

**MODELACIÓN DE LA RESPUESTA  
HIDROLOGICA DE CUENCAS DE LOS  
ANDES SEMIARIDOS DE CHILE (30°S)  
A ESCENARIOS DE CAMBIO  
CLIMATICO**

**MODELLING HYDROLOGIC  
RESPONSE OF SEMIARID ANDES  
WATERSHED OF CHILE (30°S) TO  
CLIMATE CHANGE SCENARIOS**

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN HIDROLOGÍA  
Y GESTIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS**

**Presentado por:**

**D. EDUARDO ANDREZ YÁÑEZ SAN FRANCISCO**

**Dirigido por:**

**Dr. JUAN ANTONIO PASCUAL AGUILAR**

**Cotutor:**

**Dra. SHELLEY ANNE MACDONELL**

**Alcalá de Henares, a 30 de junio de 2022**

## **AGRADECIMIENTOS**

La hidrología de alta montaña, ha sido mi interés de aprendizaje y estudio durante los últimos 7 a 8 años. De hecho, esto me han llevado a tomar la decisión de cursar dos programas de magíster de forma simultánea. Uno está relacionado a la glaciología, mientras que, el otro es el que ha motivado el presente trabajo. Para muchos, una decisión como esta, puede haber resultado incomprensible. Fundamentalmente, porque podría interpretarse como hacer una tarea dos veces seguidas. Sin embargo, para mi significaba una oportunidad de extraer lo mejor del mundo de la glaciología y la hidrología.

Para comenzar, me gustaría agradecer el infinito apoyo, paciencia y comprensión de mis padres, María y Waldo. Me faltará vida para agradecer su apoyo en mis locuras y desafíos que me propongo. Mención especial para mi madre, María, mil gracias por creer en este desafío desde el principio y facilitar un contexto en donde solo he debido preocuparme por estudiar. También me gustaría agradecer el apoyo, paciencia y cariño de mi pareja. Pilar, muchas gracias por tu comprensión, ya que durante los últimos meses muchas veces no te he podido otorgar la atención que mereces.

Mis agradecimientos también se extienden a los proyectos ANID-FONDECYT (1181540) y ANID-CENTROS REGIONALES (R20F0008) (RL3), a cargo de la Dra. Shelley MacDonell, que ha permitido financiar el presente Master en Hidrología y Gestión de Recursos Hídricos. Shelley, muchas gracias por ser esa persona que después de mi madre, es la que cree más en mí y en mi potencial. Sin tu apoyo académico y económico este proyecto personal no habría sido posible.

También me gustaría, dar las gracias al Dr. Mauro Nalesso y Theresa Schutz, por su disposición y tiempo para enseñar a utilizar Hydro-BID durante el curso de técnico “Conociendo Hydro-BID”.

Finalmente, me gustaría agradecer al Dr. Juan Antonio Pascual Aguilar, al otorgarme la posibilidad de desarrollar mi trabajo de fin de máster y por su trabajo de revisión y corrección del presente documento.

## TABLA DE CONTENIDO

Resumen.....	1
1. Introducción.....	2
2. Objetivos.....	5
3. Metodología.....	6
3.1. Zona de estudio.....	6
3.2. Hydro-BID.....	8
3.3. Datos hidro-climáticos.....	9
3.4. Proyecciones de CMIP6.....	11
3.5. Calibración y validación del modelo.....	13
4. Resultados.....	14
4.1. Homogenización de datos de caudal.....	14
4.2. Eficiencia del modelo.....	15
4.3. Escenarios climáticos.....	24
4.3.1 SSP2-4.5.....	24
4.3.2 SSP5-8.5.....	26
5. Discusión.....	27
5.1 Importancia de la nieve.....	27
5.2 Reservas de agua para el futuro.....	28
6. Conclusiones.....	32
7. Bibliografía.....	33

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	7
<b>Figura 2.</b> Ejemplo de la información hidrometereológica empleada como dato de entrada para el modelo hidrológico Hydro-BID. Los datos de esta figura corresponden a los registrados por la estación meteorológica y de monitoreo de caudal en la subcuenca de La Laguna.....	10
<b>Figura 3.</b> Ejemplo de la información hidrometereológica empleada como dato de entrada para el modelo hidrológico Hydro-BID. Los datos de esta figura corresponden a los registrados por la estación meteorológica y de monitoreo en la salida de la parte alta de la cuenca del río Elqui.....	11
<b>Figura 4.</b> Modelos de regresión lineal entre estaciones de monitoreo de caudal de la zona de estudio.....	16
<b>Figura 5.</b> Resultados de la calibración del modelo hidrológico en la subcuenca del río Turbio.....	18
<b>Figura 6.</b> Resultados de la validación del modelo hidrológico en la subcuenca del río Turbio.....	21
<b>Figura 7.</b> Resultados de la validación del modelo hidrológico en la salida de la parte alta de la cuenca del río Elqui.....	22
<b>Figura 8.</b> Reproducción del modelo calibrado y validado del proceso de precipitación y fusión de la nieve y su efecto en el caudal del río Turbio.....	24
<b>Figura 9.</b> Proyecciones de los caudales para la parte alta de la cuenca del río Elqui bajo las trayectorias SSP2-4.5 y SSP5-8.5.....	25

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Resumen de algunas características de las subcuencas que se encuentran en la zona de estudio.....	11
<b>Tabla 2.</b> Resumen de la homogenización de las series de tiempo de caudal en estaciones de monitoreo para el periodo 1986-2018.....	15
<b>Tabla 3.</b> Resumen de los parámetros ajustados para calibrar el modelo hidrológico en la subcuenca del río Turbio.....	17
<b>Tabla 4.</b> Resumen de los resultados obtenidos de la calibración y validación del modelo hidrológico.....	19
<b>Tabla 5.</b> Resultados del análisis de sensibilidad del modelo hidrológico.....	23
<b>Tabla 6.</b> Resumen de los resultados de las proyecciones de caudal para las trayectorias SSP2-4.5 y SSP5-8.5.....	26

## **TABLA DE ABREVIATURAS**

AHD: Conjunto de Datos Hidrográficos Analíticos

AWC: Cantidad de Agua Disponible, parámetro de ajuste en Hydro-BID

CAMELS-CL: Conjunto de Datos Físicos e Hidrometereológicos de cuencas de Chile

CR: Coeficiente de Recesión, parámetro de ajuste en Hydro-BID

CMIP5: Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos Acoplados Fase 5

CMIP6: Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos Acoplados Fase 6

ENSO: El Niño Oscilación del Sur

ELA: Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar

GWLF: Función de Carga de Cuenca Generalizada

IPCC: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

LAC: Latino América y El Caribe

NC: Número de Curva, parámetro de ajuste en Hydro-BID

NSE: Coeficiente de eficiencia de modelos hidrológicos Nash–Sutcliffe

PET: Evapotranspiración Potencial

RMSE: Error Cuadrático Medio

$R^2$ : Coeficiente de Determinación

r: Coeficiente de Correlación

$r_{\text{mod}}$ : Coeficiente de Correlación Modificada

S: Coeficiente de Perdidas, parámetro de ajuste en Hydro-BID

SWE: Equivalente de Agua de Nieve (cm o mm)

SSP2-4.5: Trayectoria Socioeconómica Compartida con emisiones intermedias de CO<sub>2</sub>.

SSP5-8.5: Trayectoria Socioeconómica Compartida con altas emisiones de CO<sub>2</sub>.

## RESUMEN

Producto de la topografía irregular que domina en las cuencas de los Andes, los modelos hidrológicos deben considerar un grado de ajuste mayor para reproducir la influencia de la nieve en los caudales. Lo anterior se fundamenta en que, en las cuencas de los Andes semiáridos la fusión de la nieve, es la principal entrada de agua al sistema hidrológico. En esta región, la nieve es clave para cubrir la demanda de agua de la población, el ecosistema y las actividades económicas. Por lo tanto, la finalidad de este trabajo es analizar el rol de la nieve, dentro de un sistema hidrológico de cuenca en los Andes semiáridos de Chile. Para ello, se utilizó el modelo hidrológico Hydro-BID. Este último, usa una base de datos hidrográficos para LAC y un modelo de lluvia-escorrentía que se basa en una función de carga de cuenca generalizada. También, se empleó un conjunto de datos hidro-climáticos de 32 años (1986-2018), que permitió incluir los efectos de la mega sequía de los últimos 13 años. El modelo permitió simular la escorrentía diaria y la escorrentía promedio mensual y anual de parte alta de la cuenca del río Elqui (30°S). Además, con el módulo de cambio climático de Hydro-BID, se proyectaron los caudales promedio anuales, mensuales y diarios de la cuenca para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, considerando las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP2-4.5 y SSP5-8.5). Los resultados muestran que, el ajuste del umbral de temperatura del modelo, produjo una mejora sustantiva del modelo. Esto último, evidencia el importante rol que desempeña la nieve en el sistema hidrológico de la cuenca del río Elqui. En términos estadísticos, el modelo calibrado (NSE=0.7) y validado (NSE=0.6) reproducen satisfactoriamente los caudales registrados. Respecto, a las proyecciones del caudal en el futuro, en general se espera una reducción entre el 51% a 77% de los caudales diarios, mensuales y anuales. Además, se proyecta que para los próximos 20, 40 y 80 años, el caudal máximo se alcanzará tres meses antes, respecto a la actualidad. Esto implica que, en zonas donde actualmente precipita nieve, precipitará lluvia. Por lo que, incrementará la presión hídrica sobre reservas de agua dulce de largo plazo, como glaciares y glaciares de roca.

## 1.INTRODUCCIÓN

En las regiones montañosas, donde dominan las condiciones áridas a semiáridas, la disponibilidad de agua dulce depende de la nieve acumulada en invierno, el aporte de glaciares y las expresiones del permafrost de montaña (Huss et al. 2017; Jones et al. 2018, 2019). Estos elementos de la criósfera, se concentran en las cabeceras de las cuencas hidrológicas y se ha estimado que representan entre el 50 a 95% de la descarga total de los ríos (Viviroli y Weingartner, 2004). Este aporte es fundamental para la población, el ecosistema y el desarrollo de actividades económicas (Viviroli et al. 2003; Ragettli et al. 2016; Immerzeel et al. 2020). De hecho, cerca de 1,4 billones de personas dependen del agua que se origina en las montañas (Immerzeel et al. 2010; Viviroli et al. 2020). El progresivo aumento del uso de combustibles fósiles ha incrementado la concentración de gases invernaderos en la atmosfera y ha causado que la temperatura del aire, aumente aproximadamente  $\sim 1.1^{\circ}\text{C}$  (IPCC, 2021). Lo que, ha alterado la temporalidad y la cantidad de nieve que precipita en invierno, afectando directamente a las zonas montañosas cuya demanda de agua es cubierta por la fusión de la nieve acumulada en invierno (Barnett et al. 2005; Immerzeel et al. 2010; Huss et al. 2017). No obstante, esto último también ha afectado a las reservas de agua dulce que dependen de la acumulación de nieve. En relación a lo anterior, a nivel global la mayoría de los glaciares están experimentando un retroceso acelerado y la degradación del permafrost se ha incrementado progresivamente (Milner et al. 2017; Biskaborn et al. 2017; Zemp et al. 2019; Dimiri et al. 2021). Sin embargo, el cambio climático no es el único factor responsable de la menor disponibilidad de agua. El cambio de uso de suelos en regiones montañosas semiáridas, es otro elemento que se ha reportado como responsable de afectar la calidad y cantidad de agua disponible (e.g. Wamucii et al. 2021). Los efectos de contar con menos agua, están impactando directamente sobre el sector de la agricultura e industria alimentaria. A partir de esto, ha incrementado las alertas sobre la disponibilidad de alimentos tanto para el presente como para el futuro (Mancosu et al. 2015; Qin et al. 2020).

Los Andes semiáridos ( $27^{\circ}\text{S}$  -  $35^{\circ}\text{S}$ ), es una de esas regiones montañosas donde las principales actividades agrícolas, ganaderas, económicas y de la población en general dependen del input de agua que proviene de las precipitaciones de los meses de invierno (Masiokas et al. 2006). La cantidad e intensidad de estas precipitaciones, esta influenciado por el fenómeno del ENSO (Salas et al. 2016). Durante la fase cálida de ENSO (El Niño), el



nivel de precipitaciones sólidas y líquidas aumentan en la región. Sin embargo, durante la fase fría de ENSO (La Niña), ocurre el proceso inverso (Masiokas et al. 2006). Durante los últimos 13 años la fase fría de ENSO ha sido la dominante, lo que ha promovido un periodo de mega sequía en los Andes semiáridos (Garreaud et al. 2017, 2019). A partir de lo anterior, las lluvias se han vuelto menos frecuentes y la cantidad de precipitación líquida es insuficiente para cubrir la demanda de agua (Réveillet et al. 2019).

La criósfera de los Andes semiáridos representa, también, una reserva de agua dulce, clave para el ecosistema de alta montaña y la recarga de acuíferos (Masiokas et al. 2020). En los Andes semiáridos chilenos, los glaciares más el permafrost de montaña, cubren una superficie de  $\sim 1000 \text{ km}^2$  (Barcaza et al. 2017). Mientras que, en el segmento argentino los glaciares junto al permafrost de montaña, cubren un área de  $\sim 1800 \text{ km}^2$  (Zalazar et al. 2020). El agua que deriva de glaciares y expresiones de permafrost es importantes durante los periodos de sequía y el verano donde el nivel de precipitaciones es mínimo (Azócar y Brenning, 2010; Ayala et al. 2016; Bravo et al. 2017; Burger et al. 2018). En el caso de algunas cuencas de los Andes semiáridos de Chile, se ha estimado que la contribución de los glaciares a la descarga total, fluctúa entre el 42% a 67% (Ayala et al. 2016). Mientras que, en el caso de las expresiones del permafrost (glaciares de roca), se ha estimado que representan  $2,4 \text{ km}^3$  de equivalente en agua (Azócar y Brenning, 2010) y entre el 10% a 20% de la escorrentía superficial (Schaffer et al. 2019). En el caso de expresiones de permafrost no asociadas a glaciares de roca, se ha hipotetizado sobre la potencial influencia en la hidrología local de las cuencas de los Andes semiáridos (Hilbich et al. 2022). Esto se fundamenta en datos geofísicos, que ha detectado una significativa presencia de hielo intersticial (11 a 49%) en laderas de montañas en los Andes semiáridos argentinos y chilenos (Hilbich et al. 2022).

A pesar del aporte significativo que, representan los glaciares y el permafrost de alta montaña, al sistema hidrológico de los Andes semiáridos. La conservación y distribución de ambos elementos de la criósfera, depende en gran medida de la nieve acumulada durante el invierno (Masiokas et al. 2020). La fusión de la nieve es el principal ingreso anual de agua al sistema hidrológico en los Andes (Ayala et al. 2016; Burger et al. 2018). Este elemento de la criósfera, explica gran parte de las variaciones anuales de los caudales de los ríos de los Andes semiáridos (Masiokas et al. 2020). En los Andes chilenos, se ha estimado que la nieve representa entre 13 a  $66 \text{ km}^3$  de agua equivalente (SWE) (Cortes y Margulis, 2017). No obstante, su tiempo promedio de conservación, ha disminuido entre 2 a 5 días en el año

y la posición de la línea de nieve ha aumentado a una razón de 10 a 30 m a<sup>-1</sup> (Saavedra et al. 2018). Incluso Cordero et al. (2019) ha estimado que, durante los últimos 50 años la superficie donde comúnmente precipita nieve, se ha reducido a una razón media anual de 12% por década. Esta tendencia ha potenciado aún más, el periodo de mega sequía de los Andes semiáridos de Chile (Garreaud et al. 2017, 2019). Evidencia de esto, es la disminución de la escorrentía superficial en algunos de principales ríos de los Andes semiáridos de Chile y el incremento de la pérdida de masa glaciar (Burger et al. 2018; Dussailant et al. 2019; Ayala et al. 2020).

Una de las cuencas, que se emplaza en la zona montañosa de los Andes semiáridos de Chile, es la del río Elqui (~30°S). En esta cuenca, la escorrentía deriva principalmente del derretimiento de la nieve y la fusión del hielo glaciar (Favier et al. 2009; Ribeiro et al. 2015). Lo anterior, incluso ha sido confirmado a través de análisis de isotopos estables (Stauch et al. 2006; Valois et al. 2021). En ese sentido, el sistema de aguas subterráneas también depende de la precipitación de nieve, ya que la recarga de los acuíferos deriva principalmente de la infiltración de parte de la escorrentía superficial (Pourrier et al. 2014, Valois et al. 2020). Sin embargo, durante las últimas décadas la disponibilidad de agua en la cuenca del río Elqui, no ha sido ajeno a los efectos del cambio climático. Se ha detectado un cambio en la temporalidad y un descenso a escala anual, de las precipitaciones (Sovignet et al. 2012). Estos cambios, sumados al incremento de los días con altas temperaturas durante el verano (Sovignet et al. 2012), han modificado la posición de la línea de nieve (Carrasco et al. 2005). Lo anterior, ha potenciado la reducción de la superficie ocupada por la criósfera en esta cuenca y en cuencas adyacentes (e.g. Kinnard et al. 2020; Robson et al. 2022). Esto ha causado una disminución en los caudales del río Elqui y por ende un descenso del nivel freático de las aguas subterráneas de la región (Ribeiro et al. 2015). No obstante, la componente asociada a la eficiencia del uso del agua, también explica el déficit de agua disponible en la zona baja de la cuenca (Orphanopoulos et al. 2013).

El desarrollo de modelos hidrológicos en regiones montañosas, representan un gran desafío. Principalmente porque, en estas zonas la escorrentía está determinada por la fusión de la nieve y las precipitaciones son irregulares, debido a los gradientes altitudinales (Ruelland et al. 2011; Scaff et al. 2017). Algunos de los modelos hidrológicos desarrollados para la cuenca del río Elqui, han intentado reproducir y proyectar el comportamiento de su escorrentía (e.g. Araya y Hunt, 2003; Trigos y Munizaga, 2006; Souvignet, 2007; Ruelland

et al. 2011; Hublart et al. 2013, 2014, 2015). Sin embargo, algunos de los resultados de estos modelos, tienen un grado de incertidumbre significativo. Lo anterior, se fundamenta en que no han contemplado la influencia de la nieve acumulada en invierno (e.g. Araya y Hunt, 2003) o su rango de simulación ha sido acotado (e.g. Trigos y Munizaga, 2006; Souvignet, 2007). Por otra parte, modelos hidrológicos que si han considerado el efecto de la nieve y un rango temporal más amplio (~30 años), han logrado reproducir y proyectar caudales con un grado de realismo significativo (e.g. Ruelland et al. 2011; Hublart et al. 2014; Balocchi et al. 2017). Esto últimos, incluso ha permitido simular la influencia de la nieve en la dinámica del nivel freático del agua subterránea de la cuenca (Ruelland et al. 2011). Sin duda, el aporte que han realizado estos trabajos, ha tenido un impacto significativo sobre el conocimiento y caracterización de la escorrentía en la cuenca del río Elqui. Sin embargo, existe un déficit en estos modelos, y se relaciona a que estos no han considerado la variabilidad hidro-climática relacionada a la mega sequía de los últimos 13 años. Por lo tanto, los datos de caudales diarios, mensuales y anuales de estos modelos no representan parte del contexto actual de la cuenca. Además, las proyecciones de caudal considerando escenarios de cambio climático, potencialmente tienen un sesgo significativo. Principalmente, por no considerar la mega sequía y por utilizar modelos climáticos globales más antiguos al Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados Fase 5, CMIP5.

## **2.OBJETIVOS**

El objetivo general de esta investigación es analizar el rol de la nieve, dentro de un sistema hidrológico de cuenca semiárida montañosa, bajo escenarios climáticos futuros.

Objetivos específicos

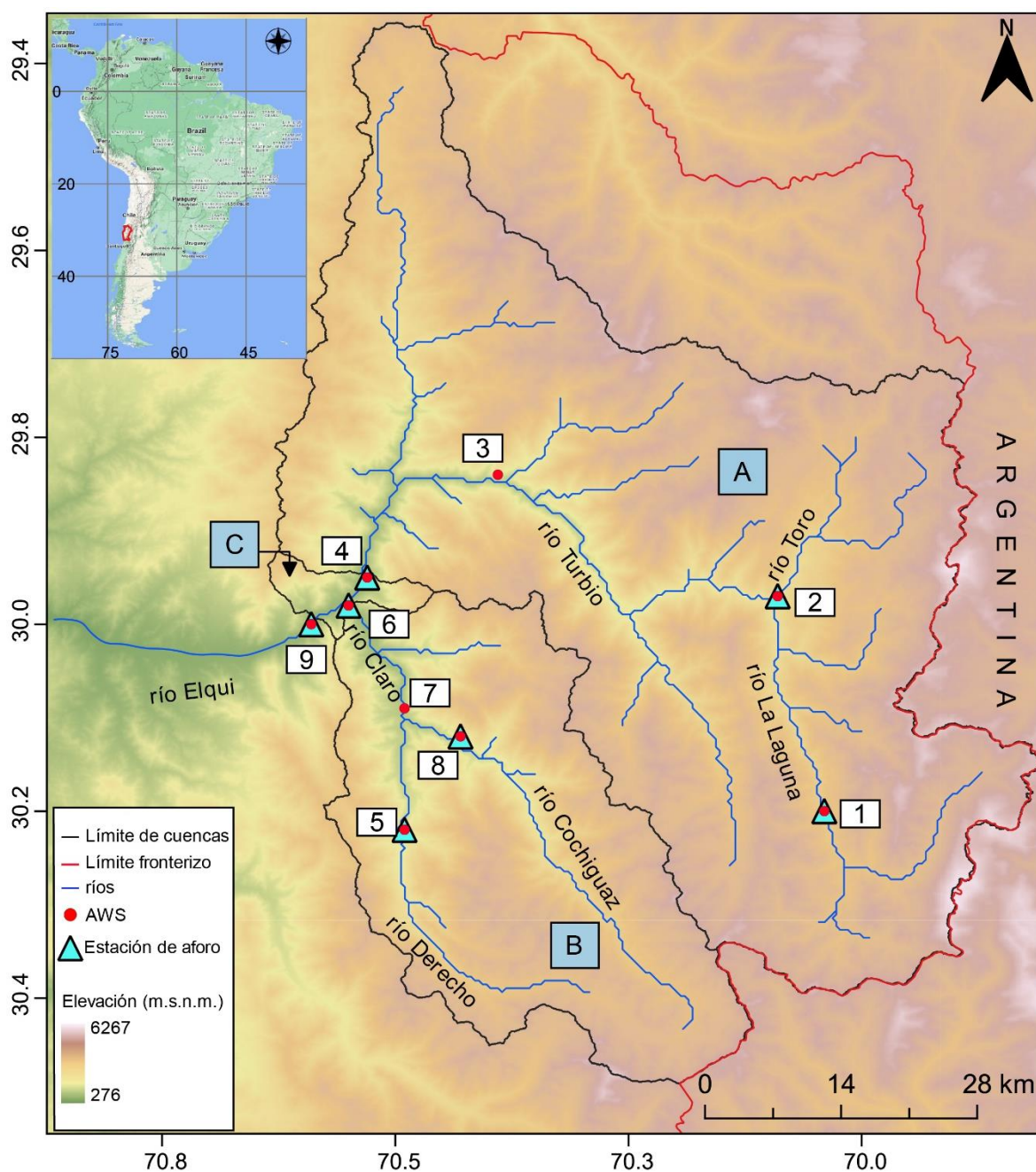
- Simular con el modelo hidrológico Hydro-BID, la escorrentía diaria y la escorrentía promedio mensual y anual de parte alta de la cuenca del río Elqui (30°S), en los Andes semiáridos de Chile.
- Proyectar, a través del módulo de cambio climático de Hydro-BID, los caudales promedio anuales, mensuales y diarios de la cuenca para los años 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, considerando las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP) SSP2-4.5 y SSP5-8.5, del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados Fase 6 (CMIP6).

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1 Zona de estudio

La parte alta de la cuenca del río Elqui se ubica en los Andes semiáridos de Chile ( $\sim 30^{\circ}\text{S}$ ) y tiene una superficie de  $\sim 5700 \text{ km}^2$  (Figura 1). Esta incluye las subcuencas de los ríos Turbio ( $\sim 4118 \text{ km}^2$ ), Claro ( $\sim 1520 \text{ km}^2$ ) y Elqui en Algarrobal ( $\sim 62 \text{ km}^2$ ). El río Turbio se origina por la confluencia del río Toro y el río La Laguna. Por su parte, el río Claro es el resultado de la confluencia del río Derecho y el río Cochiguaz. La zona de estudio, se caracteriza por un fuerte gradiente altitudinal entre el océano Pacífico y los Andes, que cuenta con cumbres  $> 6000 \text{ m.s.n.m.}$ , a menos de 150 km del océano. Sobre los 3000 m.s.n.m. el paisaje montañoso es dominado por la geomorfología glaciar (e.g. morrenas frontales y laterales, valles en U y glaciares de roca) (e.g. Monnier et al. 2014). Estos elementos del relieve, han evolucionado como consecuencia de la intercalación de periodos glaciares e interglaciares con distintos procesos glaciares, fluviales y de ladera durante Cuaternario (Zech et al. 2008; Riquelme et al. 2011; Aguilar et al. 2013). La geología del sector se caracteriza por la presencia afloramientos de rocas graníticas y volcánicas fracturadas del Paleozoico y Cenozoico, rocas carbonatadas y volcano-sedimentarias del Jurásico y Cretácico inferior y depósitos aluviales Cuaternarios (Velásquez et al. 2021).

Debido a que el área de estudio se ubica al sur de la Diagonal Árida, las precipitaciones ocurren principalmente en invierno (Riquelme et al. 2011). En general, el clima de la región se caracteriza por una humedad relativa  $< 40\%$ , precipitaciones del orden de  $300 \text{ mm a}^{-1}$  y una temperatura diaria del aire que fluctúa durante el año, entre  $-12^{\circ}\text{C}$  a  $10^{\circ}\text{C}$  ( $\sim 4200 \text{ m s.n.m.}$ ) (Kull et al. 2002; Kalthoff et al. 2006; Favier et al. 2009). La posición de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA) se ubica aproximadamente a 5300 m.s.n.m. (Carrasco et al. 2005, 2008). La vegetación se limita a zonas específicas, por lo que a la escala de la cuenca la evapotranspiración es despreciable (Kalthoff et al. 2006). El principal proceso que involucra la pérdida de agua, en la zona alta de la cuenca, se asocia a la sublimación (Ginot et al. 2006; Hublart et al. 2015; Réveillet et al. 2019). En relación a los caudales de la parte alta de la cuenca del río Elqui. Registros diarios (1985-2018, Alvarez-Garreton et al. 2018) indican que, para los ríos Turbio, Claro y Elqui la descarga media es  $5.7 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $3.8 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $9.6 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente.



**Figura 1** Mapa de ubicación de la parte alta de la cuenca del río Elqui. En la esquina superior izquierda se muestra el mapa de Sudamérica, en donde en rojo se destaca la región de Coquimbo, lugar donde se emplaza la zona de estudio. A= subcuenca del río Turbio, B= subcuenca del río Claro, C=subcuenca de salida de la parte alta de la cuenca del río Elqui. AWS= Estación Meteorológica Automática. 1= Estación río La Laguna, 2= Estación río Toro, 3= Estación río Turbio en Huanta, 4= Estación río Turbio en Varillar, 5= Estación río Derecho en Alcuquaz, 6= Estación río Claro en Rivadavia, 7= Estación río Claro en Montegrande, 8= Estación río Cochiguaz en el Peñón, 9= Estación río Elqui en Algarrobal. La base del mapa corresponde a un modelo de elevación digital SRTM de 30 m de resolución.

### 3.2 Hydro-BID

Hydro-BID es un modelo que permite simular y proyectar bajo escenarios de cambio climático la hidrología y la gestión de recursos hídricos en la región de Latino América y el Caribe (LAC) (Nalesso y Emanuel, 2018). El núcleo del modelo, es el Conjunto de datos Hidrográficos Analíticos (AHD). Este último es un sistema que cuenta con información de ~ 230.000 cuencas y redes de drenaje de LAC (Nalesso y Emanuel, 2018). ADH también integra información del uso de suelo, tipos de suelo, precipitación, temperatura y flujos de agua para cada cuenca y subcuenca de LAC. Para acceder a esta información para una determinada cuenca o subcuenca, es necesario instalar un complemento de ADH compatible con QGIS 2.18 (para más detalles ver Nalesso y Emanuel, 2018). Una vez instalado este complemento, es posible acceder a la base de datos de ADH. Sin embargo, antes es necesario identificar el número de serie asociado a la cuenca o subcuenca de interés. Este último se denomina COMID. En el caso del área de estudio, los COMID de interés se asocian a las subcuencas donde se emplazan los ríos La Laguna (316014700), Toro (315929700), Turbio (315930700), Derecho (316023100), Cochiguaz (315982300), Claro (315947400) y Elqui (315942500). Siendo este último es más importante, debido a que es la zona de descarga de salida de la parte alta de la cuenca del Elqui.

Hydro-BID calcula la esorrentía originada a partir de la precipitación, la evapotranspiración real, la percolación, el flujo base, la percolación profunda y los volúmenes de agua almacenada en la zona saturada y no saturada. Estos cálculos se fundamentan en la Función de Carga de Cuenca Generalizada (GWLF) (Haith et al. 1992). Esta función integra procesos asociados a la fusión de la nieve o hielo, Evapotranspiración Potencial (PET), esorrentía (R) y percolación (Nalesso y Emanuel, 2018). La esorrentía se calcula a través del Número de Curva (NC). Por su parte, para calcular la evapotranspiración real, es necesario considerar la temperatura diaria y un factor de cobertura que depende el uso del suelo y condiciones de la cobertura. El flujo basal y la percolación profunda se obtienen a partir de las constantes de recesión de agua subterránea y de percolación, respectivamente. Mientras que, el volumen de agua almacenado se estima en función del balance diario, el cual considera la situación del día previo y flujos del día. Lo anterior, permite calcular el volumen de esorrentía a escala de cuenca y subcuenca (Moreda et al. 2014). Por lo cual, para realizar la modelización hidrológica de cuencas, Hydro-BID requiere datos de entrada asociados a series de tiempo diarias de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), precipitación (mm o cm) y caudales ( $\text{m}^3/\text{s}$ ).

### 3.3 Datos hidro-climáticos

Los registros hidro-climáticos derivan de nueve estaciones meteorológicas y siete estaciones de monitoreo de caudal (Tabla 1, Figura 1). Las series de tiempo de estas estaciones son de libre acceso y se encuentran disponibles en la plataforma de digital de CAMELS-CL (<https://camels.cr2.cl/>). Las características y aplicaciones de esta plataforma se describen en los trabajos de Alvarez-Garreton et al. (2018) y Barría et al. (2021). Un ejemplo de los datos proporcionados por CAMELS-CL, se pueden observar en la Figura 2 y 3. En estas figuras también se puede apreciar la variabilidad hidro-climática de los últimos 32 años en la zona de estudio.

Los datos de temperatura del aire y precipitación diaria, muestran un registro continuo para los 41 años de estudio (1979-2020). Mientras que, las series de tiempo de caudal diario de las estaciones registran rangos temporales de datos diferentes (Tabla 1). Considerando la estación la estación de monitoreo de caudal con menor continuidad temporal de datos (Tabla 1) y el objetivo de captar la mayor variabilidad hidro-climática posible del área de estudio, se utilizó una base de datos hidro-climáticos de aproximadamente ~32 años (1986-2018).

Debido a la extensión CVS (Valores Separados por Comas) de los datos obtenidos de CAMELS-CL, es relativamente sencillo filtrar esta información con Microsoft Excel, R o Python. Lo anterior permite, detectar rápidamente y de manera gráfica, la presencia de datos faltantes en las series de tiempo de los datos hidro-climáticos. En el caso del área de estudio, se identificaron dos inconsistencias en las series temporales. La primera se asoció al formato en el cual CAMELS-CL, proporciona registros de temperatura. Estos son de carácter máximo y mínimo diario. Hydro-BID, no discrimina sobre el tipo dato de temperatura necesario para modelar el caudal de una cuenca. Sin embargo, hacer un análisis de la esorrentía para temperaturas máximas diarias y otro para temperaturas mínimas diarias escapa de los objetivos de este trabajo.

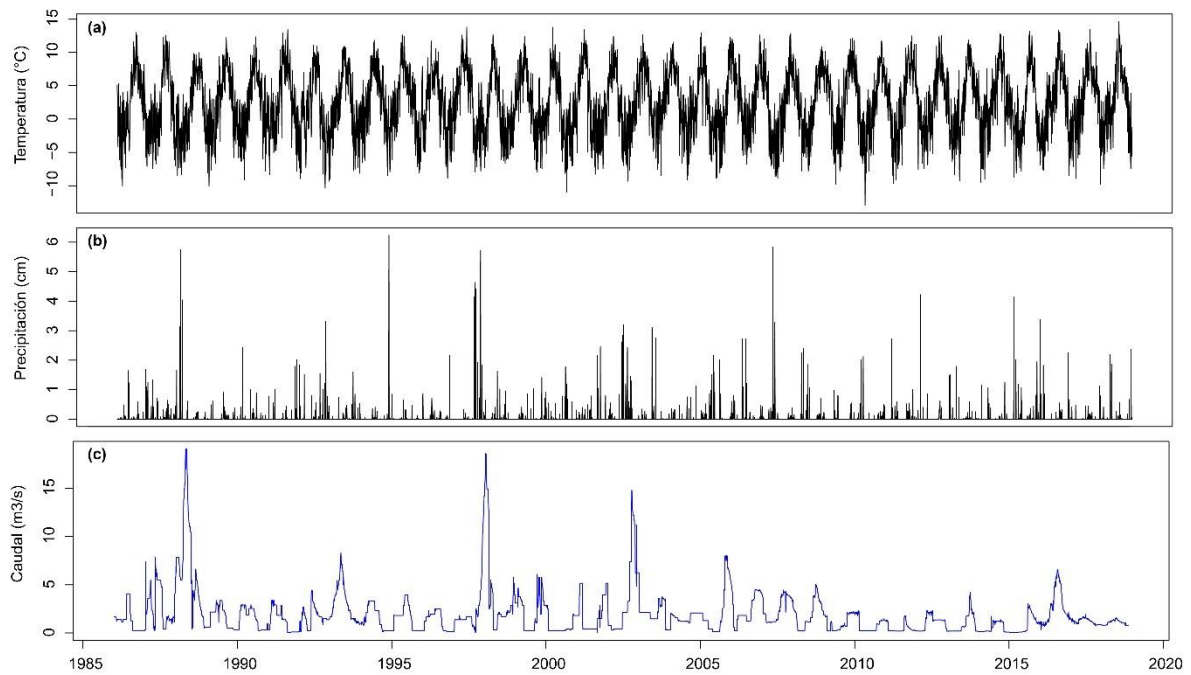
La segunda inconsistencia se relacionó a los datos de caudal diario. Del análisis de estos datos, se identificaron series de tiempo de caudal incompletas asociadas a series de tiempo de temperatura y precipitación continuas.

Para solucionar el problema de las series de tiempo de temperatura, se procedió a calcular el promedio entre los datos de temperatura diaria máxima y mínima. Este último calculo, se basó en la siguiente relación:

$$T_{media\ diaria}(^{\circ}C) = \frac{Tmax_n + Tmin_n}{2}$$

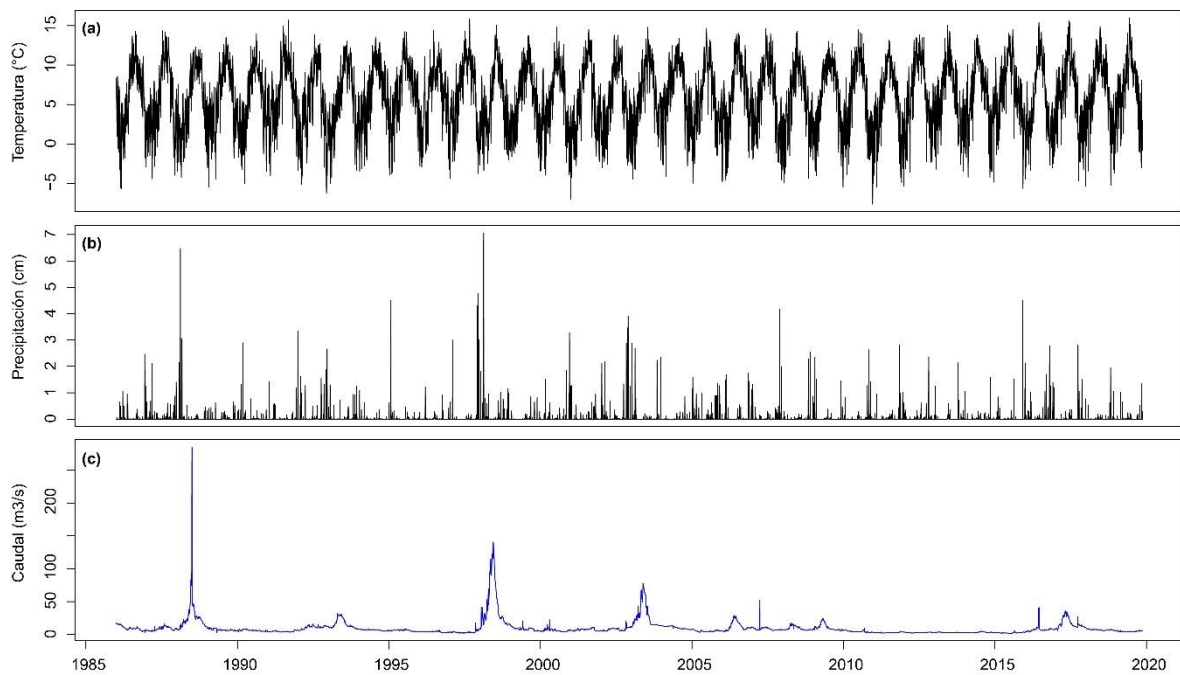
Donde  $T_{(media\ diaria)}(^{\circ}C)$  = Temperatura media diaria,  $Tmax_n$  = Temperatura máxima en el n-día (1,2,3 ... n) y  $Tmin_n$  = Temperatura mínima en el n-día (1,2,3 ... n).

Por su parte, el problema de las series de tiempo de caudal incompletas se concentró en las estaciones ubicadas en los ríos Derecho, Claro, Turbio y Elqui. En primer lugar, para homogenizar estas series de tiempo, se consideraron solo los días con registro de datos de las estaciones. En función de estos últimos, se procedió a elaborar modelos de regresión lineal, entre las estaciones de caudal. Se definió como variable dependiente, la estación de caudal con datos faltantes en un rango de tiempo determinado. Mientras que, se definió como variable independiente, la estación de monitoreo que contaba con registros de caudal para ese periodo determinado de tiempo. Además, se consideraron validos aquellos modelos de regresión lineal con valores de  $R^2 > 0.6$ ,  $R^2_{ajustado} > 0.6$  y en error típico  $< 10\%$ .



**Figura 2** Serie de tiempo de datos hidro-climáticos de CAMELS-CL, registrados en la estación de monitoreo emplazada en la subcuenca del río La Laguna. (a) Serie de tiempo de la temperatura diaria del aire para el periodo 1986-2019. (b) Serie de tiempo de precipitación diaria para el periodo 1986-2018. (c) Serie de tiempo de caudales diarios para el periodo 1986-2018.





**Figura 3** Serie de tiempo de datos hidro-climáticos de CAMELS-CL, registrados en la estación de monitoreo Elqui en Algarrobal. (a) Serie de tiempo de la temperatura diaria del aire para el periodo 1986-2018. (b) Serie de tiempo de precipitación diaria para el periodo 1986-2019. (c) Serie de tiempo de caudales diarios para el periodo 1986-2018.

**Tabla 1** Resumen de las características de las subcuencas que se ubican en la parte alta de la cuenca del río Elqui. Área= Área de subcuenca (km<sup>2</sup>), Eleva. = Elevación donde se ubica la estación (m.s.n.m.), P= Precipitación media anual entre (mma<sup>-1</sup>), T= Temperatura media anual (°C), Q= Caudal promedio anual (m<sup>3</sup>a<sup>-1</sup>), Lat.= Latitud, Long. = Longitud y s/d= sin datos. Los datos de P, Ty Q están asociados al periodo entre 1986-2018.

COMID	Subcuenca	Área	Estación	Eleva.	P	T	Q	Lat.	Long.
316014700	Río La Laguna	557.9	La Laguna	3160	159	2.49	1.9	30.20	70.03
315929700	Río Toro	467.4	Toro	2104	133	4.3	0.7	29.97	70.09
316023100	Río Derecho	338.2	Estero Derecho en Alcoguz	1645	237	4.5	1.1	30.22	70.49
315982300	Río Cochiguaz	675.4	Cochiguaz en el Peñón	1341	189	6.9	3.8	30.12	70.43
315966600	Río Claro	1249.1	Claro en Montegrande	1074	202	6.3	s/d	30.08	70.49
315947400	Río Claro	1512.8	Claro en Rivadavia	812	201	5.4	3.8	29.97	70.55
315893000	Río Turbio	4083.5	Turbio en Huanta	1214	155	4.9	s/d	29.84	70.38
315930700	Río Turbio	4083.6	Turbio en Varillar	866	142	5.6	5.7	29.94	70.53
315942500	Río Elqui	5669.7	Elqui en Algarrobal	768	158	6.1	9.9	29.99	70.58

### 3.4 Proyecciones de CMIP6

Las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP), son escenarios de cambio climático que han sido desarrollados por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC). Estas trayectorias, describen los cambios que se experimentarán a escala social, demográfica y económica en los próximos cien años (Chen et al. 2020). Las proyecciones se fundamentan

en la evolución y comportamiento del sistema socio-económico durante el siglo XXI (Riahi et al. 2017). El IPCC (2021), ha propuesto cinco potenciales escenarios en función de del nivel de emisiones de gases de efecto invernadero, medidas de mitigación y elementos socio-económicos. Los cinco escenarios corresponden a SSP1, SSP2, SSP3, SSP4 y SSP5. SSP1 es una trayectoria de carácter sostenible, la cual está orientada a la población y donde se fomenta el uso de energías verdes (van Vuuren et al. 2014). En esta trayectoria la temperatura del aire se incrementará por debajo de los 1.5°C en 2100 (IPCC, 2021). SSP2, es una trayectoria intermedia entre SSP1 y SSP3 (Fricko et al. 2017). SSP3 es un escenario que resulta de la baja o nula cooperación global para enfrentar la crisis climática (Fujimori et al. 2017). Si bien SSP3, se caracteriza por una menor cantidad de emisiones de gases invernaderos que SSP5. Sin embargo, bajo SSP3, se espera que hacia el 2100 las emisiones de gases invernaderos sean el doble al de la actualidad (IPCC, 2021). Por su parte SSP4, es un escenario en la cual la inequidad y la estratificación se incrementará en los países (Calvin et al. 2017). SSP5 es una trayectoria que se encuentra en el extremo opuesto de SSP1 (IPCC, 2021). SSP5 se caracteriza por el uso indiscriminado de combustibles fósiles y por una economía que crece rápidamente, sin embargo, la población se enfrenta a grandes problemas en torno a medidas de mitigación (Kriegler et al. 2011).

Hydro-BID, cuenta con un módulo de cambio climático. Este último permite simular la respuesta de las cuencas hidrológicas de LAC, a los cambios de temperatura y precipitación asociados a escenarios de cambio climático. Para el presente trabajo se emplearon datos del último informe del IPCC (IPCC, 2021).

Los datos de los modelos climáticos globales, se encuentran disponibles en una plataforma web del banco mundial (<https://climateknowledgeportal.worldbank.org/download-data>). A partir de este sitio se obtuvieron los datos de precipitación (1990-2020) y datos de proyecciones de temperatura y precipitación mensual y anual para SSP2-4.5 y SSP5-8.5, para la región de Coquimbo. Los periodos de proyección seleccionados correspondieron a 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099. Se eligieron SSP2-4.5 y SSP5-8.5, considerando que es poco probable que las condiciones proyectadas por SSP1-1.9 y SSP1-2.6 se concreten en el futuro.

En Hydro-BID, en función de la trayectoria seleccionada y su respectivo periodo de tiempo, se ingresaron los datos de temperatura mensual proyectada. En el caso de la precipitación, se calculó un factor de cambio entre los datos de precipitación (1990-2020) con respecto a los de precipitación mensual proyectados por cada trayectoria y periodo de tiempo a simular.

Lo anterior se realizó a partir de las siguientes relaciones aritméticas:

$$P_{p(1990-2020)} = \sum_n \frac{P_{p1} + P_{p2} + \dots P_{pn}}{n}$$

$$P_t = \frac{P_{t1} + P_{t2} + \dots P_{tn}}{n}$$

$$D = \left( \frac{P_t}{P_{p(1990-2020)}} \right)$$

$$F = 1 + D$$

Donde  $P_{p(1990-2020)}$  = Precipitación promedio mensual entre 1990-2020,  $P_t$  = Precipitación promedio mensual de la trayectoria y periodo de tiempo seleccionado  $t$  (2040-2059, 2060-2070, o 2080-2099),  $F$  = Factor de reducción o incremento de la precipitación según la trayectoria seleccionada.

### 3.5. Calibración y validación del modelo

Para calibrar el modelo hidrológico de Hydro-BID, fue necesario ajustar algunos parámetros que considera la simulación, al contexto del área de estudio. Los parámetros a ajustar son Número de Curva (NC), el Contenido de Agua Disponible (AWC), el Coeficiente de Recesión (CR), las Perdidas (S), los factores de evapotranspiración durante la temporada con y sin cultivo, el umbral de temperatura y el factor de fusión. NC, caracteriza el tipo de uso de suelo y representa la hidrología en el suelo. AWC, es la cantidad de agua almacenada por el suelo que puede ser usado por las plantas. Este último factor, puede influir en el proceso de infiltración del agua hacia las aguas subterráneas. CR, determina el grado de aporte de las aguas subterráneas a los ríos después de eventos donde los caudales se incrementan. S, se asocia al intercambio de agua entre aguas subterráneas cerca de la superficie con los flujos de agua que circulan más profundo.

Para la evaluación de la efectividad de la calibración del modelo, se consideraron elementos estadísticos y gráficos. Respecto a los parámetros estadísticos se usaron los coeficientes de correlación ( $r$ ), correlación modificada ( $r_{mod}$ ), Nash-Sutcliffe (NSE) y el error de volumen general. Para el caso los coeficientes  $r$ ,  $r_{mod}$  y NSE, cuando los valores de estos coeficientes son cercanos a 1, indican que el grado de ajuste entre el caudal modelado y el caudal observado es alto. Mientras que el error de volumen general, indica la media del porcentaje de error entre los valores simulados y los valores observados. En términos de error, se considera aceptable un error general  $\leq \pm 15\%$  (Moriasi et al. 2015) Por su parte, la evaluación

gráfica de la calibración del modelo, se asocia al grado de ajuste entre la curva de volumen de agua simulada y observada.

La cobertura de nieve es fundamental dentro del ciclo hidrológico de la cuenca del río de Elqui, por lo tanto, la calibración del modelo se realizó en subcuencas que se encuentran a mayor elevación en el área de estudio. Inicialmente, se consideró calibrar el modelo con la subcuenca del río La Laguna. Sin embargo, los datos de caudales registrados en la estación de La Laguna están influenciados y determinados por el volumen de agua liberado por el embalse de La Laguna. Por lo cual, estos datos no son del todo representativos del caudal natural del río La Laguna. En función de lo anterior, se optó por calibrar el modelo con la subcuenca del río Turbio. Con el objetivo de que el modelo incluyese parte del periodo de mega sequía que ha afectado a la zona de estudio, para la calibración se consideró el periodo entre 1986 y 2012. Por su parte, para la validación del modelo calibrado, se consideró la misma subcuenca del río Turbio y la totalidad de la parte alta de la cuenca del río Elqui. La validación del modelo contempló un periodo de seis años (2012-2018).

## **4. RESULTADOS**

### **4.1 Homogenización de datos de caudal**

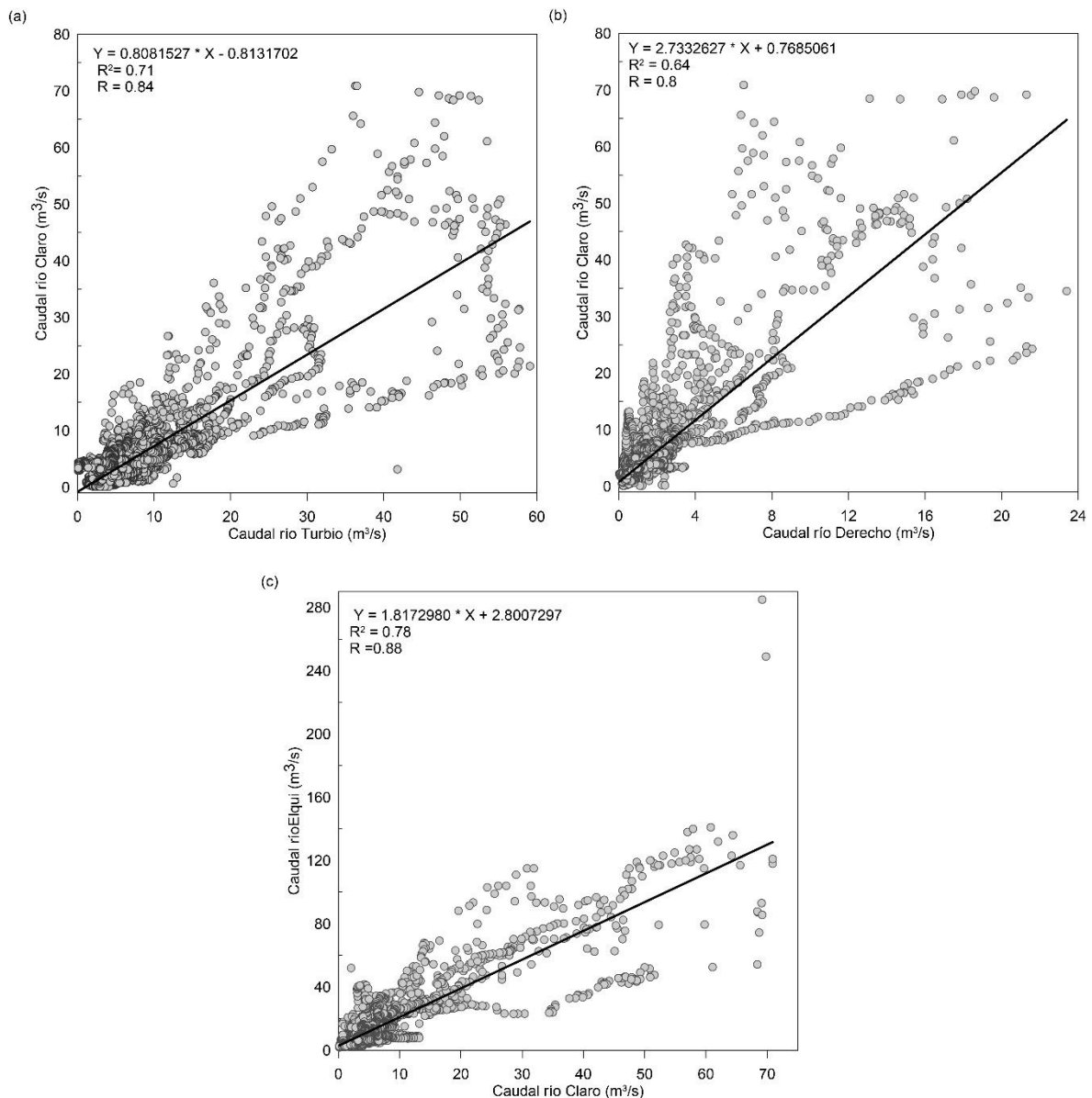
Los resultados del análisis de datos faltantes de las series de tiempo de caudal diario para la zona de estudio, se resumen en la Tabla 2. En general, se observa que los datos faltantes fluctúan entre ~80 días (estación Elqui en Algarrobal) a ~440 días (estación río Turbio en Varillar). Lo que representa un porcentaje promedio cercano al 2%, con respecto al total de datos registrados por las estaciones de monitoreo de caudal (~12000 días de registro). Los datos no registrados no evidencian una tendencia clara, ya que, hay datos faltantes en los diferentes meses del año. Gran parte de los días sin datos se registra en los años 2015, 2016 y 2018. No obstante, también hay algunos días sin datos en los años 1986, 1989, 1991, 1999, 2009, 2011 y 2013.

En relación a la homogenización de los datos, los modelos de regresión lineal elaborados, se muestran en la Figura 4 y sus resultados estadísticos se resumen en la Tabla 2. Estos últimos evidencian un alto grado de correlación, entre los datos de caudal diario de la estación río Claro en Rivadavia con los datos de las estaciones ríos Turbio en Varillar (Figura 4a) y Estero Derecho en Alcobaz (Figura 4b). En general, estos dos últimos modelos muestran un error que fluctúa entre ~4 a ~3%. A partir de lo anterior, ambos modelos se usaron para completar la serie de tiempo en las estaciones de río Claro en Rivadavia y río Turbio en

Varillar. Por su parte, el modelo de regresión lineal entre los datos de la estación de río Claro y de la estación del río Elqui en Algarrobal muestra el valor de correlación más alto entre los modelos desarrollados ( $\sim 0.9$ ) (Tabla 2). No obstante, también muestra el porcentaje más alto de error. Sin embargo, aún es un modelo que permite relacionar de manera satisfactoria los datos entre las estaciones de río Claro y de la estación del río Elqui en Algarrobal.

**Tabla 2** Resumen de los datos faltantes en las series de tiempo de caudal en estaciones de monitoreo para el periodo 1986-2018. Además, se muestran los resultados de los parámetros estadísticos que evalúan los modelos de regresión lineal. DT= Número de Datos Totales, NDT=Número de Datos Faltantes, %DF= Porcentaje de Datos Faltantes, VD=Variable Dependiente,  $R^2$ = Coeficiente de Determinación,  $R^2_{ajustado}$ =Coeficiente de Determinación Ajustado.

Modelo de regresión lineal							
Estación	NDT	NDF	%DF	VD	$R^2$	$R^2_{ajustado}$	% error
Estero Derecho en Alcoguz	12053	123	1%	Claro en Rivadavia	0.64	0.64	3.5
Claro en Rivadavia	12053	299	3.0%	Turbio en Varillar	0.71	0.71	3.2
Turbio en Varillar	12053	437	3.6%	Claro en Rivadavia	0.71	0.71	3.2
Elqui en Algarrobal	12053	82	0.7%	Claro en Rivadavia	0.78	0.78	6.0



**Figura 4** (a) Modelo de regresión lineal entre los datos de caudal de la subcuenca del río Claro y la subcuenca del río Turbio. (b) Modelo de regresión lineal entre los datos de caudal de la subcuenca del río Claro y la subcuenca del río Derecho. (c) Modelo de regresión lineal entre los datos de caudal de la subcuenca del río Claro y la subcuenca de la parte alta del río Elqui.

## 4.2 Eficiencia del modelo

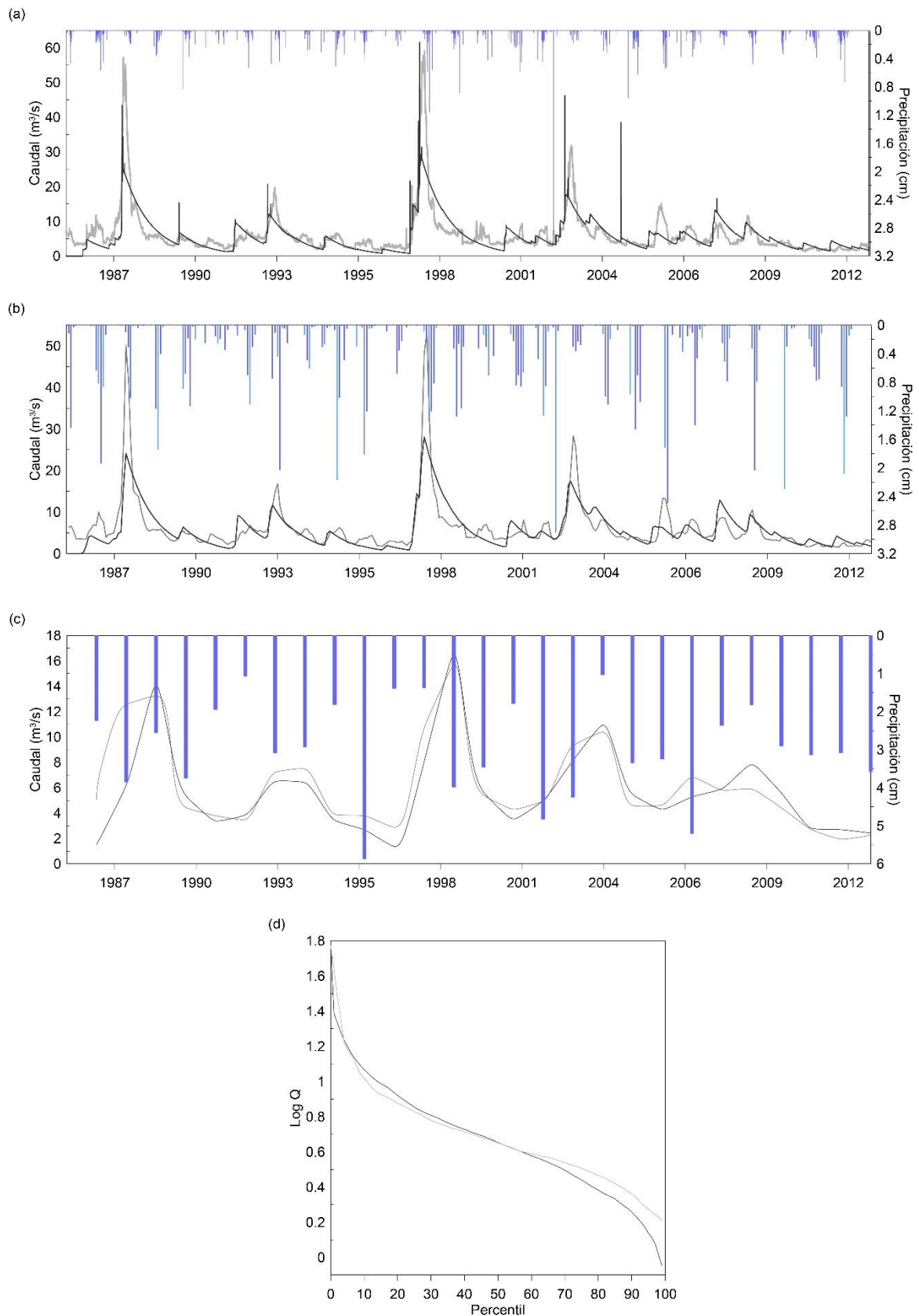
Los resultados de los ajustes de parámetros para calibrar el modelo hidrológico de la parte alta de la cuenca del río Elqui, se resumen en la Tabla 3. Como se observa en esta última tabla, algunas de las variables (NC, S y el umbral de temperatura), se ajustaron fuera de los límites recomendados por Nalesso y Emanuel (2018). En el caso particular del umbral de temperatura, este se ajustó a 4°C. Esto último, respondió a que la precipitación a las elevaciones de la zona de estudio es principalmente nieve y no lluvia. Este ajuste coincide con lo realizado por Kraaijenbrink et al. (2021) en el Himalaya, donde para su modelo para estimar SWE, asumió un umbral de temperatura de 2°C y no de 0°C. Asimismo, para su

modelo hidrológico de la cueca del Elqui, Ruelland et al. (2011) empleó un umbral de temperatura de  $\sim 14^{\circ}\text{C}$  para la cuenca del río Claro.

**Tabla 3** Resumen de los parámetros que considera Hydro-BID para calibrar los modelos hidrológicos. En la segunda columna se muestran los valores sugeridos por Nalesso y Emanuel (2018). Mientras que, la última columna muestra los parámetros calibrados para el modelo hidrológico de la parte alta de la cuenca del río Elqui.

Parámetro	Valores estandarizados sugeridos	Valor calibrado para el modelo
Velocidad de flujo	0.5 m/s	0.5 m/s
Inicio temporada de cultivo (día juliano)	Depende del área de estudio	274
Fin temporada de cultivo (día juliano)	Depende del área de estudio	31
NC	0.8 – 1.2 (Factor multiplicador)	0.5
AWC	0.2 – 1.2 (Factor multiplicador)	0.29
CR	0.001 – 0.75	0.002
S	0.005 – 0.1	0.001
Factor de PE (etapa de cultivo)	0.5 – 1.5	1
Factor de PE (etapa de latencia)	0.5 – 1.5	1
Porcentaje de cobertura impermeable	1	1
Umbral de temperatura	1	4
Factor de fusión	1	1

Por su parte, los resultados de la calibración del modelo en la subcuenca del río Turbio, muestran que Hydro-BID, simula con grado significativo de realismo el caudal de salida en esta subcuenca (Figura 5). Respecto a los parámetros estadísticos, que se resumen en la Tabla 4, se aprecia que el valor del coeficiente de determinación es  $\sim 0.7$  para los datos caudales diarios y mensuales. Esto se traduce en que el modelo explica aproximadamente el 70% de la variabilidad de los datos de respuesta en torno a su media. Lo anterior, en parte demuestra el alto grado de ajuste entre los valores de los hidrogramas diarios, mensuales y anuales simulados, con los datos de caudal observados (Figura 5a, 5b y 5c). No obstante, se observa que los caudales máximos relacionados a periodos con mayor precipitación, son subestimados por el modelo (Figura 5a y 5b). Respecto, a los valores de los coeficientes de correlación modificada, estos son  $> 0.5$ . Por lo cual, a nivel general, el modelo explica relativamente bien gran parte de la varianza del caudal simulado respecto al caudal observado.



**Figura 5** Resultados de la calibración del modelo en la subcuenca del río Turbio. (a) curva simulada y observada del caudal diario, (b) curva simulada y observada del caudal mensual y (c) curva simulada y observada del caudal anual. Barras azules= datos de precipitación, línea de color gris= caudal observado y línea de color negro= caudal simulado. (d) gráfica de volumen de agua simulado (negro) y volumen de agua observado (gris).



**Tabla 2** Resumen de los resultados del proceso de calibración y validación del modelo hidrológico de la parte alta de la cuenca del río Elqui.  $r$ = coeficiente de correlación,  $R^2$ = coeficiente de determinación,  $r_{mod}$ = coeficiente de correlación modificado, NSE= coeficiente de Nash–Sutcliffe.

<b>Modelo Calibrado río Turbio</b>		
	Caudal diario	Caudal mensual
Error (%)	-1.87	-0.94
$r$	0.81	0.83
$R^2$	0.65	0.68
$r_{mod}$	0.62	0.66
NSE	0.65	0.69
<b>Modelo Validado río Turbio</b>		
	Caudal diario	Caudal mensual
Error (%)	2.66	3.55
$r$	0.76	0.79
$R^2$	0.58	0.62
$r_{mod}$	0.64	0.68
NSE	0.57	0.63
<b>Modelo Validado río Elqui</b>		
	Caudal diario	Caudal mensual
Error (%)	-12.7	-12.03
$r$	0.76	0.79
$R^2$	0.58	0.62
$r_{mod}$	0.44	0.46
NSE	0.53	0.57

Por su parte, el valor del coeficiente de Nash–Sutcliffe, es  $\sim 0.7$  tanto para los datos de caudal diario como mensual simulados. En términos de error, los resultados del modelo calibrado muestran un error general de  $\sim -2\%$  y  $\sim -1\%$  para los caudales diarios y mensuales simulados, respectivamente. En el caso del caudal de salida simulado para el río Turbio, este se puede visualizar gráficamente en la Figura 5d, en donde el grado de ajuste entre la curva de volumen de agua simulada y ajustada es alta.

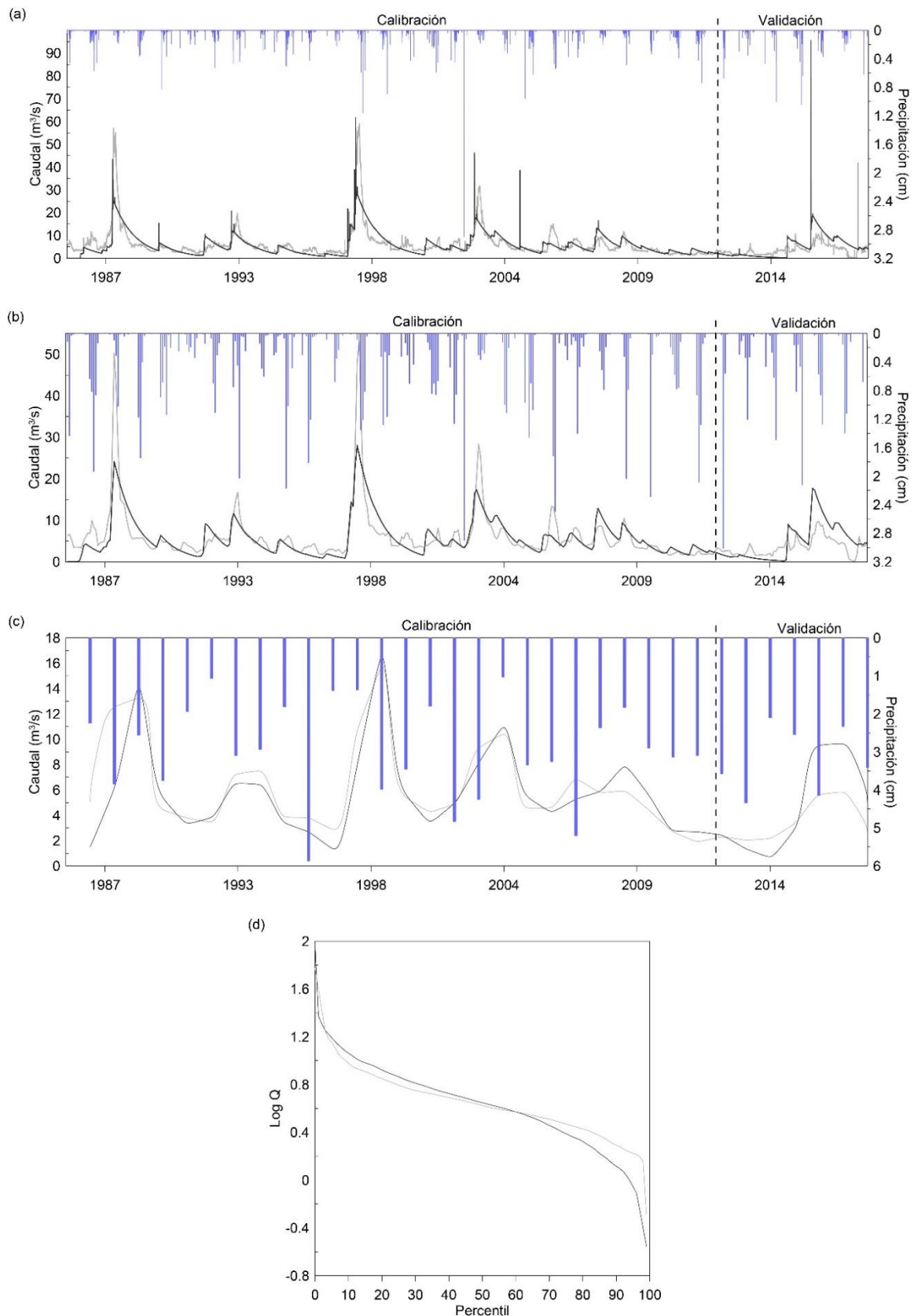
En relación a la validación del modelo, los resultados de su aplicación en la misma subcuenca del río Turbio y a la salida de la parte alta de la cuenca del Elqui, también se resumen en la Tabla 4. Respecto a la subcuenca del río Turbio, el valor del coeficiente de determinación disminuye a  $\sim 0.6$ , para los datos caudales diarios y mensuales. Esto implica que, incluyendo los últimos seis años de datos, el modelo explica aproximadamente el 60% de la variabilidad de los datos de respuesta en torno a su media. Si bien el coeficiente de determinación disminuye, aun es un valor que explica el alto grado de ajuste que se observa entre los valores simulados, con los observados (Figura 6a, 6b y 6c). No obstante, también se observa que los

picos de caudal relacionados a periodos con abundante precipitación en los seis años de validación, son subestimados por el modelo (Figura 6a y 6b). Respecto, a los valores de los coeficientes de correlación modificada, estos permanecen por sobre el límite de 0.5. Por lo cual, la validación del modelo explica relativamente bien gran parte de la varianza del caudal simulado respecto al caudal observado.

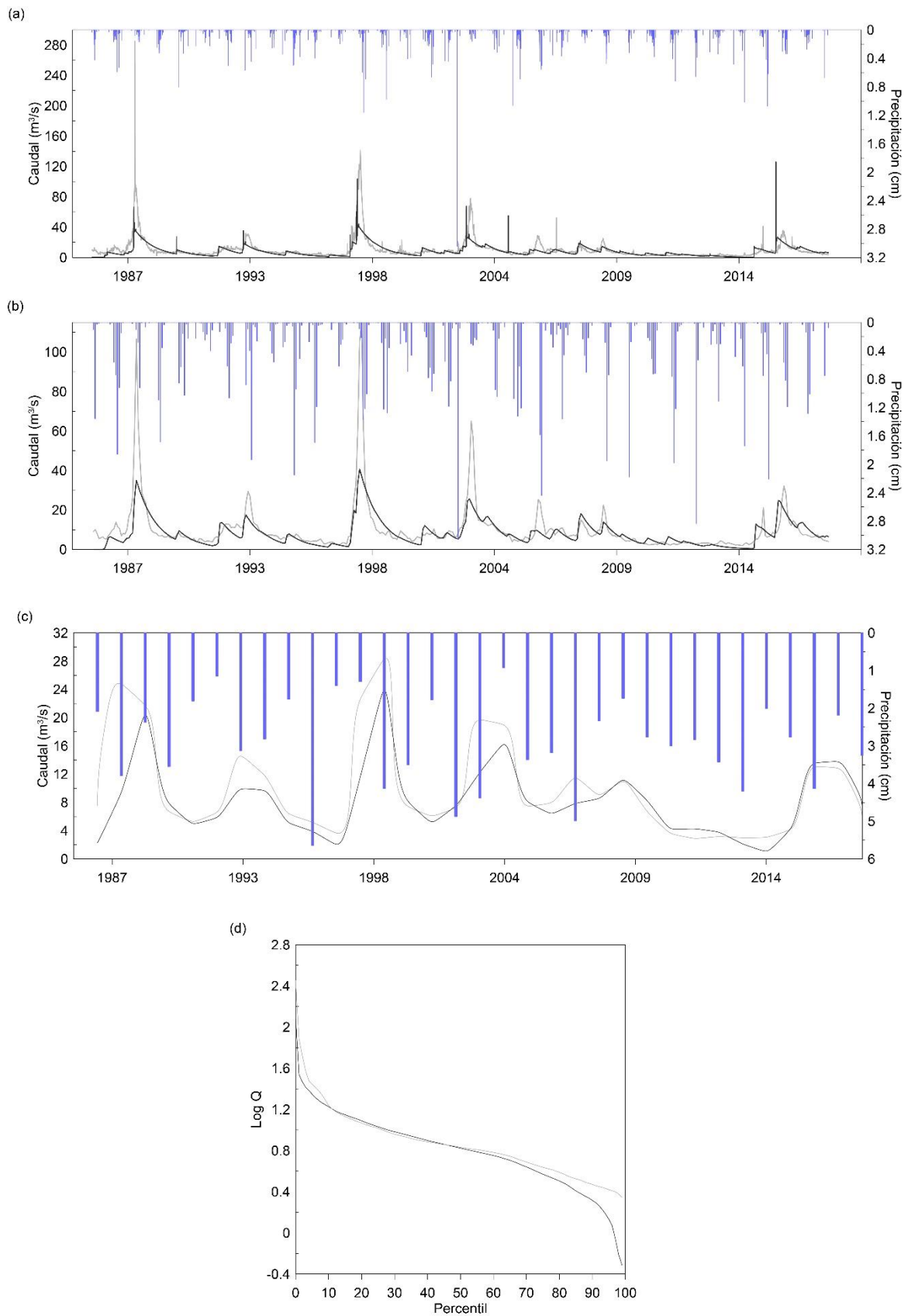
Respecto, al coeficiente de Nash–Sutcliffe, este tiene un valor de  $\sim 0.6$  tanto para los datos de caudal diario como mensual simulados. En términos de error, los resultados del modelo validado en la subcuenca del río Turbio, muestran un error general de  $\sim 3\%$  y  $\sim 4\%$  para los caudales diarios y mensuales simulados, respectivamente. En el caso del caudal de salida simulado para el río Turbio, este se puede visualizar gráficamente en la Figura 6d, en donde el grado de ajuste entre la curva de volumen de agua simulada y ajustada es alta.

Los resultados de la validación del modelo en la salida de la parte alta de la cuenca del Elqui, se visualizan en la Figura 7. Para este caso, el valor del coeficiente de determinación también disminuye a  $\sim 0.6$  para los datos caudales diarios y mensuales (Tabla 4). Por lo tanto, en esta parte del área de estudio, el modelo también explica  $\sim 60\%$  de la variabilidad de los datos de respuesta en torno a su media. A pesar de la disminución del coeficiente de determinación, aun es un valor que explica el alto grado de ajuste entre los valores de los hidrogramas diarios, mensuales y anuales simulados, con los datos de caudal observados (Figura 7a, 7b y 7c). Sin embargo, nuevamente se observa que los caudales máximos asociados a periodos con abundante precipitación en los seis años de validación, son subestimados por el modelo (Figura 7a y 7b). Respecto a los valores de los coeficientes de correlación modificada para caudales diarios y mensuales estos son  $\sim 0.4$  y  $\sim 0.5$ , respectivamente. Lo anterior implica que, el modelo explica relativamente bien gran parte de la varianza del caudal mensual simulado respecto al caudal mensual observado. No obstante, en el caso del caudal diario el modelo no explica gran parte de la varianza entre caudal diario simulado respecto al caudal diario observado.

Por su parte, el valor del coeficiente de Nash–Sutcliffe es  $\sim 0.5$  y  $\sim 0.6$  para caudales diarios y mensuales respectivamente. En términos de error, la validación del modelo en la parte alta de la cuenca del río Elqui muestra un valor general de  $\sim -13\%$  y  $\sim -12\%$  para los caudales diarios y mensuales simulados, respectivamente (Tabla 3). En el caso del caudal de salida simulado para el río Elqui, este se puede visualizar gráficamente en la Figura 7d, en donde el grado de ajuste entre la curva de volumen de agua simulada y ajustada es alta.



**Figura 6** Resultados de la validación del modelo en la subcuenca del río Turbio. (a) curva simulada y observada del caudal diario, (b) curva simulada y observada del caudal mensual y (c) curva simulada y observada del caudal anual. Barras azules= datos de precipitación, línea continua de color negro= caudal simulado, línea continua de color gris= caudal observado, línea discontinua negra= límite entre el periodo de calibración y validación. (d) gráfica de volumen de agua simulado (negro) y volumen de agua observado (gris).

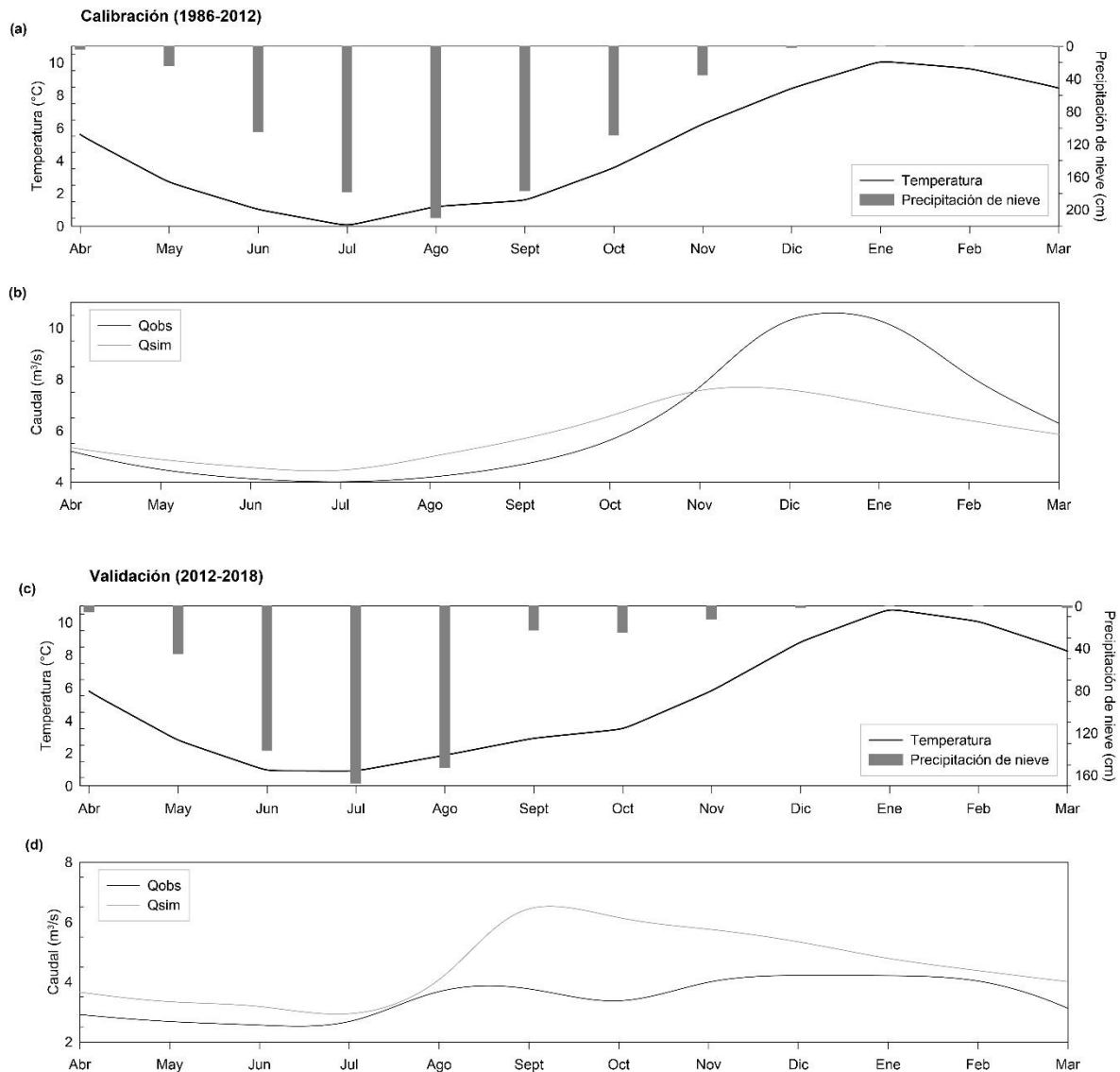


**Figura 7** Resultados de la validación del modelo en la salida de la parte alta de la cuenca del río Elqui. (a) curva simulada y observada del caudal diario, (b) curva simulada y observada del caudal mensual y (c) curva simulada y observada del caudal anual. Barras azules= datos de precipitación, línea continua de color negro= caudal simulado, línea continua de color gris= caudal observado. (d) gráfica de volumen de agua simulado (negro) y volumen de agua observado (gris).

Según el trabajo de Moriasi et al. (2015), los resultados diarios, mensuales o anuales de un modelo hidrológico a escala de cuenca puede definirse como “satisfactorio”, cuando el valor de  $R^2 > 0.6$ ,  $NSE > 0.5$  y el error general es  $\leq \pm 15\%$ . Esto implica que, los resultados del modelo calibrado y validado para la subcuenca del río Turbio y el modelo validado a la salida de la parte alta de la cuenca del río Elqui, indican que al menos que el modelo hidrológico desarrollado puede catalogarse como satisfactorio. Incluso, esto último es corroborado con el análisis de sensibilidad del modelo (Tabla 5). En este último, se demuestra la alta sensibilidad del modelo, en relación al grado de ajustes realizados a los parámetros. De hecho, su bajo valor de RMSE, concuerda con el alto grado de ajuste entre los datos observados y simulados que muestran las Figuras 5, 6 y 7. Otro de los elementos que apoya lo anterior, se relaciona a que Hydro-BID, reproduce con alto grado de realismo es el periodo de fusión de la nieve acumulada, durante el año hidrológico. En general las gráficas muestran que posterior a las precipitaciones de invierno, los caudales de los ríos se incrementan a finales de septiembre (Figura 8).

**Tabla 3** Resultados del análisis de sensibilidad del modelo. Este último, se realizó a partir de las modificaciones de parámetros que Hydro-BID permite realizar. El análisis consideró los valores extremos aconsejados por Nalesso y Emanuel (2018). Los parámetros ajustados para el análisis, fueron el Número de Curva (NC), el Contenido de Agua Disponible (AWD), el coeficiente de recesión (R), las pérdidas (S) y el umbral de temperatura (T). OB= observado, RSME= Error Cuadrático Medio,  $\Delta$ = diferencia,  $\% \Delta$ = porcentaje de reducción (-) o aumento (+), I= indeterminado. Las dos últimas filas, muestran los resultados del modelo con los ajustes de la Tabla 2.

Variable	Q <sub>diario</sub>				Q <sub>mensual</sub>				Q <sub>anual</sub>			
	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE
<b>OB</b>	<b>102507</b>				<b>3368</b>				<b>280</b>			
NC 1.2	163579	+61072	+60	81	5361	+3409	+75	35	448	+168	+60	12
0.8	60091	-42416	-41	22	1973	-1395	-59	12	165	-116	-41	6
AWD 1.2	21325	-81182	-79	15	701	-2667	-79	14	58	-222	-79	6
0.8	31357	-71150	-69	14	1031	-2337	-69	13	86	-194	-69	9
R 0.75	82800	-19707	-19	I	8.17	-3359	-99	I	227	-53	-19	10
0.001	41837	-60670	-59	14	1375	-1993	-59	14	115	-166	-59	9
S 0.1	1982	100525	-98	18	65	-3303	-98	17	5.4	-275	-98	13
0.005	24206	-81301	-79	14	795	-2573	-76	14	66	-214	-76	10
T 0°C	62556	-38951	-39	12	2053	-1315	39	12	172	-108	-39	6
1°C	61660	-40847	-40	12	2024	-1344	-40	11	169	111	-40	6
	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE	sum	$\Delta$	$\% \Delta$	RMSE
<b>OB</b>	<b>59354</b>				<b>1952</b>				<b>163</b>			
Modelo	55998	-3356	-6	4	1840	-112	-6	4	153	-10	-6	2



**Figura 8** Reproducción del proceso de precipitación y fusión de la nieve y su relación con el incremento del caudal durante el año hidrológico. (a) y (b) datos basados en el modelo calibrado para la subcuenca del río Turbio. (c) y (d) datos basados en el modelo validado para la subcuenca del río Turbio.

## 4.3 Escenarios climáticos

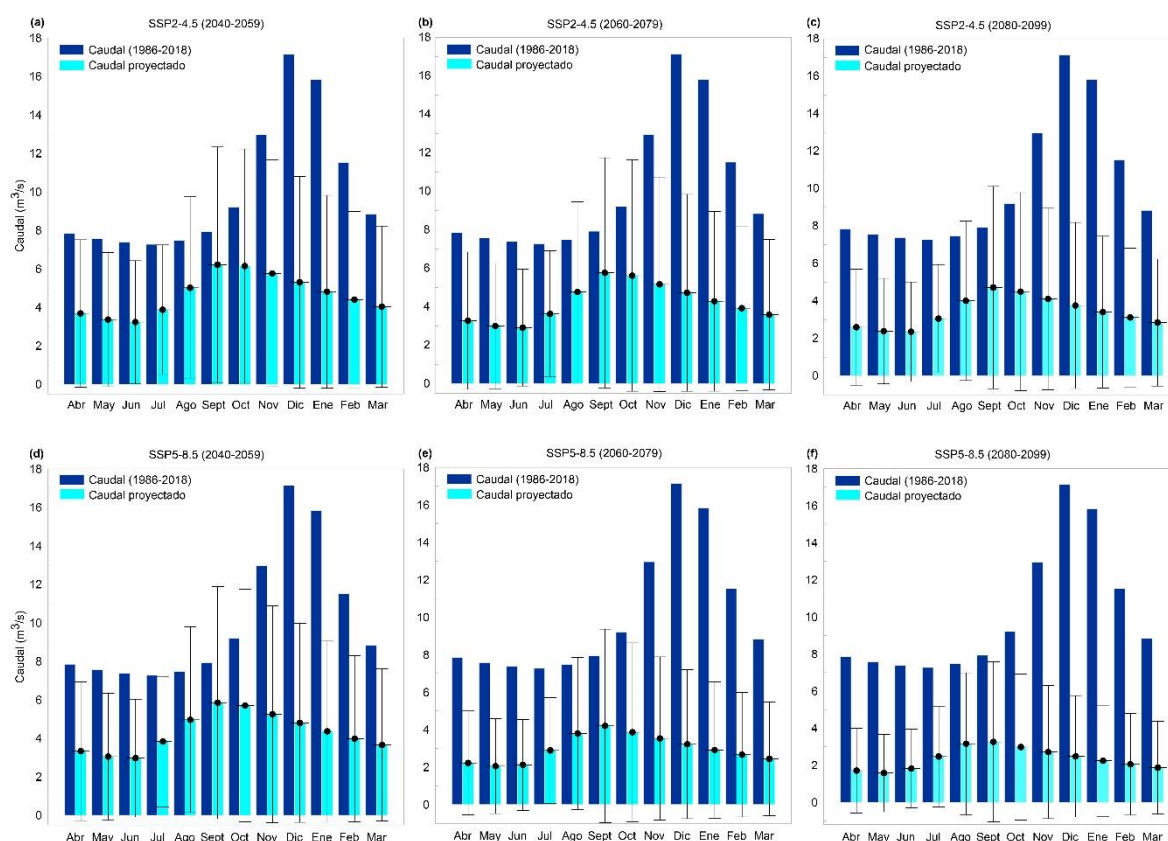
### 4.3.1 SSP2-4.5

Para la Región de Coquimbo, bajo SSP2-4.5 se proyecta que la temperatura media anual del aire se incrementará en 1.2, 1.6 y 1.9 °C para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, respectivamente. Mientras que, bajo la misma trayectoria se estima que las precipitaciones disminuirán en un 26% (2040-2059), 29% (2060-2079) y 36% (2080-2099). En general para la trayectoria SSP2-4.5, se observan cambios significativos a escala anual, mensual y diaria en el caudal del área de estudio. Bajo SSP2-4.5 para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, se proyecta que el caudal promedio anual se reducirá en un 54%, 58% y 66%, respectivamente (Tabla 6). En el caso de los caudales promedio mensuales

(Figura 9), para el periodo 2040-2059, se estima que disminuirá en promedio un 51% (Figura 9a). Por su parte, para el periodo 2060-2079, se proyecta una reducción en cerca del 55% (Figura 9b). Mientras que, para el periodo 2080-2099, los datos simulados indican que los caudales promedios mensuales disminuirán en promedio un 64% (Figura 9c).

En relación a la descarga diaria del área de estudio, los datos de la Tabla 6 muestran que para el periodo 2040-2059 muestran que esta experimentará una disminución promedio del 55%. Para el rango comprendido entre 2060 y 2079, la simulación muestra que el caudal diario se reducirá en promedio un 58%. Mientras que, para el periodo 2080-2099, la descarga diaria disminuirá en un 67%.

En el contexto de año hidrológico los datos observados (abril a marzo 1990-2020), muestran que el caudal máximo, se alcanza durante diciembre. Sin embargo, bajo la trayectoria SSP2-4.5 y en los diferentes periodos analizados, el caudal máximo del año hidrológico se alcanza durante septiembre (Figura 9).



**Figura 9** Proyecciones del caudal para la parte alta de la cuenca del río Elqui. El panel superior muestra los resultados de la trayectoria SSP2-4.5 para (a) 2040-2059, (b) 2060-2079 y (c) 2080-2099. El panel superior muestra los resultados de la trayectoria SSP5-8.5 para (d) 2040-2059, (e) 2060-2079 y (f) 2080-2099. Las líneas verticales con un punto negro representan la desviación estándar de los resultados proyectados.

**Tabla 4** Resumen de los resultados de la proyección de caudales en función de las trayectorias SSP2-4.5 Y SSP5-8.5.

Q promedio (m <sup>3</sup> /s)		Q promedio SSP2-4.5 (m <sup>3</sup> /s)			Q promedio SSP5-8.5 (m <sup>3</sup> /s)		
(1986-2018)		2040-2059	2060-2079	2080-2099	2040-2059	2060-2079	2080-2099
Diario	10	4.5 (-55%)	4.1 (-58%)	3.3 (-67%)	4.2 (-58%)	2.9 (-71%)	2.3 (-77%)
Mensual	10	4.7 (-51%)	4.2 (-55%)	3.4 (-64%)	4.3 (-57%)	3.0 (-70%)	2.4 (-76%)
Anual	121	56 (-54%)	51 (-58%)	41 (-66%)	52 (-57%)	36 (-70%)	28 (-77%)

#### 4.3.2 SSP5-8.5

Para la Región de Coquimbo, bajo SSP5-8.5 se proyecta que la temperatura media anual del aire se incrementará en 1.5, 2.6 y 3.7 °C para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, respectivamente. Mientras que, bajo la misma trayectoria se estima que las precipitaciones disminuirán en un 28% (2040-2059), 39% (2060-2079) y 44% (2080-2099). En el caso de la trayectoria SSP5-8.5, los resultados de las proyecciones también muestran cambios significativos a escala anual, mensual y diaria en el caudal del área de estudio. En el contexto de SSP2-4.5 para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, se proyecta que el caudal promedio anual se reducirá en un 57%, 70% y 77%, respectivamente (Tabla 6). En el caso de los caudales promedio mensuales (Figura 9d), para el periodo 2040-2059, se estima que disminuirá en promedio un 57%. Por su parte, para el periodo 2060-2079, se proyecta una reducción en cerca del 70% (Figura 9e). Mientras que, para el periodo 2080-2099, los datos simulados indican que los caudales promedios mensuales disminuirán en promedio un 76% (Figura 9f).

En relación a la descarga diaria del área de estudio, los resultados de la simulación para el periodo 2040-2059 muestran que, el caudal se reducirá en promedio un 58% (Tabla 6). Para el rango comprendido entre 2060 y 2079, la simulación muestra que el caudal diario en promedio disminuirá un 71%. Mientras que, para el periodo 2080-2099, la descarga diaria se reducirá en un 77% (Tabla 6).

En el caso del año hidrológico, SSP5-8.5, muestra la misma tendencia observada en SSP2-4.5. Es decir, en los distintos periodos analizados para la trayectoria SSP5-8.5, el caudal máximo durante el año hidrológico se alcanza durante septiembre y no diciembre como muestran los datos entre 1986-2019 (Figura 9).



## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 La importancia de la nieve

El proceso de modelación hidrológica con Hydro-BID, para un contexto de morfología abrupta y elevación heterogénea propio de los Andes semiáridos de Chile, no es una tarea simple de llevar a cabo. Lo anterior se fundamenta en que, ninguno de estos parámetros morfológicos, puede ser ajustado en el modelo. A pesar de lo anterior, Hydro-BID cuenta con otros elementos que posibilitan simular la esorrentía para un contexto de montaña. A partir de lo anterior, fue posible desarrollar un modelo hidrológico para una cuenca semiárida en los Andes chilenos (30°S). Si bien algunos de los parámetros que son posibles de modificar en Hydro-BID, se ajustaron fuera de los rangos recomendados (NC y S) y posibilitaron una mejora del modelo (Tabla 4). No fue hasta la modificación del parámetro asociado al umbral de temperatura, lo que permitió ajustar satisfactoriamente el modelo hidrológico, para el contexto de la cuenca de los Andes semiáridos estudiada. Este límite, define la temperatura a la cual la precipitación es líquida o sólida, y se incrementó de 1°C (recomendado) a 4°C. Lo modificación del umbral de temperatura se fundamentó en dos consideraciones. La primera se relacionó al hecho de que la cuenca del río Elqui, es una cuenca de régimen nival (Favier et al. 2009; Hublart et al. 2014, Balocchi et al. 2017). Mientras que, la segunda se basó en que gran parte de las estaciones meteorológicas del área de estudio, reflejan condiciones de temperatura asociadas a las zonas de menor elevación. Por lo tanto, la tendencia de sus datos está mucho más relacionados a eventos precipitación líquida. En función de esto, el aumento del umbral de temperatura, significó que Hydro-BID considerara una mayor proporción de precipitación tipo nieve. Esto implicó que, el modelo hidrológico para el área de estudio, reprodujera con mayor grado de realidad el proceso natural de precipitación que domina en la zona alta de las cuencas de los Andes semiáridos chilenos. De hecho, Hydro-BID simula relativamente bien el efecto de la fusión de la nieve sobre el caudal de salida de la parte alta del río Elqui. Esto último, coincide con lo planteado por otros trabajos (Ruelland et al. 2011; Hublart et al. 2013). Lo anterior, demuestra la influencia del aporte que deriva de la fusión de la nieve, en la esorrentía de la parte alta de la cuenca del río Elqui. Sin embargo, a diferencia de los trabajos citados anteriormente, Hydro-BID permite reproducir este fenómeno con datos de cobertura de nieve y no precipitación líquida (Figura 8).

Hydro-BID, también muestra las proyecciones de los caudales a la salida de la cuenca de

estudio, en relación a trayectorias climáticas futuras. En términos de la disminución en la escorrentía, los resultados del modelo concuerdan con la tendencia proyectada para Sudamérica por el IPCC (2021). Sin embargo, la Figuras 9 además de mostrar una clara disminución de los caudales, también muestran un evidente cambio en la temporalidad en la cual se alcanza el caudal máximo durante el año hidrológico. Bajo las condiciones climáticas actuales (1990-2020), el caudal máximo anual se alcanza en diciembre (Figura 8 y 9). Mientras que, en el futuro este se producirá durante septiembre (Figura 9). Por lo cual, se asume que, esta tendencia tendrá un impacto en la acumulación de nieve durante el invierno. Esta última, se fundamenta en trabajos anteriores (e.g. Ayala et al. 2016; Burger et al. 2018; Masiokas et al. 2020), donde se destaca la influencia de la nieve en los caudales de las cuencas de los Andes semiáridos. De hecho, lo observado en la Figura 9, es una evidencia más de los cambios proyectados para las precipitaciones en el futuro, en cuencas de régimen nival (Barnett et al. 2005, Huss et al. 2017). Por lo cual, el cambio de temporalidad en cual se alcanza el caudal máximo durante el año hidrológico, se interpreta para el área de estudio como el incremento de las precipitaciones líquidas en zonas donde actualmente precipita nieve. Esto concuerda, con trabajos realizados en los Andes semiáridos, donde se ha evidenciado la reducción del área donde precipita nieve y su duración (Saavedra et al. 2018; Rondanelli et al. 2019). En relación a lo anterior, los resultados del modelo ya muestran indicios actuales sobre estos cambios. En la Figura 8c y 8d, se observa que durante los últimos seis a ocho años, la acumulación máxima de nieve ha sido menor y se alcanza en julio. Esto ha implicado que, durante este periodo el caudal máximo sea inferior y se alcance en septiembre. Lo anterior, son tres meses antes de lo que se venía observando entre 1986-2012 (Figura 8a y 8b). A nivel local, el factor que explica esta situación, es la mega sequía de los últimos 13 años que ha afectado a la región (Garreaud et al. 2017, 2019). No obstante, el efecto local de la mega sequía tiene una componente importante asociada al aumento de la temperatura del aire, relacionada al cambio climático. Los resultados de Hydro-BID en la cuenca del río Elqui, son una evidencia de que una menor cantidad de precipitación de nieve (por ende, menor acumulación) tanto en la actualidad como en el futuro, influye significativamente en la cantidad de agua disponible para la población, ecosistema y el desarrollo de actividades económicas.

## **5.2 Reservas de agua para el futuro**

Según el Índice de Sustentabilidad de Cuenca (WSI), la cuenca del río Elqui, ha sido categorizada dentro del grado de sustentabilidad intermedio (Cortés et al. 2012). En relación

a esto último, Cortés et al. (2012) señala que el principal déficit de la cuenca del río Elqui, es la escasez hídrica. Esta escasez, según los resultados del trabajo de Hublart et al. (2013), también se extenderá en los caudales anuales en el futuro. Para el periodo 2041-2060, Hublart et al. (2013) ha estimado que el caudal máximo se alcanzará en noviembre y el volumen de agua anual se reducirá entre 30 a 70%. Este rango, concuerda con los resultados de Hydro-BID para el periodo 2040-2059, donde se proyecta una reducción del caudal anual en un 54% y 57% bajo las trayectorias SSP2-4.5 y SSP5-8.5, respectivamente (Tabla 6). Sin embargo, a diferencia del trabajo de Hublart et al. (2013) los resultados de Hydro-BID indican que, el caudal máximo se alcanzará en septiembre (Figura 9). Las diferencias en términos de cantidades y temporalidad, entre ambos modelos responde a dos elementos. El primero se relaciona a que el modelo hidrológico con Hydro-BID, consideró parte del efecto de la mega sequía en su calibración. Mientras que, el segundo elemento, se asocia a los datos climáticos forzantes de entrada para Hydro-BID. Estos últimos, derivan de modelos de proyección climática con menor grado de incertidumbre a los empleados por Hublart et al. (2013). A pesar de estas diferencias, ambos modelos proyectan la misma tendencia asociada a la disminución de los caudales en la cuenca del río Elqui. Es decir, independiente a la trayectoria modelada se proyectan un mismo escenario, en donde en la cuenca del río Elqui habrá menos flujo de agua a escala diaria, mensual y anual (Figura 9, Tabla 6). Bajo este contexto será necesario considerar el aporte de agua que deriva de recursos hídricos almacenados en zona montaña de la cuenca.

En ocasiones se asumen conceptos que no tienen relación con su significado real. Ejemplo de lo anterior, es afirmar que los glaciares, glaciares de roca, la nieve acumulada en invierno y los acuíferos son fuentes de agua dulce. Sin embargo, sin la generación de precipitaciones líquidas o sólidas, no es posible que algunos de estos recursos hídricos de montaña se conserven por un tiempo prolongado (Xu et al. 2008). Evidencia de esto son las alteraciones en los regímenes de precipitación producto del cambio climático, que han impactado en la acumulación de nieve y balance de masa glaciar (Barnett et al. 2005; Painter et al., 2012). Por ende, la precipitación es la única fuente real de agua y el motor del ciclo del agua, en cada cuenca hidrológica (Levizzani y Cattani, 2019). Por lo cual, los recursos hídricos de montaña cumplen la función de redistribuir la precipitación acumulada en invierno a la escorrentía durante la primavera y el verano (Viviroli et al., 2011). Por lo tanto, glaciares, glaciares de roca, la nieve y los acuíferos entran en la categoría de reservas de agua dulce (Immerzeel et al. 2019; Viviroli et al., 2020). Algunas de estas reservas, pueden ser

categorizadas de mediano plazo y largo plazo. En el caso de las primeras, estas tienen el potencial de cubrir la demanda de agua a escala diaria, mensual y anual. Ejemplo de este tipo de reservas, es la nieve acumulada durante el invierno (Jansson et al. 2003). En el caso de las reservas de agua de largo plazo, estas tienen la capacidad de contribuir con agua al sistema hidrológico por un periodo de tiempo que varía entre meses a siglos. Este último tipo de reserva, se relaciona a los glaciares (Jansson et al. 2003). No obstante, también podrían ser incluidos los glaciares de roca (Jones et al. 2018, 2019).

Bajo un contexto, donde los resultados de Hydro-BID proyectan una disminución en la reserva de agua de mediano plazo (nieve). Las reservas de agua dulce de largo plazo de la cuenca del Elqui, se convierten en fundamentales para enfrentar un futuro con menos precipitación y acumulación de nieve. La presencia de glaciares descubiertos en la cuenca del Elqui es reducida, el glaciar más importante de la región es el glaciar Tapado y se ubica en la parte alta de la cuenca del Elqui (Ginot et al. 2006; Monnier y Kinnard, 2014; Pourrier et al. 2014). Pourrier et al. (2014) señala que, la contribución de agua originada en el complejo glaciar Tapado, es importante para cubrir la demanda en las zonas bajas de la cuenca del río Elqui, especialmente durante el verano y periodos de sequía. No obstante, a escala global los glaciares han ido progresivamente perdiendo masa (Zemp et al. 2019) y los glaciares de los Andes semiáridos, no son la excepción (e.g. Kinnard et al. 2020). En el caso del glaciar Tapado, durante los últimos ~64 años, su superficie se ha reducido entre un 20 a 30%. Además, se ha detectado una tendencia hacia balances de masa negativos, que se han potenciado por el periodo de mega sequía que ha afectado la zona de estudio (Robson et al. 2022). Por lo cual, la reducción en la cantidad de nieve acumulada en invierno que se interpreta de los resultados proyectados por Hydro-BID, implicará una mayor presión sobre masas permanentes de hielo como Tapado. Esta mayor presión, contribuirá aún más a la pérdida de masa glaciar (Dussaillant et al. 2019). Por lo cual existe la probabilidad de que una reserva de agua dulce de largo plazo, como la que representa el glaciar El Tapado para la cuenca del Elqui, se transforme en una reserva de agua dulce de mediano plazo en el futuro.

En el caso de los glaciares de roca el contexto es diferente. Estos últimos, son una forma del relieve periglacial que se mueve por reptación y este compuesto por una mezcla de agua, hielo y detritos, bajo condiciones de permafrost (Berthling et al. 2011). Su categorización de potenciales reservas de agua dulce de largo plazo (Jones et al. 2018, 2019), responde en gran

medida a su cobertura detrítica. Esta última, aísla de las temperaturas de aire y los efectos de la radiación al el hielo masivo o intersticial almacenado en el interior de los glaciares de roca. Es decir, este tipo de expresiones del permafrost de montaña, eventualmente se verán menos afectados por los efectos del cambio climático (Jones et al. 2018). Otra de las ventajas de la cobertura de roca, es que permite que la descarga de agua que deriva de estas estructuras sea de carácter gradual durante el verano (Krainer y Mostler, 2002; Harrington et al. 2018). En el caso de la parte alta de la cuenca del río Elqui, los glaciares de roca se distribuyen en gran número y, por lo tanto, ocupan una mayor superficie (Barcaza et al 2017; Schaffer et al. 2019). Se ha estimado que los glaciares descubiertos y glaciares de roca de la parte alta de la cuenca del Elqui, representan 0.1 y 0.5 km<sup>3</sup> de agua equivalente, respectivamente (Schaffer et al. 2019). En términos de contribución al caudal, se ha estimado que los glaciares de roca, aportan entre el 9 a 20% de la descarga anual de la subcuenca de la Laguna (Schaffer et al. 2019). Asimismo, en la parte alta de la cuenca del Elqui, datos geofísicos indican que este tipo de geoformas cuentan con importante contenido de hielo (de Pasquale et al. 2022). De hecho, Monnier y Kinnard (2015), estimaron una fracción promedio de hielo de un 66% en un glaciar de roca ubicado en la subcuenca de La Laguna. Incluso, a partir de prospección geofísica combinada con perforaciones en glaciares de roca emplazados en una cuenca adyacente a la cuenca del río Elqui, se estimó una fracción de hielo cercana al 30% (Monnier y Kinnard, 2013).

Los procesos relacionados al permafrost de montaña, no son considerados de forma directa por Hydro-BID. De hecho, el claro y notorio descenso en los caudales de la cuenca del río Elqui (Tabla 6 y Figura 9), se ha asociado a una menor acumulación de nieve. No obstante, este descenso de caudal, no implica una reducción total de la escurrimiento en la cuenca del río Elqui (Figura 9). Por lo tanto, un porcentaje del menor caudal proyectado por Hydro-BID, eventualmente podría derivar de los glaciares de rocas. Por lo cual, de forma indirecta los resultados de Hydro-BID, son una evidencia del probable y potencial rol que desempeñarán en el futuro los glaciares de roca en la cuenca del río Elqui. Esto se fundamenta en las características y el mecanismo gradual de liberación de agua de estas expresiones del permafrost de montaña. No obstante, para fundamentar esta hipótesis se convierte en fundamental, desarrollar aún más estudios que permitan cuantificar el significado hidrológico de los glaciares de roca. Incluso, como sugiere Hilbich et al. (2022), es necesario fomentar el estudio de la hidrología del permafrost de montaña que no involucre necesariamente a glaciares rocosos. Lo anterior permitirá mejorar los modelos hidrológicos de alta montaña.

## 6. CONCLUSIONES

El modelo de escorrentía superficial aplicado en la parte alta de la cuenca del río Elqui, muestra resultados satisfactorios desde el punto de vista estadístico y gráfico. Una vez ajustado el umbral de temperatura, el modelo calibrado reproduce el caudal diario, mensual y anual con un alto grado de realismo, respecto a los caudales registrados en estaciones de monitoreo. En el caso de su validación, desde el punto de vista estadístico, disminuyen un poco los valores de los parámetros que permiten evaluar el modelo. Esto último, se asocia a la dificultad de simular la escorrentía superficial de una cuenca en un contexto de mega sequía. A pesar de lo anterior, la validación del modelo aún puede catalogarse como satisfactoria.

La aplicación de Hydro-BID, para un contexto de una cuenca de los Andes semiáridos, se dificulta debido a las significativas diferencias de elevación, la topografía irregular y el régimen nival que caracteriza estas cuencas. Sin embargo, una vez ajustado el modelo para que considere mayor cantidad de precipitación tipo nieve, Hydro-BID reproduce bastante bien la escorrentía registrada en las estaciones de monitoreo. Por lo tanto, Hydro-BID pone en evidencia la importancia de la nieve que precipita y acumula en invierno, para los caudales de los ríos que suplen de agua durante el verano a la población, ecosistema y actividades económicas en los Andes semiáridos chilenos.

En general para el área de estudio, el módulo de cambio climático de Hydro-BID proyecta una reducción entre el 51% a 77% de los caudales diarios, mensuales y anuales SSP2-4.5 y SSP5-8.5, para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099. Asimismo, también se espera un cambio en la temporalidad en la cual se alcanza el caudal máximo, durante el año hidrológico. Para los periodos 2040-2059, 2060-2079 y 2080-2099, se proyecta que el caudal máximo se alcanzará tres meses antes de lo que sucede actualmente.

El cambio en el tiempo en la cual se alcanza el caudal máximo durante el año hidrológico, se interpreta como una reducción de las zonas donde actualmente precipita nieve. Es decir, en donde actualmente precipita nieve, en el futuro dominarán procesos intensos de precipitación líquida. Por lo cual, en la cuenca del río Elqui, esta reducción en las reservas de agua dulce de medio plazo significará mayor presión sobre reservas de agua de largo plazo como el glaciar Tapado y los glaciares de roca.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere*, 14(6), 2005-2027.
- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, Cristóbal., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., 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.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036-4058.
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32 S. *Andean geology*, 40(1), 79-101.
- Azócar, G. F., Brenning, A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33 S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42-53.
- Araya, A., Hunt, J. (2003). Aplicación del Sistema de Modelación Hidrológica SHERATAN a la cuenca del río Elqui. Memoria de Título para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de La Serena.
- Barriá, P., Sandoval, I. B., Guzman, C., Chadwick, C., Alvarez-Garretón, C., Díaz-Vasconcellos, R., Ocampo-Melgar, A., Fuster, R. (2021). Water allocation under climate change: A diagnosis of the Chilean system. *Elem Sci Anth*, 9(1), 00131.
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., Schoeneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W. L., Christiansen, H. H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzel Müller, B., Grosse, G., Guglielmin, M., Ingeman-Nielsen, T., Isaksen, K., Ishikawa, M., Johansson, M., Johannsson, H., Joo, A., Kaverin, D., Kholodov, A., Konstantinov, P., Kröger, T., Lambiel, C., Lanckman, J., Luo, D., Malkova, G., Meiklejohn, I., Moskalenko, N., Oliva, M., Phillips, M., Ramo, M., Sannel, A., Sergeev, D., Seybold, C., Skryabin, P., Vasiliev, A., Wu, Q., Yoshikawa, K.,

- Zheleznyak, Mikhail., Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*, 10(1), 1-11.
- Burger, F., Ayala, A., Farias, D., Shaw, T. E., MacDonell, S., Brock, B., McPhee, J., Pellicciotti, F. (2019). Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes*, 33(2), 214-229.
- Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., Brock, B. W. (2017). Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3249-3266.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J. L., Videla, Y., Albornoz, Amapola., Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58(75pt2), 166-180.
- Balocchi, F., Pizarro, R., Meixner, T., Urbina, F. (2017). Annual and monthly runoff analysis in the Elqui River, Chile, a semi-arid snow-glacier fed basin. *Tecnología y ciencias del agua*, 8(6), 23-35.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3-4), 98-106.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303-309.
- Chen, G., Li, X., Liu, X., Chen, Y., Liang, X., Leng, J., Xu, X., Liao, W., Qiu, Y., Wu, Qianlian., Huang, K. (2020). Global projections of future urban land expansion under shared socioeconomic pathways. *Nature communications*, 11(1), 1-12.
- Cordero, R. R., Asencio, V., Feron, S., Damiani, A., Llanillo, P. J., Sepulveda, E., Jorquera, J., Carrasco, J., Casassa, G. (2019). Dry-season snow cover losses in the andes (18–40 S) driven by changes in large-scale climate modes. *Scientific reports*, 9(1), 1-10.
- Cortés, G., Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6859-6867.
- Calvin, K., Bond-Lamberty, B., Clarke, L., Edmonds, J., Eom, J., Hartin, C., Kim, S., Kyle, P., Link, R., Moss, R., McJeon, H., Patel, P., Smith, S., Waldhoff, S., Wise, M. (2017). The SSP4: A world of deepening inequality. *Global Environmental Change*, 42, 284-296.
- Cortés, A. E., Oyarzún, R., Kretschmer, N., Chaves, H., Soto, G., Soto, M., Amézaga, Jaime.,



- J, Oyarzún., Rötting, Tobias., Señoret, M., Maturana, H. (2012). Application of the watershed sustainability index to the Elqui river basin, North-Central Chile. *Obras y Proyectos*, 12(2), 57-69.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), 538-550.
- Carrasco, J. F., Casassa, G., Quintana, J. (2005). Changes of the 0 °C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century/Changements de l'isotherme 0 °C et de la ligne d'équilibre des neiges dans le Chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6).
- de Pasquale, G., Valois, R., Schaffer, N., MacDonell, S. (2022). Contrasting geophysical signatures of a relict and an intact Andean rock glacier. *The Cryosphere*, 16(5), 1579-1596.
- Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802-808.
- Dimri, A. P., Allen, S., Huggel, C., Mal, S., Ballesteros-Canovas, J. A., Rohrer, M., Shukla, A., Tiwari, P., Maharana, P., Bolch, T., Thayyen, R. J., Stoffel, M., Pandey, A. (2021). Climate change, cryosphere and impacts in the Indian Himalayan Region. *Current Science*.
- Fricko, O., Havlik, P., Rogelj, J., Klimont, Z., Gusti, M., Johnson, N., Kolp, P., Strubegger, M., Valin, H., Amann, M., Ermolieva, T., Forsell, N., Herrero, M., Heyes, C., Kindermann, G., Krey, V., L. McCollum, D., Obersteiner, M., Riahi, K. (2017). The marker quantification of the Shared Socioeconomic Pathway 2: A middle-of-the-road scenario for the 21st century. *Global Environmental Change*, 42, 251-267.
- Fujimori, S., Hasegawa, T., Masui, T., Takahashi, K., Herran, D. S., Dai, H., Hijioka, Y., Kainuma, M. (2017). SSP3: AIM implementation of shared socioeconomic pathways. *Global Environmental Change*, 42, 268-283.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32° S). *Water Resources Research*, 45(2).
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., Veloso-Aguila, D. (2020). The central Chile mega drought (2010–2018): a climate dynamics

- perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421-439.
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12), 6307-6327.
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gäggeler, H. W. (2006). Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Climate of the Past*, 2(1), 21-30.
- Hilbich, C., Hauck, C., Mollaret, C., Wainstein, P., Arenson, L. U. (2022). Towards accurate quantification of ice content in permafrost of the Central Andes–Part 1: Geophysics-based estimates from three different regions. *The Cryosphere*, 16(5), 1845-1872.
- Harrington, J. S., Mozil, A., Hayashi, M., Bentley, L. R. (2018). Groundwater flow and storage processes in an inactive rock glacier. *Hydrological Processes*, 32(20), 3070-3088.
- Huss, M., Bookhagen, B., Huggel, C., Jacobsen, D., Bradley, R. S., Clague, J. J., Vuille, M., Buytaert, W., Cayan, D.R., Greenwood, G., Mark, B.G., Milner, A.M., Weingartner, R., Winder, M. (2017). Toward mountains without permanent snow and ice. *Earth's Future*, 5(5), 418-435.
- Hublart, P., Ruelland, D., Dezetter, A., Jourde, H. (2015). Reducing structural uncertainty in conceptual hydrological modelling in the semi-arid Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5), 2295-2314.
- Hublart, P., Ruelland, D., Dezetter, A., Jourde, H. (2014). Assessing the capacity to meet irrigation water needs for viticulture under climate variability in the Chilean Andes. *Hydrology in a Changing World: Environmental and Human Dimensions*, IAHS Publ. 363.
- Hublart, P., Ruelland, D., Dezetter, A., & Jourde, H. (2013). Modelling current and future trends in water availability for agriculture on a semi-arid and mountainous Chilean catchment. *Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections*, IAHS-AISH P, 360, 26-32.
- Haith, D. A., Mandel, R., Wu, R. S. (1992). *Generalized Watershed Loading Functions Version 2.0 User's Manual*, Department of Agricultural and Biological Engineering, Cornell University, Cornell University, Ithaca, New York, 62 p.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

- Change[Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press, doi:10.1017/9781009157896.
- Immerzeel, W. W., Lutz, A. F., Andrade, M., Bahl, A., Biemans, H., Bolch, T., Hyde, S., Brumby, S., Davies, B. J., Elmore, A. C., Emmer, A., Feng, M., Fernández, A., Haritashya, U., Kargel, J. S., Koppes, M., Kraaijenbrink, P. D. A., Kulkarni, A. V., Mayewski, P. A., Nepal, S., Pacheco, P., Painter, T. H., Pellicciotti, F., Rajaram, H., Ruppe, S., Sinisalo, A., Shrestha, A. B., Viviroli, D., Wada, Y., Xiao, C., Yao, T., Baillie, J. E. M. (2020). Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature*, 577(7790), 364-369.
- Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P., Bierkens, M. F. (2010). Climate change will affect the Asian water towers. *science*, 328(5984), 1382-1385.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., Betts, R. A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific reports*, 8(1), 1-10.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., Whalley, W. B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*, 193, 66-90.
- Kinnard, C., Ginot, P., Surazakov, A., MacDonell, S., Nicholson, L., Patris, N., Rabate, A., Rivera, A., Squeo, F. A. (2020). Mass balance and climate history of a high-altitude glacier, Desert Andes of Chile. *Frontiers in Earth Science*, 8, 40.
- Kriegler, E., Bauer, N., Popp, A., Humpenöder, F., Leimbach, M., Strefler, J., Baumstark, L., Leon Bodirsky, B., Hilaire, J., Klein, D., Mouratiadou, I., Weindl, I., Bertram, C., Dietrich, J.P., Luderer, G., Pehl, M., Pietzcker, R., Piontek, F., Edenhofer, O. (2017). Fossil-fueled development (SSP5): an energy and resource intensive scenario for the 21st century. *Global environmental change*, 42, 297-315.
- Kalthoff, N., Fiebig-Wittmaack, M., Meißner, C., Kohler, M., Uriarte, M., Bischoff-Gauß, I., Gonzales, E. (2006). The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *Journal of Arid Environments*, 65(3), 420-443.
- Kull, C., Grosjean, M., Veit, H. (2002). Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29–30). *Climatic Change*, 52(3), 359-381.
- Krainer, K., Mostler, W. (2002). Hydrology of active rock glaciers: examples from the

- Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142-149.
- Levizzani, V., Cattani, E. (2019). Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climate. *Remote Sensing*, 11(19), 2301.
- Masiokas, M. H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J. L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., DussailLant, I., MacDonell, S. (2020). A review of the current state and recent changes of the Andean cryosphere. *Frontiers in Earth Science*, 8, 99.
- Milner, A. M., Khamis, K., Battin, T. J., Brittain, J. E., Barrand, N. E., Füreder, L., Cauvy-Fraunié, S., Gíslason, G.M., Jacobsen, D., Hannah, D.M., Hodson, A.J., Hood, E., Lencioni, V., Ólafsson, J. S., Robinson, C. T., Tranter, M. Brown, L. E. (2017). Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(37), 9770-9778.
- Mancosu, N., Snyder, R. L., Kyriakakis, G., Spano, D. (2015). Water scarcity and future challenges for food production. *Water*, 7(3), 975-992.
- Moriassi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., Daggupati, P. (2015). Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763-1785.
- Monnier, S., Kinnard, C. (2015). Internal structure and composition of a rock glacier in the dry Andes, inferred from ground-penetrating radar data and its artefacts. *Permafrost and periglacial processes*, 26(4), 335-346.
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., Bossy, W. (2014). Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, 30 08' S., 69 55' W.). *Geomorphology*, 207, 126-140.
- Moreda, F., Mirallesm, W., Muñoz, R. (2014). Hydro-BID: An integrated system for modeling impacts of climate change on water resources. Part 2. Inter-American Development Bank, Tech. Rep. IDB-TN-529.
- Monnier, S., Kinnard, C. (2013). Internal structure and composition of a rock glacier in the Andes (upper Choapa valley, Chile) using borehole information and ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 54(64), 61-72.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., Aravena, J. C. (2006). Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of climate*, 19(24), 6334-6352.

- Nalesso, M., Emanuel, S. (2018). Hydro-BID step by step guide. HydroBID. Technical Information, Inter-American Development Bank (4).
- Orphanopoulos, D., Verbist, K., Chavez, A., Soto, G. (2013). Water use efficiency in an arid watershed: a case study. *Sci Cold Arid Regions*, 5, 16-26.
- Pourrier, J., Jourde, H., Kinnard, C., Gascoin, S., Monnier, S. (2014). Glacier meltwater flow paths and storage in a geomorphologically complex glacial foreland: the case of the Tapado glacier, dry Andes of Chile (30 S). *Journal of Hydrology*, 519, 1068-1083.
- Painter, T. H., Bryant, A. C., Skiles, S. M. (2012). Radiative forcing by light absorbing impurities in snow from MODIS surface reflectance data. *Geophysical Research Letters*, 39(17).
- Qin, Y., Abatzoglou, J. T., Siebert, S., Huning, L. S., AghaKouchak, A., Mankin, J. S., Hong, C., Tong, D., Davis, S. J., Mueller, N. D. (2020). Agricultural risks from changing snowmelt. *Nature Climate Change*, 10(5), 459-465.
- Robson, B. A., MacDonell, S., Ayala, Á., Bolch, T., Nielsen, P. R., Vivero, S. (2022). Glacier and Rock Glacier changes since the 1950s in the La Laguna catchment, Chile. *The Cryosphere*, 16(2), 647-665.
- Réveillet, M., Macdonell, S., Gascoin, S., Kinnard, C., Lhermitte, S., Schaffer, N. (2019). Uncertainties in the spatial distribution of snow sublimation in the semi-arid andes of chile. *Cryosphere Discuss*, 1-34.
- Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauere, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Crespo, J., Samir, K., Leimbach, M., Leiwen, J., Kramb, T., Rao, S., Tavoni, M. (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: an overview. *Global environmental change*, 42, 153-168.
- Ragettli, S., Immerzeel, W. W., Pellicciotti, F. (2016). Contrasting climate change impact on river flows from high-altitude catchments in the Himalayan and Andes Mountains. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(33), 9222-9227.
- Ribeiro, L., Kretschmer, N., Nascimento, J., Buxo, A., Rötting, T., Soto, G., Señoret, M., Oyarzún, J., Maturana, H., Oyarzún, R. (2015). Evaluating piezometric trends using the Mann-Kendall test on the alluvial aquifers of the Elqui River basin, Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 60(10), 1840-1852.
- Riquelme, R., Rojas, C., Aguilar, G., Flores, P. (2011). Late Pleistocene–early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes. *Quaternary Research*, 75(1), 166-175.

- Ruelland, D., Brisset, N., Jourde, H., Oyarzun, R. (2011). Modelling the impact of climatic variability on the groundwater and surface flows from a mountainous catchment in the Chilean Andes. *Cold Regions Hydrology in a Changing Climate*, IAHS-AISH P, 346, 171-179.
- Schaffer, N., MacDonell, S., Réveillet, M., Yáñez, E., Valois, R. (2019). Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes. *Regional Environmental Change*, 19(5), 1263-1279.
- Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R., Sibold, J. S. (2018). Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000–2016. *The Cryosphere*, 12(3), 1027-1046.
- Scaff, L., Rutllant, J. A., Rahn, D., Gascoin, S., Rondanelli, R. (2017). Meteorological interpretation of orographic precipitation gradients along an Andes west slope basin at 30 S (Elqui Valley, Chile). *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 713-727.
- Salas, I., Herrera, C., Luque, J. A., Delgado, J., Urrutia, J., Jordan, T. (2016). Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile. *Science of the Total Environment*, 571, 178-194.
- Souvignet, M., Oyarzún, R., Verbist, K. M., Gaese, H., Heinrich, J. (2012). Hydro-meteorological trends in semi-arid north-central Chile (29–32 S): Water resources implications for a fragile Andean region. *Hydrological Sciences Journal*, 57(3), 479-495.
- Souvignet, M. (2007). Climate change impacts on water availability in the Semiarid Elqui Valley, Chile. Memoria para optar al grado de Master of Science Cologne University of Applied Sciences.
- Strauch, G., Oyarzun, J., Fiebig-Wittmaack, M., González, E., Weise, S. M. (2006). Contributions of the different water sources to the Elqui river runoff (northern Chile) evaluated by H/O isotopes. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 42(3), 303-322.
- Trigos, H., Munizaga, I. (2006). Análisis de modelos hidrológicos de bases físicas para cuencas semi-áridas y estructuración sistema de simulación cuenca río Elqui. Memoria para optar al título de ingeniero civil.
- Valois, R., Araya Vargas, J., MacDonell, S., Guzmán Pinones, C., Fernandoy, F., Yáñez Carrizo, G., Cuevas, J. G., Sproles, E., Maldonado, A. (2021). Improving the underground structural characterization and hydrological functioning of an Andean peatland using geoelectrics and water stable isotopes in semi-arid Chile.

- Environmental Earth Sciences, 80(1), 1-14.
- Velásquez, R.; Coloma, F.; Murillo, I.; Merino, R.N.; Ortiz, M. Geología de las áreas Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000.
- Valois, R., Schaffer, N., Figueroa, R., Maldonado, A., Yáñez, E., Hevia, A., Carrizo, G., MacDonell, S. (2020). Characterizing the water storage capacity and hydrological role of mountain peatlands in the arid andes of North-Central Chile. *Water*, 12(4), 1071.
- Viviroli, D., Kumm, M., Meybeck, M., Kallio, M., Wada, Y. (2020). Increasing dependence of lowland populations on mountain water resources. *Nature Sustainability*, 3(11), 917-928.
- Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., O'Neill, B. C., Ebi, K. L., Riahi, K., Carter, T. R., Edmonds, J., Hallegatte, S., Kram, T., Mathur, R., Winkler, H. (2014). A new scenario framework for climate change research: scenario matrix architecture. *Climatic Change*, 122(3), 373-386.
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schadler B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., Woods, R. (2011). Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 471-504.
- Viviroli, D., & Weingartner, R. (2004). The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and earth system sciences*, 8(6), 1017-1030.
- Viviroli, D., Weingartner, R., Messerli, B. (2003). Assessing the hydrological significance of the world's mountains. *Mountain research and Development*, 23(1), 32-40.
- Wamucii, C. N., van Oel, P. R., Ligtenberg, A., Gathenya, J. M., Teuling, A. J. (2021). Land use and climate change effects on water yield from East African forested water towers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(11), 5641-5665.
- Xu, X., Lu, C., Shi, X., Gao, S. (2008). World water tower: An atmospheric perspective. *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- Zalazar, L., Ferri, L., Castro, M., Gargantini, H., Gimenez, M., Pitte, P., Ruiz, L., Masiokas, M., Costa, G., Villalba, R. (2020). Spatial distribution and characteristics of Andean ice masses in Argentina: results from the first National Glacier Inventory. *Journal of Glaciology*, 66(260), 938-949.

- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S., Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382-386.
- Zech, R., May, J. H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. W., Veit, H. (2008). Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~ 15 to 40° S. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 23(6-7), 635-647.