extremos como sequías o inundaciones, problemas recurrentes en el país. Usando los datos de precipitación del estudio y calculando el índice de precipitación normalizado (SPI), para un periodo de tres meses<sup>98</sup>, se puede caracterizar eventos climáticos de alto impacto social en los últimos años en el país (Figura 75).

<sup>98</sup> Los eventos de El Niño y La Niña generalmente implican desviaciones sostenidas de las condiciones normales de la temperatura en el Pacífico ecuatorial (SST). Al considerar un periodo de tres meses, las fluctuaciones y el ruido a corto plazo en los datos de SST se compensan, lo que permite identificar de manera más clara las anomalías a mayor escala asociadas con El Niño y La Niña. La transición de época seca a húmeda en el país ocurre en un periodo de tres meses (septiembre a noviembre (SON)), los sistemas de almacenamiento como represas o sistemas productivos como agricultura en el país dependen de la variabilidad en esta transición.

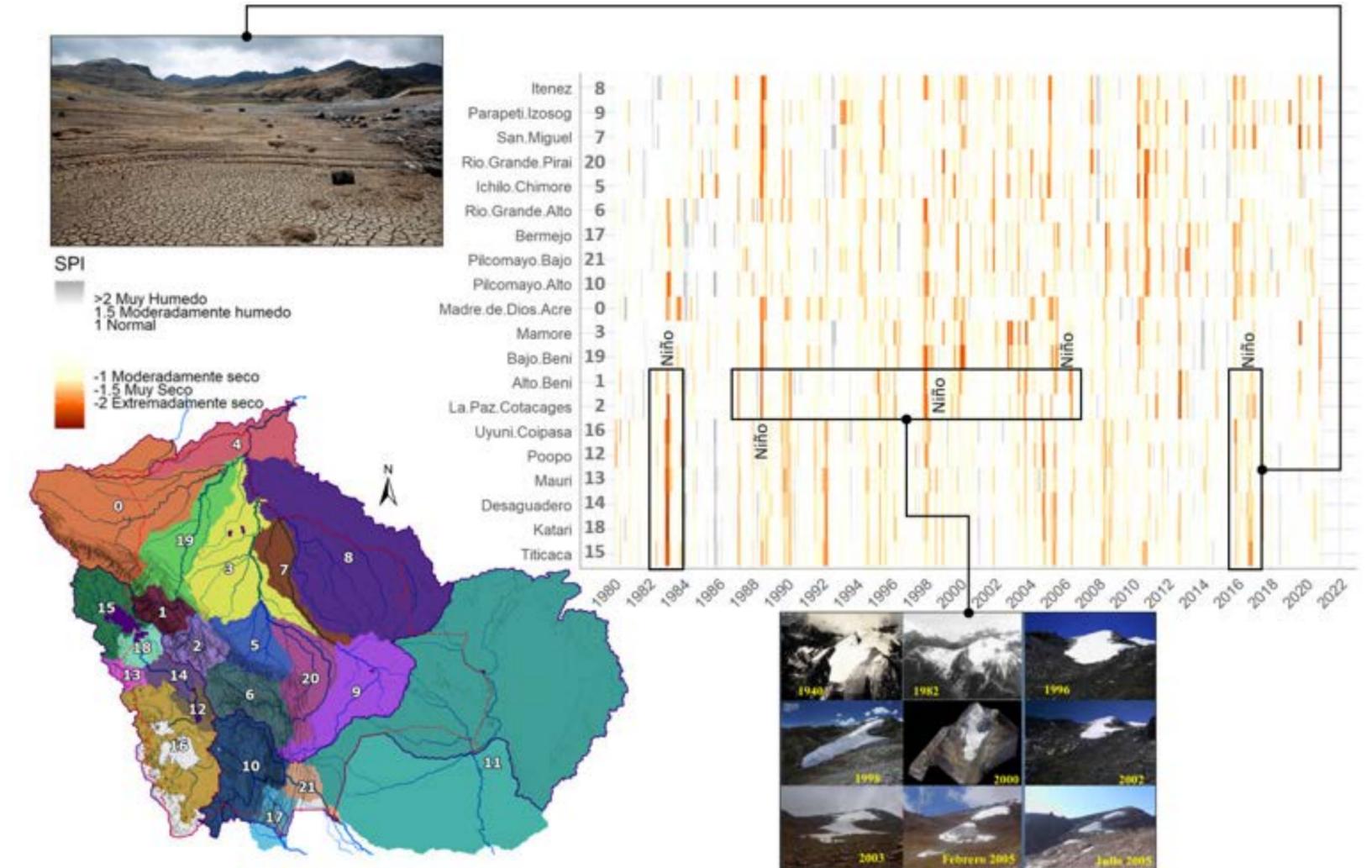


FIGURA 75. Progresión valores SPI a 3 meses calculados con precipitación en rejilla del estudio para zonas hidrográficas principales en Bolivia y caracterización de eventos sequía del 1982/83, desaparición del nevado Chacaltaya y sequía del 2016/17 (Fuente: elaborado con imágenes de B. Francou, E. Ramirez y D. Mercado)

En esta figura se distinguen en colores naranja a rojo eventos “muy” y “extremadamente” secos. Destaca el año hidrológico 1982/83 que afectó al Altiplano, con una sequía relacionada a una anomalía no vista en 100 años. Esto precedió pérdida total agrícola en La Paz, Oruro y Potosí, hambruna y migración a ciudades en los valles. Otro hito es la desaparición del glaciar Chacaltaya en 2009, correlacionable con secuencias muy a extremadamente secas entre 1988-2007, con al menos 3 eventos Niño<sup>99</sup>. Esto impactó condiciones ambientales y disponibilidad futura de agua en La Paz. También se muestra la sequía 2016/2017 con racionamiento en La Paz, Potosí y Sucre, demandando sistemas de respaldo.

Del análisis prospectivo en 40 años, se asociaron estos eventos a mayor frecuencia de déficits regionales. Comparando la frecuencia de ocurrencia registrada entre 1980/1999 y el periodo 2000/2020 se estimó que al menos las condiciones moderadamente más secas (SPI entre -1 a -1,5) incrementan en recurrencia entre 1% a 3% en las regiones de Uyuni, Mamoré e Iténez, entre 3% a 7% en Alto Beni, Pilcomayo, Río Grande, San Miguel y Parapeti; valores entre 8% a 11%, el más alto estimado en todo el territorio corresponde a la región de Bermejo. Para las condiciones muy secas (SPI entre -1,5 a -2) el incremento en la frecuencia de eventos se acentúa en La Paz Cotacajes y Alto Beni, Mamoré, Pilcomayo Alto, Bermejo, Parapeti e Iténez entre 1% a 3% y las dos regiones con un incremento entre 4% a 5% en esta condición son Pilcomayo bajo y San Miguel. En condiciones extremadamente secas (SPI menor a -2) se identifica a la región de Mamoré como la más afectada con un incremento en la frecuencia de al menos el 3%.

El análisis prospectivo de clima nacional se contrastó dividiendo el período de estudio de 40 años en los intervalos 1980-1999 y 2000-2020. Esto permitió los cambios tanto en precipitación (acumulado anual) como en temperatura (media anual) (Figura 76).

En términos de precipitación, las siguientes regiones del país han decrecido más de 10% en los últimos 40 años son: 1) Alto Beni, cuenca alta del río Beni (municipios de Coroico, Caranavi, Teoponte, Guanay, La Paz, Alto Beni, La Asunta); 2) Cuenca baja de Río Grande en la llanura cruceña (municipios de La Guardia, Santa Cruz, Cabezas); 3) Cuenca media del Río San Miguel entre Ascensión de Guarayos y Concepción (municipios de El Puente, Ascensión de Guarayos, Urubicha, Concepción, San Antonio de Lomerio y San Miguel); 4) Cuenca alta del Pantanal nacional (municipios San Rafael, San Matías, San José de Chiquitos); 5) Cuenca media del río Pilcomayo en Chuquisaca (municipios de Icla, Betanzos, Ckochas, Tarvita, San Lucas, Camargo, Culpina, Incahuasi y Villa Charcas).

Estos municipios presentan disponibilidad hídrica reducida en más de 10% respecto a los patrones de lluvia de los últimos 40 años. Sus sistemas productivos en los últimos 20 años dependen y dependerán en mayor medida de complementaciones de recursos regulados, trasvasados, etc. que deben priorizarse para apoyar las economías locales.

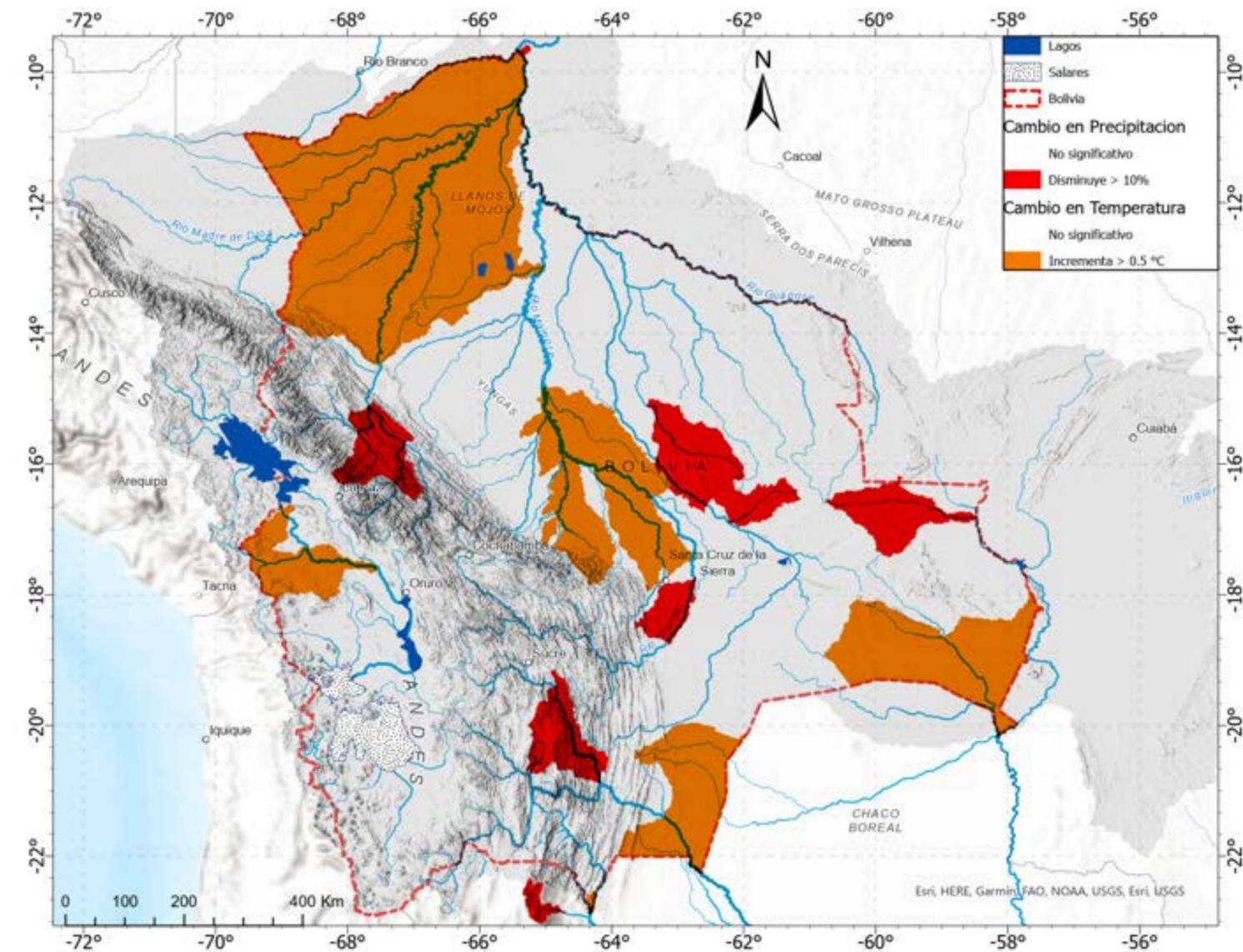


FIGURA 76. Cambio en la precipitación para valores significativos mayores al 10% de valor y temperatura mayor a 0.5 °C entre los periodos 1980/99 – 2000/20

<sup>99</sup> Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guerin, R., Mendoza, J., ... & Jordan, E. (2001). Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16o S). Journal of Glaciology, 47(157), 187-194



En términos de cambio de temperatura, las regiones con mayor incremento (más de 0,5°C) en los últimos 40 años son: 1) Cuenca de los ríos Mauri y Desaguadero Alto y Medio en La Paz (municipios de Charaña, Calacoto, Santiago de Machaca, Catacora, San Andrés de Machaca, Santiago de Callapa, Curahuara de Carangas, Totorá (Oruro), Chacarilla, San Pedro de Curahuara); 2) Cuenca del río Ichilo (Entre Ríos, Comarapa, Puerto Villarroel, Yapacani, Chimore), cuenca baja del río Grande/Mamoré (El Puente, Loreto, San Andrés, Trinidad) y Pirá (Warnes, Montero, Porongo, Portachuelo, General Saavedra, Mineros, Fernando Alonso, San Pedro, Santa Rosa, San Carlos, Colpa Bélgica); 3) Cuenca del río Otuquis (municipios de Robore, Charagua, El Carmen, Puerto Suárez, Puerto Quijarro); 4) Cuenca baja del río Pilcomayo (municipios de Yacuiba, Villa Montes, Machareti, Boyuibe); 5) Cuenca del río Madidi (Ixiamas, San Buenaventura), cuenca baja del río Beni (municipios de Reyes, Santa Rosa, Exaltación, Riberalta, San Lorenzo) y cuenca del río Madre de Dios, Orton, Abuná, Acre (todo el departamento de Pando).

Estos cambios implican mayor consumo hídrico en la cobertura vegetal, modificando patrones en el bosque lluvioso, vital para la climatología regional. Estudios muestran disminución inversamente proporcional en la regulación de carbono con el aumento de temperatura,

aproximadamente 1/3 menos en 2005-2015 respecto a 1990, acelerando el crecimiento vegetal, pero con ciclos más cortos<sup>100</sup>.

En el caso de los municipios en el Altiplano, existen aspectos derivados del incremento de la temperatura, tanto negativos como positivos. Los aspectos positivos están relacionados con la disminución de procesos térmicos extremos como heladas (-6,5 días por década<sup>101</sup>), y por otro lado el incremento modifica las condiciones de los pisos ecológicos que potencialmente puede habilitar prácticas productivas como agricultura. Por el lado negativo esto también implica ocurrencia de plagas en municipios que no tienen mecanismos de protección y experiencia en el manejo de estas, lo que puede impactar en disminución de rendimientos y eficiencias en actividades económicas agrícolas y pecuarias<sup>102</sup>.

<sup>100</sup> Brien, R. J., Phillips, O. L., Feldpausch, T. R., Gloor, E., Baker, T. R., Lloyd, J., ... & Zagt, R. J. (2015). Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, 519(7543), 344-348.

<sup>101</sup> Andrade, M. F., Moreno, I., Calle, J. M., Ticona, L., Blacutt, L., Lavado-Casimiro, V., ... & Brönnimann, S. (2018). Atlas-Clima y eventos extremos del Altiplano Central Perú-boliviano.

<sup>102</sup> Andrade, M. F., Moreno, I., Calle, J. M., Ticona, L., Blacutt, L., Lavado-Casimiro, V., ... & Brönnimann, S. (2018). Atlas-Clima y eventos extremos del Altiplano Central Perú-boliviano.

### 7.3. Aguas subterráneas

Se han logrado avances significativos en la comprensión de las aguas subterráneas y su interacción con los ríos, a partir de dos casos piloto. Esto contribuye a desarrollar futuros estudios en el país.

En el acuífero Purapurani, se hicieron suposiciones necesarias para definir el modelo, al requerir más investigación. Como piloto, describe un flujo generalizado para calibrar mejor el caudal del Río Katari con aforos disponibles. Sin embargo, para modelaciones futuras se deben abordar los siguientes temas:

- ▶ Es necesario incluir los acuíferos Viacha y Pucarani en los modelos futuros para distribuir de manera más realista los efectos de interconexión entre aguas subterráneas y aguas superficiales dentro de la cuenca del Río Katari.
- ▶ Se recomienda la división de la subcuenca UH\_1\_36\_2 en al menos 3 subcuencas, una para cada acuífero, y usar el largo de los cursos de agua dentro del área del acuífero (por ejemplo, en el caso de Purapurani: Río Seco, Río Sallani, Río Seque y Río Wilake) para calibrar el flujo desde y hacia el acuífero en vez del largo del Río Katari dentro de la cuenca, dadas las limitaciones del acuífero en relación con el Río Katari.
- ▶ Es necesario utilizar los datos del programa de monitoreo de niveles piezométricos del acuífero Purapurani para estimar el cambio en el almacenamiento a largo plazo y así entender mejor las posibles descargas y recargas naturales.

En el caso del acuífero Tarija, se requieren más campañas de recolección de datos y monitoreo para mejorar el modelo. Con base en el modelo MODFLOW, se han identificado los siguientes datos como clave para mejorarlo:

- ▶ Es necesario obtener datos recientes de aforo en los tramos del Río Guadalquivir.
- ▶ Se debe caracterizar los perfiles de los tramos del Río Guadalquivir en temporadas de estiaje y de lluvia en varios años.
- ▶ Es necesario recolectar datos geofísicos a lo largo de los tramos del Río Guadalquivir, especialmente en las cabeceras de la cuenca y en las áreas del piedemonte.
- ▶ Se deben medir los niveles piezométricos en las zonas altas del acuífero, especialmente en el suroeste y norte, así como la salida del acuífero hacia el suroeste.
- ▶ Es necesario eliminar las celdas en el modelo en la parte alta de la cuenca (noroeste) y solo modelar la interacción entre el río y el acuífero en la parte baja de la cuenca.

## 7.4. Calibración e hidrología

La calibración de los parámetros del Método Humedad del Suelo (SM) se utilizó para validar los resultados del balance hídrico. Se utilizaron como referencia las cuencas con instrumentación y se calibró el modelo con datos del periodo 1980 - 2020. La literatura científica recomienda utilizar toda la información disponible para la calibración.

El procesamiento de datos hidrológicos adicionales disminuyó el área aforada de 15.000 km<sup>2</sup> a 12.000 km<sup>2</sup> con 82 estaciones hidrométricas consolidadas. Sin embargo, existen áreas estratégicas del país, como la zona sur del Altiplano, El Chaco y La Chiquitania, con escasa instrumentación. Las entidades competentes deben instrumentar estas regiones para mejorar el conocimiento hidrológico. Los datos de caudales medidos a nivel diario hasta el año 2022 están disponibles para futuros trabajos y proyectos de diseño.

Durante la evaluación del rendimiento de las métricas de bondad y ajustes, algunas estaciones fueron excluidas debido a limitantes o errores que presentaban la serie de datos. Por ejemplo, se descartaron algunas estaciones con serie de datos cortas, inconsistencias en los valores reportados y que no presentaban valores confiables. En este sentido, se sugiere conocer si las estaciones están recibiendo el mantenimiento y la calibración adecuada.

En general, el estudio encontró que la calibración de las estaciones hidrométricas en las tres macrocuencas ha mejorado en comparación con el balance hídrico de 2018. Esto debido a una mayor cantidad de estaciones incluidas y menores sesgos, según las métricas consideradas. Lo anterior es resultado de acceder y procesar más

información. Sin embargo, aún existen desafíos en la calibración de cuencas de cabecera, donde la mayoría de las métricas tienen un desempeño pobre.

La presencia o ausencia de estaciones hidrométricas en algunas cuencas puede tener implicaciones importantes en la precisión y confiabilidad de los resultados del balance hídrico. También afecta la capacidad de las autoridades para gestionar y planificar los recursos hídricos en esas áreas. Por lo tanto, es clave tomar medidas para mejorar la disponibilidad de datos hidrométricos precisos y confiables en todas las cuencas del país. Asimismo, se debe mejorar la cooperación interinstitucional para facilitar el intercambio de información hidrológica.

La comparación de métricas de desempeño (Nash-Sutcliffe Efficiency -NSE- y BIAS) entre estaciones hidrométricas de las macrocuencas muestra que, en general, los valores están por encima del umbral para considerar satisfactoria la calibración hidrológica ( $NSE > 0,50$  y  $-15 \geq \%BIAS \leq 15$ ). Sin embargo, en la macrocuenca Amazónica se identificaron tres estaciones con resultados atípicos en NSE.

En la macrocuenca del Plata se observan mayores dispersiones en los valores de NSE. Aunque la mayoría de las estaciones en las macrocuencas Endorreicas y del Plata estuvieron dentro de los umbrales de sesgo ( $-15 \geq \%BIAS \leq 15$ ), cada una presentó tres estaciones con datos dispersos. En la macrocuenca Amazónica, a pesar de valores cercanos a satisfactorios, parece existir una subestimación de caudales.

De esta forma, si bien los resultados son en general satisfactorios, persisten desafíos puntuales en la calibración de algunas estaciones específicas en las tres macrocuencas. Se requiere un análisis detallado de los datos y metodologías en dichas estaciones para mejorar los resultados y la confiabilidad de la modelación hidrológica que deben considerarse en futuros estudios.

Asimismo, es importante profundizar en algunos procesos hidrológicos particulares de regiones como el Altiplano, Chaco, Chiquitania y la llanura Amazónica. En el Altiplano, dadas sus características geográficas y geológicas, es clave mejorar el conocimiento de las aguas subterráneas, no abordado con el modelo hidrológico actual. Más allá de las herramientas, es necesario instrumentar y generar información base para luego integrarla a los modelos de balance hídrico superficial. El estudio piloto en el valle de Tarija demostró que esta integración es factible y útil para la toma de decisiones. La misma recomendación aplica al Chaco y la Chiquitania.

En cuencas amazónicas es importante estudiar la hidrodinámica del flujo en amplias llanuras como la del río Mamoré, más relevante que el balance hídrico. Esto requiere una escala apropiada, no necesariamente compatible con las unidades hidrográficas actualmente manejadas.

En base a lo anterior, se recomienda profundizar el estudio de los procesos hidrológicos específicos de ciertas regiones, integrando las aguas superficiales y subterráneas. Además, se recomienda realizar brigadas de aforo durante los meses de mayor aumento de caudal para obtener datos más precisos en eventos extremos. También se sugiere invertir en instrumentos de medición de caudal más modernos y precisos. Esta información será crucial para la gestión de recursos hídricos a escalas detalladas.

Al igual en que en el análisis climático, para la hidrología se comparó los periodos 1980/1999 y 2000/2020 para identificar cambios en el régimen de caudales en el sistema hídrico nacional. La Figura 77 resume los resultados de la comparación para el 75% de tiempo de persistencia de las series mensuales simuladas entre los dos periodos. Las líneas rojas en la red hídrica corresponden a tramos donde la persistencia ha disminuido en más del 10%. Esta distribución espacial es relevante desde el punto de vista de planificación y uso de estudios que hayan caracterizado la disponibilidad hídrica en proyectos hídricos (embalses, obras de conducción, entre otros) en estas regiones con periodos relacionados con los años 90s.

En la anterior figura las gráficas de cambio por estación hidrométrica muestran patrones regionales. En el Altiplano y el río Desaguadero, los cambios son más relevantes en regímenes de caudales altos, con disminuciones mayores al 40% (Aguallayama y Chuquina). Esto se debe a dos factores:

- ▶ Influencia de la regulación de descargas del Lago Titicaca desde inicios de 2000 por operación de compuertas.
- ▶ Factor climático, donde el lago presenta patrones de disminución entre periodos pese a su regulación, lo que también aplica al río Desaguadero.

Los cambios en persistencias de caudales bajos en el Desaguadero deben considerarse conservadores, al estar calibrados con sesgos mayores a 14% (sobrestimación). Esto se atribuye parcialmente al uso del agua en sistemas de riego de La Paz y Oruro, y a errores del modelo y datos. Considerando este margen de sobreestimación y la reducción del percentil en 75% pese a ello, la disminución real sería mayor al 10% reportado. Para la región se recomienda

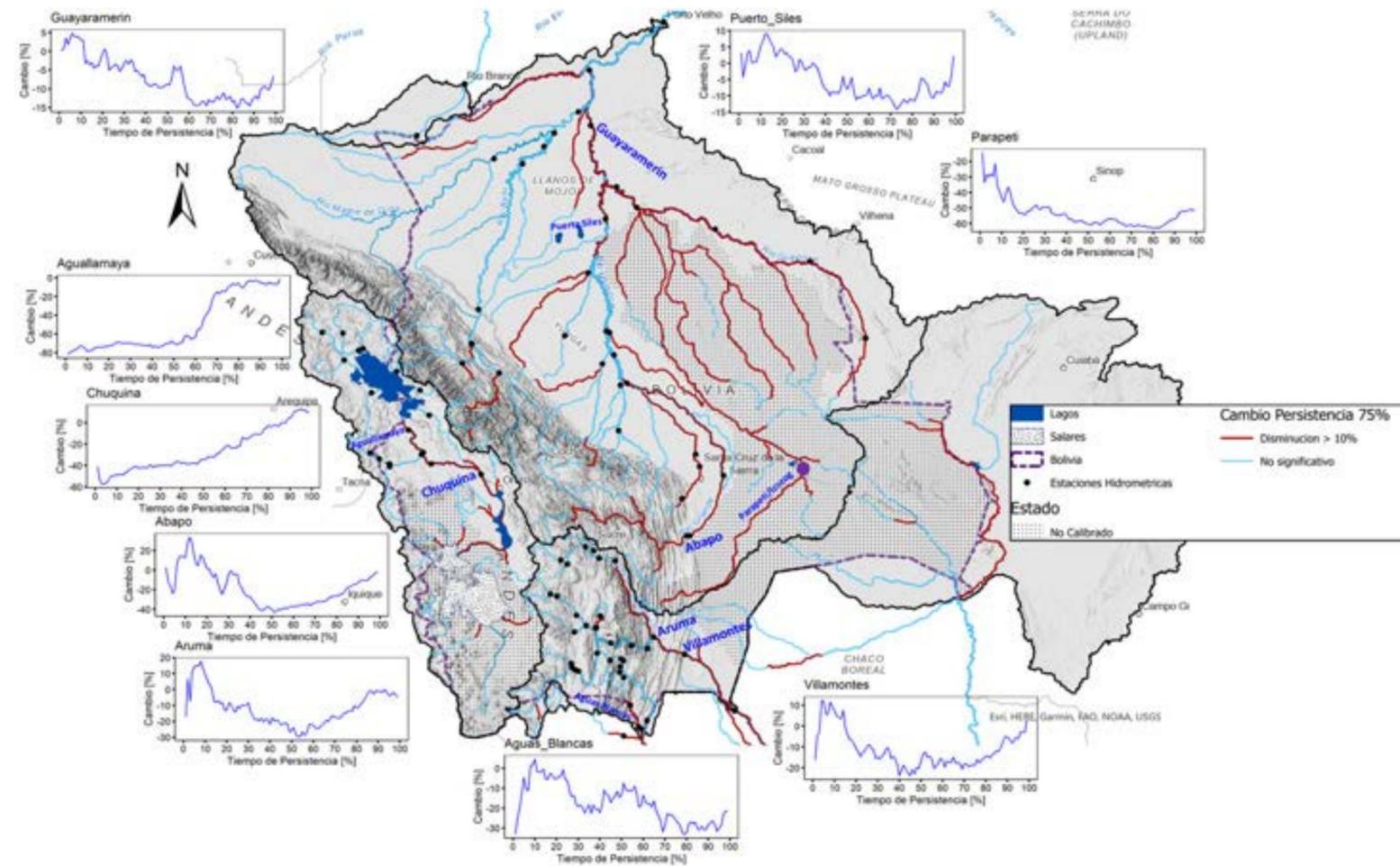


FIGURA 77. Cambios en caudales por tiempo de persistencia en regiones con disminución mayor al 10% en la condición de 75% de persistencia (1980/99 – 2000/20)

para aspectos de uso de los registros simulados a nivel regional, el trabajar en la identificación de la significancia del uso del agua en el sesgo calculado (naturalizar este efecto en el caudal de comparación) y volver a estimar el cambio de persistencia el cual se prevé incrementa el porcentaje de reducción reportado en el presente documento.

En relación con la disminución en el caudal al 75% de persistencia reportada en la cuenca media del río Pilcomayo, se puede identificar que un factor directo es la reducción de precipitación en esta zona entre los dos periodos (Figura 76). Algo a resaltar de los resultados mostrados tanto para la estación en Puente Aruma como para Villa Montes es el incremento en los caudales altos asociados a persistencias bajas (meses húmedos), lo que implica que la severidad de los caudales de tormenta en esta región hidrológica ha crecido, lo que potencialmente incrementa la amenaza. Por otro lado, los caudales para persistencias altas (meses secos y transiciones) disminuyen.

Este proceso de cambio en el régimen hídrico impone que esta zona sea intervenida con acciones de regulación para disminuir la vulnerabilidad tanto en amenazas por inundación y avenidas torrenciales como a la reducción en la disponibilidad de agua en los sistemas productivos emplazados en la zona media y baja de la cuenca del río Pilcomayo en la macrocuenca del Plata.

Estas condiciones también son identificadas en los ríos Grande, Piraí y Mamoré, en la macrocuenca del Amazonas. Sin embargo, se remarca que las zonas del río San Miguel, Iténez-Guaporé (cuenca media) y Pantanal requieren de procesos de monitoreo que permitan validar las estimaciones en estas zonas, donde el modelo no se calibró y se extendió parámetros de las regiones colindantes como Mattogrosso y Pimenteiras (Iténez cuenca alta).

## 7.5. Componentes del balance hídrico

Se realizaron análisis espaciales y temporales de los componentes precipitación, evapotranspiración y escurrimiento en 51 Unidades Hidrográficas de Información (UHI) priorizadas en el Plan Plurinacional de Recursos Hídricos (PPRH) 2021-2025, divididas en las macrocuencas Endorreica, Amazónica y del Plata. Aunque algunos resultados presentan incertidumbre debido a la falta de información hidroclimática, se considera valioso presentar los resultados obtenidos en la mayoría de las cuencas para brindar una idea aproximada de los valores que se podrían encontrar y resaltar la necesidad de más investigación y datos.

De los resultados de las simulaciones realizadas a nivel de macrocuencas, se establece lo siguiente:

- La macrocuenca Endorreica, presenta una precipitación media de 455 mm/año. De esta precipitación, 398 mm/año se evapotranspiran, y 56 mm/año se convierten en escorrentía. El escurrimiento representa el 12% de la precipitación, mientras que la evapotranspiración real representa el 88%. Sin embargo, la relación entre la evapotranspiración real y la precipitación (ETR/PCP) entre sus diferentes cuencas varía entre 85 y 97, con un promedio de 92%.
- La macrocuenca Amazónica, presenta una precipitación media de 1.576 mm/año. De esta precipitación, 1.029 mm/año se evapotranspiran, y 548 mm/año se convierten en escorrentía. El escurrimiento representa el 35% de la precipitación, mientras que la evapotranspiración real representa el 65%. Sin embar-

go, la relación entre la evapotranspiración real y la precipitación (ETR/PCP) entre sus diferentes cuencas varía entre 40 y 96, con un promedio de 65%.

- La macrocuenca del Plata, presente una precipitación media de 1.145 mm/año. De esta precipitación, 872 mm/año se evaporan o transpiran, y 273 mm/año se convierten en escorrentía. El escurrimiento representa el 24% de la precipitación, mientras que la evapotranspiración real representa el 76%. Sin embargo, la relación entre la evapotranspiración real y la precipitación (ETR/PCP) entre sus diferentes cuencas varía entre 54 y 94, con un promedio de 76%.

La cuenca del Pilcomayo, que atraviesa Bolivia, Paraguay y Argentina, produce un escurrimiento de aproximadamente 7.100 Hm<sup>3</sup>/año. De este escurrimiento, 7.200 Hm<sup>3</sup>/año (se simulan 7.100 hm<sup>3</sup>) se miden en la Estación La Paz. La cuenca Bermejo, que también atraviesa Bolivia, Argentina y Paraguay, genera unos 10.200 Hm<sup>3</sup>/año. De este escurrimiento, 13.900 Hm<sup>3</sup>/año se registran en la Estación Pozo Sarmiento.

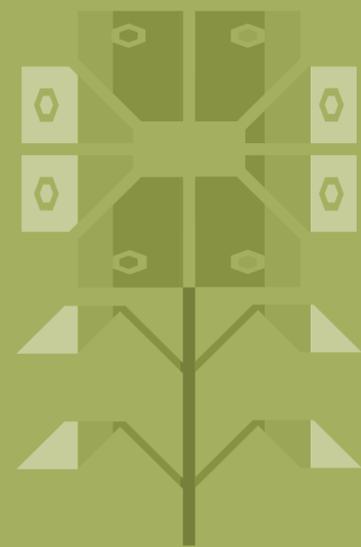
Los valores mínimos de disponibilidad hídrica (precipitación y escurrimiento) se registran al suroeste del país, entre el Altiplano y la Cordillera Oriental, y al sur en la Chiquitania, afectando zonas de las tres macrocuencas. Estas zonas, que carecen de instrumentación, son puntos críticos para la planificación de megaproyectos mineros, agrícolas y de trasvase, ya que pueden tener un gran impacto en las comunidades y actividades de ecoturismo que se desarrollan en ellas. En ausencia de estaciones hidrométricas, es necesario utilizar modelos y técnicas de interpolación para estimar los caudales y mejorar los resultados obtenidos.

Los resultados del balance hídrico pueden ser utilizados para la gestión de recursos hídricos, la planificación del uso del suelo y la gestión de riesgos asociados con inundaciones y sequías. Sin embargo, la falta de datos precisos en algunas cuencas al sur del Altiplano, El Chaco y La Chiquitania puede limitar la capacidad de los planificadores y tomadores de decisiones para utilizar los resultados del balance hídrico de manera efectiva. En consecuencia, se identifican las siguientes cuencas críticas para Bolivia: Cuenca Manantiales Silala, Cuenca Río Grande Lipez - Salar de Uyuni, Cuenca Qda Camacho Laguna de la macrocuenca Endorreica con influencia en las poblaciones de Uyuni, Cuenca Río San Pedro e Intercuenca Río Grande - Seripona entre Cochabamba y Sucre y la cuenca Río Santa María con influencia en la población de Riboré en la macrocuenca del Amazonas, y finalmente, las cuencas de Tumusla y San Juan del Oro en la macrocuenca del Plata con influencia en las poblaciones de Cotagaita y Tupiza.

Por otro lado, es necesario desarrollar grandes esfuerzos para garantizar la conservación y protección de la Cuenca del Río Ichilo en la macrocuenca Amazónica. Esta cuenca cubre parte de los Parques Nacionales Carrasco y Amboró, y es una de las zonas con mayor disponibilidad hídrica (precipitación y escurrimiento) y diversidad en el país.



# RECOMENDACIONES



# RECOMENDACIONES

# 8

## RECOMENDACIONES

Los balances hídricos calibrados en WEAP ofrecen una valiosa oportunidad para la gestión y planificación de recursos hídricos en Bolivia. La base de datos y modelos desarrollados tienen diversas aplicaciones más allá del alcance de este estudio. Una forma de fortalecer el modelo nacional de recursos hídricos en WEAP es mediante la actualización de inventarios de embalses, proyectos de riego y sistemas urbanos de agua a nivel país. Esto permitiría apoyar la respuesta a preguntas clave para la gestión de recursos hídricos, como:

- Balance de agua disponible en una cuenca considerando precipitación, evapotranspiración, escurrimiento, extracciones y demandas.
- Efectos en la disponibilidad de agua por cambios en demanda debido a crecimiento poblacional, expansión agrícola, minería u otras actividades.
- Impacto en la disponibilidad de agua por cambios en condiciones climáticas como incremento de temperatura o disminución de precipitación.
- Identificación de zonas críticas de escasez o exceso de agua en la cuenca y medidas para abordar estos problemas.
- Fuentes de agua subterránea y cómo gestionarlas de forma sostenible para garantizar disponibilidad a largo plazo.
- Estrategias para mejorar la eficiencia en el uso del agua ante diferentes escenarios.

La actualización del modelo de balance hídrico, y su uso para evaluar escenarios, apoyará una adecuada planificación y gestión integrada de los recursos hídricos del país, además sus resultados pueden ser utilizados para elaborar planes estratégicos de gestión hídrica a

nivel local y regional. También pueden servir como información de apoyo para el cumplimiento de determinadas metas respecto a los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS). Para ello, es importante robustecer los componentes del balance hídrico considerados en este estudio, incorporando otros aspectos relevantes del ciclo del agua, como las demandas, la calidad de agua, las presiones por uso y contaminación, infraestructura de suministro y derechos de uso y los elementos asociados a la variabilidad climática y eventos extremos.

En este sentido, el presente estudio es un valioso insumo no solo para el Ministerio de Medio Ambiente y Agua, sino también para otras instituciones relacionadas con la gestión del agua en el país, como:

- El SENAMHI podría utilizar los resultados para mejorar los análisis hidrometeorológicos, detectar vacíos de información y enfocar y priorizar sus redes de monitoreo.
- Los gobiernos departamentales y municipales podrían emplear la información para la planificación territorial, el ordenamiento de cuencas y la evaluación de proyectos hídricos.
- El sector agropecuario se podría beneficiar de la modelación de disponibilidad de agua para planificar adecuadamente áreas de riego futuras ante distintos cultivos y técnicas.
- La academia puede encontrar en el balance hídrico una fuente de datos valiosa para investigaciones hidrológicas y climáticas.

Difundir y facilitar el acceso a los resultados permitirá maximizar los beneficios del balance hídrico para diversos actores clave en la gestión del agua en el país.





BICENTENARIO DE  
**BOLIVIA**

CON EL APOYO DE:

