



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**PROYECCIONES DE EVENTOS HIDRO-METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN UNA  
CUENCA DEL ALTIPLANO CHILENO, BAJO EL ESCENARIO DE CAMBIO  
CLIMÁTICO SSP5-8.5**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

JERÓNIMO GASPAR SOTA CHRISTIE

PROFESOR GUÍA:  
Miguel Lagos Zúñiga

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
Pablo Mendoza Zúñiga  
Roberto Rondanelli Rojas

SANTIAGO DE CHILE  
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL  
POR: JERÓNIMO GASPAR SOTA CHRISTIE  
FECHA: 2022  
PROF. GUÍA: MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

## **PROYECCIONES DE EVENTOS HIDRO-METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN UNA CUENCA DEL ALTIPLANO CHILENO, BAJO EL ESCENARIO DE CAMBIO CLIMÁTICO SSP5-8.5**

El Altiplano chileno presenta condiciones climáticas únicas: es predominantemente seco durante todo el año, exceptuando la época estival o verano austral (diciembre a marzo), donde ocurren intensas tormentas convectivas que traen consigo precipitaciones de hasta 37 mm en un día en Lequena (21,7°S - 68,7°O), este fenómeno es denominado Invierno Altiplánico. Como consecuencia de estas lluvias, los ríos de la zona tienden a producir crecidas hasta 34 veces mayores al caudal medio, provocando inundaciones desde sus cabeceras hasta el mar.

Dentro de los impactos del cambio climático, se proyecta un aumento en la frecuencia y magnitud de eventos extremos de precipitación a nivel global. Con el fin de estudiar dichos impactos en el Altiplano chileno, en esta memoria se estudian proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos (precipitación, temperatura y caudales) en la cuenca del río Loa antes represa Lequena, ubicada en el Altiplano de las regiones de Tarapacá y Antofagasta, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5. Para esto, se utiliza como referencia el producto de precipitaciones espacialmente distribuido RF-MEP v2 con datos observados en las cercanías de la cuenca. Luego, se realiza un escalamiento estadístico, mediante el método de corrección de sesgo multivariado (MBCn), al modelo de circulación general Inm-cm5-0. Como resultado de este proceso, se obtienen series futuras de precipitación y temperatura para la cuenca en estudio.

Finalmente, para proyectar caudales futuros, se realiza una modelación hidrológica utilizando el modelo GR6J, calibrado en el período histórico con observaciones, obteniéndose índices de eficiencia NSE = 0,22 y KGE = 0,61 en el periodo de calibración y NSE = 0,38 y KGE = 0,42 en el periodo de validación.

Los principales resultados indican un incremento de 16% en la magnitud de las precipitaciones máximas diarias, mientras que las temperaturas de ocurrencia de dichas tormentas se incrementarían en 1°C, consecuentemente, se espera que las crecidas de 100 años de periodo de retorno sean más frecuentes hacia el año 2060 en el escenario SSP5-8.5. Como consecuencia de este estudio, se deben tomar medidas precautorias y preparar los ambientes y territorios con el objetivo de incrementar su resiliencia y capacidad de adaptación frente a los efectos del aumento en la frecuencia y magnitud de los eventos extremos.

*A mi familia y amigos,  
¡Gracias infinitas!*

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivo general	3
1.1.2. Objetivos específicos	3
<b>2. Revisión Bibliográfica</b>	<b>4</b>
2.1. El Altiplano sudamericano	4
2.1.1. El clima en el Altiplano	5
2.2. Cambio Climático en el mundo, en Chile y en el Altiplano chileno	7
2.2.1. CMIP6	9
2.3. Modelación hidrológica	11
2.3.1. Familia de Modelos GR	12
<b>3. Datos y Métodos</b>	<b>14</b>
3.1. Base de datos	14
3.1.1. Datos observados	14
3.1.2. Productos distribuidos	16
3.1.3. Hipsometría	17
3.1.4. Modelos de circulación general	17
3.2. Zona de estudio	19
3.2.1. Clima e hidrología	20
3.3. Métodos	22
3.3.1. Producto espacialmente distribuido de precipitación	22
3.3.2. Selección y calibración del modelo hidrológico	24
3.3.3. Selección y escalamiento de GCMs	25
3.3.4. Análisis de tendencia	25
3.3.5. Análisis de frecuencia	26
<b>4. Resultados</b>	<b>27</b>
4.1. Selección y corrección de un producto espacialmente distribuido de precipitación	27
4.2. Selección y calibración modelo hidrológico	29
4.3. Selección GCM	34
4.4. GCM Inm-cm5-0 histórico escalado	36
4.5. GCM Inm-cm5-0 futuro escalado	37
4.5.1. Precipitación	37
4.5.2. Temperatura	40
4.6. Caudales proyectados	42



<b>5. Discusión</b>	<b>45</b>
5.1. Producto distribuido de precipitación . . . . .	45
5.2. Implementación del modelo hidrológico . . . . .	46
5.3. Proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos . . . . .	48
<b>6. Conclusiones</b>	<b>49</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>50</b>
<b>ANEXOS</b>	<b>56</b>
<b>Anexo A. Selección producto de precipitación</b>	<b>56</b>
<b>Anexo B. Calibración modelo hidrológico</b>	<b>58</b>
<b>Anexo C. Análisis de frecuencia</b>	<b>61</b>
C.1. Caudales máximos anuales . . . . .	61
C.2. Precipitaciones máximas anuales . . . . .	63

# Índice de Tablas

2.1.	Parámetros de los modelos GR y módulo CemaNeige. Fuente: Perrin et al., 2003; Le Moine, 2008; Pushpalatha et al., 2011 y Valéry et al., 2014. . . . .	13
3.1.	Estaciones pluviométricas seleccionadas. . . . .	15
3.2.	Estación fluviométrica río Loa antes represa Lequena. . . . .	16
3.3.	Productos espacialmente distribuidos de precipitación disponibles en Mawüm . . . .	16
3.4.	Modelos de circulación general . . . . .	18
3.5.	Características geomorfológicas de la cuenca río Loa antes represa Lequena. Fuente: Alvarez-Garretón et al., (2018). . . . .	20
4.1.	Calibración con NSE como función objetivo. Periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018). . . . .	29
4.2.	Calibración con KGE como función objetivo. Periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018). . . . .	30
4.3.	Comparación de $ET_0$ y ETP entre días de lluvia y días despejados en el periodo 17/12/2010 - 11/08/2021. . . . .	31
4.4.	Comparación entre la calibración del modelo GR6J con KGE como función objetivo con la ETP total y reduciéndola en un 50%. periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018). . . . .	32
4.5.	RSME y $R^2$ entre series estacionales adimensionales de precipitación de los GCMs y la serie estacional adimensional observada (1983 - 2014). . . . .	35
4.6.	RSME y $R^2$ entre series estacionales adimensionales de temperatura de los GCMs y la serie estacional adimensional observada (1983 - 2014). . . . .	35
4.7.	RMSE ciclo estacional del GCM histórico vs ciclo estacional del producto observacional (1983 - 2014). . . . .	36
4.8.	Test de pendiente de Sen precipitaciones proyectadas . . . . .	37
4.9.	Cambios en la precipitación media anual entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060). . . . .	38
4.10.	Test de pendiente de Sen temperaturas proyectadas . . . . .	41
4.11.	Cambio proyectado en la temperatura media anual entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060). . . . .	41
4.12.	Cambios en la temperatura media de los días en que ocurren precipitaciones mayores a los 10 mm entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060). . . . .	41
4.13.	Cambios en los caudales medios anuales modelados medios entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060). Para una comparación justa la modelación de ambos periodos se realiza con los GCMs escalados como forzantes. . . . .	42
4.14.	Diferencia entre caudales de crecidas históricos (1985-2014) y proyectados (2031-2060). . . . .	44
A.1.	Validación cruzada estación Cupo. . . . .	57

C.1.	Test de Kolmogorov-Smirnov para la distribuciones seleccionadas en el análisis de frecuencia de caudales extremos, con un nivel de significancia $\alpha=0,05$ y una muestra $n=30$ . . . . .	62
C.2.	Valores de $D_n$ del test de K-S para un nivel de significancia $\alpha = 0,05$ . Fuente: Massey, 1951. . . . .	63

# Índice de Figuras

2.1.	Ubicación del Altiplano. . . . .	4
2.2.	Circulación atmosférica sobre Sudamérica (Fuente: Garreaud, 2009). . . . .	5
2.3.	Precipitaciones medias en Sudamérica, durante los meses de verano (DEF) arriba y los meses de invierno (JJA) abajo (Fuente: Garreaud, 2009). . . . .	6
2.4.	(a) Promedio global de anomalías de la temperatura combinada de la Tierra y la superficie del mar en el periodo 1986-2005. Los colores indican distintos conjuntos de datos (b) Promedio global de los cambios en el nivel del mar en el periodo 1986-2005. Los colores indican distintos conjuntos de datos (Adaptado de IPCC, 2014). . . . .	8
2.5.	Trayectorias socioeconómicas compartidas (SSPs), en líneas continuas se presentan las SSPs y se comparan con las RCPs en líneas punteadas (Adaptado de O'Neill et al., 2016). . . . .	10
2.6.	Estructura del modelo GR6J (Adaptado de Pushpalatha et al., 2011). . . . .	13
3.1.	Ubicación estaciones pluviométricas seleccionadas. . . . .	15
3.2.	Mapa Cuenca río Loa antes represa Lequena . . . . .	19
3.3.	Climograma zona de estudio (1983-2018). . . . .	20
3.4.	Caracterización del caudal observado en la cuenca en estudio (1983-2018). . . . .	21
3.5.	Series diarias de precipitación y escorrentía en la cuenca en estudio (1983-2018). . . . .	21
3.6.	Esquema método de corrección de Cressman (Fuente: Adaptado de DOH, 2020). . . . .	23
4.1.	Comparación de productos con observaciones mediante $R^2$ . . . . .	27
4.2.	Diferencia entre la precipitación media anual [1983-2018] del producto RF-MEP corregido y el RF-MEP crudo. Los puntos azules son las estaciones meteorológicas y el polígono rosado corresponde a la cuenca en estudio. . . . .	28
4.3.	Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración (1988 - 2008) y validación (2009 - 2018). . . . .	30
4.4.	Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo, el eje izquierdo representa los índices de eficiencia y el derecho el pbiasFHV. . . . .	31
4.5.	Cambios en la calibración del modelo GR6J, utilizando el índice KGE como función objetivo, al ponderar la ETP . . . . .	32
4.6.	Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y 'castigando' la ETP en un 50%, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración (1988 - 2008) y validación (2009 - 2018). . . . .	33
4.7.	Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y 'castigando' la ETP en un 50%. . . . .	33

4.8.	Series estacionales adimensionales producto observacional y GCMs (1983 - 2014). Pmm: precipitación media mensual, Pma: precipitación media anual, Tmm: temperatura media mensual y Tma: temperatura media anual. . . . .	34
4.9.	Probabilidad de excedencia de tormentas con probabilidad de excedencia menor al 2 % en la cuenca en estudio (1983 - 2014). . . . .	36
4.10.	Serie anual de precipitación proyectada en la cuenca en estudio (2015 - 2060). . . . .	37
4.11.	Curvas de variación estacional de la precipitación del modelo Inm-cm5-0 escalado bajo el escenario SSP5-8.5 (2015 - 2060). . . . .	38
4.12.	precipitaciones diarias máximas anuales Rx1día. . . . .	39
4.13.	periodo de retorno precipitaciones máximas anuales, periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031 - 2060). . . . .	40
4.14.	Serie anual de Temperatura proyectada en la cuenca en estudio (2015 - 2060). . . . .	41
4.15.	Serie de escorrentía simulada para el periodo 2015 - 2060 con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y reduciendo la ETP en un 50%. La serie de precipitación corresponde a la serie futura representativa de la cuenca del GCM escalado. . . . .	42
4.16.	Curvas de duración de caudales con probabilidad de excedencia menor al 15 %. Los caudales históricos son modelados con las series de precipitación y temperatura del GCM histórico escalado. . . . .	43
4.17.	Periodo de retorno caudales máximas anuales, periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031 - 2060). . . . .	44
A.1.	Comparación de productos con observaciones mediante RMSE. . . . .	56
B.1.	Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice NSE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración [1988 - 2008] y validación [2009 - 2018]. . . . .	58
B.2.	Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice NSE como función objetivo . . . . .	59
B.3.	Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR4J utilizando el índice KGE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración [1988 - 2008] y validación [2009 - 2018]. . . . .	59
B.4.	Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR4J utilizando el índice KGE como función objetivo . . . . .	60
C.1.	Distribuciones de probabilidad acumulada para caudales máximos en el período histórico [1985-2014] . . . . .	61
C.2.	Funciones de densidad acumulada para cadaales máximos en el período futuro [2031-2060] . . . . .	62
C.3.	Funciones de densidad acumulada para precipitaciones máximas en el período histórico [1985-2014] . . . . .	64
C.4.	Distribuciones de probabilidad acumulada para precipitaciones máximas en el período futuro [2031-2060] . . . . .	64

# 1. Introducción

El Altiplano sudamericano es una extensa meseta ubicada en los Andes subtropicales, con una elevación media cercana a los 3700 m.s.n.m., y que se extiende entre los 15°S y 21°S, aproximadamente (Aceituno, 1996), comprendiendo parte de los territorios de Bolivia, Perú, Argentina y Chile.

Las bajas temperaturas, una baja densidad del aire y una alta radiación incidente, producto de su altitud, favorecen el desarrollo de condiciones climáticas únicas. Entre las que se destacan un régimen de lluvias predominantemente seco durante todo el año, exceptuando la época estival o verano austral (diciembre a marzo), donde ocurren intensas tormentas convectivas, que traen consigo abundantes precipitaciones a la zona (Garreaud, 2009), llegando a registrar precipitaciones diarias de hasta 37 mm en la estación Lequena. Este fenómeno es denominado Invierno Altiplánico, está asociado al sistema del Monzón Sudamericano, y se produce por una desestabilización de la tropósfera a nivel local, debido al intenso calentamiento de la superficie y el establecimiento de los vientos de altura del este, que favorecen el transporte de las masas de aire húmedo provenientes de la cuenca del Amazonas (Garreaud et al., 2003). El Altiplano chileno comprende a las tierras altas (generalmente por sobre los 3200 m.s.n.m.) de las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá y Antofagasta (17,5°S – 21°S). Esta zona es una región con alta variabilidad climática, especialmente en las precipitaciones, y el reducido número de estaciones meteorológicas en la zona dificulta establecer tendencias claras (Sarricolea y Romero, 2015).

A nivel mundial, se espera que en el futuro los eventos extremos de precipitación sean más frecuentes y de mayor magnitud debido al aumento de vapor de agua en la atmósfera, asociado al aumento sostenido de la temperatura superficial media del planeta (Trenberth, 2011). La precipitación corresponde al primer mecanismo para producir crecidas e inundaciones (Rojas et al., 2014) y, en regiones elevadas, una precipitación normal puede generar grandes crecidas y/o aluviones si está acompañada de temperaturas más cálidas que las normales (Garreaud, 2013). Los ríos de régimen esporádico del norte y centro del desierto de Atacama, cuyas cabeceras se encuentran en el Altiplano chileno, tienden a producir inundaciones desde sus cabeceras hasta el mar durante la fase estival (Rojas et al., 2014).

Chile se sitúa en un contexto de alta vulnerabilidad frente al cambio climático, cumpliendo con siete de los nueve criterios de vulnerabilidad fijados por la Convención Marco de las Naciones Unidas para el Cambio Climático (CMNUCC; Ministerio del Medio Ambiente, 2017). Entre estos criterios, hay cuatro que se relacionan directamente con el Altiplano: zonas áridas y semi-áridas, territorio susceptible a desastres naturales, áreas propensas a sequía y desertificación y ecosistemas montañosos. Por lo tanto, un correcto entendimiento de la hidroclimatología actual y futura de la zona es fundamental tanto para una gestión de los recursos hídricos sostenible en el tiempo, como para una planificación segura frente a inundaciones fluviales.

Hasta la fecha, diversos estudios han generado proyecciones climáticas para el Altiplano chileno, sin que exista acuerdo en relación a la precipitación. Algunos estudios han proyectado una disminución de hasta 32% hacia finales de siglo (Minvielle y Garreaud, 2011; Sarricolea y Romero, 2015). Por otro lado, la ‘Actualización del Balance Hídrico Nacional’ (DGA, 2017) no proyectó cambios significativos, mientras que Araya-Osses et al. (2020) proyectaron un aumento de un 60% en la precipitación del Altiplano bajo el escenario RCP8.5 de cambio climático (Taylor et al., 2012). En cuanto a la temperatura, los tres estudios anteriores en proyectar un aumento sostenido y significativo en el Altiplano chileno de hasta 4°C para el año 2100.

Los más recientes modelos climáticos generados en la sexta fase del Proyecto de inter-comparación de modelos de clima acoplados (Coupled Model Intercomparison Project, CMIP6 por sus siglas en inglés; Eyring, et al., 2016), ofrecen una oportunidad para analizar y actualizar proyecciones de eventos hidrometeorológicos, con insumos que no han sido utilizados en los estudios que han abarcado el comportamiento presente y futuro del clima así como la hidrología en la zona altiplánica. Los estudios previos utilizaron modelos provenientes de las fases precedentes del CMIP (Meehl et al., 2007; Taylor et al., 2012). Cabe mencionar que los modelos de la sexta fase del CMIP utilizados en este estudio, se basan en nuevos escenarios de cambio climático, las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSPs por sus siglas en inglés), que vienen a reemplazar las trayectorias de concentración representativas (RCP por sus siglas en inglés), complementándolas e incorporando el rol que juega el desarrollo socioeconómico en la investigación climática (O’Neill et al., 2016).

Hasta la fecha, no se cuenta con ningún estudio detallado de proyecciones hidroclimáticas de eventos extremos en el Altiplano que se base en los escenarios del CMIP6. Por lo tanto, en este estudio se utilizan los modelos de este grupo para robustecer el entendimiento de estas problemáticas y generar insumos para incrementar la capacidad de resiliencia y adaptación del territorio frente a los impactos del cambio climático en eventos extremos de precipitación y sus crecidas modeladas.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo general**

Analizar proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos (precipitación, temperatura y crecidas) en la cuenca del río Loa antes represa Lequena, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Evaluación y corrección de un producto grillado de precipitación en la zona de estudio con el fin de generar una serie representativa de la cuenca en estudio.
- Mediante evaluación de características climáticas en el Altiplano, seleccionar un modelo de circulación general (GCM) para realizar el estudio de cambio climático en el escenario SSP5-8-5.
- Mediante un método de escalamiento estadístico multivariado, estudiar las proyecciones climáticas a resolución horizontal de 5 km.
- Utilizando un modelo hidrológico calibrado, y las series meteorológicas escaladas, estudiar proyecciones futuras de caudales de crecida en la cuenca, de forma particular se analizarán los caudales de crecidas para distintos periodos de retorno mediante un análisis de frecuencia a los caudales máximos anuales.



## 2. Revisión Bibliográfica

El clima del Altiplano sudamericano ha sido motivo de diversas investigaciones. Por un lado, la alta variabilidad climática en la zona genera interrogantes acerca de los mecanismos que gobiernan, por ejemplo, el comportamiento del régimen pluviométrico en la región. Además, dicha variabilidad tiene un fuerte impacto en la disponibilidad de los recursos hídricos tanto del Altiplano como de las tierras bajas adyacentes, las cuales están insertas en el árido desierto de Atacama (Aceituno, 1996; Garreaud et al., 2003). Por otro lado, la estación húmeda en la zona corresponde al verano austral (diciembre-marzo), época en que ocurren una serie de tormentas convectivas (Invierno Altiplánico), generando intensas precipitaciones que suelen ocasionar inundaciones fluviales de gran impacto para quienes habitan dichas tierras (Garreaud, 2009; Rojas et al., 2014).

En esta sección se describen aspectos generales del Altiplano y el clima en esta región, además de proyecciones de cambio climático para este dominio en los años venideros.

### 2.1. El Altiplano sudamericano

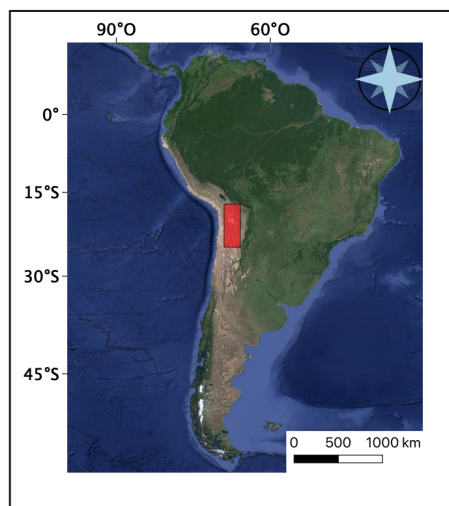


Figura 2.1: Ubicación del Altiplano.

El Altiplano sudamericano es una región de los Andes centrales ubicada entre los 15°S y 21°S aproximadamente. La conforman un conjunto de mesetas semiáridas emplazadas sobre los 3500 m.s.n.m., y comprende parte de los territorios de Bolivia, Perú, Argentina y Chile, delimitado en color rojo en la Figura 2.1. La región presenta una orientación predominante NW-SE, colinda al Oeste con el desierto costero de Perú y Chile y al Este con la húmeda región amazónica (Aceituno, 1996; Minvielle y Garreaud, 2011). En Chile comprende

de las tierras altas de las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y el sur de la región de Atacama.

### 2.1.1. El clima en el Altiplano

El clima sudamericano se encuentra fuertemente influenciado por la presencia de la alta cordillera de los Andes, la cual representa una barrera para la circulación atmosférica, aislando casi completamente el sector Este continental, que depende de la Amazonia, del Oeste, dependiente del océano Pacífico (Aceituno, 1996). En particular, el transporte de humedad hacia el norte de Chile se produce por la corriente de chorro continental (Figura 2.2), y el flujo de humedad hacia el resto de Chile se genera por la influencia de la interacción entre el anticiclón del Pacífico y los frentes polares (Garreaud, 2009).

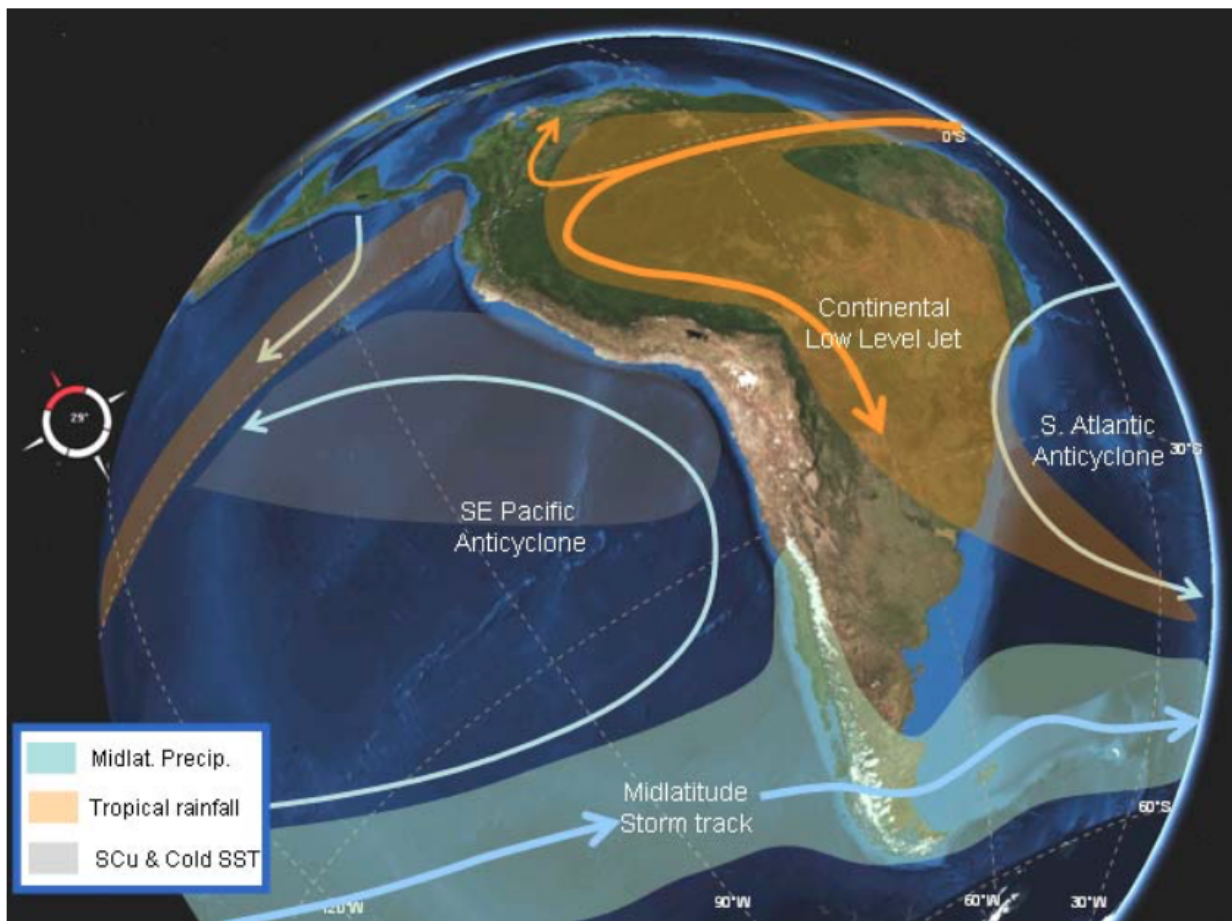


Figura 2.2: Circulación atmosférica sobre Sudamérica (Fuente: Garreaud, 2009).

En este contexto, el singular clima del Altiplano está gobernado por: bajas temperaturas, baja densidad del aire y altos niveles de radiación. En cuanto a la precipitación, el Altiplano se mantiene extremadamente seco durante la mayor parte del año, con la salvedad del verano austral (Noviembre a Marzo), donde intensas tormentas convectivas generan abundantes montos de precipitación en la región (Garreaud, 2009), fenómeno denominado Invierno Altiplánico.

## Invierno Altiplánico

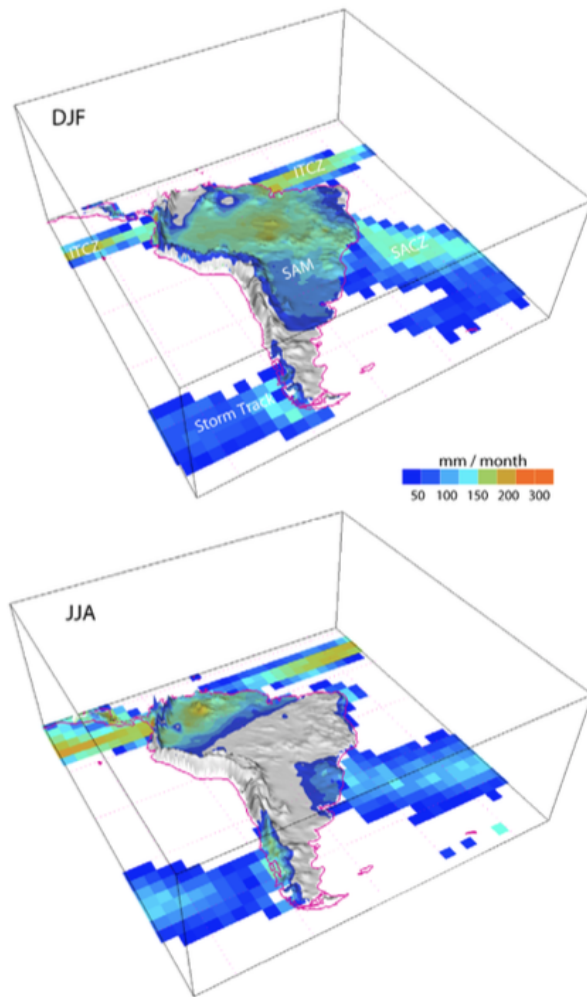


Figura 2.3: Precipitaciones medias en Sudamérica, durante los meses de verano (DEF) arriba y los meses de invierno (JJA) abajo (Fuente: Garreaud, 2009).

Este fenómeno de lluvias de verano se debe a la desestabilización local de la tropósfera producto del intenso calentamiento de la superficie y del establecimiento de vientos del Este en niveles altos de la atmósfera que favorecen el transporte de humedad desde el interior del continente (Garreaud, 2003; Falvey and Garreaud, 2005; Garreaud, 2009).

La Figura 2.3 presenta las precipitaciones medias sobre Sudamérica, tanto en los meses de verano como de invierno, y se evidencia con claridad la predominancia de lluvias altiplánicas en el verano austral. Es posible observar la marcada diferencia entre el régimen de precipitaciones del norte de Chile, donde las precipitaciones ocurren exclusivamente en los meses de verano producto del transporte de humedad desde el interior del continente, y las precipitaciones en el centro y sur de país, que ocurren principalmente en los meses de invierno como consecuencia de frentes polares (Romero et al., 2013).

## Crecidas de origen pluvial

Las lluvias convectivas en la zona, dada su intensidad y su reducida extensión territorial, suelen producir inundaciones durante la fase estival (Rojas et al., 2014). En el periodo 1981-2018 se ha visto un aumento en la intensidad de las tormentas del Altiplano chileno, lo cual trae consigo un aumento del riesgo de crecidas, las que conllevan serios efectos en el paisaje, afectando la agricultura y la vida de las comunidades indígenas que habitan las laderas de los ríos de la zona (Torres-Batló, 2020).

Las inundaciones y crecidas son eventos recurrentes en la zona norte de Chile, y provocan importantes consecuencias. Por ejemplo en los años 2017, 2018 y 2019 se registraron crecidas pluviales en los ríos Loa y San Pedro (región de Antofagasta) durante la época estival, en las cuales hubo fallecidos, cortes de caminos, pérdidas de viviendas, personas aisladas y evacuaciones masivas (Portilla, 2017; El Diario de Antofagasta, 2018; Cooperativa.cl, 2019).

## **2.2. Cambio Climático en el mundo, en Chile y en el Altiplano chileno**

El Cambio Climático ha generado una serie de impactos en los sistemas humanos y naturales. En este contexto, el Panel Intergubernamental por el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) ha generado una serie de informes que tienen el objetivo de sintetizar los esfuerzos de la comunidad científica por comprender el cambio climático y proponer medidas de mitigación y adaptación a éste.

Durante las últimas décadas, la temperatura de la atmósfera y de los océanos ha aumentado (Figura 2.4 panel (a)), los almacenamientos de nieve y hielo han disminuido, y el nivel del mar ha aumentado (Figura 2.4, panel (b)). La influencia humana en el sistema climático es clara, y las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero son las más altas de la historia. Estas emisiones han aumentado producto del enorme crecimiento poblacional y económico que experimentó el mundo a partir de la segunda mitad del siglo XIX, y es extremadamente probable que estas grandes cantidades de emisiones sean la causa dominante del calentamiento observado desde la segunda mitad del siglo XX. Los impactos más probables de este cambio global en el clima son el aumento en la frecuencia y duración de las olas de calor y de los eventos extremos de precipitación en muchas regiones del planeta. Además, las proyecciones indican que los océanos continuaran calentándose y acidificándose y el nivel del mar seguirá subiendo (IPCC, 2014).

En este contexto, el Proyecto Internacional de Comparación de Modelos (CMIP por sus siglas en inglés), organizado con el auspicio del Programa Mundial de Investigación Climática (WCRP, por sus siglas en inglés), ha generado simulaciones a partir de múltiples modelos climáticos acoplados, con el objetivo de obtener un mejor entendimiento pasado, presente y futuro del cambio climático (Eyring et al., 2016).

Estos modelos climáticos globales o modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) permiten explicar el comportamiento de las variables atmosféricas que rigen el clima del planeta. Los GCMs han sido ampliamente utilizados para evaluar los cambios del clima a escala general y, en particular, para estudiar los distintos escenarios del clima futuro, considerando el impacto de los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera (DGA, 2017).

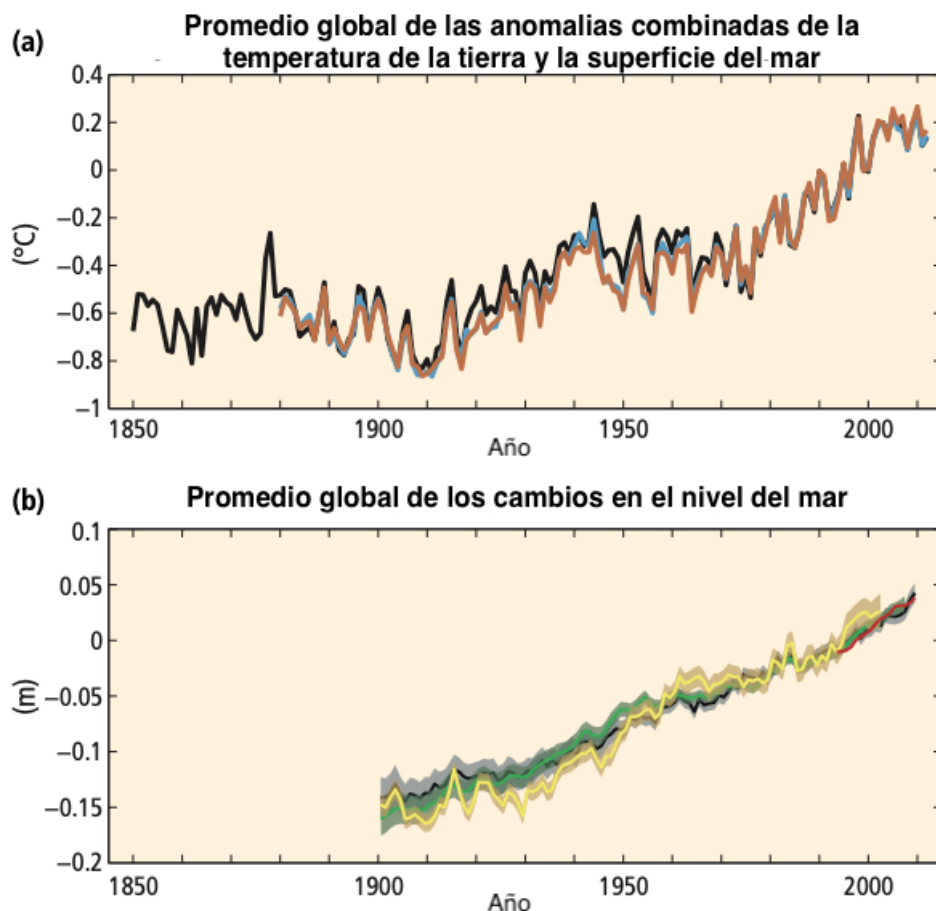


Figura 2.4: (a) Promedio global de anomalías de la temperatura combinada de la Tierra y la superficie del mar en el periodo 1886-2005. Los colores indican distintos conjuntos de datos (b) Promedio global de los cambios en el nivel del mar en el periodo 1886-2005. Los colores indican distintos conjuntos de datos (Adaptado de IPCC, 2014).

Debido a que la resolución espacial de los GCMs es bastante gruesa (100 a 500 km), es necesario utilizar técnicas de escalamiento estadístico o dinámico para utilizar sus resultados a escala regional y local. Esto con el fin de generar proyecciones representativas de la climatología futura en regiones más acotadas (DGA, 2017).

En Chile, Araya-Osses et al. (2020) proyectaron un aumento de las temperaturas máximas y mínimas en todo el territorio nacional para todas las estaciones del año. Específicamente, proyectaron que las temperaturas mínimas (máximas) aumentarían más de 2°C (6°C) durante los inviernos para el final de siglo XXI, bajo el escenario de emisiones RCP8.5. En concordancia con estos resultados, Minvielle y Garreaud (2011) proyectaron un aumento por sobre los 3°C hacia finales de siglo en el Altiplano chileno y Sarricolea y Romero (2015) proyectaron aumentos de hasta 4°C en la misma zona, bajo escenarios de emisiones moderadas y altas.

Los cambios en la precipitación presentan una mayor variabilidad espacial y un menor consenso acerca de su comportamiento futuro. Se espera, para el final del siglo XXI bajo el escenario RCP8.5, haya una disminución mayor al 40% en la zona centro-sur del país, mientras que en las

regiones altiplánicas se proyecta un aumento de un 60% (Araya-Osses et al., 2020). Sin embargo, tanto Minvielle y Garreaud (2011) como Sarricolea y Romero (2015) proyectaron una disminución sostenida de las precipitaciones en el altiplano hacia finales del siglo XXI, con una disminución entre 10% y 32%. Por otro lado la ‘Actualización del Balance Hídrico Nacional’ no proyectó cambios significativos en la precipitación en la cuenca del río Loa, cuya zona alta se encuentra en pleno Altiplano chileno (DGA, 2017).

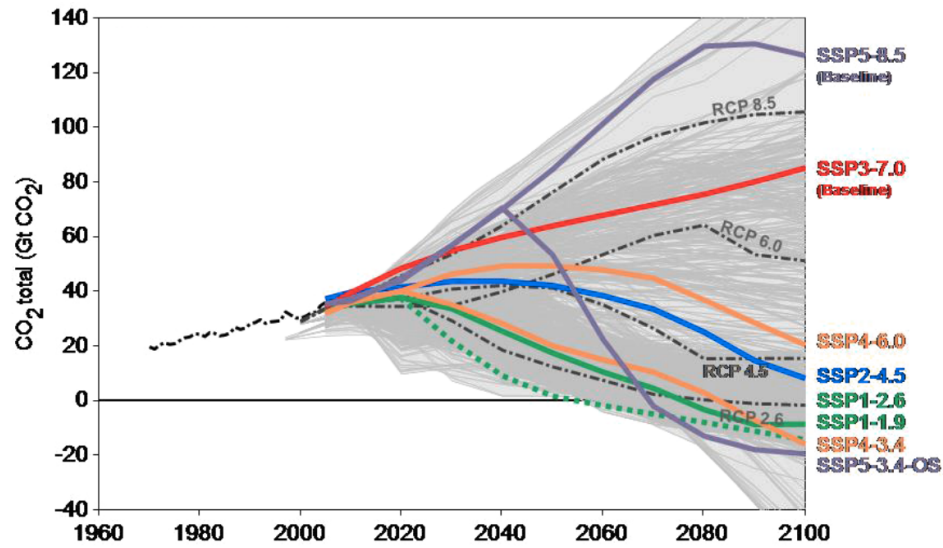
### 2.2.1. CMIP6

El quinto ciclo de evaluación del IPCC (AR5), publicado el año 2013, utilizó como insumos los modelos climáticos generados por CMIP5 (IPCC, 2014). Esta colaboración entre el proyecto CMIP y el IPCC tiene un nuevo capítulo publicado el año 2021, donde se presenta el sexto ciclo de evaluación del IPCC (AR6), el cual esta vez utilizó la nueva generación de modelos del CMIP6. En este ciclo de evaluación, se abordaron preguntas muy variadas, desde el clima del pasado distante hasta la respuesta de los procesos de nubes turbulentas al forzamiento radiativo. Otras preguntas de interés abordadas en este ciclo son: ¿cuál es la influencia de los cambios de uso de tierra en la disponibilidad del agua?, ¿cómo la biosfera terrestre influye en la absorción de CO<sub>2</sub>?, ¿cuánta previsibilidad se almacena en los océanos? y ¿cómo proyectar mejor los cambios climáticos futuros a corto y largo plazo considerando la interdependencia y las diferencias en el desempeño de los modelos en el conjunto (ensemble) CMIP6? (Eyring et al., 2016).

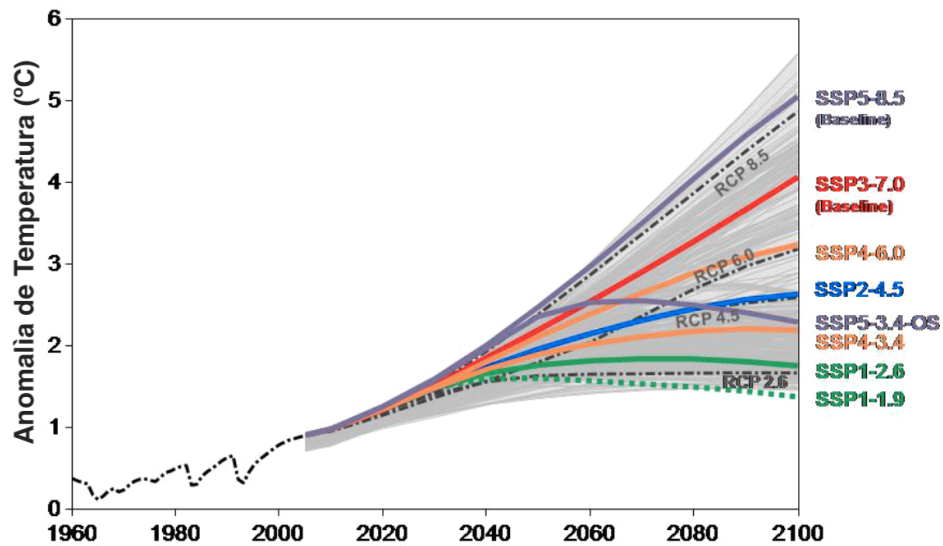
Los modelos utilizados para proyectar el clima futuro utilizan escenarios que describen los desarrollos posibles de los forzantes antropogénicos del cambio climático (e.g. gases de efecto invernadero, gases químicamente reactivos, aerosoles y usos de suelo), consistentes con el rol que juega el desarrollo socioeconómico en la investigación climática. Estos permiten una evaluación de múltiples cambios posibles en el sistema climático, impactos en la sociedad y ecosistemas, y en la efectividad de las opciones de respuesta como la adaptación y/o mitigación (O’Neill et al., 2016).

Los modelos del CMIP5 utilizaron de base las trayectorias de concentración representativas (RCP por sus siglas en inglés) para generar sus proyecciones. En cambio, el sexto ciclo de evaluación de Cambio Climático (AR6) y el CMIP6 trabajan con el Proyecto de Intercomparación de Modelos de Escenarios (ScenarioMIP por sus siglas en inglés) para proveer proyecciones climáticas multi-modelo basadas en escenarios alternativos que están directamente relacionados con las preocupaciones de la sociedad sobre la mitigación, adaptación e impactos del cambio climático. Los RCPs evolucionaron hacia Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSPs) (Figura 2.5). Se complementan los RCPs existentes y se añaden nuevos escenarios, aumentando el espectro de preguntas científicas que pueden ser respondidas con estos modelos (O’Neill et al., 2016).





(a) Emisiones globales de  $CO_2$



(b) Aumento de la Temperatura Global respecto al periodo pre-industrial

Figura 2.5: Trayectorias socioeconómicas compartidas (SSPs), en líneas continuas se presentan las SSPs y se comparan con las RCPs en líneas punteadas (Adaptado de O'Neill et al., 2016).

A continuación, se describen tres escenarios SSPs (O'Neill et al., 2016):

- **SSP2-4.5:** En este escenario, los desafíos de mitigación y adaptación al cambio climático son moderados, y representa un punto intermedio entre las posibles trayectorias futuras de forzantes climáticas. En la Figura 2.5, se presenta de color celeste.
- **SSP3-7.0:** En este escenario, los desafíos de mitigación y adaptación son altos, y representa al segmento medio-alto entre las posibles trayectorias futuras de forzantes climáticas. En la Figura 2.5 se presenta de color rojo.
- **SSP5-8.5:** Corresponde a la trayectoria más extrema entre las distintas SSPs, y viene a actualizar el escenario RCP8.5 del AR5. El SSP5-8.5 asume una economía con uso intensivo de

energía basada en combustibles fósiles. De concretarse este escenario de altas emisiones, se producirá una forzante radiativa de  $8,5 \text{ W}/m^2$  en el año 2100. En la Figura 2.5, se presenta de color morado.

### 2.3. Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos son utilizados para representar y comprender flujos dentro del ciclo hidrológico, como por ejemplo: predecir crecidas y sequías, analizar la recarga de aguas subterráneas, estudiar interacciones entre la tierra y la atmósfera, entre otros fenómenos. Son una herramienta muy importante para desarrollar estrategias de gestión y planificación de recursos hídricos (Hrachowitz & Clark, 2017).

Existe un amplio espectro de modelos hidrológicos, y estos se pueden clasificar de acuerdo a distintos aspectos. Según el enfoque espacial que utilizan, los modelos pueden ser concentrados (e.g., GR4J; Perrin et al., 2003), semi-distribuidos (e.g., GR6JCN; Valéry et al., 2014) o distribuidos (e.g., VIC; Liang et al., 1994). Otra clasificación es según la forma en que las ecuaciones representan los procesos de la cuenca, pudiendo ser empíricos (e.g., Método DGA-AC; MOP, 1995), conceptuales (e.g., HBV; Bergström, 1995) o de base física (e.g. VIC; Liang, 1994).

La capacidad de los modelos hidrológicos de simular el comportamiento de una cuenca y predecir su comportamiento se cuantifica mediante índices de eficiencia, que comparan los resultados del modelo con datos observados. Dos de los índices utilizados con mayor frecuencia son el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE; Nash y Sutcliffe, 1970; Ecuación 2.1) y el índice de eficiencia de Kling-Gupta (KGE; Gupta et al., 2009; Ecuación 2.2). Diversos estudios han modelado la cuenca del río Loa con distintos modelos, obteniendo los siguientes resultados: DGA (2017) presentó un modelo numérico (VIC) para la cuenca del río Loa a escala mensual, entregando un índice NSE = 0,34 y, en particular en la cuenca del río Loa en Lequena una sobre-estimación de un 86 % de la escorrentía superficial. Utilizando el mismo modelo a escala diaria Villarroel (2020) calibrando con la función objetivo KGE la cuenca del río Loa antes represa Lequena, obtuvo los siguientes índices: NSE = 0,036; KGE = 0,54 y NSE -1,1; KGE = 0,07 en la calibración y validación respectivamente. Por último el Gobierno regional de Antofagasta (2020) obtuvo los índices NSE = 0,27 y KGE = 0,65 al modelar a escala mensual el caudal de la cuenca del río Loa antes represa Lequena con el modelo semi-distribuido WEAP.



$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (2.1)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \quad (2.2)$$

$$\alpha = \sigma_s / \sigma_o$$

$$\beta = \mu_s / \mu_o$$

Donde:

$r$  : coeficiente de correlación de Pearson entre caudales simulados y observados

$\sigma_s$  : desviación estándar de caudales simulados

$\sigma_o$  : desviación estándar de caudales observados

$\mu_s$  : Caudales medios simulados

$\mu_o$  : Caudales medios observados

### 2.3.1. Familia de Modelos GR

Los modelos hidrológicos GRXJ (Perrin et al., 2003; Le Moine, 2008; Pushpalatha et al., 2011; Valéry et al., 2014) son modelos conceptuales de precipitación-escorrentía, concentrados o semi-distribuidos si se utilizan junto al modulo de nieves CemaNeige, y que operan a resolución temporal diaria, creados por el instituto francés INRAE. Tienen un número X de parámetros, pudiendo ser 4, 5 o 6, y utilizan como entrada series diarias de precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración potencial (PE). El modelo GR4J es el modelo base: cuando existe precipitación, una fracción entra a un almacenamiento de producción, definido por el parámetro X1, por interceptación. La otra fracción y la percolación del almacenamiento se dividen entre un estanque de ruteo, definido por el parámetro X3, y escorrentía directa, según el parámetro X4. Además, existe intercambio subterráneo definido por el parámetro X2 (Perrin et al., 2003). En el modelo GR5J, se añade un parámetro X5 que corresponde a un parámetro de intercambio subterráneo. Este permite un cambio en la dirección del flujo entre el almacenamiento subterráneo y superficial (Le Moine, 2008). El modelo GR6J considera, paralelamente al estanque de ruteo, un estanque de almacenamiento subterráneo, definido por el parámetro X6, con vaciamiento exponencial (Pushpalatha et al., 2011). Los modelos GR5J y GR6J tienen una mayor representación de los almacenamientos subterráneos y sus flujos. En la Figura 2.6 se presenta un esquema con la estructura del modelo GR6J y en la Tabla 2.1 se presentan los parámetros.

El módulo CemaNeige es un módulo semi-distribuido, que divide la cuenca por bandas de elevación y tiene dos parámetros CN1 y CN2. Utiliza datos de precipitación, temperatura media y la hipsometría de la cuenca para determinar la fracción de precipitación sólida y la formación de manto nival. Luego, según el contenido de frío del manto nival, se determina el derretimiento éste. El impacto de implementar CemaNeige en una cuenca depende del área nival y de su régimen hidrológico (Valéry et al., 2014).

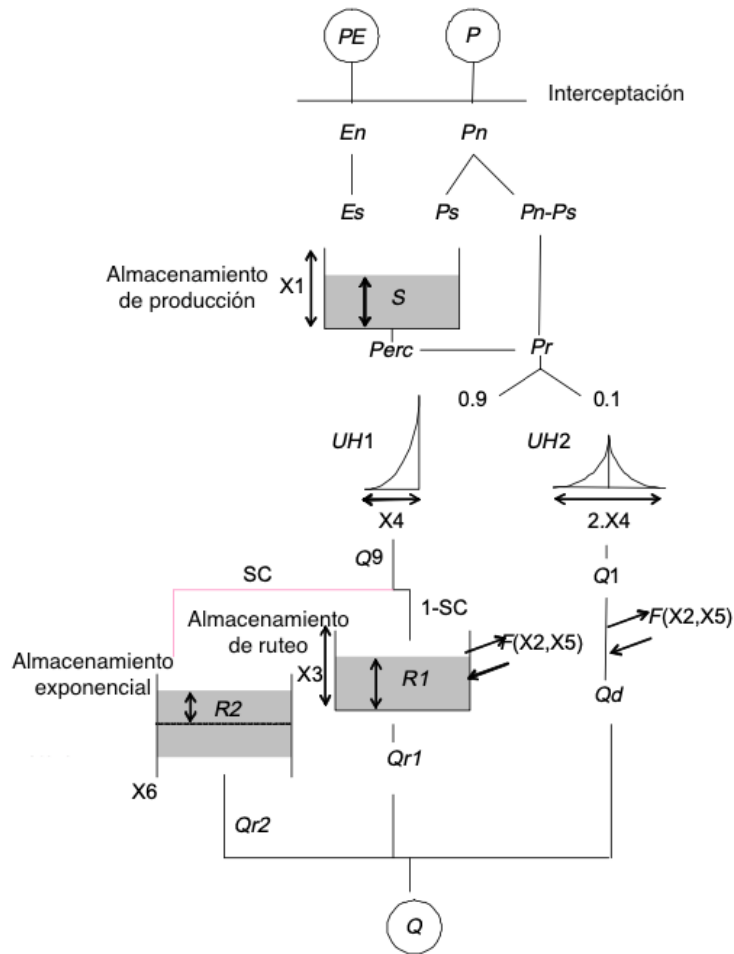


Figura 2.6: Estructura del modelo GR6J (Adaptado de Pushpalatha et al., 2011).

Tabla 2.1: Parámetros de los modelos GR y módulo CemaNeige. Fuente: Perrin et al., 2003; Le Moine, 2008; Pushpalatha et al., 2011 y Valéry et al., 2014.

Parámetro	Descripción
X1	Capacidad de almacenamiento del estanque de producción [mm]
X2	Coefficiente de intercambio entre los estanques [mm/día]
X3	Capacidad de almacenamiento del estanque de ruteo [mm]
X4	Constante de tiempo del hidrograma unitario [día]
X5	Umbral de intercambio entre cuencas [-]
X6	Coefficiente de vaciado del almacenamiento exponencial [mm]
CN1	Coefficiente de ponderación del estado térmico del manto de nieve [-]
CN2	Coefficiente de derretimiento grado-día [ mm/°C/día]

## 3. Datos y Métodos

En este capítulo, se presenta en primer lugar la base de datos recopilada para la realización del estudio, seguida de una caracterización de la zona de estudio, y, finalmente, se detallan los métodos utilizados para el desarrollo de la investigación.

### 3.1. Base de datos

La base de datos está clasificada en tres categorías: datos observados (precipitación y caudal), productos espacialmente distribuidos (precipitación, temperatura y elevación) y modelos de circulación general (precipitación y temperatura).

#### 3.1.1. Datos observados

Se genera una base de datos de precipitación diaria con el objetivo de evaluar y corregir un producto distribuido, y datos de caudal observado para calibrar y evaluar el modelo hidrológico.

##### **Precipitación observada**

Las mediciones de estaciones pluviométricas en la zona de estudio provienen de la Red Hidrometeorológica Nacional de la Dirección General de Aguas (DGA; [dga.mop.gob.cl](http://dga.mop.gob.cl)). Se utilizan datos provenientes de once estaciones ubicadas por sobre los 3000 m.s.n.m. en la zona cordillerana y precordillerana de la región de Antofagasta (ver Tabla 3.1 y Figura 3.1). Estas estaciones fueron seleccionadas según los siguientes criterios: (i) presentar al menos un 85 % de registros válidos dentro del periodo observado y (ii) contar con 30 años o más de medición.

Adicionalmente, se utilizan datos de precipitación de la estación meteorológica Ollagüe de la red agrometeorológica del INIA ([www.agrometeorologia.cl](http://www.agrometeorologia.cl)), registrados entre el 17-12-2010 y el 11-08-2021.

Tabla 3.1: Estaciones pluviométricas seleccionadas.

Nombre Estación	Código BNA	Porcentaje de registro [%]	Nº de años medidos	Altitud [m.s.n.m.]
Ascotan	02020002-2	87,5	38	3967
Caspana	02105021-0	96,2	30	3296
Cupo	02105014-8	96,5	38	3362
El Tatio	02105022-9	94,5	39	4374
Inacaliri	02103010-4	97,3	38	4033
Lequena	02101003-0	99,1	38	3320
Linzor	02105016-4	90,1	39	4126
Ojos San Pedro	02103009-0	97,8	38	3800
Parshall N 2	02103008-2	94,9	37	3328
Socaire	02500019-6	97,3	38	3234
Toconce	02105017-2	99,0	38	3293

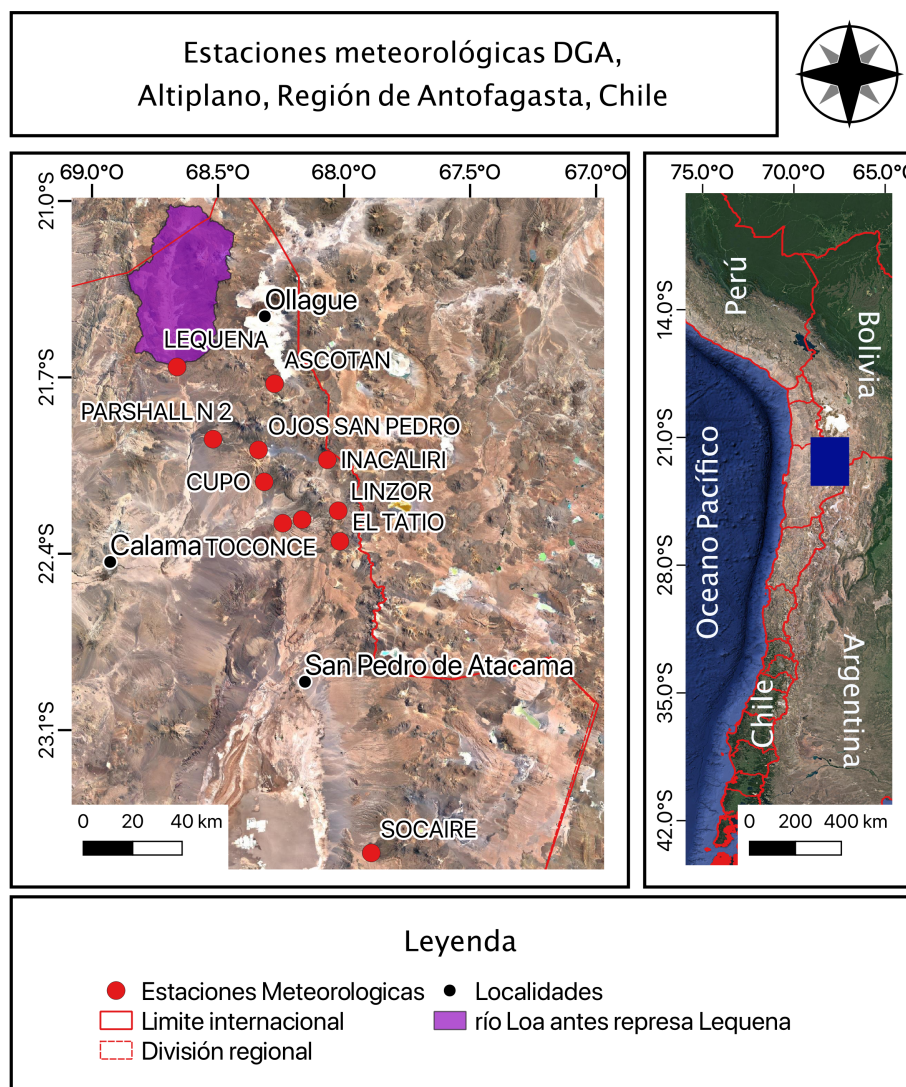


Figura 3.1: Ubicación estaciones pluviométricas seleccionadas.

## Caudal observado

Los datos del caudal observado en el punto de salida de la cuenca, la estación río Loa antes represa Lequena, provienen de la Red Hidrometeorológica Nacional de la Dirección General de Aguas (DGA; [dga.mop.gob.cl](http://dga.mop.gob.cl)). En la Tabla 3.2 se presenta información de la estación fluviométrica.

Tabla 3.2: Estación fluviométrica río Loa antes represa Lequena.

Nombre Estación	Código	Porcentaje de registro	Nº años medidos	Altitud [m.s.n.m.]
Río Loa Antes Represa Lequena	2101001	92,3	41	3293

## Evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ )

Los datos de  $ET_0$  provienen de la estación meteorológica Ollagüe de la red agrometeorológica del INIA ([www.agrometeorologia.cl](http://www.agrometeorologia.cl)), ubicada a 30 km de la cuenca en estudio. La estación cuenta con mediciones diarias de  $ET_0$  entre los días 17-12-2010 y 11-08-2021.

### 3.1.2. Productos distribuidos

#### Precipitación

Mediante el explorador de precipitaciones Mawüm (<https://mawun.cr2.cl>) se comparan las estimaciones de seis productos espacialmente distribuidos de precipitación disponibles a escala temporal diaria con las mediciones de pluviómetros locales de las once estaciones seleccionadas. Los seis productos disponibles en el explorador y sus respectivas referencias se presentan en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3: Productos espacialmente distribuidos de precipitación disponibles en Mawüm

Producto	Resolución horizontal [°]	Periodo disponible	Referencia
CR2met v2	0,05	1979-2019	Boisier et al. (2018)
IMERG v06B	0,1	2001-2019	Huffman et al. (2019)
RF-MEP v2	0,05	1983-2018	Baez-Villanueva et al. (2020)
ERA5	0,25	1979-2018	Hersbach et al. (2020)
CHIRPS v2	0,05	1981-2019	Funk et al. (2015)
TMPA-3B42 v7	0,25	1998-2018	Clark (2014)

## **Temperatura**

Para estimar la temperatura media de la cuenca se utiliza el producto distribuido **CR2MET v2.0**. Este producto de temperatura media diaria combina información local (topografía y observaciones de temperatura), variables de gran escala (ERA5; Hersbach y Dee, 2016) y datos de temperatura superficial estimada mediante imágenes satelitales (MODIS LST). El producto está disponible para el período 1979-2018 con una resolución temporal diaria y una resolución horizontal de 0.05° (Boisier et al., 2018).

### **3.1.3. Hipsometría**

La información hipsométrica de la cuenca, utilizada para distribuir espacialmente la temperatura y precipitación en el modelo hidrológico, se obtiene a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM por sus siglas en inglés) de 90x90m de resolución horizontal, generado por la Misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM; Jarvis et al., 2008).

### **3.1.4. Modelos de circulación general**

Los modelos de circulación general o GCMs utilizados en este estudio corresponden a un conjunto de multi-modelos CMIP6, y se obtienen de la base de datos Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). Se analiza un total de 24 modelos de precipitación y temperatura, generados por distintos centros de investigación a lo largo del mundo, estos modelos se encuentran disponibles para los periodos histórico (1983-2014) y futuro (2015-2060). Dado que el foco de este estudio son las crecidas, se analiza la trayectoria socioeconómica compartida (SSP) más desfavorable en términos de impactos generados por el cambio climático, el escenario SSP5-8.5. Los modelos analizados se presentan en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Modelos de circulación general

Nombre	Resolución horizontal [km]	Institución
ACCESS-CM2	250	CSIRO-ARCCSS
BCC-ESM1	250	BCC
CanESM5	500	CCCMA
CESM2	100	NCAR
CESM2-WACCM	100	NCAR
CMCC-CM2-SR5	100	CMCC
CMCC-ESM2	100	CMCC
CNRM-CM6-1-HR	100	CNRM-CERFACS
CNRM-CM6-1	250	CNRM-CERFACS
CNRM-ESM2-1	250	CNRM-CERFACS
EC-Earth3-CC	100	EC-Earth-Consortium
GFDL-ESM4	100	NOAA-GFDL
HadGEM3-GC31-LL	100	MOHC NERC
INM-CM4-8	100	INM
INM-CM5-0	100	INM
IPSL-CM6A-LR	250	IPSL
KACE-1-0-G	250	NIMS-KMA
MIROC-ES2L	500	MIROC
MIROC6	250	MIROC
MPI-ESM1-2-LR	250	MPI-M AWI
MRI-ESM2-0	100	MRI
NESM3	250	NUIST
NorESM2-MM	100	NCC
TaiESM1	100	AS-RCEC

## 3.2. Zona de estudio

El estudio se desarrolla en la cuenca río Loa antes represa Lequena (BNA 2101001), la cual corresponde a la cuenca de cabecera del río Loa (Figura 3.2). El río Loa se origina en la falda del volcán Miño (5651 m.s.n.m.) en el límite de las regiones de Tarapacá y Antofagasta y en las cercanías del límite internacional entre Chile y Bolivia.

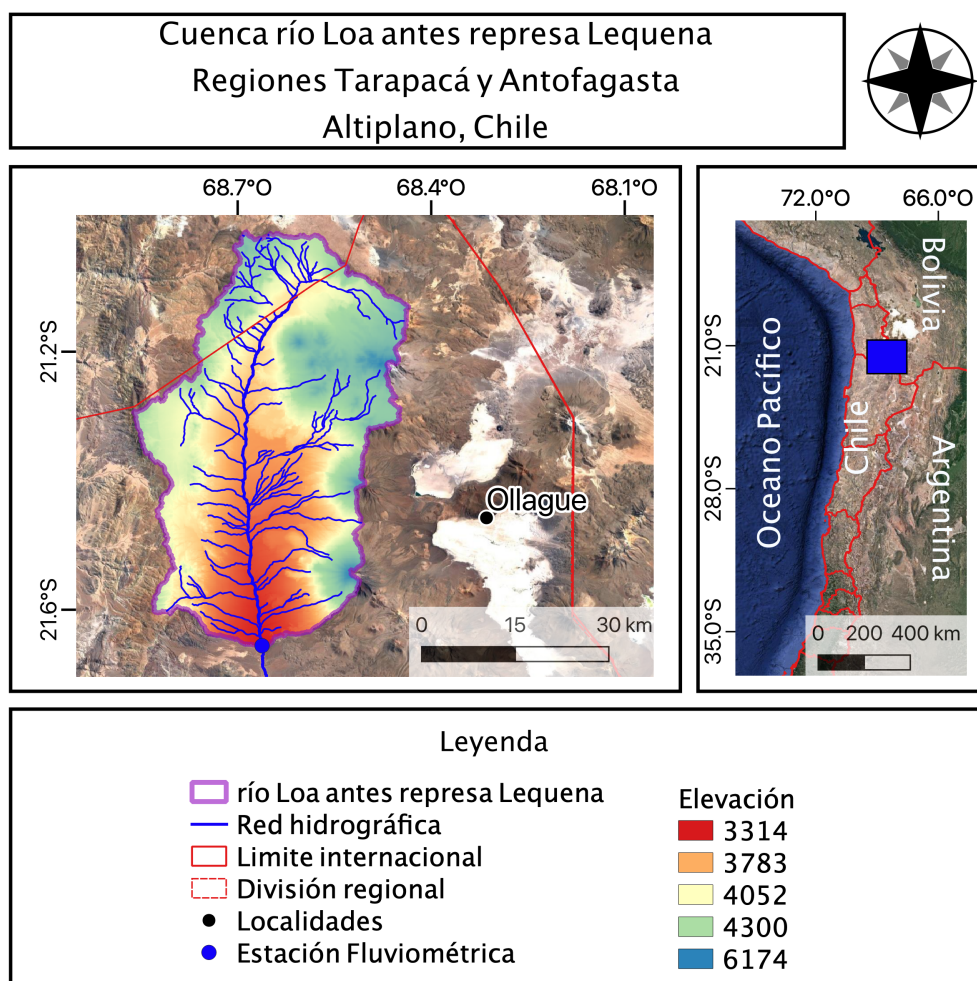


Figura 3.2: Mapa Cuenca río Loa antes represa Lequena

El régimen hidrológico del río Loa es pluvial y las crecidas se originan producto de intensas lluvias de verano caídas en la parte alta de la cuenca (Perez, 2013). Este río, en su sección de cabecera (cuenca en estudio), está limitado por el macizo andino que alcanza importantes alturas, entre ellas el volcán Miño (5.611 m.s.n.m), cerro Polán (5.425 m.s.n.m) y Cerro Gordo (5.194 m s.n.m). El escurrimiento general que sigue el cauce en este sector posee orientación Norte – Sur. El cauce del río presenta terrazas fluviales muy escarpadas, limitadas por cordones montañosos y pampas de escarpes muy pronunciados (MOP, 2004). Las principales características geomorfológicas de la cuenca en estudio se presentan en la Tabla 3.5.



Tabla 3.5: Características geomorfológicas de la cuenca río Loa antes represa Lequena. Fuente: Alvarez-Garretón et al., (2018).

Característica	Valor
Área [ $km^2$ ]	2053
Elevación media [m.s.n.m.]	4099
Elevación máxima [m.s.n.m.]	6174
Elevación mínima [m.s.n.m.]	3314
Pendiente media [%]	10,01

### 3.2.1. Clima e hidrología

La cuenca en estudio al estar inmersa en el Altiplano cuenta con un clima particular y disímil al del resto del país. Las precipitaciones se concentran en la época estival (Invierno Altiplánico) y las temperaturas medias se mantienen bajo los  $10^{\circ}C$  durante todo el año (Figura 3.3).

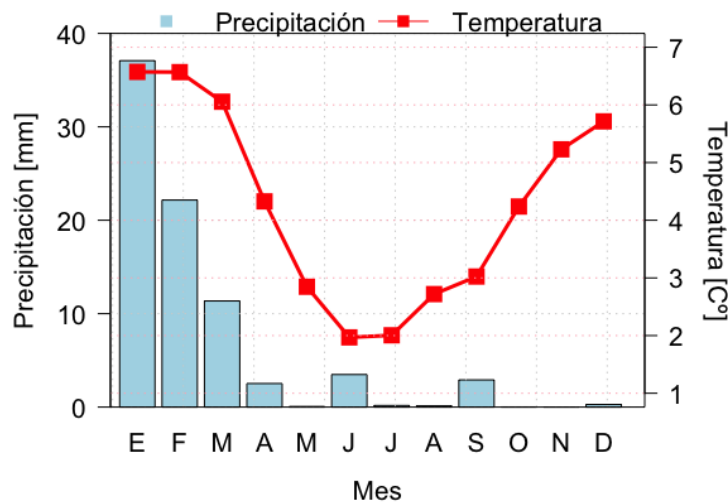
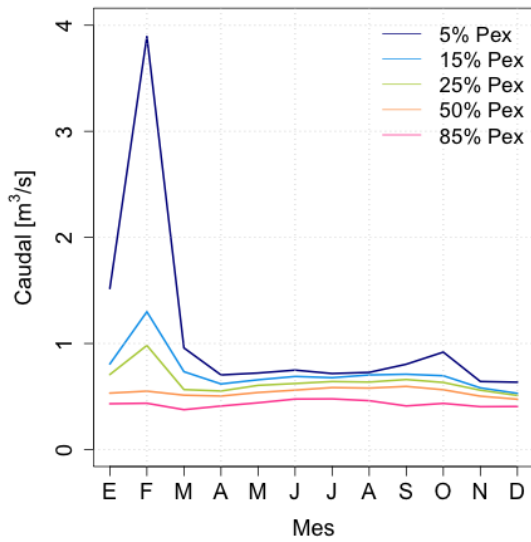
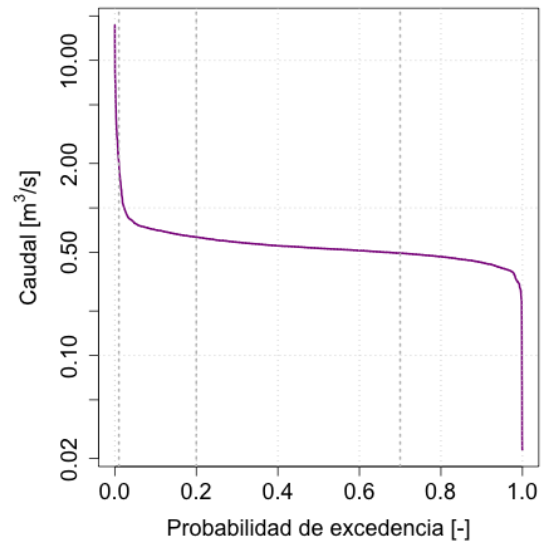


Figura 3.3: Climograma zona de estudio (1983-2018).

El caudal medio anual del río Loa en la sección estudiada es de  $0,59 m^3/s$  y se mantiene prácticamente constante durante todo el año; sin embargo, algunos años se genera un máximo durante los meses de enero y febrero en respuesta a las tormentas de verano. Estas crecidas pueden superar ampliamente el caudal medio anual llegando a registrarse montos de hasta  $17 m^3/s$ , aunque el 98 % de los días medidos el caudal estuvo por debajo de  $1 m^3/s$ . Los caudales extremos, es decir, aquellos que ocurren solo el 1 % del tiempo superan los  $2 m^3/s$  (Figura 3.4). En la Figura 3.5, se presentan las series diarias de precipitación y escorrentía de la cuenca, es posible observar la directa correlación entre las tormentas de verano y las crecidas.



(a) Curvas de variación estacional



(b) Curvas de duración

Figura 3.4: Caracterización del caudal observado en la cuenca en estudio (1983-2018).

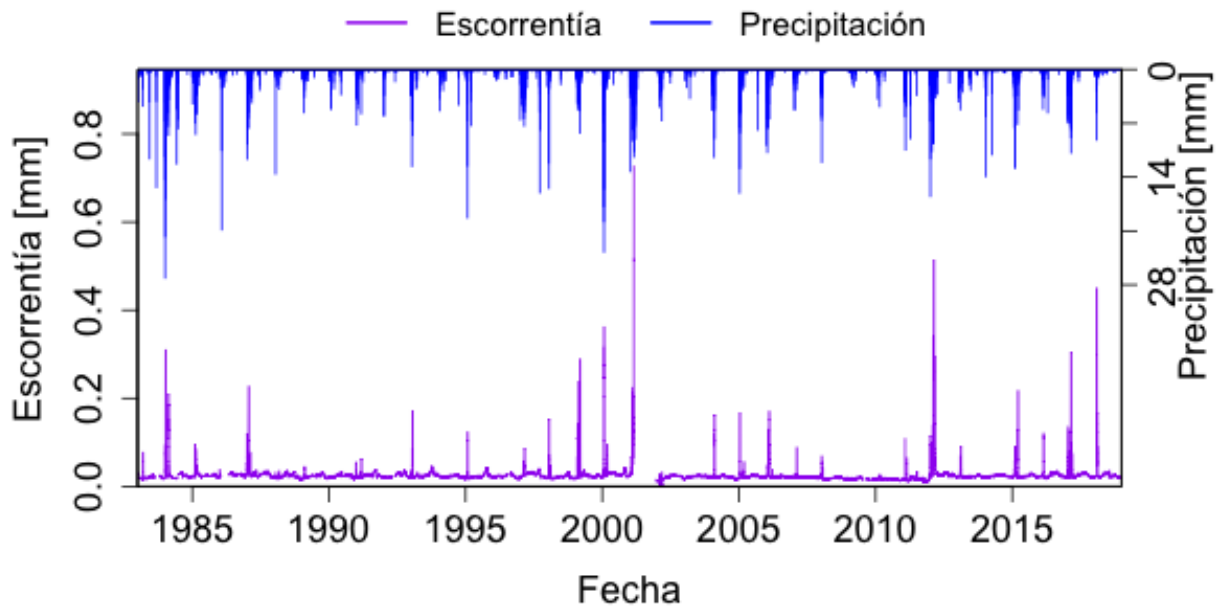


Figura 3.5: Series diarias de precipitación y escoorrentía en la cuenca en estudio (1983-2018).

### 3.3. Métodos

#### 3.3.1. Producto espacialmente distribuido de precipitación

Dadas las particulares características climáticas de la zona de estudio, se busca aquel producto de precipitación disponible en Mawüm que mejor estime la precipitación en la zona de estudio. Para esto, se comparan las series diarias de las once estaciones pluviométricas seleccionadas previamente con las series estimadas de cada producto en la ubicación de dichas estaciones (Tabla 3.1). Para la comparación se utilizan el coeficiente de determinación ( $R^2$ ; Ecuación 3.1) y el error de la raíz cuadrada de la media (RMSE; Ecuación 3.2).

$$R^2 = \frac{\sum (X_{obs} - X_{sim})^2}{\sum (X_{obs})^2 - \bar{X}_{obs}} \quad (3.1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (X_{sim} - X_{obs})^2}{n_{obs}}} \quad (3.2)$$

Donde:

$X_{obs}$  : variable observada

$X_{sim}$  : variable simulada

$\bar{X}_{obs}$  : variable observada media

$n_{obs}$  : número de observaciones

Una vez seleccionado el producto más adecuado para la zona de estudio, se corrige utilizando las series de precipitación de las once estaciones pluviométricas seleccionadas, mediante el método de Cressman (Cressman, 1959). Dicho método consiste en corregir los valores diarios de precipitación de cada píxel del producto que se encuentre dentro del área de influencia de una o más estaciones. Otros métodos utilizados para corregir productos espacialmente distribuidos son el método de las distancias inversas ponderadas (IDW por sus siglas en inglés; Shepard, 1968), el método de Barnes (Barnes, 1964) y el método de Kriging (Cressie, 1993). Se opta por utilizar el método de Cressman dado que es sencillo y fácil de implementar, y obtiene buenas predicciones continuas en comparación a los otros métodos mencionados (Maglione et al., 2019). El método de Cressman ya ha sido utilizado en Chile para estudios hidrológicos (e.g. DOH, 2020).

Para aplicar el método, en primer lugar se determina la matriz  $W_{ij}$  (Ecuación 3.3), donde  $i$  representa la estación con la que se está corrigiendo y  $j$  representa el píxel a corregir.  $W_{ij}$  actúa como un ponderador o peso de la corrección, y depende tanto de la distancia del centroide del píxel a la estación ( $d_{ij}$ ) como del radio de influencia de las estaciones ( $D$ ) de la zona. En el caso  $d > D$ , el ponderador  $W_{ij}$  será nulo. En la Figura 3.6 se presenta un esquema con las variables del método de corrección.

$$W_{ij} = \frac{D^2 - d_{ij}^2}{D^2 + d_{ij}^2}, d_{ij} < D \quad (3.3)$$

Luego se determina la matriz  $E_i$  (Ecuación 3.4), que representa el error o diferencia entre el valor observado en la estación  $i$  y el valor estimado del producto en la ubicación de dicha estación.

$$E_i = P_{i(\text{prod } s/\text{corregir})} - P_{i(\text{obs})} \quad (3.4)$$

Donde  $P_{i(\text{prod } s/\text{corregir})}$  corresponde a los valores diarios de precipitación del producto crudo en la ubicación de la estación  $i$ , y  $P_{i(\text{obs})}$  corresponde a los valores diarios observados en la estación. Teniendo las matrices  $W$  y  $E$ , se calcula el coeficiente de corrección de Cressman  $C_{ij}$  (Ecuación 3.5).

$$C_{ij} = -W_{ij} \cdot E_i \quad (3.5)$$

Finalmente, el producto corregido se obtiene sumando el valor de cada píxel  $j$  del producto crudo con su respectivo coeficiente  $C_{ij}$  (Ecuación 3.6).

$$P_{\text{prod corregido}} = P_{\text{prod } s/\text{corregir}} + C \quad (3.6)$$

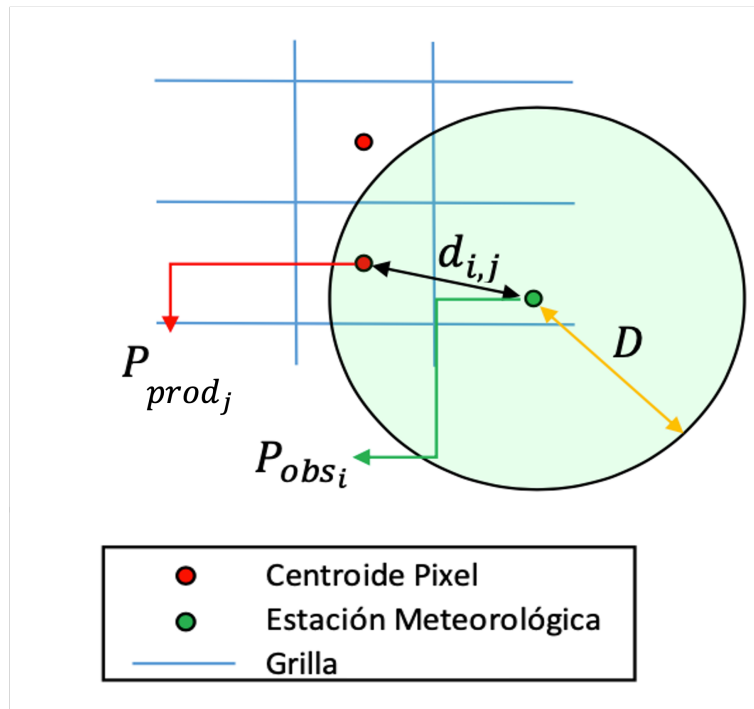


Figura 3.6: Esquema método de corrección de Cressman (Fuente: Adaptado de DOH, 2020).

Dado que el método de corrección depende fuertemente del radio de influencia  $D$ , es importante determinar el valor óptimo para la zona de estudio, ya que radios más grandes conllevan una mayor influencia del valor observado en cada estación en la corrección de los distintos píxeles del producto. Sin embargo, un radio mayor también implica que un mayor número de estaciones intervenga en la corrección de cada píxel, asimilando de esta manera la corrección a un promedio entre estaciones. Por otro lado, con radios de influencia muy pequeños aumenta el número de píxeles que no serán corregidos.

Para determinar el radio óptimo de influencia de la zona de estudio, se corrige el producto con distintos radios y se realiza una validación cruzada dejando una de las estaciones fuera de la corrección (LOOCV por sus siglas en inglés; Wilks, 2011), para luego evaluar la estimación del producto corregido en el punto de la estación no utilizada en el proceso. Lo anterior esto se repite para todas las estaciones, y el radio óptimo será aquel que presente menor RMSE (Ecuación 3.2) y mayor  $R^2$  (Ecuación 3.1) en el mayor número de estaciones.

### 3.3.2. Selección y calibración del modelo hidrológico

Se selecciona, entre los modelos de la familia GR, el que mejor reproduce los caudales de la cuenca. Para ello, se calibran los parámetros de los modelos GR4J, GR5J y GR6J y, adicionalmente, los mismos modelos complementados con el módulo de nieves CemaNeige, quedando así un total de seis estructuras de modelo candidatas.

Las entradas a los modelos son:

- Serie diaria de precipitación representativa de la cuenca (1983-2018), obtenida a partir del producto distribuido RFMEP corregido con el método de Cressman.
- Serie diaria de temperatura media de la cuenca (1983-2018), obtenida a partir del producto distribuido CR2met-v2.0.
- La evapotranspiración potencial (ETP) representativa de la cuenca, obtenida mediante el método de Oudin (2005). Este método obtiene la ETP a partir de la temperatura media de la cuenca y la radiación extraterrestre, que depende directamente de la latitud de la cuenca.
- La hipsometría de la cuenca, que se obtiene a partir de un modelo de elevación digital (DEM; Jarvis et al., 2008).

Para la calibración se consideran dos funciones objetivo: el índice NSE (Nash y Sutcliffe, 1970; Ecuación 2.1) y el índice KGE (Gupta et al., 2009; Ecuación 2.2). La calibración se realiza mediante el algoritmo de optimización Calibración Michel (Michel, 1991), el cual combina enfoques de calibración local y global en un proceso iterativo. Según lo expuesto en Coron et al. (2017) este algoritmo ha probado ser igual de eficiente para encontrar un conjunto de parámetros óptimos que otros algoritmos de búsqueda global de mayor complejidad, y a la vez es más eficiente en términos de gasto computacional. El periodo de calibración fue (1988 - 2008), que concentra el 70% de los datos, y el periodo de validación fue (2008 - 2018) correspondiente al 30% restante, considerando además un período de calentamiento del modelo de dos años.

De esta manera, se realiza una serie de experimentos de calibración utilizando los seis modelos candidatos y las dos funciones objetivo, seleccionando así el modelo y la función objetivo que reproducen de mejor manera los eventos de crecida del río en estudio, lo que se cuantifica mediante las métricas NSE y KGE. Además, dado el interés en reproducir correctamente las crecidas se analiza la métrica PbiasFHV (Yilmaz et al., 2008; Ecuación 3.7), correspondiente al porcentaje de sesgo entre el caudal observado y simulado de la sección alta ( $P < 0,02$ ) de la curva de duración de caudales.

$$PbiasFHV = 100 \cdot \frac{\sum(QH_{obs} - QH_{sim})}{\sum QH_{obs}} \quad (3.7)$$

Donde:

$QH_{obs}$  y  $QH_{sim}$  : Caudales con probabilidad de excedencia menor al 2%.

### 3.3.3. Selección y escalamiento de GCMs

Para seleccionar el GCM con mejor desempeño en la zona de estudio, se analizan las salidas de los GCMs sin procesar. Cabe mencionar que la resolución horizontal de estos es significativamente gruesa en relación al tamaño de la zona de estudio, presentando celdas que van desde los 100 km a los 500 km de extensión. Como se espera que estos modelos reproduzcan en rasgos generales la climatología de la zona de estudio, se analiza y compara la estacionalidad de las variables de interés con el producto observacional. Para esto, se comparan los ciclos estacionales adimensionales, dividiendo los valores mensuales por el promedio anual para la temperatura y por el monto anual en el caso de la precipitación. Esto permite analizar directamente la distribución mensual de las variables, independientemente del potencial sesgo en cuanto a magnitud de las variables que puedan presentar los GCMs. Finalmente, dichas series adimensionales se comparan con una serie de las mismas características del producto observacional mediante las métricas RMSE y  $R^2$ , generando un ranking entre los GCMs y seleccionando, de esta manera el modelo con el mejor desempeño, para ambas variables en la zona de interés.

Una vez seleccionado el modelo, se le realiza un escalamiento estadístico mediante el método de corrección de sesgo multivariado (MBCn; Cannon, 2018). El que según lo expuesto por Dionizis et al. (2021) permite representar de mejor forma los eventos de acumulación nival y crecidas pluviales respecto de métodos de escalamiento univariados como QDM (Quantile Delta Mapping; Cannon et al., 2015). Debido a que escala los modelos respetando la covariabilidad que puede existir entre la precipitación y la temperatura durante eventos de tormenta.

El proceso de escalamiento contempla dos etapas:

- i. Se lleva la grilla del GCM a la grilla del producto observacional de referencia, mediante un remuestreo con el método del vecino mas cercano o nearest neighbor, donde a cada nueva celda se le asigna el valor de la celda más cercana.
- ii. Teniendo grillas coincidentes entre el GCM remuestreado y el producto observacional, se aplica el método MBCn.

### 3.3.4. Análisis de tendencia

Para verificar la significancia de las tendencias de las series proyectadas de precipitación y temperatura se realiza el test de pendiente de Sen (Sen, 1968). Un método no-paramétrico mediante el cual se determina la pendiente de regresión para un determinado parámetro en un punto de muestreo sin que el mismo se vea afectado por la presencia de covariantes. El test se realiza con un nivel de confianza de 95 %, por lo tanto, se considera que las tendencias identificadas son estadísticamente significativas si el p-valor arrojado por el test es menor al 5%.

### 3.3.5. Análisis de frecuencia

Con el objetivo de estudiar los cambios en la frecuencia y magnitud de la ocurrencia de eventos extremos, se realiza un análisis de frecuencia a las precipitaciones máximas anuales y los caudales máximos anuales, tanto del período histórico (1985-2014) como futuro (2031-2060). Para esto, se ajustan a la probabilidad observada las siguientes distribuciones de probabilidad paramétricas:

- Log Pearson 3
- Gumbel
- Gamma
- Exponencial
- Normal
- Log Normal

La función de densidad de probabilidad que mejor se ajusta a la probabilidad empírica se determina, en primera instancia, de manera visual, comparando la curva de probabilidad acumulada empírica con las curvas teóricas de cada una de las distribuciones utilizadas. Para corroborar que la distribución elegida se ajusta de manera correcta, se realiza el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (Massey, 1951), con un nivel de significancia del 5%.

El test de Kolmogorov-Smirnov consiste en calcular la máxima diferencia ( $D_n$ ; Ecuación 3.8) de las distancias entre frecuencias acumuladas observadas y teóricas. Dicha distancia se compara con la distancia ( $D_\alpha$ ) tabulada para distintos tamaños muestrales (Tabla C.2).

$$D_n = \max(F(x_i) - P(x_i)) \quad (3.8)$$

Donde:

$F(x_i)$  = frecuencia acumulada teórica

$P(x_i)$  = frecuencia observada acumulada

De manera que la distribución paramétrica propuesta se aprueba si  $D_\alpha > D_n$ .

# 4. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos. En primer, lugar se exponen los resultados de la selección y corrección de un producto espacialmente distribuido de precipitación adecuado para la zona de estudio. Luego, se muestran los resultados correspondientes a la elección y calibración del modelo hidrológico, seguido de la selección y el escalamiento de un GCM, finalmente, se presentan los resultados de la proyección del caudal en la cuenca.

## 4.1. Selección y corrección de un producto espacialmente distribuido de precipitación

Al comparar las series de precipitación estimadas por los productos en la ubicación de las once estaciones con las series observadas en las mismas, se obtiene que el producto RF-MEP v2 presenta valores de  $R^2$  más cercanos a la unidad en todas las estaciones (salvo una) en comparación con los otros productos (Figura 4.1). Esto es consistente con lo obtenido al realizar la misma comparación mediante el  $RMSE$  (Figura A.1), en donde se observa que el producto RF-MEP v2 presenta menores valores de error que los otros productos en la mayoría de las estaciones analizadas.

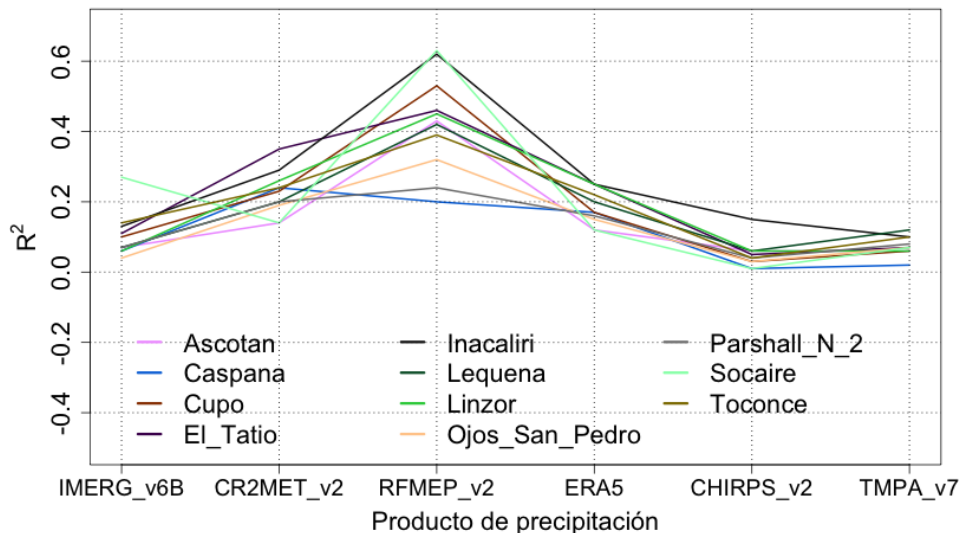


Figura 4.1: Comparación de productos con observaciones mediante  $R^2$ .



Una vez seleccionado el producto se corrige para la zona de estudio mediante el método de Cressman. Para esto, en primer lugar, se calibra el radio óptimo de influencia de las estaciones. En la Tabla A.1 se presentan los resultados obtenidos de la validación cruzada en la estación Cupo. Al realizar este ejercicio para las once estaciones, se obtiene que el radio con mejor desempeño en la validación cruzada, considerando RMSE y  $R^2$ , es de **25 km**.

Finalmente, en la Figura 4.2 se presenta la diferencia entre el producto RF-MEP corregido y el producto crudo, donde es posible observar que este último sobre-estima la precipitación en la mayoría de las estaciones hasta un 65 %, con la excepción de la estación Lequena, ubicada en el punto de salida de la cuenca en estudio. Allí se puede notar que la diferencia entre el producto corregido y el producto crudo es levemente positiva; es decir, en esta zona el producto sub-estima hasta en un 13 % la precipitación observada en la estación. Cabe mencionar que la corrección del producto solo abarca el 32 % del total de la superficie de la cuenca. Dado el radio óptimo y la influencia de una única estación, la estación Lequena.

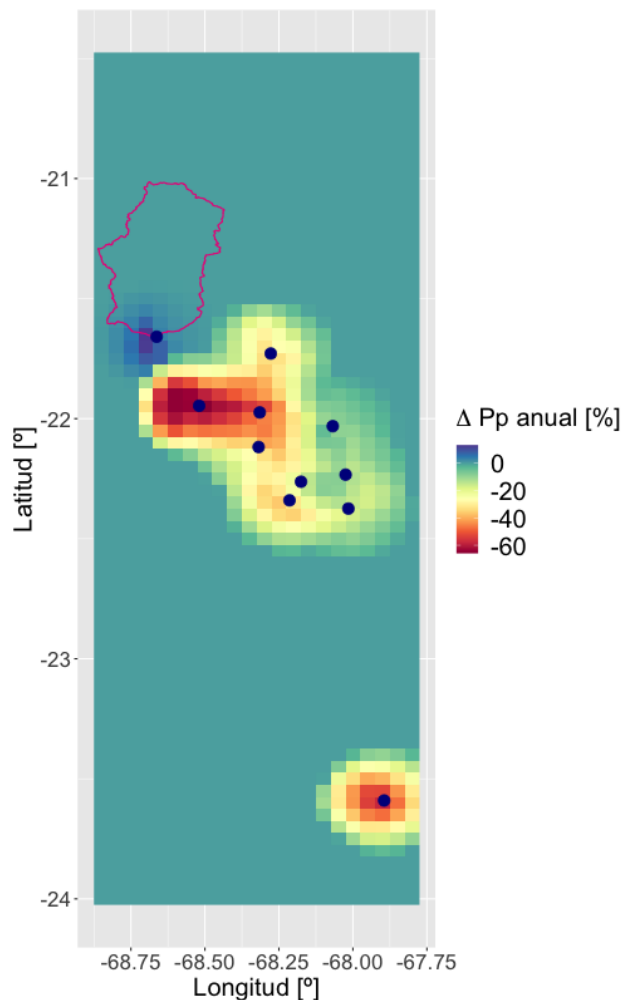


Figura 4.2: Diferencia entre la precipitación media anual [1983-2018] del producto RF-MEP corregido y el RF-MEP crudo. Los puntos azules son las estaciones meteorológicas y el polígono rosado corresponde a la cuenca en estudio.

## 4.2. Selección y calibración modelo hidrológico

En esta sección se presentan los resultados de los experimentos de calibración realizados para seleccionar un modelo, una función objetivo y el conjunto de parámetros óptimos de la cuenca. Al analizar las Tablas 4.1 y 4.2, se observa que al calibrar con el índice NSE como función objetivo se obtienen resultados en un rango entre 0 y 0,28 en ambos índices (NSE y KGE) en todos los modelos para ambos periodos (calibración y validación). Obteniéndose en el periodo de calibración los índices más cercanos a la unidad con los modelos GR6J, GR5JCN y GR6JCN (NSE = 0,24 y KGE = 0,27). En el periodo de validación las métricas disminuyen considerablemente y los modelos con valores más cercanos a la unidad son GR6J y GR6JCN (NSE = 0,17 y KGE = 0,07). En cuanto al índice pbiasFHV el modelo con menor sesgo en los caudales extremos en los periodos de calibración y validación es el modelo GR5J (pbiasFHV = -49 % en la calibración y pbiasFHV = -73,1 % en la validación).

Al calibrar con el índice KGE como función objetivo (Tabla 4.2) se obtiene que en el periodo de calibración los modelos con mejor desempeño en términos de NSE y KGE son el GR6J y el GR6JCN (NSE = -0,02 y KGE = 0,49). Y con respecto al pbiasFHV el mejor modelo fue el GR4J (pbiasFHV = 14,5 %), en el periodo de validación los modelos con mayor NSE son el GR5J y GR5JCN (NSE = 0,27) y el modelo con mayor KGE es el GR4J (KGE = 0,26) en cuanto al pbiasFHV el mejor modelo en este periodo es el GR4J (pbiasFHV = -36,7 %).

Tabla 4.1: Calibración con NSE como función objetivo. Periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018).

Modelo	Calibración			Validación		
	NSE [-]	KGE [-]	FHV [%]	NSE [-]	KGE [-]	FHV [%]
GR4J	0,07	0,04	-51,3	0,07	-0,09	-74
GR5J	0,23	0,26	-49	0,16	0,06	-73,1
<b>GR6J</b>	<b>0,24</b>	<b>0,27</b>	<b>-50,3</b>	<b>0,17</b>	<b>0,07</b>	<b>-73,2</b>
GR4JCN	0,07	0,04	-50,9	0,07	-0,09	-74
GR5JCN	0,24	0,27	-49,3	0,16	0,07	-73,3
GR6JCN	0,24	0,27	-50,5	0,17	0,07	-73,3

Tabla 4.2: Calibración con KGE como función objetivo. Periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018).

Modelo	Calibración			Validación		
	NSE [-]	KGE [-]	FHV [%]	NSE [-]	KGE [-]	FHV [%]
GR4J	-0,41	0,32	14,5	0,18	0,26	-35,7
GR5J	-0,18	0,41	-21,2	0,27	0,19	-60,8
<b>GR6J</b>	<b>-0,02</b>	<b>0,49</b>	<b>-19,5</b>	<b>0,26</b>	<b>0,19</b>	<b>-64,6</b>
GR4JCN	-0,4	0,32	14,3	0,18	0,25	-36,4
GR5JCN	-0,18	0,41	-27,3	0,27	0,18	-61
GR6JCN	-0,02	0,49	-18,8	0,26	0,19	-64,6

En la Figura 4.3 se presentan las series de tiempo de caudal resultante de la calibración y validación del modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo. En esta se observa que el modelo es capaz de reproducir buena parte de las crecidas, sobre todo en su temporalidad y en menor medida en su magnitud en ambos periodos, a diferencia de lo que se observa en las Figuras B.1 y B.3 que presentan los resultados de la calibración del modelo GR6J utilizando el índice NSE como función objetivo y del modelo GR4J utilizando el índice KGE como función objetivo respectivamente, donde el modelo no representa todas las crecidas observadas. Las curvas de duración de caudales simulados y observados en los periodos de calibración y validación, se muestran en la Figura 4.4, donde se observa que el modelo no logra modelar correctamente los flujos bajos, pero en cambio mejora en la modelación de los flujos medios y altos, presentando un sesgo de -19% para los caudales con probabilidad de excedencia menor al 2% en la calibración y un sesgo de -64% en la validación.

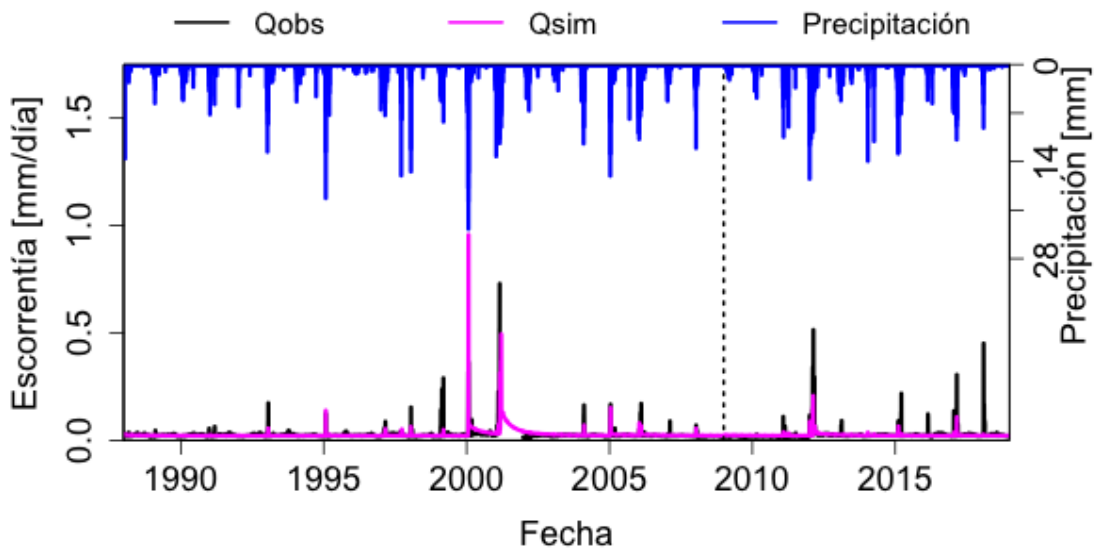


Figura 4.3: Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración (1988 - 2008) y validación (2009 - 2018).

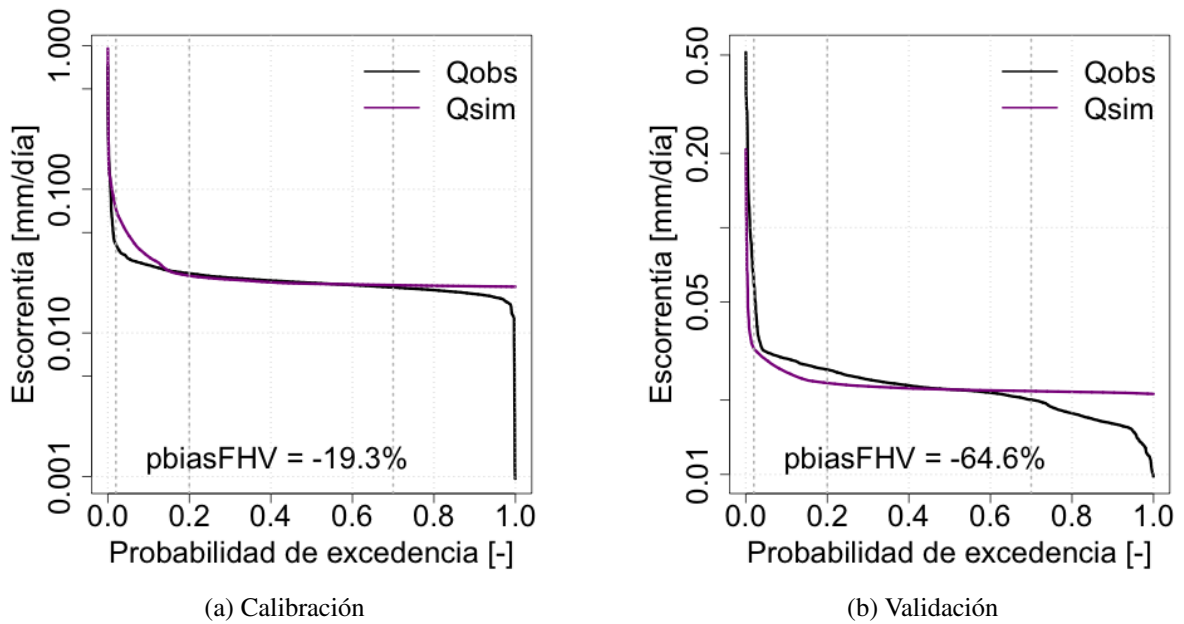


Figura 4.4: Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo, el eje izquierdo representa los índices de eficiencia y el derecho el pbiasFHV.

Además, como se expone en la Tabla 4.3, se pudo notar que la ETP aumenta los días de lluvia con respecto a los días sin lluvia, a diferencia de la  $ET_0$  que disminuye los días de lluvia con respecto a los días despejados.

Tabla 4.3: Comparación de  $ET_0$  y ETP entre días de lluvia y días despejados en el periodo 17/12/2010 - 11/08/2021.

	$ET_0$ media [mm]	ETP media [mm]
llueve	3,94	2,81
No llueve	4,46	1,88

De la Tabla 4.3, se desprende que se puede estar sobre-estimando la evapotranspiración potencial los días de lluvia, los cuales corresponden a la única entrada de agua al modelo, por lo que se vuelve a calibrar disminuyendo la ETP. Se pudo notar que la calibración del modelo GR6J mejora considerablemente al disminuir la ETP. En la Figura 4.5, se observa que al reducir la ETP los índices de eficiencia aumentan: en la calibración mejoran de un NSE = -0,02 y un KGE = 0,49 con la ETP total a un NSE = 0,22 y un KGE = 0,61 al reducir la ETP en un 50 %, el sesgo en flujos altos también disminuye al ponderar la ETP, disminuyendo desde un pbiasFHV = -19,5 % a un pbiasFHV = -13 % al usar un 50 % de la ETP. De igual manera en la validación los índices mejoran pasando de un NSE = 0,26 y un KGE = 0,19 a un NSE = 0,38 y un KGE = 0,42 luego de disminuir la ETP en un 50 %, el sesgo en los flujos altos también disminuye desde un pbiasFHV = -64,6 % a un pbiasFHV = -40,6 %.

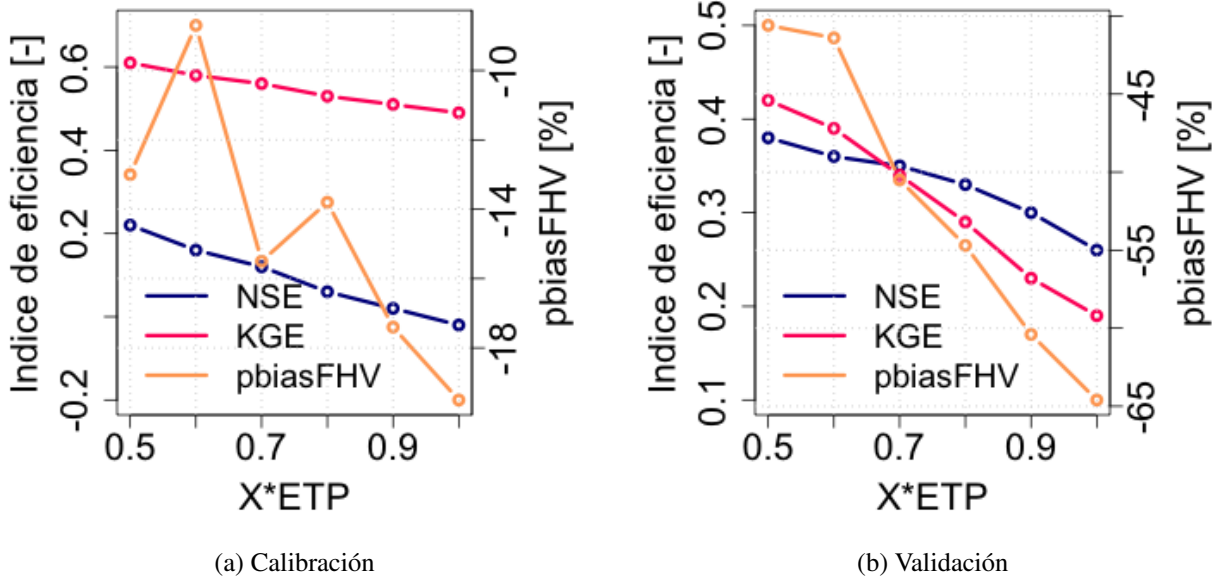


Figura 4.5: Cambios en la calibración del modelo GR6J, utilizando el índice KGE como función objetivo, al ponderar la ETP

Finalmente, en la Tabla 4.4 y en la Figura 4.6 se presentan los resultados de la calibración del modelo GR6J, utilizando el índice KGE como función objetivo, reduciendo la serie de ETP en un 50%. Tanto en la Tabla como en la Figura se observan las mejoras de la calibración con respecto a la Tabla 4.2 y la Figura 4.3. En este caso prácticamente la totalidad de las crecidas observadas son modeladas correctamente en términos de la temporalidad y con respecto a la magnitud se subestiman levemente los montos máximos, sin embargo, en la Figura 4.7 se observa que aún castigando la ETP el modelo no logra modelar correctamente los flujos bajos de la cuenca y en menor medida los flujos medios, pero presenta mejoras en la modelación de los flujos altos, con respecto a los observado en la Figura 4.4.

Tabla 4.4: Comparación entre la calibración del modelo GR6J con KGE como función objetivo con la ETP total y reduciéndola en un 50%. periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018).

	Calibración			Validación		
	NSE	KGE	FHV	NSE	KGE	FHV
ETP	-0,02	0,49	-19,5	0,26	0,19	-64,6
$ETP \cdot 0,5$	0,22	0,61	-13	0,38	0,42	-40,6

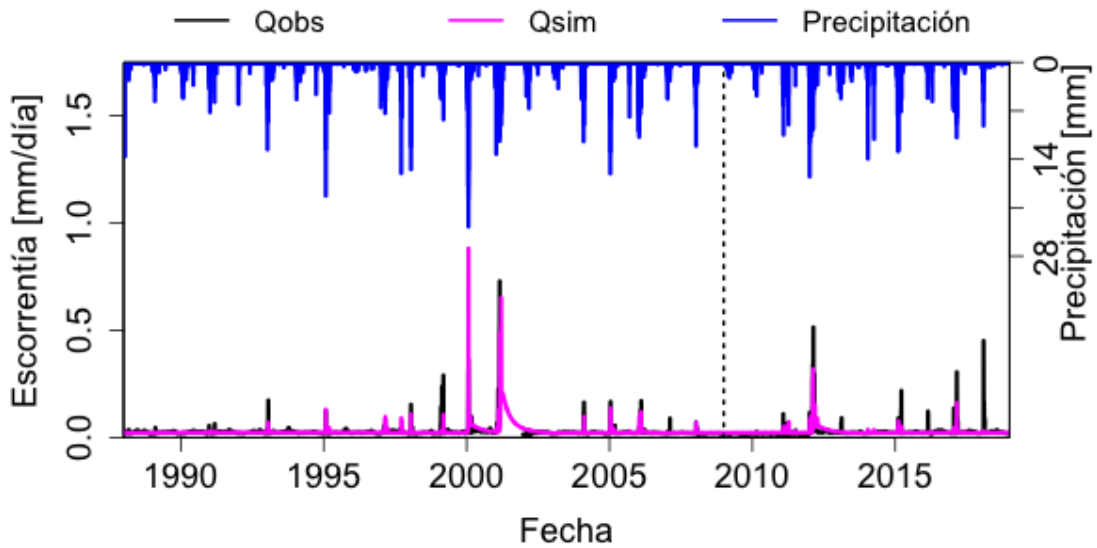


Figura 4.6: Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y ‘castigando’ la ETP en un 50%, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración (1988 - 2008) y validación (2009 - 2018).

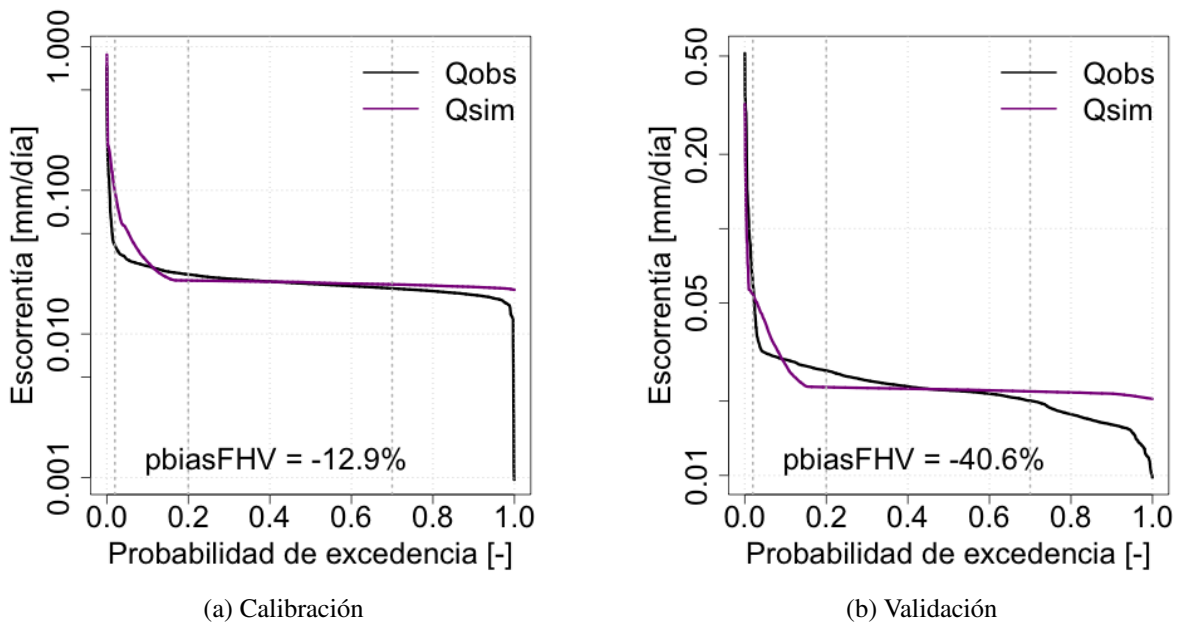


Figura 4.7: Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y ‘castigando’ la ETP en un 50%.

### 4.3. Selección GCM

En esta sección, se presentan los resultados de la selección de un GCM y su posterior escalamiento estadístico. En la Figura 4.8 se muestran las series estacionales adimensionales de precipitación y temperatura de los 24 GCMs analizados y el producto observacional. En esta Figura, es posible apreciar las diferencias entre los GCMs y los productos de precipitación y temperatura en términos estacionales, pudiéndose notar que son pocos aquellos GCMs que logran modelar correctamente la distribución mensual de las variables en estudio. En el caso de la precipitación, varios modelan el máximo de precipitaciones en el mes de febrero, cuando el peak observado se genera en enero; a su vez, la mayoría asigna una fracción mayor al 10% del monto anual al mes de diciembre, en cambio, el producto observacional le asigna al mes de diciembre una fracción menor al 0,5%. En el caso de la temperatura, si bien la mayoría de los modelos logra reproducir correctamente la estacionalidad de la variable, estos difieren en las diferencias entre el invierno y el verano, presentando algunas diferencias extremas entre estas dos estaciones y otros diferencias leves, encontrándose la serie observada en medio de estos dos grupos.

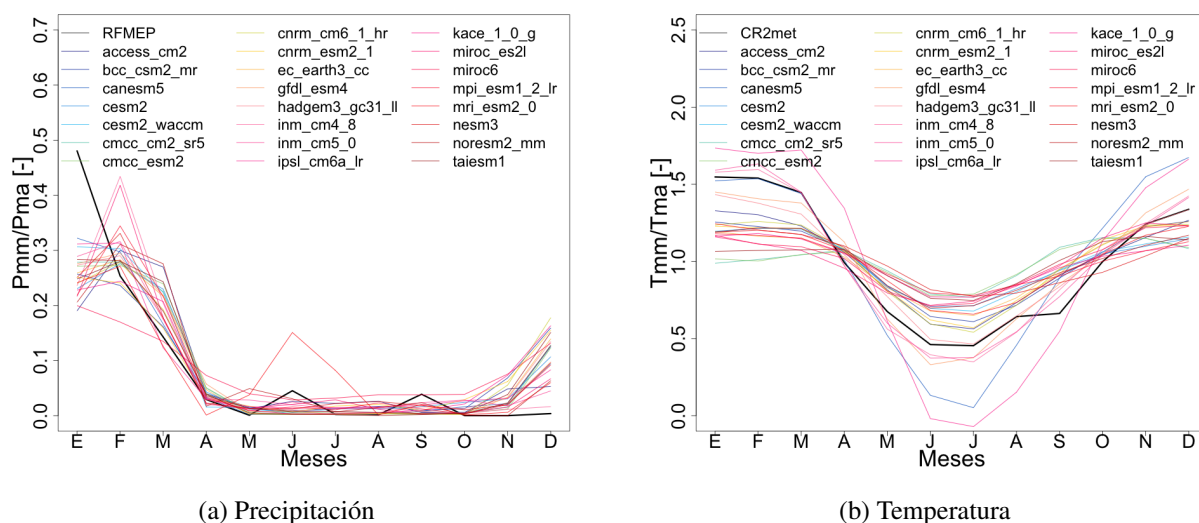


Figura 4.8: Series estacionales adimensionales producto observacional y GCMs (1983 - 2014). Pmm: precipitación media mensual, Pma: precipitación media anual, Tmm: temperatura media mensual y Tma: temperatura media anual.

Para seleccionar el modelo más adecuado para la zona de estudio, se calcularon las métricas RMSE y  $R^2$  entre las series estacionales adimensionales observadas y las de cada modelo. A partir de dichas métricas, se genera un ranking de desempeño de los 24 modelos para ambas variables. Dichos rankings para los diez modelos con mejores métricas se presentan en las Tablas 4.5 y 4.6, ubicándose el GCM Inm-cm5-0 en el primer lugar de ambos rankings.

Tabla 4.5: RSME y  $R^2$  entre series estacionales adimensionales de precipitación de los GCMs y la serie estacional adimensional observada (1983 - 2014).

Ranking	GCM	RMSE [-]	Ranking	GCM	$R^2$ [-]
1	Inm-cm5-0	0,06	1	Inm-cm5-0	0,84
1	Inm-cm4-8	0,06	2	Inm-cm4-8	0,83
1	Canesm5	0,06	3	Canesm5	0,82
2	Cesm2-waccm	0,07	4	Cesm2-waccm	0,79
2	Cmcc-cm2-sr5	0,07	5	Ec-earth3-cc	0,75
2	Ec-earth3-cc	0,07	6	Gfdl-esm4	0,74
2	Gfdl-esm4	0,07	7	Cmcc-cm2-sr5	0,72
3	Bcc-csm2-mr	0,08	7	Noresm2-mm	0,72
3	Cesm2	0,08	8	Mri-esm2-0	0,71
3	Cmcc-esm2	0,08	9	Cmcc-esm2	0,7

Tabla 4.6: RSME y  $R^2$  entre series estacionales adimensionales de temperatura de los GCMs y la serie estacional adimensional observada (1983 - 2014).

Ranking	GCM	RMSE [-]	Ranking	GCM	$R^2$ [-]
1	Inm-cm5-0	0,07	1	Inm-cm5-0	0,98
2	Inm-cm4-8	0,08	2	Inm-cm4-8	0,97
3	Hadgem3-gc31-ll	0,09	2	Mpi-esm1-2-lr	0,97
4	Gfdl-esm4	0,11	3	Hadgem3-gc31-ll	0,96
5	Access-cm2	0,16	4	Access-cm2	0,95
6	Bcc-csm2-mr	0,18	5	Noresm2-mm	0,94
6	Cnrm-cm6-1-hr	0,18	6	Cesm2	0,93
7	Cnrm-esm2-1	0,19	6	Gfdl-esm4	0,93
8	Mri-esm2-0	0,21	6	Ipsl-cm6a-lr	0,93
9	Cesm2-waccm	0,22	6	Kace-1-0-g	0,93



## 4.4. GCM Inm-cm5-0 histórico escalado

Luego de seleccionar el GCM con mejor desempeño en la zona de estudio, el GCM Inm-cm5-0. Se le realiza un escalamiento estadístico, obteniéndose una mejoría muy relevante en la capacidad de reproducir la estacionalidad de la precipitación pasando de un RMSE de 69 mm entre la serie estacional del GCM crudo y la serie estacional del producto RFMEP a un RMSE de 0,1 mm luego de escalar el GCM en el periodo 1983-2014. De la misma forma en el caso de la temperatura el error disminuye desde 3,24°C con el GCM crudo a 0,08°C con el GCM escalado (Tabla 4.7).

Tabla 4.7: RMSE ciclo estacional del GCM histórico vs ciclo estacional del producto observacional (1983 - 2014).

Precipitación		Temperatura	
GCM	RMSE GCM vs RF-MEP [mm]	GCM	RMSE GCM vs CR2met [°C]
Inm-cm5-0 sin escalar	69,26	Inm-cm5-0 sin escalar	3,24
Inm-cm5-0 escalado	0,1	Inm-cm5-0 escalado	0,08

Dado que para el presente estudio son relevantes los eventos extremos, se analiza el desempeño del GCM escalado para reproducir de forma correcta la ocurrencia de tormentas con una probabilidad de excedencia menor al 2%, tanto en su frecuencia como en su magnitud. En la Figura 4.9 se observa como, luego del escalamiento, el modelo logra simular de manera correcta tanto el monto de la precipitación extrema como su frecuencia.

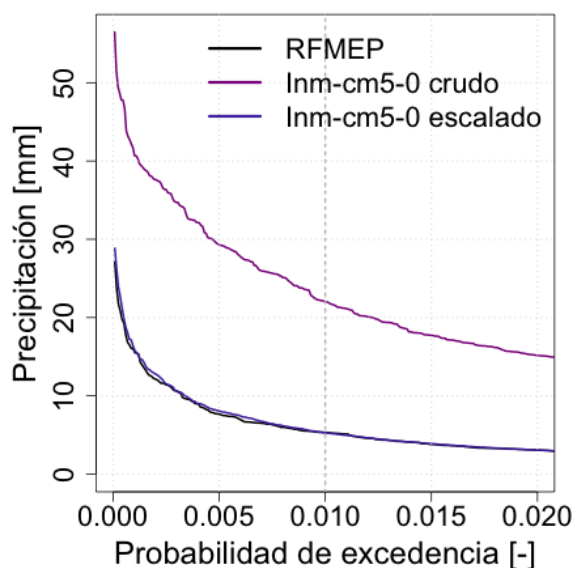


Figura 4.9: Probabilidad de excedencia de tormentas con probabilidad de excedencia menor al 2% en la cuenca en estudio (1983 - 2014).

## 4.5. GCM Inm-cm5-0 futuro escalado

En esta sección, se presentan la precipitación y temperatura proyectadas hasta el año 2060 en el escenario SSP5-8.5 de cambio climático. Se analizan tendencias y cambios de montos anuales en el caso de la precipitación y medias anuales para la temperatura, así como también la estacionalidad y frecuencia de eventos extremos de precipitación.

### 4.5.1. Precipitación

En la Figura 4.10 se presentan las series proyectadas de precipitación anual y estival en el periodo 2015 - 2060. Se aprecia una marcada variabilidad interanual y una tendencia a la disminución tanto en la precipitación anual (pendiente lineal:  $-0,38$  mm/año) como en la precipitación de verano (pendiente lineal:  $-0,53$  mm/año). Para verificar la significancia de las tendencias identificadas, se realiza el test de pendiente de Sen (Tabla 4.8). Dado que los p-valores obtenidos son mayores al 5 %, se puede afirmar que ambas series son estacionarias y sus tendencias negativas no son estadísticamente significativas. En la Tabla 4.9, se presenta la precipitación media anual de los periodos histórico (1985 - 2014) y futuro (2031-2060), en donde se confirma que no se esperan cambios significativos ( $+0,6$  %) en la precipitación media futura de la cuenca.

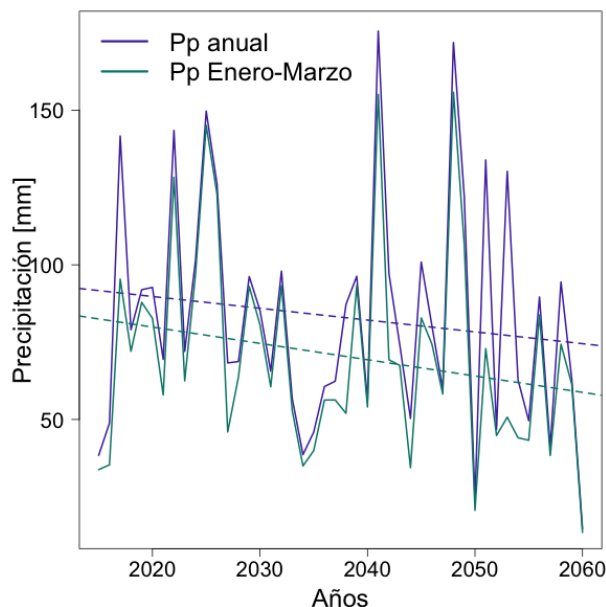


Figura 4.10: Serie anual de precipitación proyectada en la cuenca en estudio (2015 - 2060).

Tabla 4.8: Test de pendiente de Sen precipitaciones proyectadas

Serie	p-valor [-]
Anual	0,29
Enero-Marzo	0,12

Tabla 4.9: Cambios en la precipitación media anual entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060).

Periodo	Pp media anual [mm]	$\Delta$ [%]
Histórico	77,84	+ 0,6
Futuro	78,3	

Con respecto a la distribución mensual futura de las precipitaciones en la cuenca, en la Figura 4.11 se aprecia que los años normales la temporada de lluvias se concentraría en la época estival, principalmente entre los meses de enero a marzo, a excepción de algunas tormentas en julio y septiembre. En los años húmedos, el invierno altiplánico incluiría el mes de abril y precipitarían montos del orden de los 40 mm el mes de julio y alrededor de 15 mm en septiembre. Por otro lado, en los años secos las lluvias se concentrarían entre enero y marzo, con montos menores a los 10 mm mensuales.

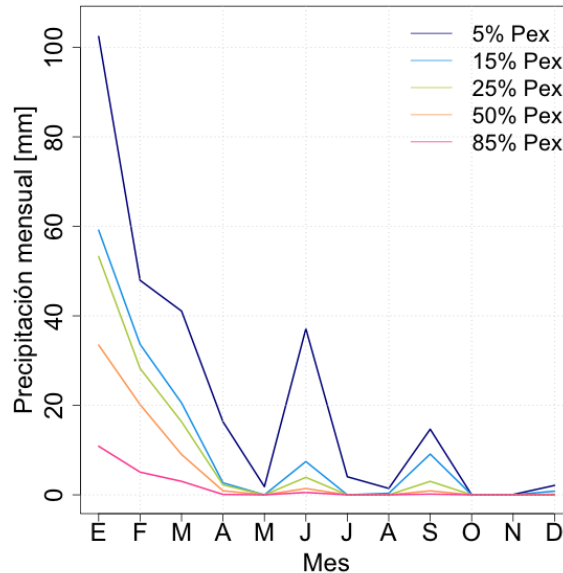


Figura 4.11: Curvas de variación estacional de la precipitación del modelo Inm-cm5-0 escalado bajo el escenario SSP5-8.5 (2015 - 2060).

En la Figura 4.12 se comparan las curvas de duración de las precipitaciones máximas diarias de cada año ( $R_{x1día}$ ). Se puede observar que se proyecta un aumento de un 16% en la magnitud de los eventos extremos con probabilidad de excedencia menor al 3%, mientras que las tormentas con precipitaciones de 12 mm o menos serán menos frecuentes.

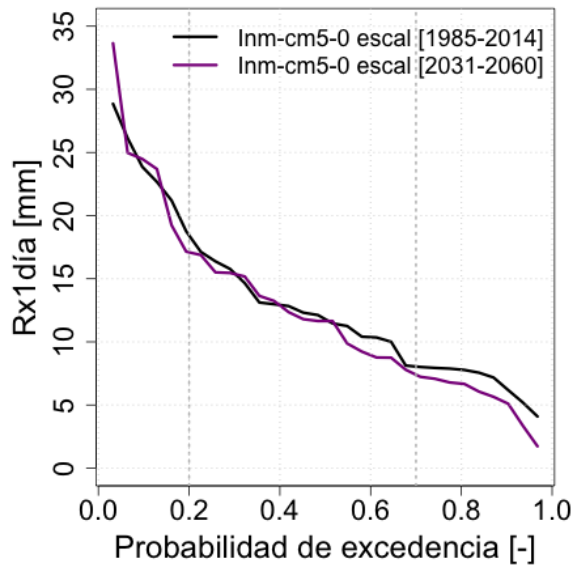


Figura 4.12: precipitaciones diarias máximas anuales Rx1día.

Siguiendo en la línea de identificación de cambios en los eventos extremo de precipitación, se realiza un análisis de frecuencia a las precipitaciones máximas anuales. En primer lugar, se busca encontrar la función de distribución de probabilidades que mejor se ajuste a las probabilidades observadas (Figuras C.3 y C.4), seguido del test de bondad de ajuste K-S (Tabla ??) para verificar si la distribución seleccionada tiene un ajuste correcto. Los resultados del análisis de frecuencia se presentan en la Figura 4.13, en la cual se observa un aumento en los montos de la precipitación para las tormentas con un periodo retorno mayor o igual a 20 años. Con un periodo de retorno de 40 años en el periodo histórico (1985-2014) las tormentas son de 30 mm, y para el mismo periodo de retorno en el futuro (2031-2060), se proyectan tormentas de 34 mm. En el caso un periodo de retorno de 80 años, en el periodo histórico la tormenta era de 33 mm y en el futuro se proyecta que será de 40 mm.

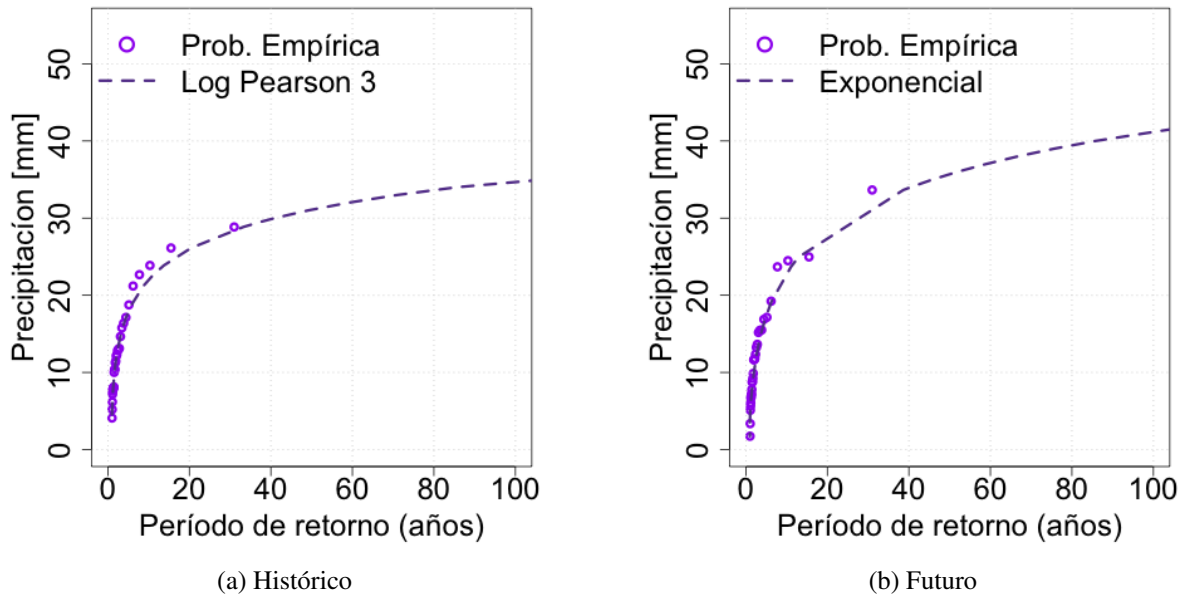


Figura 4.13: periodo de retorno precipitaciones máximas anuales, periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031 - 2060).

#### 4.5.2. Temperatura

En la Figura 4.14 se presentan las series de temperatura media anual y de la temperatura media estacional para enero-marzo. Es posible observar, al igual que con la precipitación, una marcada variabilidad interanual y, en ambas series, una tendencia al aumento, con pendientes lineales de  $0,044\text{ }^{\circ}\text{C/año}$  para la temperatura media anual y de  $0,049\text{ }^{\circ}\text{C/año}$  para la temperatura media estacional. Para verificar la significancia de las tendencias, se realiza el test de pendiente de Sen (Tabla 4.10). Dado que los p-valores obtenidos son ambos menores al 5%, se puede afirmar que ambas series son no-estacionarias y sus tendencias positivas son significativas. En la Tabla 4.11 se observa un aumento proyectado de  $1,6^{\circ}\text{C}$  en la temperatura media de la cuenca entre los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060). Además, en la Tabla 4.12 se observa que en el futuro las tormentas por sobre los 10 mm serán un grado más cálidas.

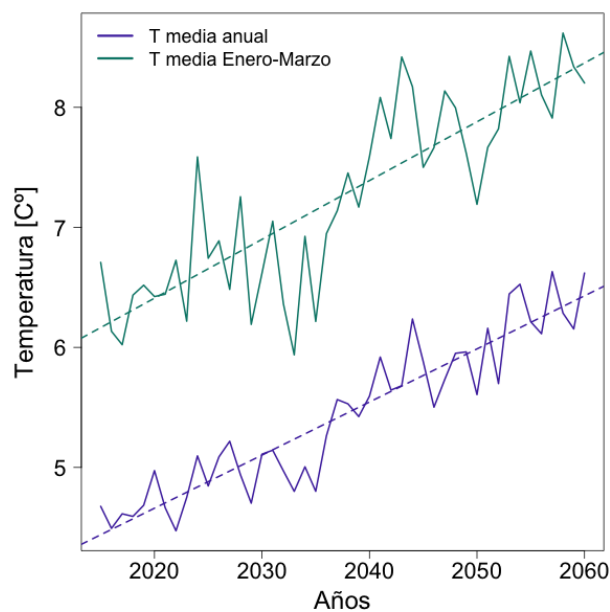


Figura 4.14: Serie anual de Temperatura proyectada en la cuenca en estudio (2015 - 2060).

Tabla 4.10: Test de pendiente de Sen temperaturas proyectadas

Serie	p-valor [-]
Anual	$3,12 \cdot 10^{-14}$
Enero-Marzo	$2 \cdot 10^{-10}$

Tabla 4.11: Cambio proyectado en la temperatura media anual entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060).

periodo	T media [°C]	$\Delta$ [°C]
Histórico	4,2	+ 1,6
Futuro	5,8	

Tabla 4.12: Cambios en la temperatura media de los días en que ocurren precipitaciones mayores a los 10 mm entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060).

periodo	T media [°C] [Pp > 10mm]	$\Delta$ [°C]
Histórico	5,7	+ 0,94
Futuro	6,6	

## 4.6. Caudales proyectados

Una vez calibrado el modelo y escalado el GCM de precipitación y temperatura se modelan los caudales proyectados. En la Figura 4.15, se presentan las series futuras de caudal y precipitación en la cuenca, en la cual se observa que se mantiene el comportamiento histórico del río que consiste en presentar marcados peaks de crecidas cada cierta cantidad de años. En la Tabla 4.13 se observa que se proyecta un aumento de un 3,6% del caudal medio entre el periodo histórico y el futuro.

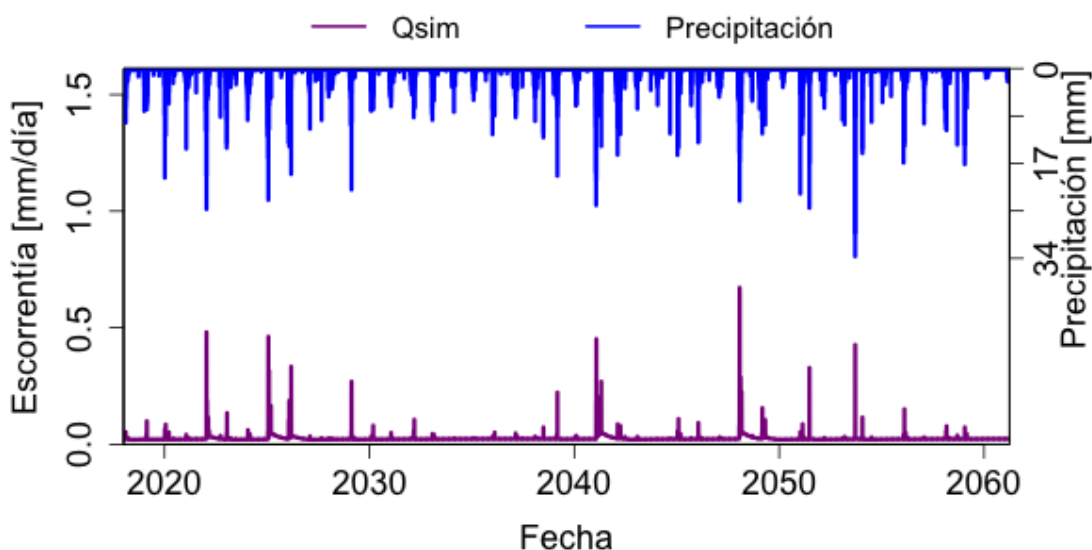


Figura 4.15: Serie de escorrentía simulada para el periodo 2015 - 2060 con el modelo GR6J utilizando el índice KGE como función objetivo y reduciendo la ETP en un 50%. La serie de precipitación corresponde a la serie futura representativa de la cuenca del GCM escalado.

Tabla 4.13: Cambios en los caudales medios anuales modelados medios entre el periodo histórico (1985 - 2014) y el futuro (2031 - 2060). Para una comparación justa la modelación de ambos periodos se realiza con los GCMs escalados como forzantes.

periodo	Q medio [ $m^3/s$ ]	$\Delta$ [%]
Histórico	0,56	+3,6
Futuro	0,58	

La Figura 4.16 presenta las curvas de duración de caudales simulados en los periodos histórico y futuro con una probabilidad de excedencia menor al 15%. En esta, se observa que se proyecta un aumento en los caudales con una probabilidad de excedencia entre el 2% y el 10%, se proyecta también, un aumento de los montos máximos.

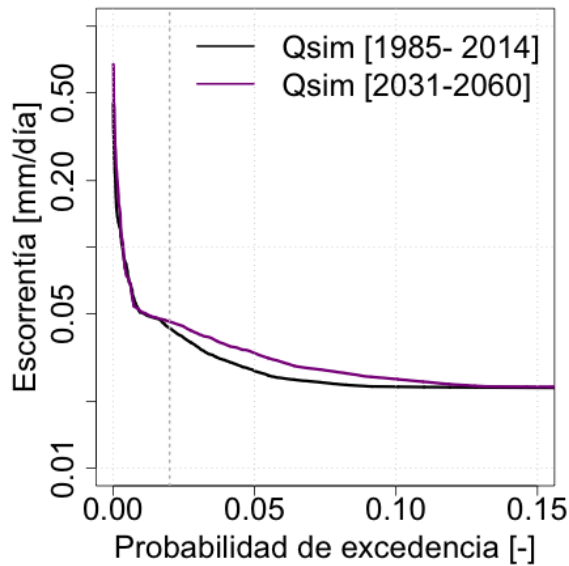
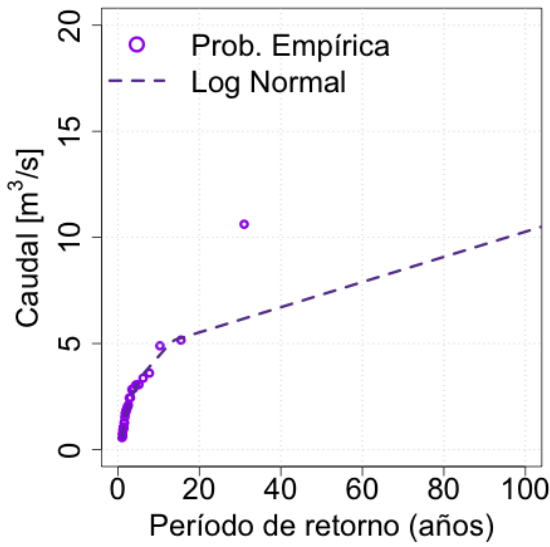


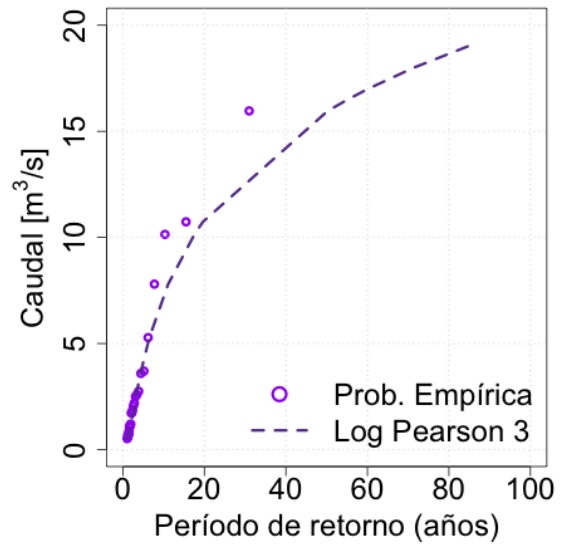
Figura 4.16: Curvas de duración de caudales con probabilidad de excedencia menor al 15%. Los caudales históricos son modelados con las series de precipitación y temperatura del GCM histórico escalado.

Finalmente, se presentan en la Figura 4.17 y la Tabla 4.14 los resultados del análisis de frecuencia a los caudales máximos medios diarios anuales. En primer lugar se busca encontrar la función de distribución de probabilidades que mejor se ajuste a las probabilidades observadas (Figuras C.1 y C.2), seguido del test de bondad de ajuste K-S (Tabla C.1) para verificar si la distribución seleccionada tiene un ajuste correcto. Se destaca del análisis que los montos de los caudales extremos con periodos de retorno mayores a 10 años aumentarán en el periodo futuro. Por ejemplo, los eventos con 20 años de periodo de retorno aumentarían en un 85% llegando a magnitudes sobre los  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  y las crecidas con un periodo de retorno de 100 años aumentarían en un 92%, esperando crecidas centenarias de casi  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ .





(a) Histórico



(b) Futuro

Figura 4.17: Periodo de retorno caudales máximas anuales, periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031 - 2060).

Tabla 4.14: Diferencia entre caudales de crecidas históricos (1985-2014) y proyectados (2031-2060).

Periodo de retorno [años]	Q histórico [ $m^3/s$ ]	Q futuro [ $m^3/s$ ]	$\Delta$ [%]
20	5,91	10,92	+85
30	6,89	13,21	+92
50	8,34	15,84	+90
100	10,4	19,93	+92

# 5. Discusión

## 5.1. Producto distribuido de precipitación

Dada la singularidad geográfica y climática de la zona, en particular el régimen pluvial, resulta crucial para obtener una serie de precipitación representativa de la cuenca, una correcta estimación de la distribución espacial de la lluvia en la zona. Es por esto que la selección y posterior corrección de un producto de precipitaciones espacialmente distribuido adecuado para el Altiplano cobra relevancia en el presente estudio.

Entre los seis productos comparados, el que provee el mejor desempeño en la zona es el RF-MEP v2 (Figuras 4.1 y Figura A.1). Esto se condice con la metodología con la que se desarrolló el producto, ya que busca compensar las subestimaciones sistemáticas de precipitación en las zonas de mayor elevación que tienen otros productos de esas características (Beck et al., 2020; Baez-Villanueva et al., 2020; Alvarez-Garretón et al., 2018), mediante la aplicación de los factores de corrección de sesgo de alta resolución horizontal ( $0.05^\circ$ ) calculados para la climatología CHELSA V1 por Beck et al. (2020). Además, fue generado especialmente para Chile mediante la aplicación de la metodología Random Forest based Merging Procedure (RF-MEP) (Baez-Villanueva et al., 2020), combinando series de tiempo registradas en 331 pluviómetros, con datos del reanálisis ERA5 (Hersbach y Dee, 2016) y un modelo digital de superficie (SRTM V4.1; Jarvis et al., 2008).

Luego de la corrección del producto con el método de Cressman, se observa en la Figura 4.2 que el producto tiende a sobre-estimar las precipitaciones medias anuales en la mayoría de las estaciones analizadas hasta en 60 mm, monto muy elevado si se tiene en consideración que la media en la zona ronda los 100 mm anuales. Por otro lado, en la misma Figura se puede observar que no hubo grandes correcciones en términos de montos anuales de precipitación en el área de la cuenca en estudio. Esto se debe principalmente a la baja densidad de estaciones en las cercanías de la cuenca, lo que se traduce en que la corrección de esa zona solo estuvo influenciada por la estación Lequena. Debido a que el radio de influencia de 25 km, un 32 % de la cuenca se encuentra bajo la influencia de dicha estación. Sin embargo, la reducida diferencia entre la serie estimada por el producto en la ubicación de la estación y la serie observada en la estación se traducen en que el producto en el área de la cuenca no tuvo modificaciones significativas.

Con respecto al método de corrección, su efectividad depende fuertemente de la densidad de observaciones en la zona que se quiere corregir, dado que no se pueden obtener estimaciones en lugares donde no existen observaciones dentro del radio de influencia y en regiones con pocas observaciones puede devolver campos discontinuos. Además, no puede proporcionar valores predictivos para todos los puntos de la región (Maglione et al., 2019).

## 5.2. Implementación del modelo hidrológico

De los resultados obtenidos en los experimentos de calibración y validación para los distintos modelos implementados (Figuras 4.1 y 4.2), se puede notar que los modelos acoplados al modulo de nieves CemaNeige (GR4JCN, GR5JCN y GR6JCN) no ofrecen mejoras en las métricas de evaluación con respecto a los modelos sin dicho modulo. Esto puede deberse a la reducida fracción de área cubierta por nieve en la cuenca, fracción que no supera el 10% en la cuenca del río Loa (DGA, 2017).

Por otro lado, los resultados de la calibración tienen importantes diferencias según la función objetivo que se utilice. Se decide calibrar con la función objetivo KGE, debido a que con esta se logra disminuir el sesgo en los flujos altos ( $p_{biasFHV}$ ) en todos los modelos y en ambos períodos (calibración y validación) en comparación a la calibración con la función objetivo NSE. Además, tanto el NSE como el KGE se acercan más a la unidad en el período de validación al calibrar con la función objetivo KGE respecto a lo obtenido con la función objetivo NSE. Por último, dentro de los modelos calibrados con la función objetivo KGE se seleccionan según las métricas obtenidas los modelos GR4J y GR6J y se comparan gráficamente (Figuras 4.3 y B.3), pudiéndose apreciar que el modelo GR6J es el que mejor simula los caudales observados de la cuenca, en particular las crecidas.

Según lo expuesto por De la Fuente y Meruane (2021) en las cuencas áridas del norte de Chile sólo queda agua disponible en la cuenca para escorrentía superficial o infiltración, cuando la precipitación es mayor que la evaporación. En particular dada la extrema aridez de la cuenca en estudio, la evapotranspiración potencial (ETP) es mayor que la precipitación el 97% de los días del período 1983-2018 e inclusive el 94% de los días en que llueve dentro del mismo período. Por lo tanto, dadas las ecuaciones que gobiernan la entrada de precipitación al sistema en los modelos GR (ver Figura 2.6; Ecuación 5.1; Perrin et al., 2003), solo el 6% de los días en que llueve el modelo incorpora precipitación al sistema, y como la única entrada de agua al sistema es a través de la precipitación, esto se traduce en un déficit de agua en la cuenca y, por consiguiente, en una sub-estimación sistemática de los caudales.

$$\begin{aligned} \text{Si } P \geq PE \text{ entonces } P_n = P - PE \text{ y } E_n = 0 \\ \text{sino } P_n = 0 \text{ y } E_n = PE - P \end{aligned} \quad (5.1)$$

Donde:

$P$  : precipitación representativa de la cuenca

$PE$  : evapotranspiración potencial representativa de la cuenca

$P_n$  : precipitación neta

$E_n$  : capacidad neta de evapotranspiración

Algunos motivos por los cuales el modelo puede presentar déficit de agua en el sistema son:

- i. ignorar flujos subterráneos provenientes de cuencas vecinas.
- ii. un potencial sesgo seco en la red de monitoreo y, consecuentemente, en la corrección del producto de precipitaciones, debido a lo focalizadas que son las tormentas convectivas y que, por lo tanto, pueden haber ocurrido sobre la cuenca y no haber sido registradas por ninguna estación.
- iii. se puede estar sobre-estimando la ETP, sobre todo los días de lluvia, debido a que el método utilizado para su estimación considera solamente la temperatura y la latitud, y dada la naturaleza cálida de las tormentas convectivas del invierno altiplánico, la ETP aumenta los días de lluvia (Tabla 4.3), contribuyendo aun más al déficit.

El déficit de agua al momento de modelar la cuenca del río Loa antes represa Lequena fue también un problema para Villarroel (2020), quien simuló el caudal de la cuenca con el modelo VIC obteniendo un KGE = 0,54 en la calibración y un KGE = 0,078 en la validación. Además, bajo la hipótesis de que el caudal base de la cuenca provenía de afloramientos subterráneos desde cuencas vecinas, modeló solo la escorrentía rápida, obteniendo un KGE = 0,58 y un KGE = -0.68 en la calibración y validación respectivamente. Concluyendo que el modelo VIC no es capaz de representar correctamente el ciclo hidrológico de la cuenca.

En este estudio para compensar la falta de agua se decide volver a calibrar el modelo reduciendo la ETP. Obteniendo los resultados expuestos en la Figura 4.5, donde se observa una mejora sustantiva de la modelación tanto en la calibración como en la validación. Se opta por reducir la ETP en un 50% obteniendo las métricas de evaluación del modelo expuestas en la Tabla 4.4. Sin embargo, para futuros estudios en cuencas áridas del Altiplano chileno, para evitar una sobre-estimación de la ETP, se propone realizar una estimación adecuada para la zona de estudio. Por ejemplo, mediante el modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial propuesto por De la Fuente y Meruane (2021).

La implementación de un modelo hidrológico en una cuenca del Altiplano chileno no es una tarea fácil, debido al singular contexto climático y geográfico de la zona, en particular a su extrema aridez y sus complejas interacciones hidrogeológicas entre cuencas. Esto queda en evidencia en estudios similares (e.g., DGA, 2017; Villarroel, 2020, Gobierno regional de Antofagasta, 2020), en los cuales los resultados de la modelación de la cuenca del río Loa en Lequena fueron similares o incluso inferiores a los obtenidos con el modelo conceptual y concentrado GR6J, a pesar de tratarse de modelos de base física distribuidos (VIC) o semi-distribuidos (WEAP).

### 5.3. Proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos

Los resultados obtenidos a partir del GCM Inm-cm5-0 escalado respecto de los cambios esperados en la precipitación para el periodo 2031-2060 (Figura 4.10 y Tabla 4.8) se condicen con los obtenidos en la ‘Actualización del Balance Hídrico Nacional’ elaborado por la DGA (2017) en términos de no proyectar tendencias significativas en el Altiplano. Sin embargo, difieren con lo expuesto en otros estudios realizados en la zona: Araya-Osses et al. (2020) proyectan un aumento significativo (+60%) y Sarricolea y Romero (2015) y Minvielle y Garreaud (2011) proyectan una disminución significativa (-30%). Estos resultados vienen a confirmar la incertidumbre con respecto a la tendencia de las precipitaciones altiplánicas, y refuerzan la necesidad de robustecer los estudios en esta materia.

Por otro lado, se proyecta un aumento de 16% en la magnitud de eventos extremos de precipitación con una probabilidad excedencia menor al 3% (Figura 4.12). Por lo tanto, las tormentas convectivas de alta intensidad seguirían la tendencia al alza detectada en Torres-Batló (2020), lo que a su vez es confirmado con el análisis de frecuencia presentado en la Figura 4.13, en el que se observan aumentos en los montos de las tormentas con igual periodo de retorno entre el periodo histórico y futuro.

Para la temperatura, la señal es clara y se proyecta un aumento por sobre 1,5°C hacia el 2060, en la misma línea que los estudios Araya-Osses et al. (2020), Minvielle y Garreaud (2011) y Sarricolea y Romero (2015), en los cuales se proyecta un aumento de hasta 4°C hacia finales de siglo. Otro resultado destacado es que se espera un aumento de 1°C de la temperatura a la que ocurrirán los eventos de extremos de precipitación, lo cual, según lo expuesto en Garreaud (2013) puede generar grandes crecidas y/o aluviones incluso de no existir un aumento en la intensidad de las precipitaciones.

Como consecuencia del incremento de la precipitaciones máximas diarias y la temperatura de ocurrencia de estas, se espera un aumento en la frecuencia y magnitud de las crecidas (Figura 4.17 y Tabla 4.14), donde se destaca que las crecidas que tenían un periodo de retorno de 100 años, tendrán en el futuro uno de 20 años. Cabe mencionar que en el análisis de frecuencia de caudales extremos del periodo histórico, la distribución Log Normal, que es la que mejor se ajusta a la distribución empírica, no logra un buen ajuste para el valor máximo observado en el periodo, debido a una gran diferencia entre dicho valor y los que le siguen. Lo que puede traducirse en una sub-estimación de los caudales extremos en el periodo histórico.

## 6. Conclusiones

El presente estudio ha mostrado evidencia sobre la intensificación y aumento en la frecuencia de la ocurrencia de eventos hidro-meteorológicos extremos en una cuenca del Altiplano chileno en los próximos 40 años, confirmando así la alta vulnerabilidad frente a los efectos del cambio climático en la que se encuentra dicha zona.

Se espera un incremento de 16% en la magnitud de las precipitaciones máximas diarias y la temperatura de ocurrencia de estas también aumentaría en 1°C. Además, se proyecta un aumento de 1,5°C en las temperaturas medias, lo que supone un aumento de la evaporación del agua en el suelo. Sumado a que se mantendría el régimen de lluvias, las que seguirían concentrándose solo en el verano, permite proyectar un aumento en la demanda de los recursos hídricos subterráneos, los cuales son escasamente renovables a escala humana. Esto sin considerar el aumento en la demanda antropogénica de dichos recursos que se espera para la zona (Gobierno regional Antofagasta, 2020), lo que intensificaría aún más el estrés hídrico al que se enfrentarían las cuencas altiplánicas durante la segunda mitad del siglo XXI.

En consecuencia, con el aumento esperado en la magnitud y frecuencia de los eventos extremos de precipitación, se espera que las crecidas de 100 años de periodo de retorno sean más frecuentes ( $T = 20$  años) hacia el año 2060 bajo el escenario SSP5-8.5. Frente a esto, salta a la vista la necesidad de incorporar el cambio climático en la determinación de caudales de diseño, puesto que el supuesto de estacionariedad de series hidrológicas no debe seguir siendo considerado válido. En esta tarea, los modelos hidrológicos tienen un rol fundamental.

Finalmente, ante los antecedentes aquí expuestos, se deben tomar medidas precautorias y preparar los ambientes y territorios con el objetivo de incrementar su resiliencia y capacidad de adaptación frente a los efectos del cambio climático. Es necesario, en esa línea, densificar la red de estaciones meteorológicas en el Altiplano, y con ello mejorar la capacidad de observar y proyectar tendencias que permitan mejorar las proyecciones de cambio climático.

# Bibliografía

- Aceituno, P. (1996). Elementos del clima en el Altiplano Sudamericano. *Revista Geofísica-IPGH*, 44, 37.
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., ... & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies—Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817-5846.
- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C., Uribe, J. M., & Paneque, M. (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling. *Climate Dynamics*, 1-22.
- Baez-Villanueva, O. M., Zambrano-Bigiarini, M., Beck, H. E., McNamara, I., Ribbe, L., Nauditt, A., Birkel, C., Ver-bist, K., Giraldo-Osorio, J. D., & Tinh, N. X. (2020). RF-MEP: A novel Random Forest method for merging grid- ded precipitation products and ground-based measurements. *Remote Sensing of Environment*, 239:111606. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111606>.
- Barnes, S. L. (1964). A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 3(4), 396-409.
- Beck, H. E., Wood, E. F., McVicar, T. R., Zambrano-Bigiarini, M., Alvarez-Garreton, C., Baez-Villanueva, O. M., Sheffield, J., & Karger, D. N. (2020). Bias correction of global high-resolution precipitation climatologies using streamflow observations from 9372 catchments. *Journal of Climate*, 33(4):1299–1315. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0332.1>.
- Bergström, S. (1995). The HBV model. *Computer models of watershed hydrology*, 443-476.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., & Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 20, page 19739. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018EGUGA..2019739B/abstract>
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., y Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, 28(17), 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>

- Cannon, A. J. (2018). Multivariate quantile mapping bias correction: An N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate Dynamics*, 50(1-2):31-49. doi:10.1007/s00382-017-3580-6.
- CEPAL. (2012). *La economía del cambio climático en Chile*. Santiago de Chile: Naciones Unidas.
- Clark, S. (2014). Rainfall research satellite begins descent from orbit. *SPaceflight Now*. Disponible en [https://spaceflightnow.com/news/n1408/15trmm/#.U\\_Ee3WPF7Qw](https://spaceflightnow.com/news/n1408/15trmm/#.U_Ee3WPF7Qw).
- Cooperativa.cl (31 de enero de 2019). Crecida del río Loa dejó a un hombre fallecido y una niña desaparecida en Calama. Disponible en <https://www.cooperativa.cl/noticias/pais/region-de-antofagasta/crecida-del-rio-loa-dejo-a-un-hombre-fallecido-y-una-nina-desaparecida/2019-01-31/191704.html>
- Copernicus Climate Change Service (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Disponible en <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!home>.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., & Andréassian, V. (2017). The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental modelling & software*, 94, 166-171.
- Cressie, N. (1993). *Statistics for Spatial Data*. Rev.Edn. Wiley. New York. 900 p.
- Cressman, G. P. (1959). An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review*, 87(10), 367-374.
- De la Fuente, A., y Meruane, C. (2021). Modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial desde lagunas someras y suelos saturados. XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Universidad de Chile, Santiago.
- Dionizis, D., Ojeda, P., Quezada, S., Lagos, M., y Montserrat, S. (2021). Implicancias de la elección del método de escalamiento estadístico de modelos de circulación general en proyecciones de cambio hidrológico. XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Universidad de Chile, Santiago.
- DGA. (2017). *Actualización del Balance Hídrico Nacional*. SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.
- DGA. (2019). *Proyecto actualización de la modelación hidrológica integrada del Aconcagua*. SIT N° 446, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- DOH. (2020). *Actualización hidrológica embalse Aromos región de Valparaíso*. Ministerio de Obras Públicas.
- El Diario de Antofagasta (6 de febrero de 2018). La fuerte crecida del caudal del Río Loa por lluvias del invierno altioplánico. *El Diario de Antofagasta*. Disponible en <https://www.diarioantofagasta.cl/portada/88699/la-fuerte-crecida-del-caudal-del-rio-loa-lluvias-del-invierno-altiplanico/>



- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958.
- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2005). Moisture variability over the South American Altiplano during the South American low level jet experiment (SALLJEX) observing season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D22).
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., et al. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, 2(1):1–21. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>.
- Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1-3), 5-22.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3.
- Garreaud, R. (2013). Warm winter storms in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5), 1515-1534.
- Gobierno Regional de Antofagasta. (2020). Diagnóstico del caudal ambiental del río Loa. Antofagasta, Chile.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology*, 377(1-2), 80-91.
- Hrachowitz, M., & Clark, M. P. (2017). HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(8), 3953-3973.
- Hersbach, H. & Dee, D. (2016). ERA5 reanalysis is in production, ECMWF newsletter 147, ECMWF. Reading, UK.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- Huffman, G., Stocker, E., Bolvin, D., Nelkin, E., & Jackson, T. (2019). GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06. doi:10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06.
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., Guevara, E., et al. (2008). Hole-filled SRTM for the globe version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database.
- Le Moine, N. (2008). Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit? (Doctoral dissertation, Doctorat Géosciences et Ressources Naturelles, Université Pierre et Marie Curie Paris VI).
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., & Burges, S. J. (1994). A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D7), 14415-14428.
- Maglione, D., Soto, J., Sáenz, J. L., & Bonfili, O. (2019). Utilización de diferentes metodologías para la construcción de un mapa de precipitación acumulada en la Provincia de Santa Cruz. *Informes Científicos Técnicos-UNPA*, 11(1), 154-169.
- Massey Jr, F. J. (1951). The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit. *Journal of the American statistical Association*, 46(253), 68-78.
- Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J. F., ... & Taylor, K. E. (2007). The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bulletin of the American meteorological society*, 88(9), 1383-1394.
- Michel, C. (1991). *Hydrologie Appliquée Aux Petits Bassins Ruraux (Applied Hydrology for Small Catchments)*. Internal Report (Cemagref Antony, France).
- Ministerio del Medio Ambiente (2017). *Plan de Acción Nacional de Cambio Climático 2017-2022*.
- Minvielle, M., & Garreaud, R. D. (2011). Projecting rainfall changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24(17), 4577-4583.
- MOP. (1995). *Manual de calculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica*.
- MOP. (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivo de calidad. Cuenca Río Loa. Santiago, Chile*.
- Mullen, K.M, Ardia, D., Gil, D., Windover, D., Cline, J. (2011). DEoptim: An R Package for Global Optimization by Differential Evolution. *Journal of Statistical Software*, 40(6), 1-26. doi: 10.18637/jss.v040.i06
- Muñoz Castro, E., Ignacia Orell, M., Fernandez, T., Mendoza, P. A., & Vargas, X. (2018a). An assessment of ensemble streamflow predictions in the semi-arid Andes Cordillera. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 11143).

- Muñoz Castro, E., Ayala, A., Mendoza, P. A., & Vargas, X. (2018b). An assessment of the hydrological response of the Olivares River catchment during severe droughts and glacier retreat scenarios. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2018, pp. C21F-1416).
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., ... & Sanderson, B. M. (2016). The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of hydrology*, 303(1-4), 290-306.
- Pearson, Karl. (1900). On the criterion that a given system of deviations from the probable in the case of a correlated system of variables is such that it can be reasonably supposed to have arisen from random sampling. *Philosophical Magazine. Series 5*. 50 (302): 157–175.
- Pérez Soto, F. (2013). Análisis integrado Río Loa, Región de Antofagasta.
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for stream-flow simulation. *Journal of hydrology*, 279(1-4), 275-289.
- Portilla, C. (26 de febrero de 2017). Cerca de 100 familias evacuadas ante crecidas del Río Loa en Calama. La Tercera. Disponible en <https://www.latercera.com/noticia/cerca-100-familias-eva-cuadas-ante-crecidas-del-rio-loa-calama/>
- Price, K.V., Storn, R.M., Lampinen J.A. (2006) *Differential Evolution - A Practical Approach to Global Optimization*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. ISBN 3540209506.
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., & Andréassian, V. (2011). A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of hydrology*, 411(1-2), 66-76.
- Rojas, O., Mardones, M., Arumí, J. L., & Aguayo, M. (2014). Una revisión de inundaciones fluviales en Chile, período 1574-2012: causas, recurrencia y efectos geográficos. *Revista de Geografía Norte Grande*, (57), 177-192.
- Romero, H., Smith, P., Mendonza, M., & Méndez, M. (2013). Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de Geografía Norte Grande*, (55), 19-41.
- Sarricolea, P., & Romero, H. (2015). Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, (62), 169-183.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379-1389.

- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference (pp. 517-524).
- Stehr, A., Debels, P., Arumi, J. L., Alcayaga, H., & Romero, F. (2010). Modelación de la respuesta hidrológica al cambio climático: experiencias de dos cuencas de la zona centro-sur de Chile. *Tecnología y ciencias del agua*, 1(4), 37-58.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American meteorological Society*, 93(4), 485-498.
- Torres-Batló, J., & Martí-Cardona, B. (2020). Precipitation trends over the southern Andean Altiplano from 1981 to 2018. *Journal of Hydrology*, 590, 125485.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47(1-2), 123-138.
- Valéry, A., Andréassian, V., & Perrin, C. (2014). As simple as possible but not simpler: What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2—Sensitivity analysis of the Cemanegie snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of hydrology*, 517, 1176-1187.
- Villarroel, N. (2020). Análisis de las potenciales discrepancias existentes en el balance hídrico en las cuencas de los ríos Silolo y Loa - Chile.
- Wilks, D. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press.
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9).

# ANEXOS

## A. Selección producto de precipitación

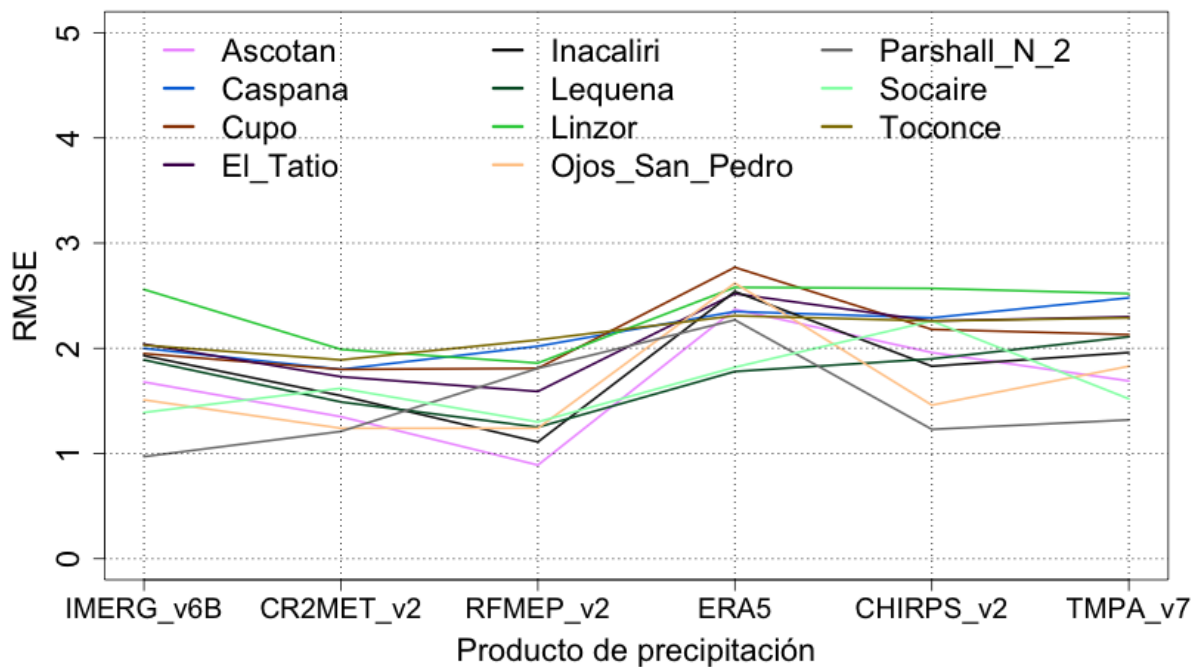


Figura A.1: Comparación de productos con observaciones mediante RMSE.

Tabla A.1: Validación cruzada estación Cupo.

Radio [km]	RMSE	$R^2$
5	2	0,5
10	2	0,5
15	1,96	0,51
20	1,86	0,55
25	1,72	0,56
30	1,54	0,54
40	1,96	0,25
50	2,27	0,21
60	2,45	0,23
70	2,63	0,25
80	2,8	0,25
90	2,94	0,26
100	3,06	0,27

## B. Calibración modelo hidrológico

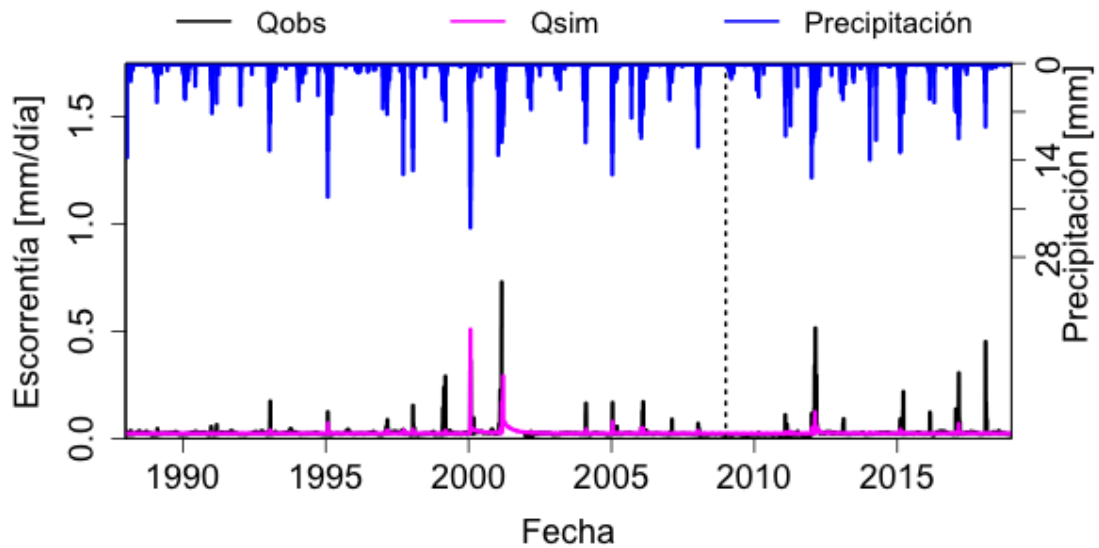
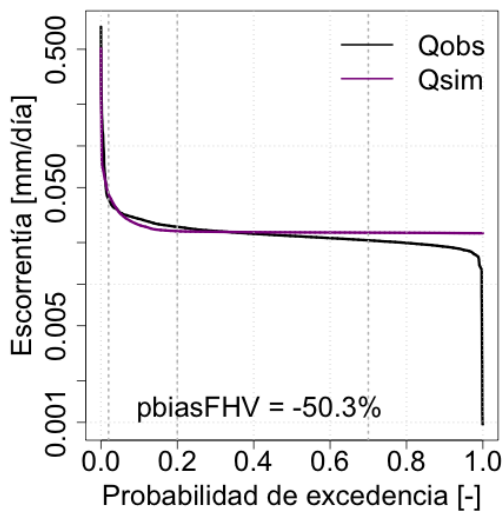
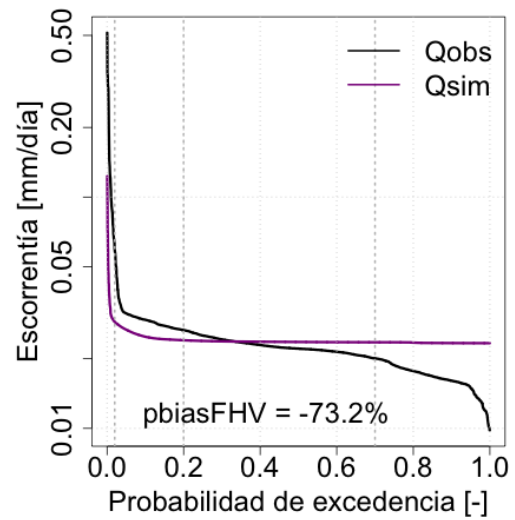


Figura B.1: Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR6J utilizando el índice NSE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración [1988 - 2008] y validación [2009 - 2018].



(a) Calibración



(b) Validación

Figura B.2: Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR6J utilizando el índice NSE como función objetivo

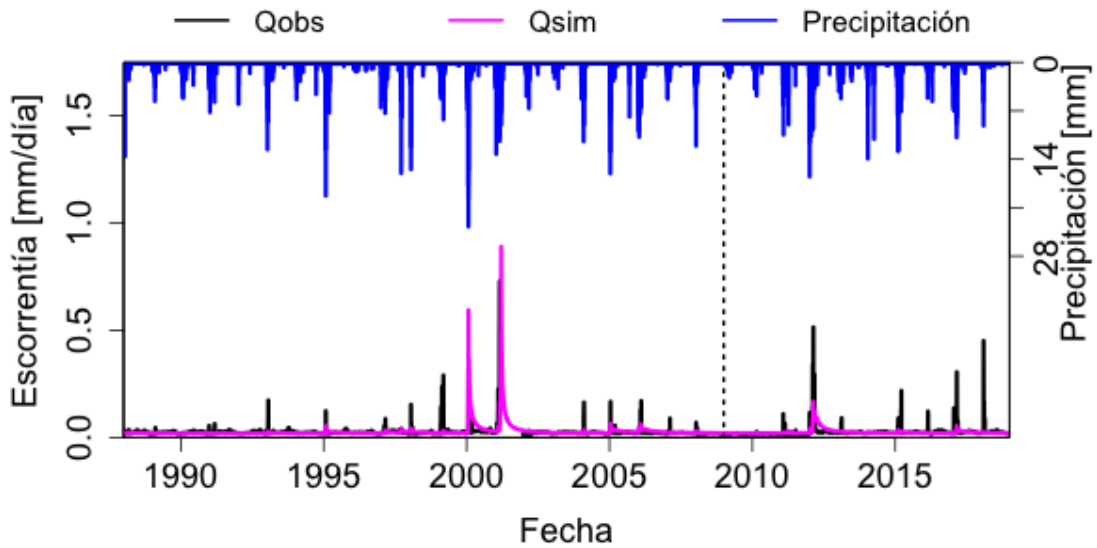
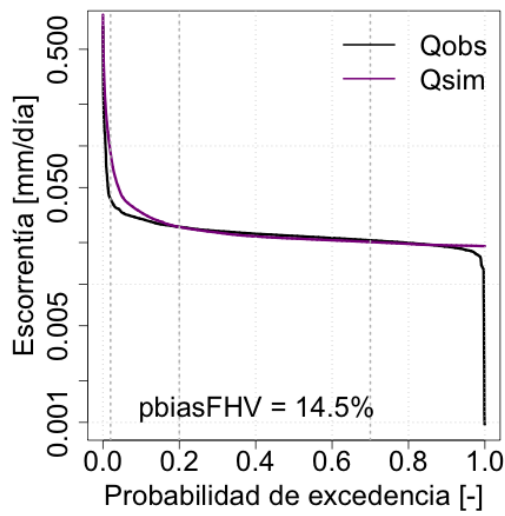
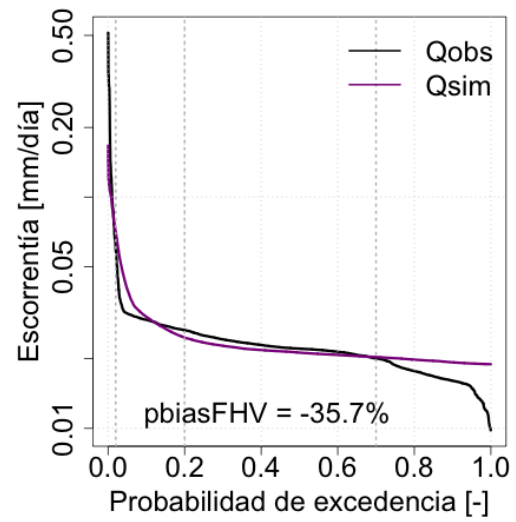


Figura B.3: Series de escorrentía observada y simulada con el modelo GR4J utilizando el índice KGE como función objetivo, la línea punteada vertical divide la serie entre calibración [1988 - 2008] y validación [2009 - 2018].





(a) Calibración



(b) Validación

Figura B.4: Curvas de duración de caudales observados y simulados con el modelo GR4J utilizando el índice KGE como función objetivo

# C. Análisis de frecuencia

## C.1. Caudales máximos anuales

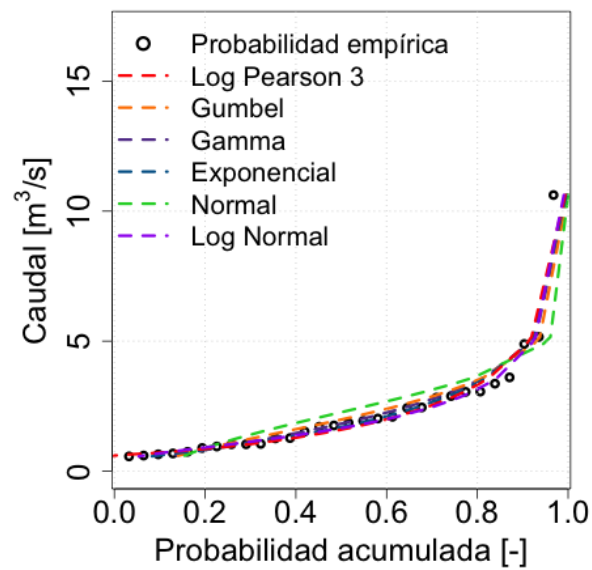


Figura C.1: Distribuciones de probabilidad acumulada para caudales máximos en el período histórico [1985-2014]

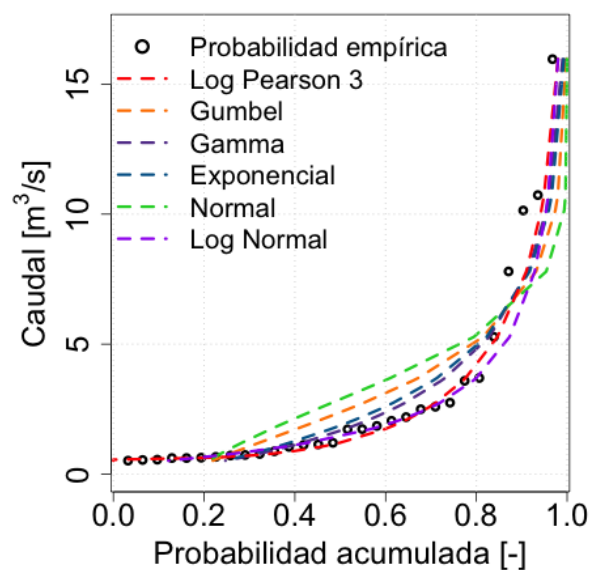


Figura C.2: Funciones de densidad acumulada para caudales máximos en el período futuro [2031-2060]

Tabla C.1: Test de Kolmogorov-Smirnov para la distribuciones seleccionadas en el análisis de frecuencia de caudales extremos, con un nivel de significancia  $\alpha=0,05$  y una muestra  $n=30$ .

Período	Distribución seleccionada	$D_n$	$D_\alpha$	Resultado del Test ( $D_\alpha > D_n$ )
Histórico	Log Normal	0,066	0,24	Aprobado
Futuro	Log Pearson 3	0,081	0,24	Aprobado

## C.2. Precipitaciones máximas anuales

Tabla C.2: Valores de  $D_n$  del test de K-S para un nivel de significancia  $\alpha = 0,05$ .  
Fuente: Massey, 1951.

Tamaño de la muestra (N)	$D_n(N)$ para un nivel de significancia $\alpha = 0,05$
1	0,975
2	0,842
3	0,708
4	0,624
5	0,565
6	0,521
7	0,486
8	0,457
9	0,432
10	0,41
11	0,391
12	0,375
13	0,361
14	0,349
15	0,338
16	0,328
17	0,318
18	0,309
19	0,301
20	0,294
25	0,27
30	0,24
35	0,23

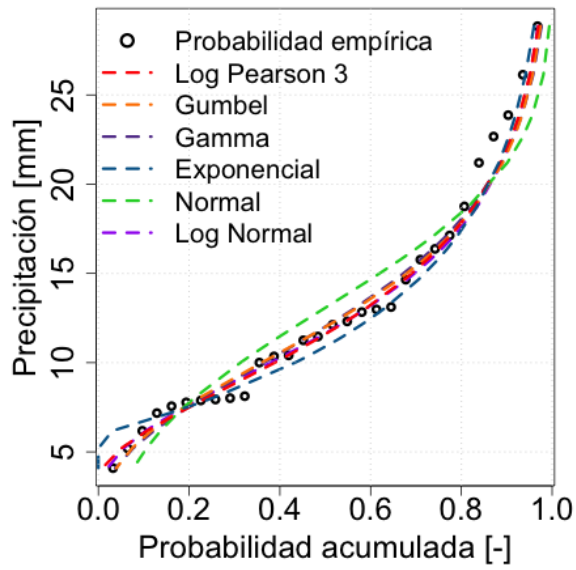


Figura C.3: Funciones de densidad acumulada para precipitaciones máximas en el período histórico [1985-2014]

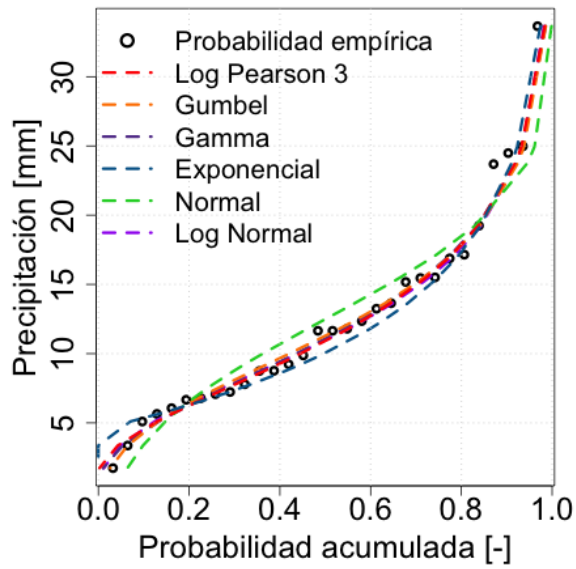


Figura C.4: Distribuciones de probabilidad acumulada para precipitaciones máximas en el período futuro [2031-2060]