

# DISEÑO HIDROLÓGICO EN CUENCAS MONTAÑOSAS DEL OESTE ARGENTINO



J. Ezequiel Toum A.

Facultad Regional Mendoza

Universidad Tecnológica Nacional

Tesis enviada para optar por el título de  
*Doctor en Ingeniería Civil mención Civil Ambiental*

Junio de 2022



Para Elena y Vero

# Agradecimientos

Expreso en primer lugar mis agradecimientos mis directores, Dr. Mariano Masiokas y Dr. Ricardo Villalba. Sus consejos y sabiduría fueron cruciales para el desarrollo de este trabajo. Resalto también la libertad que me dieron en el día a día, esto sin duda alguna favoreció los desarrollos tecnológicos que en esta investigación presento.

Todo emprendimiento requiere de financiamiento. Mi gratitud eterna con CONICET por brindarme esta maravillosa oportunidad y por las consideraciones que tuvieron con la cohorte *2016* producto de la pandemia.

Quiero dar las gracias al Dr. John Pomeroy de la *University of Saskatchewan* y director del programa *Global Water Futures*, quien me brindó la posibilidad de viajar a Canadá para recibir capacitación por parte de uno de los grupos vanguardistas en hidrología de regiones frías. Sin dudas ese mes en el hemisferio norte rindió sus frutos.

Agradecimiento especial al grupo de Glaciología e Hidroclimología Andina y al del Inventario Nacional de Glaciares. Esta tesis condensa mucho del aprendizaje que gané escuchando y discutiendo temas varios con ustedes. Hago mención especial a la Mgter. Laura Zalazar, siempre bien dispuesta a ayudar y colaborar.

Ezequiel Toum  
IANIGLA-CONICET, Mendoza  
7 de Junio de 2022

# Resumen

Argentina cuenta con una cordillera de más de 3000 *km* de extensión donde numerosas poblaciones ubicadas en sectores adyacentes dependen directa o indirectamente del agua que desciende de sus ríos. A pesar de la importancia fundamental de la cordillera de los Andes como fuente proveedora de agua, son muy escasos los estudios centrados en su hidrología. Esta situación se ve agravada a su vez por los efectos desfavorables asociados al cambio climático que, por ejemplo, disminuyen la oferta de agua en la zona conocida como Andes Centrales ( $\sim 29^\circ - \sim 37^\circ\text{S}$ ). Dificultan estos estudios la escasez de registros instrumentales y la falta de herramientas específicas para abordar investigaciones que permitan evaluar la contribución de los diferentes componentes de su escorrentía, su relación con la dinámica ambiental, así como su variabilidad en tiempo y espacio.

En esta tesis intento avanzar en el conocimiento sobre la hidrología andina mediante el desarrollo de software para el manejo eficiente de registros hidrometeorológicos y la modelización del ciclo hidrológico en distintos sectores de los Andes. Su aplicación permite esclarecer cómo han variado los componentes (derretimiento de hielo y nieve, lluvia) de la oferta hídrica en la cuenca del río Mendoza (Argentina) durante los últimos 40 años, una zona que desde el año 2010 padece la sequía más extrema y prolongada del registro instrumental (más de 100 años). También aplico estas herramientas en estudios de detalle sobre el balance de masa y energía en el Glaciar de los Tres, cuerpo de hielo seleccionado dentro el programa de balance de masa del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina para Patagonia Sur.

Como resultados de este trabajo surgieron dos paquetes de software libre y código abierto: `hydrotoolbox` y `HBV.IANIGLA`, ambos disponibles en el repositorio oficial del lenguaje R. El primero está escrito bajo el paradigma de programación orientada a objetos y fue diseñado para leer, graficar y manipular registro hidrometeorológicos y datos de entrada (salida) provenientes de modelos hidrológicos. El segundo paquete es una herramienta modular para estudios hidroclimáticos en regiones con topografía accidentada o dominada por procesos criosféricos como ocurre en los Andes. En la cuenca del río Mendoza cuantifico el aporte de los glaciares al derrame de este río y al de sus afluentes durante 40 años. Los resultados sugieren que durante periodos prolongados de sequía, los glaciares han aportado

cerca del 30 % del derrame anual, resaltando su rol como reguladores hídricos a escala de cuenca hidrográfica. Esta zona, que sufre una sequía sin precedentes en el registro instrumental, acumula de acuerdo a las simulaciones numéricas 3 veces menos nieve (valor promedio histórico) que las cuencas adyacentes de los ríos Maipo y Aconcagua (vertiente occidental - Chile), situación que pondera aún más la importancia de los glaciares como reservas hídricas estratégicas. Por último, en el capítulo sobre el balance de masa en el Glaciar de los Tres, presento un conjunto de series hidro-meteorológicas inéditas con resolución temporal horaria y de 5 años de duración. Estas series, me permitieron cuantificar la importancia relativa que cada flujo de energía tiene sobre el balance de masa glaciar. Además demuestro que la metodología más robusta para el cálculo del balance de masa glaciar es la de balance energético. También pongo de manifiesto la importancia de complementar las mediciones de campo con observaciones provenientes de los sensores remotos. Los resultados derivados de esta tesis aportan herramientas e información novedosa y relevante para distintos sectores de los Andes, ya que pueden ser usados en otros estudios hidrológicos o glaciológicos así también como en investigaciones climatológicas, ecológicas y en la gestión del recurso hídrico.

# Índice de Temas

<b>Índice de Figuras</b>	<b>IX</b>
<b>Índice de Tablas</b>	<b>XVI</b>
<b>Lista de Abreviaturas</b>	<b>XVIII</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Motivación . . . . .	1
1.2. Antecedentes . . . . .	2
1.3. Objetivos y sitios de estudio . . . . .	6
1.4. Organización de esta tesis . . . . .	7
<b>2. hydrotoolbox (v 1.0.1): un paquete en R para leer, graficar, manipular y procesar series hidro-meteorológicas</b>	<b>9</b>
Resumen . . . . .	9
2.1. Introducción . . . . .	10
2.2. Métodos . . . . .	13
2.3. Casos de estudio . . . . .	18
2.4. Discusión . . . . .	29
2.5. Conclusiones . . . . .	31
<b>3. El modelo hidrológico HBV.IANIGLA (v 0.2.1)</b>	<b>33</b>
Resumen . . . . .	33
3.1. Introducción . . . . .	34
3.2. El modelo HBV.IANIGLA . . . . .	37
3.3. Casos de estudio . . . . .	48
3.4. Conclusiones . . . . .	61

<b>4. Aporte glaciar al escurrimiento del río Mendoza</b>	<b>64</b>
Resumen . . . . .	64
4.1. Introducción . . . . .	65
4.2. Sitios de estudio . . . . .	68
4.3. Datos . . . . .	68
4.4. Metodología . . . . .	74
4.5. Resultados . . . . .	91
4.6. Discusión . . . . .	102
4.7. Conclusiones . . . . .	111
<b>5. El régimen hidrológico en la cuenca del Glaciar de los Tres (GDL3): una aproximación basada sobre procesos físicos</b>	<b>114</b>
Resumen . . . . .	114
5.1. Introducción . . . . .	115
5.2. Cuenca en estudio . . . . .	116
5.3. Datos . . . . .	117
5.4. Métodos . . . . .	125
5.5. Resultados . . . . .	138
5.6. Discusión . . . . .	143
5.7. Conclusiones . . . . .	152
<b>6. Conclusiones</b>	<b>155</b>
6.1. Aportes generales . . . . .	155
6.2. Consideraciones finales . . . . .	158
<b>Bibliografía</b>	<b>160</b>

# Índice de Figuras

1.1. Sitios de estudio usados a lo largo de la tesis (de norte a sur): cuenca del río Mendoza, Monte Tronador y Monte Fitz Roy. La línea punteada representa el límite internacional y los polígonos demarcados en negro representan las divisiones políticas dentro de cada país (provincias para Argentina y regiones en Chile). . . . .	8
2.1. Clases disponibles en el paquete. Las flechas sólidas denotan herencia y la punteada indica que es posible la transformación de clase. . . .	16
2.2. Cuenca del río Mendoza. En la figura se muestran la estación hidrometeorológica Guido, la subcuenca del río Cuevas (azul), ríos, ciudades y cerros principales. . . . .	19
2.3. Ejemplo (captura de pantalla) de un gráfico dinámico que muestra el hidrograma del río Mendoza para dos años. El lector puede analizar la serie completa de manera interactiva (desde 1956 hasta el 2020). Cuando el argumento <code>interactive</code> es <code>TRUE</code> , el método devuelve un objeto <code>plotly</code> . . . . .	24
2.4. Caudal medio mensual en Guido. El usuario puede tomar ventaja de la sintaxis directa de <code>hydrotoolbox</code> para obtener objetos <code>ggplot2</code> , y luego combinar el resultado con las muchas otras opciones que este paquete ofrece. . . . .	26
2.5. Balance de masa glaciar acumulado para la cuenca del río Cuevas. .	29
3.1. Ejemplo del acople modular del modelo en una cuenca de montaña. Para simular la acumulación y derretimiento de la nieve, la cuenca se discretizó en bandas altitudinales ( <b>a</b> y <b>b</b> ). Cada uno de estos polígonos contiene un módulo nival y otro de suelo ( <b>c</b> ), luego la infiltración efectiva del suelo se pondera en función al área relativa del polígono respecto al de la cuenca y pasa a los reservorios ( <b>d</b> ). Para finalizar, el ajuste temporal entre el caudal simulado y el observado se calibra mediante una función de transferencia triangular. <b>STZ</b> : <i>Storage Top Zone</i> ; <b>SUZ</b> : <i>Storage Upper Zone</i> ; <b>SLZ</b> : <i>Storage Lower Zone</i> . . . . .	39

## Índice de Figuras

3.2.	Diagramas para dos de los cinco modelos disponibles. El lector podrá encontrar este esquema para todos los modelos disponibles en el menú de ayuda (?Routing HBV). <b>P:</b> precipitación; <b>E:</b> evaporación; <b>UZL:</b> tasa de infiltración del reservorio superior al intermedio; <b>PERC:</b> tasa de percolación desde el reservorio intermedio hacia el inferior; <b>Ki:</b> constantes de almacenamiento. . . . .	45
3.3.	Esquema general para un reservorio de agua. . . . .	45
3.4.	La escorrentía glaciar (lluvia más deshielo) se modeliza mediante un reservorio de agua con un coeficiente de almacenamiento (KG) que varía en función del equivalente agua nieve que existe sobre el cuerpo de hielo. . . . .	46
3.5.	Caudal observado (rojo) y simulado (azul) para el ejemplo de la cuenca sintética. El lector debe calibrar los parámetros de la rutina de flujo subsuperficial para obtener una simulación que se asemeje al caudal medido. . . . .	52
3.6.	Glaciares del lado argentino del Monte Tronador. El glaciar Alerce es el segundo cuerpo de hielo de norte a sur. . . . .	54
3.7.	Balance de masa superficial anual observado y simulado para el glaciar Alerce. Para el caso de las simulaciones el gráfico muestra el valor promedio más/menos dos veces el desvío estándar. . . . .	61
4.1.	<b>Arriba:</b> cuenca del río Mendoza con punto de cierre en la estación Guido. Las subcuencas de la zona superior son Cuevas, Vacas, Tupungato y Colorado. <b>extbfAbajo:</b> del lado occidental presento las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua junto con la ubicación de las estaciones mencionadas en la tabla 4.2. . . . .	69
4.2.	Superficie de hielo descubierto o nieve para la cuenca del río Mendoza (según Laura Zalazar - tesis doctoral en curso). La línea horizontal denota el área de glaciares descubiertos usadas para este trabajo. . . . .	72
4.3.	Ejemplo de serie simulada (azul) usando regresión lineal con el producto ERA-5 como predictor (octubre de 2010). La serie medida (rojo) es la temperatura del aire registrada en la estación Tupungato. . . . .	76
4.4.	Gradientes de temperatura mensuales históricos entre dos estaciones. Las mediciones demuestran que existe estacionalidad en ambos pares, y diferencias en los valores medios mensuales. Esto refuerza la idea de otorgarle variabilidad a los gradientes de temperatura. . . . .	77

## Índice de Figuras

4.5. Curvas hipsométricas de las subcuencas Tupungato y Mendoza Inferior. La cuenca del río Tupungato, principal afluente del río Mendoza (~ 50 % del derrame anual), se encuentra casi en su totalidad por encima de los 3000 msnm. Por otro lado, cerca del 50 % de la superficie de la subcuenca Mendoza Inferior está por encima de esa cota topográfica. . . . .	80
4.6. Derrame específico anual medido en la estación de aforos Guido y precipitación acumulada anual para distintos productos de precipitación. Notar que solamente la precipitación del producto CHIRPS-OM es mayor que el derrame medido en Guido para todo el periodo en consideración. Esto quiere decir que es el único producto consistente desde el punto de vista hidrológico (Dingman 2014). . . . .	82
4.7. Ejemplo de discretización en bandas altitudinales para la cuenca del río Cuevas. Como mencioné en el capítulo anterior, los módulos nival, glaciario y de suelo corren en cada uno de los polígonos. Luego el agua pasa a las rutinas de reservorios (glaciario y de suelo) para finalizar en la función de transferencia. <b>STZ</b> : <i>Storage Top Zone</i> ; <b>SUZ</b> : <i>Storage Upper Zone</i> ; <b>SLZ</b> : <i>Storage Lower Zone</i> . . . . .	86
4.8. (A) Las simulaciones muestran buena performance para periodos disímiles. Las mayores diferencias se dan para algunos meses estivales de la década del ochenta, periodo para el que se cuenta con escasa información meteorológica y satelital, variables que afectan de forma directa las estimaciones de precipitación mediante el método CHIRPS-OM. En contraposición, para la década correspondiente a la megasequía no persisten grandes diferencias entre simulaciones y observaciones. (B) Los errores entre la simulación media y las observaciones no muestran tendencia. . . . .	92
4.9. Balances de masa simulados y calculados mediante el método geodésico. Las simulaciones para ambos periodos están dentro del error admisible propuesto <i>a priori</i> . El lector notará que las simulaciones (salvo para el segundo periodo del río Vacas) están dentro del margen de $\pm 1500$ mm ea. . . . .	93
4.10. Balance de masa estacional para las subcuencas del río Mendoza. . . . .	95
4.11. Balance de masa anual para cada subcuenca (verde) con su media móvil de 5 años (violeta). Esta media móvil destaca una primera década positiva, seguida de un periodo con balances levemente negativos (1990's), una recuperación en los 2000 y una caída marcada (salvo en la subcuenca del Colorado) para los últimos diez años. . . . .	96

## *Índice de Figuras*

4.12. Valores normalizados de la serie de balance de masa anual simulada para la cuenca del río Mendoza (BM Mendoza) y del RPI (Garreaud y col. 2019). Este última variable deriva de las mediciones de 92 estaciones de precipitación en Chile (comprendidas entre los 30° - 37° S). . . . .	97
4.13. Balance de masa acumulado anual agregado a escala de subcuencas para el río Mendoza. Las bandas representan el acumulado de los percentiles 0.95 y 0.05 provenientes de las simulaciones, mientras que la línea sólida es el valor medio. . . . .	98
4.14. Balance de masa acumulado anual agregado a escala de cuencas para el río Mendoza (este trabajo) y para el río Maipo. Si bien existe una diferencia en cuanto a valores absolutos, los patrones de años con balances positivos, neutros y negativos son similares entre ambos trabajos. . . . .	99
4.15. Aporte glaciar al derrame anual del río Mendoza en Guido. Durante el periodo denominado como megasequía (Garreaud y col. 2019) los glaciares ayudan a mitigar la escasez de precipitaciones níveas. . . .	100
4.16. Contribución glaciar al derrame del río Mendoza en Guido. El símbolo más/menos hace referencia al desvío estándar en el periodo bajo consideración. . . . .	100
4.17. Curva de tendencia del aporte glaciar al derrame anual del río Mendoza en Guido. Los puntos en verde representan el porcentaje de contribución glaciar en cada año hidrológico. La curva azul es el resultado de aplicar la técnica de regresión local sobre los datos, mientras que las bandas grises representan el intervalo de confianza de 0.95. . . . .	101
4.18. Series de equivalente agua nieve diaria para la cuenca del río Mendoza. La evolución del paquete en la zona superior e inferior es contrastante y demuestra que las masas de aire provenientes del oeste descargan la mayor parte de su humedad en el área aledaña a la divisoria de vertientes. . . . .	102
4.19. Caudales medios mensuales por periodos para el río Mendoza en Guido. La curva en gris refleja el aporte glaciar. De la serie histórica (1981-2019), se ve que el ciclo hidrológico glaciar se activa aproximadamente en el mes de octubre y cesa entre abril y mayo (Bruniard 1994). Por otro lado, de la comparación entre dos décadas con precipitaciones níveas contrastantes, se observa que sequías prolongadas generan una redistribución temporal del caudal con respecto a periodos con precipitaciones medias y abundantes. . . . .	105

## *Índice de Figuras*

4.20. Caudales medios mensuales (específicos) para la cuenca del río Vacas a partir del año hidrológico 2009-10. La posible sobreestimación en los valores de precipitación podría explicar el balance de masa glaciario menos negativo en relación a las estimaciones mediante el método geodésico (ver figura 4.9). . . . .	106
4.21. Comparación entre el balance de masa acumulado anual agregado a escala cuenca (río Mendoza) y estimaciones hechas sobre glaciares individuales (Echaurren Norte, Piloto, Morado). Los balances de masa más negativos en los cuerpos de hielo denotan el efecto local sobre cada glaciar y la imposibilidad de extrapolar estas estimaciones a escala de cuenca (Leiva y col. 2007). . . . .	109
4.22. Aporte glaciario al derrame específico total durante el verano 2013/14. Durante este año hidrológico, el derrame anual del río Mendoza representó el 70.1 % del escurrimiento medio histórico. Las barras se corresponden con las simulaciones medias del modelo HBV.IANIGLA.	110
4.23. Evolución del paquete de nieve para la cuenca del río Mendoza (punto de cierre en Guido) y serie de cobertura nival proveniente del producto MODTAP (Cara y col. 2016). . . . .	112
5.1. Cuenca del GDL3. Se puede apreciar que la mayor parte de la superficie está cubierta por el propio glaciar, mientras que la capa de suelo es afloramiento rocoso. . . . .	117
5.2. Cuenca superior del río Santa Cruz con punto de cierre sobre la estación Charles Fuhr. Notar la diferencia de dimensiones entre los glaciares pertenecientes a Campo de Hielo Sur y la del Glaciar de los Tres u otros glaciares de montaña. . . . .	118
5.3. Precipitación mensual total en Aonikenk y en las estaciones cercanas que mejor corelacionan con ella (coeficiente de Spearman mayor a 0.4).	120
5.4. Ejemplo de registros de temperatura del aire y de humedad relativa (septiembre de 2017). Notar que en líneas generales los valores de temperaturas son inversamente proporcionales a la altitud a la que se encuentran los sensores. Además los registros de temperatura del aire y humedad relativa son coherentes entre sí. . . . .	122
5.5. Ejemplo del registro de velocidad del viento (julio de 2017). Como muestra la figura del margen superior izquierdo, la mayor frecuencia corresponde a los vientos del oeste. . . . .	123

## Índice de Figuras

- 5.6. (A) Eventos de precipitación registrados en Aonikenk. (B) Altura de nieve y temperatura del suelo registrados en la misma estación. Los eventos de precipitación están en consonancia con los aumentos de altura de nieve registrados por el sensor de altura. También se puede apreciar cómo la temperatura del suelo asciende por encima del cero cuando el paquete comienza a derretirse. . . . . 124
- 5.7. Ejemplo de medición de altura del arroyo a la salida del lago Ira. Es interesante destacar lo marcado que está el ciclo diario de este arroyo a pesar de nacer a la salida del lago Ira (cuerpo de agua que podría amortiguar este efecto). Esto es un indicio de la fuerte influencia del ciclo congelamiento-descongelamiento del agua presente en el glaciar. Los picos se corresponden, en general, con eventos de lluvia. . . . . 125
- 5.8. A pesar de encontrarse a una altitud similar, los valores de nieve acumulada en Aonikenk y el frente del glaciar son disímiles. Salvo para el invierno 2016 (año de escasas nevadas), existe una diferencia notable entre mediciones. . . . . 129
- 5.9. Precipitación nívea acumulada. Comparación entre los registros de Aonikenk y valores inferidos a partir de las mediciones de altura de nieve. Para particionar el registro de Aonikenk en lluvia y nieve apliqué el método propuesto por Harder y col. (2013). . . . . 131
- 5.10. Balances de masa glaciar simulados con modelos numéricos y estimados mediante el método glaciológico. Los balances muestran buena correspondencia entre las tres metodologías excepto para el periodo 2017/18. Allí el método glaciológico sugiere un balance anual negativo, mientras que las modelizaciones numéricas dan valores positivos (CRHM incluso simuló valores de balance estival positivos). 139
- 5.11. El caudal de salida simulado con el modelo CRHM es un reflejo del ciclo hidrológico del glaciar, donde en años poco nevadores es el hielo derretido quien aporta mayor cantidad de agua. . . . . 140
- 5.12. Variaciones interanuales en los flujos de energía sobre el GDL3. Es interesante notar que el balance neto de energía (Flujo neto) se mantiene cercano a cero para los meses de invierno y se incrementa notablemente durante el verano. Esto refleja la naturaleza temperada de los glaciares ubicados en el sur de la Patagonia. **R<sub>n</sub>**: radiación neta; **H**: flujo turbulento de calor sensible; **L<sub>v</sub>**: flujo turbulento de calor latente; **G**: intercambio de energía con el suelo; y **A**: intercambio de energía con la lluvia. . . . . 141

*Índice de Figuras*

5.13. Contribución de la lluvia, la nieve y el derretimiento del hielo al caudal emergente de la cuenca del GDL3 (simulaciones provenientes de CRHM). A pesar de ser una cuenca constituida prácticamente por el GDL3, resulta notoria la contribución de la lluvia y la del derretimiento nival. La primera ayuda a mitigar (junto con el derretimiento de hielo) la escasez de nevadas del periodo 2016/17. . . . .	142
5.14. Balance estival para las zonas bajas del glaciar mediante las tres metodologías expuestas en este trabajo. . . . .	144
5.15. Secuencia de imágenes Sentinel para el verano 2017/2018. Las dos balizas que se encontraron durante la campaña de verano 2018 (rombos amarillos) estaban en zonas donde el GDL3 quedó sin nieve.	145

# Índice de Tablas

2.1.	Algunas de las variables hidro-meteorológicas contenidas en la sub-clase <code>hydromet_station</code> (8 de 37). En R, estas variables reciben el nombre de <i>slots</i> . Para este caso cada <i>slot</i> consiste en un <code>data.frame</code> , cuya primer columna es la fecha (formato <code>Date</code> o <code>POSIXct</code> ) y las restantes están reservadas para series numéricas. Para acceder a ellos usar <code>getSlots(x = "hydromet_station")</code> . . . . .	17
2.2.	Métodos para la manipulación de objetos. Los mismos fueron diseñados para abordar las tareas más comunes en hidrología. . . . .	17
3.1.	Resumen de los tiempos computacionales (en milisegundos) sobre un total de 1000 corridas con la función <code>glacier_hbv</code> (ver viñetas del paquete). Para este ejercicio discreticé al glaciar en 8 bandas altitudinales (cada 100 m). Construí el modelo con los módulos <code>Temp_model()</code> , <code>Precip_model()</code> y <code>SnowGlacier()</code> y lo corrí para casi 9 años de datos diarios (2010-01-01 a 2018-05-30). Llevé a cabo el análisis en una CPU con procesador Intel Core i7-4790 (3.60GHz), sistema operativo Ubuntu 18.04 (64-bits), usando el paquete <code>microbenchmark</code> (Mersmann 2019). . . . .	48
4.1.	Áreas de las (sub)cuenclas en análisis en conjunto con el área englazada de cada una de ellas. . . . .	71
4.2.	Estaciones usadas para este trabajo. En la columna variable, sólo he colocado si registran caudal (Q), precipitación (P) y/o temperatura del aire (T). . . . .	73
4.3.	Análisis ANOVA de los modelos de regresión usados para completar y extender la series de temperatura del aire. . . . .	76
4.4.	Altura promedio (Hmed), máxima (Hmáx), mínima (Hmín) y área relativa (Arel) de cada polígono con respecto a la superficie total de la cuenca del río Cuevas. Las proporciones de suelo, glaciar cubierto con detritos (GC) y glaciar descubierto (GC) hacen referencia a cada banda altitudinal. . . . .	87

## *Índice de Tablas*

4.5. La cuenca de referencia para realizar el muestreo paramétrico es Cuevas. Para las otras, usé los mismos parámetros (-), remuestreé usando el mismo rango (-*) o remuestreé un parámetro en particular asignando nuevos límites (inferior; superior). . . . .	90
4.6. Equivalente agua nieve (mm) máximo promedio por período. . . . .	101
5.1. Detalle de los sensores que posee cada estación, periodo de medición y si fue necesario corregir, rellenar y/o extender el registro. . . . .	119
5.2. Estadísticas básicas de las series usadas para este trabajo (los periodos de medición están indicados en la tabla 1). Cuando no se aclara, la variable se registra en Aonikenk. . . . .	121
5.3. Gradientes de temperatura del aire entre sensores agregados trimestralmente. Si bien, en promedio, la temperatura disminuye con las altura los registros muestran inversiones térmicas. Otro aspecto interesante a resaltar es el orden de magnitud del desvío estándar, el cual está siempre por encima de la mitad del gradiente. . . . .	121
5.4. Mediciones realizadas en las campañas de de balance de masa de verano e invierno sobre el GDL3. . . . .	124
5.5. Pluviómetros usados en el análisis regional de precipitación y su coeficiente de correlación (Spearman) con Aonikenk. Dichas correlaciones se calcularon con los valores diarios para todo el periodo en cuestión.	127
5.6. Parámetros usados para las corridas con el modelo CRHM. . . . .	135
5.7. Propiedades físicas de las unidades de respuesta hidrológica. Estos datos se usan como entrada para el modelo CRHM y algunos de ellos para el HBV.IANIGLA (área y altura). . . . .	136
5.8. Máxima diferencia en la variación del sesgo y error absoluto medio para el periodo estival (HRU6 y HRU7) e invernal (todo el GDL3).	142

## Lista de Abreviaturas

<b>CONICET</b>	. . .	Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
<b>DIMS</b>	. . . . .	<i>Dynamic Integrated Monitoring System.</i>
<b>DGI</b>	. . . . .	Departamento General de Irrigación.
<b>GGHA</b>	. . . . .	Grupo de Glaciología e Hidroclimatología Andina.
<b>HBV</b>	. . . . .	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning.
<b>IANIGLA</b>	. . .	Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales.
<b>INA</b>	. . . . .	Instituto Nacional del Agua.
<b>SNIH</b>	. . . . .	Sistema Nacional de Información Hídrica.

# 1

## Introducción

### Contenido

---

<b>1.1. Motivación</b>	<b>1</b>
<b>1.2. Antecedentes</b>	<b>2</b>
1.2.1. Manejo de registros hidro-meteorológicos	2
1.2.2. Modelización hidrológica	4
1.2.3. Aporte glaciario al escurrimiento	4
1.2.4. Balance de masa glaciario	5
<b>1.3. Objetivos y sitios de estudio</b>	<b>6</b>
<b>1.4. Organización de esta tesis</b>	<b>7</b>

---

### 1.1. Motivación

La cordillera de los Andes es una de las regiones del planeta que contiene la mayor cantidad de hielo (fuera de los polos) y además posee una de las criósferas más diversas. Esto último considerando la extensión de nieve estacional, glaciares tropicales, extratropicales y permafrost (Masiokas y col. 2020). Para las zonas aledañas, este cordón montañoso es el principal generador de agua, componente esencial para la conservación de sus ecosistemas diversos y el desarrollo socio-económico de numerosas poblaciones (Masiokas y col. 2006; Viviroli y col. 2004).

En el caso de Argentina, que cuenta con más de 3000 *km* de cordillera y numerosas

## 1. Introducción

poblaciones que dependen directa o indirectamente del agua generada en ella, existen pocos avances y estudios centrados en la hidrología andina. A esto se suma que la cordillera de los Andes es una región caracterizada por escasas mediciones instrumentales, situación que también se repite en otros cordones montañosos del mundo y que dificulta el abordaje de estudios hidrológicos (Masiokas y col. 2020; Viviroli y col. 2011).

En la actualidad la criósfera andina (y mundial) se está viendo fuertemente afectada por los efectos del cambio climático, situación que ejerce presión sobre la disponibilidad de agua y por ende sobre la sostenibilidad de los ecosistemas, poblaciones y actividades que de ella dependen (Masson-Delmotte y col. 2021; Viviroli y col. 2020). A modo de ejemplo, desde el año 2010 la región de los Andes comprendida entre los  $\sim 29^\circ$  y  $\sim 37^\circ\text{S}$  (Andes Centrales) ha experimentado una de las sequías más extremas y prolongadas del registro instrumental. Esta experiencia apalanca las proyecciones climáticas de largo plazo, que indican una tendencia al calentamiento y a una mayor recurrencia de eventos extremos (Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2019; Masson-Delmotte y col. 2021).

Lo expuesto, refuerza la importancia y urgencia de realizar trabajos que: (a) generen herramientas (*software*) para el abordaje de estudios hidrológicos específicos en esta región; (b) desarrollen metodologías para suplir la escasez de información proveniente de estaciones hidro-meteorológicas; (c) permitan cuantificar el aporte de la nieve y los glaciares al derrame de los ríos andinos; (d) realicen estudios de detalle sobre la relación entre los forzantes climáticos y los balances de masa y energía sobre la nieve y los glaciares; y (e) generen información útil para los tomadores de decisión y para estudios científicos venideros.

## 1.2. Antecedentes

### 1.2.1. Manejo de registros hidro-meteorológicos

La ciencia del manejo de datos es una arista de la investigación de creciente interés en la comunidad científica en general (Donoho 2017; Venkatraman 2013).

## 1. Introducción

Esto es el resultado de: un incremento en la disponibilidad de datos a través de internet, nuevas técnicas de medición y equipamiento, acceso libre y gratuito a información proveniente de los sensores remotos, nuevas y crecientes demandas por parte de agencias y gobiernos (nacionales y/o regionales) para la toma de decisiones, entre otros. El manejo correcto y eficiente de esta vasta y heterogénea cantidad de datos no es un problema trivial a resolver.

La comunidad hidrológica trabaja, en general, con datos provenientes de estaciones hidro-meteorológicas, sensores remotos y con salidas de modelos climáticos y/o hidrológicos (Beven 2012). La información proveniente de sensores remotos y modelos climáticos se distribuye en formatos estandarizados (e.g. *.nc*, *.tiff*, *.grb*) y por lo tanto existen herramientas para manipularlos. Esto no sucede con los datos hidro-meteorológicos: cada agencia, grupo de investigación o compañía privada tiene su propia idiosincrasia. En consecuencia, los formatos, frecuencia de publicación, resolución temporal y control de calidad no es homogénea.

En la Argentina, los organismos relacionados con el manejo de datos hidrológicos usan software propietario. A modo de ejemplo (comunicación personal con personal de las reparticiones que menciono), (a) la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (AIC) usa DIMS (*Dynamic Integrated Monitoring System*); (b) la Dirección de Sistemas de Monitoreo de los Recursos Hídricos de la Nación trabaja con Mnemos; y (c) el Instituto Nacional del Agua (INA) utiliza software de desarrollo propio.

Según mi conocimiento y al momento de escribir esta tesis, no existe un software libre y de código abierto capaz de manipular (desde su lectura hasta la obtención de gráficos para publicar) series hidro-meteorológicas provenientes de Argentina y Chile. En el capítulo 2 presento un paquete que permite leer, graficar y manipular este tipo de series o datos de entrada y salida de modelos hidrológicos de manera eficiente. Sin perder generalidad, el software posee funciones específicas para la lectura de datos provenientes de Argentina y Chile, aunque cada usuario puede combinar funciones específicas para la descarga y lectura de sus series de interés.

## 1. Introducción

### 1.2.2. Modelización hidrológica

La modelización hidrológica es ampliamente usada por ingenieros, geógrafos, geólogos e investigadores interesados en pronosticar el escurrimiento de un río o el efecto de la temperatura en el manto nival, entre muchos otros procesos hidrológicos. En 1972 el Instituto de Meteorología e Hidrología de Suecia (SMHI - *Swedish Meteorological and Hydrological Institute*) corrió la primer simulación exitosa del modelo HBV. Éste fue desarrollado con el objeto de pronosticar el escurrimiento de los ríos de ese país para la generación de energía hidroeléctrica (Bergström y col. 2015). Al día de la fecha, se han desarrollado versiones varias del modelo: HBV-ETH (Suiza - Braun y col. (1992)), HBV-Light (Suiza - Seibert y col. (2012)), HBV-D (Alemaia - Krysanova y col. (1999)), HBV-CE (Canadá - Stahl y col. (2008)), TUWmodel (Austria - Viglione y col. (2016)), entre otros. Dentro de las versiones libres ninguna lo presenta de forma modular, característica que le permite al usuario construir su propio modelo.

En respuesta a esto, el software que presento en el capítulo 3 fue diseñado con el objeto de ofrecer una versión modular del modelo HBV, que además permite simular el balance de masa superficial de glaciares descubiertos y cubiertos por detritos. Esta característica es fundamental para la modelización del ciclo hidrológico en una región fría como la cordillera de los Andes (Masiokas y col. 2020).

### 1.2.3. Aporte glaciar al escurrimiento

La provincia de Mendoza se encuentra ubicada en el centro-oeste de la República Argentina. Tiene una superficie aproximada de 150.000  $km^2$  y su población se concentra en el 4% del territorio. El desarrollo de las actividades humanas depende y se desarrolla alrededor de cinco de los seis principales ríos (*i.e.*, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel y Malargüe - el sexto es el Colorado). Todos estos cursos de agua tienen sus nacientes en la cordillera de los Andes y su principal fuente de agua proviene de la fusión de la nieve que se acumula durante el invierno (Masiokas y col. 2006). En años con nevadas escasas, el derretimiento glaciar ayuda a mitigar el

## *1. Introducción*

efecto de la falta de nieve (Bruniard 1994; Crespo y col. 2017; Crespo y col. 2020). A pesar de la importancia que tienen la nieve y los glaciares en el suministro de agua, en la provincia y en el país hay pocos estudios dedicados a entender la dinámica de los procesos de acumulación, distribución y derretimiento de la nieve, fundamentales para estimar la oferta hídrica a corto (días), mediano (estacional) y largo plazo.

Según el Instituto Nacional de Estadísticas y Censos de la República Argentina (INDEC), actualmente, la provincia tiene alrededor de 1.970.000 habitantes, de los cuales 1.270.000 viven en un sector del oasis norte (departamentos de Capital, Godoy Cruz, Guaymallén, Luján de Cuyo, Maipú y Lavalle), la zona con mayor actividad económico-industrial. Esto significa que cerca del 64 % de la población de Mendoza depende casi exclusivamente del agua que fluye por el río homónimo. Desde el año hidrológico 2010-2011, la oferta hídrica de este oasis ha decaído notablemente como consecuencia de una megasequía que afecta la zona conocida como Andes Centrales (Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2019; Rivera y col. 2021; Rivera y col. 2017), por lo que resulta imperativo cuantificar a escala de cuenca no solo la contribución glaciar sino también la evolución y contribución del paquete de nieve que se acumula durante el periodo invernal.

En el capítulo 4 no solo cuantifico el aporte glaciar al escurrimiento del río Mendoza, sino que muestro una metodología robusta para obtener series diarias de precipitación especialmente distribuidas y extender o rellenar mediciones de temperatura del aire. Estas dos variables son fundamentales para cualquier estudio hidrológico que se quiera abordar.

### **1.2.4. Balance de masa glaciar**

Los varios miles de kilómetros cuadrados de glaciares y permafrost rico en hielo le otorga a la Argentina una posición privilegiada en cuanto a oferta hídrica (IANIGLA-ING 2018g; Zalazar y col. 2020). Al mismo tiempo, le demanda estudios de monitoreo continuos sobre estos recursos.

El IANIGLA es el autor del documento donde se desarrolla la estrategia para la ejecución del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina (IANIGLA-ING

## 1. Introducción

2010). Este manuscrito también contempla la realización de mediciones continuas de balance de masa glaciar en un cuerpo de hielo seleccionado por región hidroclimática (Sagredo y col. 2012): Andes Desérticos, Andes Centrales, Andes de la Patagonia Norte y Andes de la Patagonia Sur. En el capítulo 5 utilizo estas mediciones de campo para estudiar los balances de masa, de energía y el ciclo hidrológico del glaciar seleccionado en Patagonia Sur.

### 1.3. Objetivos y sitios de estudio

Los objetivos generales de esta tesis son el desarrollo de *software* para estudios hidrológicos en los Andes, el desarrollo de metodologías para estimar valores en periodos sin datos usando la información de periodos con mediciones en combinación con productos de reanálisis y/o provenientes de los sensores remotos, y su posterior aplicación para comprender el ciclo hidrológico en regiones diversas. Para poder alcanzar dichas metas los capítulos subsiguientes responden a los siguientes objetivos específicos:

1. Desarrollar un software capaz de leer, manipular, visualizar, almacenar y procesar series hidro-meteorológicas y datos de entrada (salida) de modelos numéricos.
2. Ampliar la funcionalidad de un modelo hidrológico existente para darle aplicabilidad en estudios hidrológicos a lo largo de la cordillera de los Andes.
3. Obtener el aporte histórico ( $\sim 40$  años) de los glaciares al derrame del río Mendoza y la evolución del paquete de nieve aplicando un modelo numérico.
4. Explicar cuantitativamente la relación entre los flujos de energía y el balance de masa superficial de un glaciar de montaña para los Andes del Sur de la Patagonia. Evaluar distintas aproximaciones para estimar dicho balance de masa.

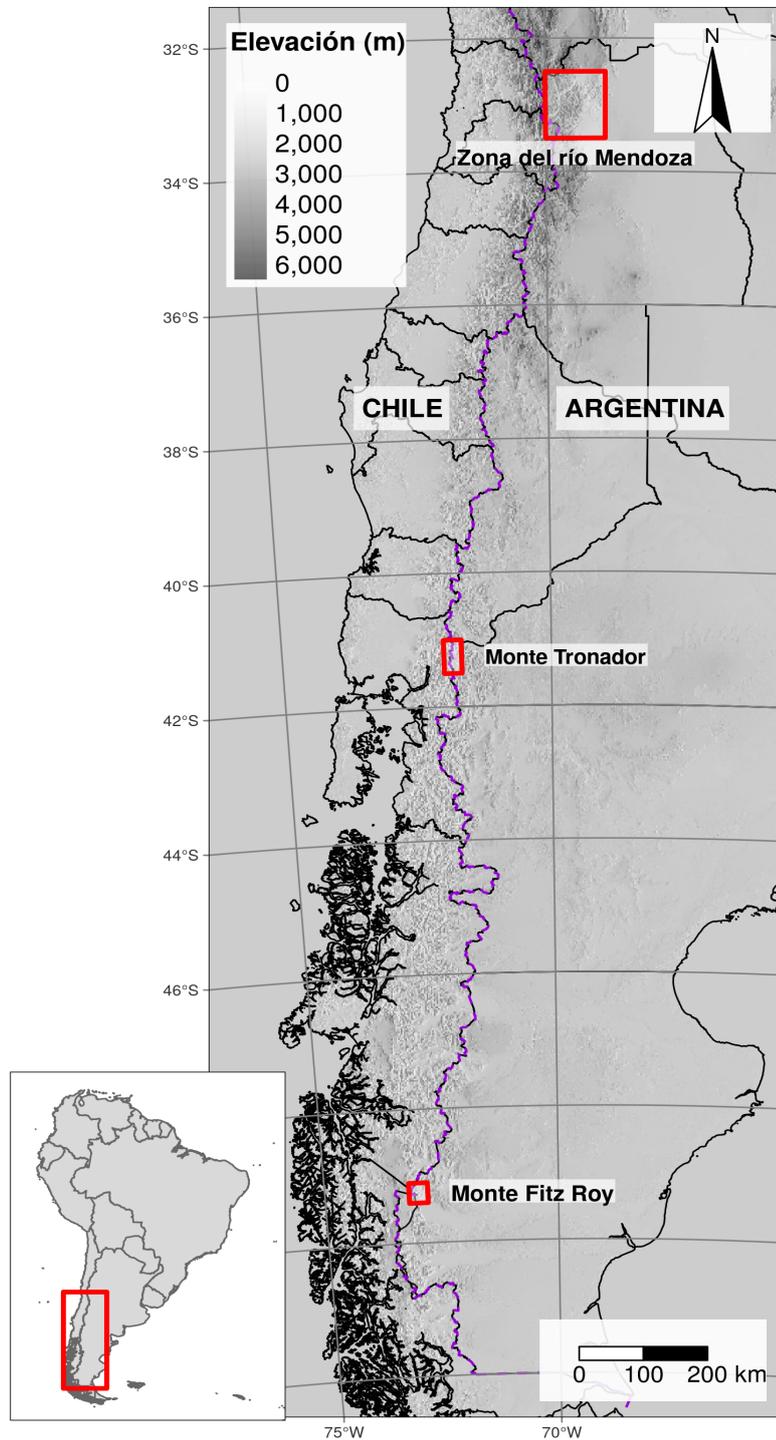
## *1. Introducción*

En la figura 1.1 muestro los sitios de estudio. El primer recuadro violeta (de norte a sur) enmarca la cuenca del río Mendoza con cierre en la estación de aforos Guido. Este sector es objeto de estudio en los capítulos 2 y 4. Luego, en el capítulo 3 aplico el modelo hidrológico para calcular el balance de masa del glaciar Alerce (Monte Tronador). Por último, el recuadro más austral del mapa enmarca el sector donde se ubica el glaciar de los Tres, objeto de estudio del capítulo 5.

### **1.4. Organización de esta tesis**

El resto del manuscrito sigue la siguiente estructura: los capítulos 2, 3, 4 y 5 responden a los cuatro objetivos específicos planteados con anterioridad. Luego presento las conclusiones generales de la tesis. Si bien la lógica sobre la cual está estructurado el trabajo consiste primero en presentar los paquetes desarrollados y luego dos aplicaciones, cada capítulo puede leerse por separado ya que siguen el formato de un artículo científico. Por último, como contribuciones originales de esta tesis se desprenden cuatro artículos y dos desarrollos tecnológicos.

1. Introducción



**Figura 1.1:** Sitios de estudio usados a lo largo de la tesis (de norte a sur): cuenca del río Mendoza, Monte Tronador y Monte Fitz Roy. La línea punteada representa el límite internacional y los polígonos demarcados en negro representan las divisiones políticas dentro de cada país (provincias para Argentina y regiones en Chile).

*La mente es como un paracaídas, sólo funciona si la tenemos abierta.*

— Albert Einstein.

# 2

## hydrotoolbox (v 1.0.1): un paquete en R para leer, graficar, manipular y procesar series hidro-meteorológicas

### Contenido

---

<b>Resumen</b> . . . . .	<b>9</b>
<b>2.1. Introducción</b> . . . . .	<b>10</b>
<b>2.2. Métodos</b> . . . . .	<b>13</b>
2.2.1. Clases y subclases . . . . .	16
2.2.2. Procesamiento de datos . . . . .	16
<b>2.3. Casos de estudio</b> . . . . .	<b>18</b>
2.3.1. La estación hidro-meteorológica Guido en la cuenca del río Mendoza (Argentina) . . . . .	18
2.3.2. Post procesamiento de salidas provenientes de un modelo hidrológico . . . . .	27
<b>2.4. Discusión</b> . . . . .	<b>29</b>
<b>2.5. Conclusiones</b> . . . . .	<b>31</b>

---

### Resumen

Los datos hidro-meteorológicos proporcionados por agencias federales, provinciales, grupos de investigación o por empresas privadas son de naturaleza heterogénea. Esta situación es multicausal: los registros se guardan en diversos formatos, los

## 2. *hydrotoolbox*

procesos de control de calidad no son los mismos entre agencias e incluso varían dentro de un mismo organismo, las variables no siempre se registran en la misma resolución temporal, existen vacíos, datos dudosos, entre otros. Incluso, una vez resueltos estos inconvenientes, es necesario contar con métodos para poder manipular las series: agregación temporal, visualización dinámica para su análisis, gráficos estáticos para publicar y/o comunicar resultados, técnicas para corregir y/o modificar las series, entre otros. *hydrotoolbox* es un paquete escrito en el lenguaje R bajo el paradigma de programación orientada a objetos y fue diseñado para leer, graficar, manipular y procesar series hidro-meteorológicas. En este capítulo presento el diseño del paquete, con sus fortalezas, limitaciones y ejemplifico su aplicación con dos casos.

### **Artículo enviado:**

Toum, Ezequiel y Pitte, Pierre. *hydrotoolbox (v 1.0.1), a Package for Hydrometeorological Data Management*. En: The R Journal.

## **2.1. Introducción**

La ciencia del manejo de datos es una arista de la investigación de creciente interés en la comunidad científica en general (Donoho 2017; Venkatraman 2013). Esto es el resultado de un incremento en la disponibilidad de datos a través de internet, la existencia de nuevas técnicas de medición y equipamiento, al acceso libre y gratuito a información proveniente de los sensores remotos, así como las nuevas y crecientes demandas por parte de agencias y gobiernos (nacionales y/o regionales) para la toma de decisiones, entre otros. El manejo correcto y eficiente de esta vasta y heterogénea cantidad de datos no representa un problema trivial a resolver.

La comunidad hidrológica trabaja, en general, con datos provenientes de estaciones hidro-meteorológicas, sensores remotos y con salidas de modelos climáticos y/o hidrológicos (Beven 2012):

## 2. *hydrotoolbox*

- **sensores remotos:** incluyendo cobertura nívea, humedad del suelo, áreas englazadas, modelos digitales de elevación, entre otros.
- **estaciones hidro-meteorológicas:** temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar incidente, presión atmosférica, precipitación, caudales, entre otras variables.
- **modelos climáticos:** velocidad y dirección del viento, precipitación nívea, temperatura del aire, etc.
- **modelos hidrológicos:** evolución del paquete de nieve, tasas de infiltración, evaporación, entre muchas otras salidas.

La información proveniente de sensores remotos y modelos climáticos se distribuye en formatos estandarizados (e.g. *.nc*, *.tiff*, *.grb*) y por lo tanto existen herramientas para manipularlos. Esto no sucede con los datos hidro-meteorológicos registrados en terreno: cada agencia, grupo de investigación o compa n a privada tiene su propia idiosincrasia. En consecuencia, los formatos, frecuencia de publicación, resolución temporal y control de calidad no es homogénea. La comunidad de usuarios de R (R Core Team 2020) ha desarrollado un conjunto de herramientas para su manejo, pero con foco en Europa y Norte América:

- **hddtools** (Vitolo y col. 2017): es un proyecto diseñado para facilitar el acceso a datos hidrológicos y medioambientales. Entre ellos se encuentran *Koppen Climate Classification*, *Global Runoff Data Centre*, *Data60UK*, *MOPEX* (EEUU) y *SEPA* (Escocia).
- **climate** (Czernecki y col. 2020): permite descargar los datos de *OGIMET*, *University of Wyoming* (perfiles verticales de la atmósfera), *Polish Institute of Meteorology and Water Management* y del *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA).

## 2. *hydrotoolbox*

- **waterData** (Ryberg y col. 2017): importa datos hidrológicos diarios del *U.S. Geological Survey*. Además incluye funciones para graficar las series y sus anomalías.
- **hydroTSM** (Zambrano-Bigiarini 2020): provee funciones para el manejo, análisis, interpolación y visualización de series hidrológicas. El paquete se especializa en el pre y post procesamiento de datos relacionados con la modelización hidrológica.
- **dataRetrieval** (De Cicco y col. 2018): contiene una serie de funciones para descargar datos de calidad del agua e hidrológicos provenientes del *U.S. Geological Survey* (USGS) y del *U.S. Environmental Protection Agency* (EPA).
- **hyfo** (Xu 2020): permite procesar y visualizar datos para pronóstico hidrológico y climático. Las funciones principales incluyen la extracción de datos, su descarga, remuestreo, interpolador de precipitación, corrección de sesgo para pronósticos, visualización flexible de series de tiempo y generación de mapas. Es una buena herramienta para el pre y post procesamiento de datos para modelización hidrológica e hidráulica.
- **Reanalysis** (Shook 2016): contiene funciones para leer y procesar datos provenientes de los productos ERA, WATCH y NARR.
- **MSCr** (Shook 2015): paquete que se especializa en la descarga y lectura de datos provenientes del *Meteorological Service of Canada* (MSC).

En un artículo dedicado a los avances en hidrología dentro del lenguaje R, Slater y col. (2019) mostraron que es posible realizar todo el flujo de trabajo (desde la descarga de datos hasta la publicación de los resultados) en un sólo ambiente de trabajo.

En la Argentina, los organismos relacionados con el manejo de datos hidrológicos usan software privativo. A modo de ejemplo (comunicación personal), (a) la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro

## 2. *hydrotoolbox*

(AIC) usa DIMS (*Dynamic Integrated Monitoring System*); (b) la Dirección de Sistemas de Monitoreo de los Recursos Hídricos de la Nación trabaja con Mnemos; y (c) el Instituto Nacional del Agua (INA) utiliza software de desarrollo propio.

Según es mi conocimiento, al día de la fecha no existe un software libre y de código abierto capaz de manipular (desde su lectura hasta la obtención de gráficos para publicar) series medidas y distribuidas por organismos de Argentina y Chile. Además ninguno de los paquetes en R mencionados con anterioridad provee un marco general que permita trabajar con cualquier base de datos hidro-meteorológica. `hydrotoolbox` (Toum 2021b) es un paquete diseñado bajo el paradigma de la programación orientada a objetos (clases S4 – Chambers (2017)) que permite leer, graficar y manipular series hidro-meteorológicas y datos de entrada (y salida) de modelos hidrológicos de manera eficiente. Sin pérdida de generalidad, la versión actual (*v 1.0.1*) posee funciones específicas para la lectura de datos provenientes de organismos en Argentina y Chile, aunque cada usuario puede combinar funciones específicas para descarga y lectura de datos con la funcionalidad de `hydrotoolbox`.

El resto del capítulo está organizado de la siguiente manera: en la sección metodológica describo el diseño detrás del paquete con una breve descripción sobre las clases, subclases, métodos y funciones que `hydrotoolbox` ofrece. En el apartado de resultados, muestro dos ejemplos aplicados: el primero de ellos sobre datos hidro-meteorológicos y el otro trata el post procesamiento de los resultados de un ejercicio de modelización con el paquete `HBV.IANIGLA` (Toum 2021a). Estos casos son los disparadores de la discusión sobre el paquete. Para finalizar, concluyo con posibles mejoras para extender su funcionalidad.

## 2.2. Métodos

El lenguaje R ha ganado un rol central dentro de la comunidad hidrológica durante la última década porque permite al usuario: (a) descargar y trabajar con múltiples tipos de datos y formatos; (b) extraer, manipular y ordenarlos; (c) desarrollar modelos hidrológicos; (d) conducir análisis estadísticos; (e) visualizar

## 2. *hydrotoolbox*

resultados; y (f) exportar imágenes y documentos listos para su publicación. En las siguientes líneas resumo lo que Slater y col. (2019) han señalado como los beneficios y ventajas de usar este lenguaje en el campo de la hidrología:

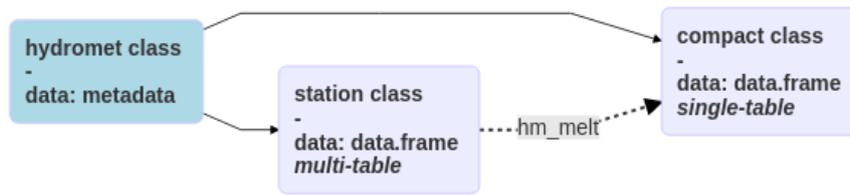
1. **Democratiza la ciencia y la alfabetización numérica** dado que R es un lenguaje de programación libre, de código abierto y multiplataforma (puede correr en Windows, macOS, Linux y Solaris). Posee una curva de aprendizaje empinada porque sus paquetes cuentan con documentación detallada y normalizada, además existe una vasta cantidad de recursos en línea (e.g.: foros de discusión como *StackOverflow*, blogs como *Rbloggers*, video tutoriales, lista de *e-mails*, entre otros).
2. **Ayuda a que la investigación sea reproducible y abierta.** Sobre este punto la comunidad científica ha hecho una autocrítica importante, ya que existen muchos artículos científicos que no permiten su reproducibilidad, poseen descripciones metodológicas escuetas y/o no dan la posibilidad de acceder al modelo (datos) usados para obtener las conclusiones. Es decir que necesitamos un verdadero progreso al respecto y los códigos computacionales transparentes le dan legitimidad a los resultados, confianza a la comunidad científica al momento de construir nuevo conocimiento y facilitan su evaluación y posterior mejora (ver Ceola y col. (2015) y Hutton y col. (2016)).
3. **Provee herramientas estadísticas** para el pre y post procesamiento de datos relacionados con la modelización numérica y también para realizar análisis de incertidumbre y/o sensibilidad.
4. **Permite la conexión hacia y desde otros lenguajes**, característica que posibilita combinar las fortalezas de otros lenguajes y reciclar código. R puede conectarse con lenguajes como Fortran, C, C++ y Python.
5. **Cooperación de una comunidad en constante crecimiento.**

## 2. *hydrotoolbox*

Según Chambers (2017), extender R significa contribuir al lenguaje a través de aplicaciones diseñadas para una audiencia más amplia que el propio autor. Este objetivo no debería ser una meta en sí mismo, sino parte de un proyecto más grande orientado a resolver problemas del mundo real. El paquete que aquí presento es un proyecto libre y de código abierto que puede descargarse del repositorio oficial de R, CRAN, de la forma usual. Está diseñado para facilitar el análisis y procesamiento tanto de datos hidro-meteorológicos como de los relacionados con la modelización y además cuenta con funciones especiales para trabajar con datos provenientes de las bases más utilizadas en Argentina y Chile. `hydrotoolbox` está escrito bajo el paradigma de programación orientada a objetos (POO), característica que le otorga flexibilidad y le permite a los usuarios extender su funcionalidad. Una definición de clases (POO) no está completa sin sus propiedades y métodos. En este paquete, las propiedades están relacionadas con las variables hidro-meteorológicas y los métodos con funciones para la manipulación de dichos objetos.

A continuación enumero los principios que guiaron el diseño de `hydrotoolbox`:

1. **Las series deben aglomerarse en estaciones** para que el usuario pueda agrupar los datos según su ubicación espacial, es decir, en estaciones meteorológicas. Esta característica permite que se puedan comparar series registradas en una misma estación y entre diferentes estaciones sin perder su localización geográfica.
2. **Las modificaciones deben registrarse en un mismo archivo** para evitar la multiplicidad de versiones. Esto sucede porque los instrumentos fallan, no todas las variables se miden con la misma resolución temporal, se producen cortes de energía o porque algunas veces las propias condiciones naturales del lugar inducen a mediciones erróneas que requieren correcciones (*e.g.*: el sub-registro de eventos níveos como consecuencia del efecto del viento sobre el totalizador - Goodinson y col. (1998)).
3. **Visualización expeditiva y flexible** para analizar y comunicar resultados. Los gráficos se deben poder ver de manera estática y dinámica.



**Figura 2.1:** Clases disponibles en el paquete. Las flechas sólidas denotan herencia y la punteada indica que es posible la transformación de clase.

4. **Deben existir funciones generales para la manipulación de los datos.**
5. **Diseño abierto** para incorporar nuevos objetos y/o métodos que permitan seguir ampliando la funcionalidad del paquete.

### 2.2.1. Clases y subclases

Siguiendo la primer premisa de diseño, existe una clase y dos subclases (figura 2.1). La clase, llamada `hydromet`, contiene los metadatos de una estación (*i.e.*: coordenadas geográficas, nombre de la cuenca, provincia, país, entre otros). Las dos subclases responden a la siguiente lógica: los hidrólogos trabajan con datos provenientes de estaciones meteorológicas y de ejercicios relacionados con la modelización. De esta manera, la subclase `hydromet_station` contiene una tabla por cada variable (he colocado algunas de ellas en la tabla 2.1) en combinación con los metadatos, permitiéndole a los usuarios almacenar en un solo objeto toda la información que se circunscribe alrededor de una estación hidro-meteorológica real. A su vez, `hydromet_compact` es una subclase pensada para almacenar en una sola tabla (denominada `compact`) todas las series. La diseñé para que los usuarios pudiesen almacenar datos de entrada/salida de modelos o para que guardasen la misma variable (*e.g.*: series de precipitación registradas en distintos pluviómetros para realizar análisis regionales, entre otros).

### 2.2.2. Procesamiento de datos

La presente versión del paquete provee una serie de métodos requeridos en trabajos de hidrología tales como: agregación temporal de series, visualización

## 2. hydrotoolbox

**Tabla 2.1:** Algunas de las variables hidro-meteorológicas contenidas en la subclase `hydromet_station` (8 de 37). En R, estas variables reciben el nombre de *slots*. Para este caso cada *slot* consiste en un `data.frame`, cuya primer columna es la fecha (formato `Date` o `POSIXct`) y las restantes están reservadas para series numéricas. Para acceder a ellos usar `getSlots(x = "hydromet_station")`.

Slot	Variable
hq	nivel del agua vs aforos
hw	registros del nivel del río
qh	caudales horarios
qd	caudales diarios
qm	caudales mensuales
wspd	velocidad del viento
wdir	dirección del viento
evap	evaporación

**Tabla 2.2:** Métodos para la manipulación de objetos. Los mismos fueron diseñados para abordar las tareas más comunes en hidrología.

Método	Descripción
<code>hm_agg</code>	agrega temporalmente los datos (opciones en documentación del paquete)
<code>hm_build</code>	carga automáticamente los datos oficiales dentro de un objeto <code>hydromet_station</code>
<code>hm_create</code>	construye la clase y subclases
<code>hm_get</code>	extrae la tabla (o metadato) requerida(o) del objeto
<code>hm_melt</code>	permite unir varias tablas en una y la coloca en un objeto <code>hydromet_compact</code>
<code>hm_mutate</code>	crea, modifica y remueve columnas de un slot
<code>hm_name</code>	modifica los nombres de las columnas de un slot
<code>hm_plot</code>	grafica las variables hidro-meteorológicas de manera estática o dinámica
<code>hm_report</code>	obtiene estadísticas básicas y periodos con datos faltantes
<code>hm_set</code>	asigna (meta)datos a un objeto <code>hydromet</code>
<code>hm_show</code>	muestra el encabezado o cola de las tablas dentro de un objeto
<code>hm_subset</code>	recorta los datos de una tabla

dinámica y estática, modificación de las series, resúmenes estadísticos, entre otros.

En la tabla 2.2 doy una lista completa acompañada con una breve descripción.

Con el objetivo de hacer el paquete más amigable con el usuario, todos los métodos para la manipulación de los objetos siguen la siguiente sintaxis `hm_accion`. Donde la primer palabra indica la superclase (`hydromet`) y la segunda la acción. Desde el comienzo el usuario sabe que todos los métodos que se circunscriben alrededor de las clases `hydromet` comienzan con `hm_`.

## 2. *hydrotoolbox*

A pesar de que el lector encontrará más detalles y ejemplos sobre cada uno de los métodos en Toum (2021b), hay dos de ellos sobre los que haré una breve descripción: `hm_plot()` y `hm_mutate()`. El primero permite obtener gráficos clase `ggplot2` y `plotly` desde un mismo comando (Sievert 2020; Wickham 2016). El segundo de los métodos, `hm_mutate()`, permite el uso de funciones propias para manipular los datos. Si bien el paquete provee una serie de funciones requeridas con frecuencia en hidrología (*e.g.*: remoción de saltos, media móvil, interpolación, fijación de umbrales), resulta imposible cubrir todos los requerimientos de los futuros usuarios.

## 2.3. Casos de estudio

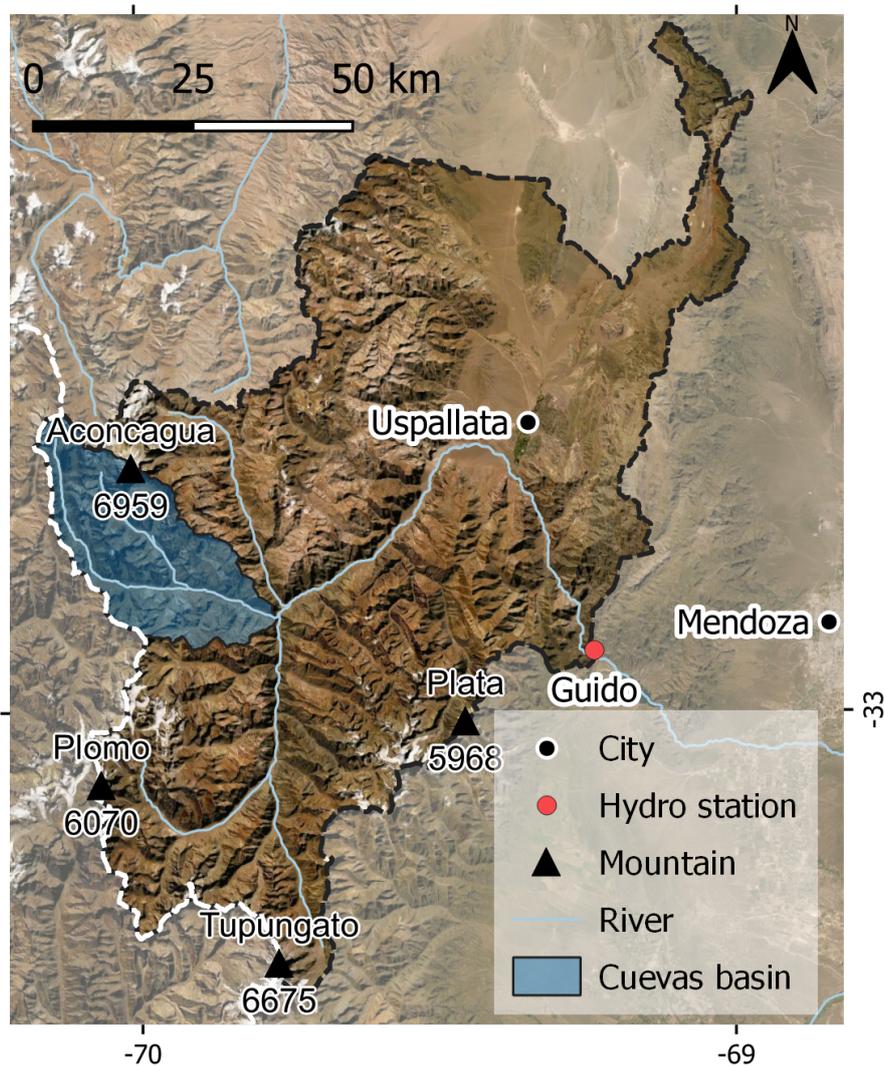
### 2.3.1. La estación hidro-meteorológica Guido en la cuenca del río Mendoza (Argentina)

El Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH) de Argentina, provee libre acceso a la mayor base de datos hidro-meteorológicos del país. En las siguientes líneas ilustro cómo trabajar con una estación ubicada en la cuenca superior del río Mendoza (1408 *msnm* - figura 2.2), zona con un área de  $\sim 7110 \text{ km}^2$  que provee de agua potable a la zona geográfica más populosa de la provincia de Mendoza (cerca del 60% de la población).

La estación en cuestión se llama Guido, y registra datos hidro-meteorológicos (caudales medios diarios, temperaturas del aire, humedad relativa, velocidad del viento, entre otros) desde 1956, siendo una de las más antiguas del SNIH. Como caso de estudio propongo lo siguiente:

- obtener estadísticas básicas de la serie de caudales medios diarios y visualizarla.
- suavizar la serie.
- remover periodos dudosos.
- graficar los resultados.
- agregar la serie a sus valores medios mensuales.

## 2. hydrotoolbox



**Figura 2.2:** Cuenca del río Mendoza. En la figura se muestran la estación hidrometeorológica Guido, la subcuenca del río Cuevas (azul), ríos, ciudades y cerros principales.

Como primer paso voy a cargar los datos originales en una `hydromet_station` llamada `guido`,

```
library(hydrotoolbox)

# directorio a la base de datos del paquete
path <- system.file("extdata", package = "hydrotoolbox")

# creo estación
guido <-
```

## 2. hydrotoolbox

```
hm_create() %>%
  hm_build(bureau = "mnemos", path = path,
           file_name = "mnemos_guido.xlsx",
           slot_name = c("qd", "evap", "tair",
                        "tmax", "tmin", "wspd"),
           by = c("day", "day", "6 hour",
                 "day", "day", "6 hour"),
           out_name = c("q(m3/s)", "evap(mm)", "tair",
                       "tmax", "tmin", "wspd(km/hr)") )
```

luego de ejecutar estas líneas el lector va a tener a disposición un objeto que contiene un `data.frame` para cada variable. El método `hm_build()` rellena las fechas sin registro con `NA_real_` y remueve los registros duplicados de manera automática. Esta función permite la lectura automática de los datos provenientes de las siguientes agencias: AIC, SNIH, CR2 e IANIGLA. En el ejemplo que antecede use el archivo de salida Mnemos II, un software que usa el personal del SNIH para manejar su propia base de datos. El lector encontrará en la documentación y viñetas del paquete ejemplos para cada una de las bases de acceso libre.

Para visualizar los `slot(variables)` con datos,

```
# muestro variables con datos
```

```
guido %>%
```

```
  hm_show()
```

```
## $qd
```

```
##      date q(m3/s)
```

```
## 1 1956-07-01      17
```

```
## 2 1956-07-02      17
```

```
## 3 1956-07-03      17
```

```
## 4 1956-07-04      18
```

```
## 5 1956-07-05      19
```

```
## 6 1956-07-06      17
```

2. *hydrotoolbox*

##

## \$wspd

##                    date   wspd(km/hr)

## 1 1967-03-18 09:00:00        18

## 2 1967-03-18 15:00:00        NA

## 3 1967-03-18 21:00:00        NA

## 4 1967-03-19 03:00:00        NA

## 5 1967-03-19 09:00:00        NA

## 6 1967-03-19 15:00:00        NA

##

## \$evap

##                    date   evap(mm)

## 1 1993-09-01        -999

## 2 1993-09-02        -999

## 3 1993-09-03        4

## 4 1993-09-04        2

## 5 1993-09-05        2

## 6 1993-09-06        2

##

## \$tair

##                    date   tair

## 1 1965-01-02 09:00:00    16

## 2 1965-01-02 15:00:00    30

## 3 1965-01-02 21:00:00    30

## 4 1965-01-03 03:00:00    NA

## 5 1965-01-03 09:00:00    18

## 6 1965-01-03 15:00:00    24

##

## \$tmax

##                    date   tmax

## 2. hydrotoolbox

```
## 1 1965-01-01 24
## 2 1965-01-02 31
## 3 1965-01-03 30
## 4 1965-01-04 NA
## 5 1965-01-05 31
## 6 1965-01-06 30
##
## $tmin
##      date tmin
## 1 1965-01-01 12
## 2 1965-01-02 11
## 3 1965-01-03 11
## 4 1965-01-04 NA
## 5 1965-01-05 13
## 6 1965-01-06 11
```

Otra característica deseable cuando se trabaja con un paquete como `hydrotoolbox` es poder obtener un reporte de las estadísticas básicas y de los periodos sin datos de manera expeditiva. Para ello, el paquete provee con función `hm_report()`.

```
# obtengo resumen estadístico de los
```

```
# caudales medios diarios
```

```
guido %>%
```

```
  hm_report(slot_name = "qd")
```

```
## $stats
```

```
##      date  q(m3/s)
```

```
## min 1956-07-01 8.00000
```

```
## max 2020-06-30 401.00000
```

```
## mean <NA> 44.47951
```

```
## sd <NA> 36.53992
```

```
##
```

## 2. *hydrotoolbox*

```
## $miss_data
## $miss_data$q(m3/s)
##      first      last time_steps
## 1 1962-09-01 1962-09-30         30
## 2 1970-02-13 1970-02-14          2
## 3 1976-06-22 1976-07-31         40
## 4 1985-06-01 1985-06-30         30
## 5      <NA>      <NA>        102
```

Este tipo de información puede combinarse con paquetes como `xtable` (Dahl y col. 2019) con el fin de exportar estos resúmenes a tablas ya formateadas.

Una parte esencial del trabajo de pre y post procesamiento de datos es su visualización, no sólo con el fin de generar gráficos elegantes para comunicar resultados sino también para analizar las series de forma dinámica; `hydrotoolbox` puede realizar ambas tareas con un método: `hm_plot()` permite graficar varias series al mismo tiempo, etiquetar los ejes, definir colores, grosores, tipo y transparencia de líneas, entre otros:

```
# grafico la descarga de forma dinámica
guido %>%
  hm_plot(slot_name = "qd", col_name = list( "q(m3/s)" ),
          interactive = TRUE,
          line_color = "dodgerblue",
          y_lab = "Q(m3/s)" )
```

Para esta serie en particular (caudales de estiaje) persiste un ruido producto de la oscilación natural que el limnógrafo registra; además, la incertidumbre asociada a la curva de calibración es mayor que esta oscilación. Una posible solución (aunque no la única) consiste en suavizar la serie aplicando una media móvil. Para ello el paquete ofrece `hm_mutate()`, método que puede combinarse con la función `mov_avg()`. En este ejemplo, luego de aplicar la media móvil remuevo algunos periodos con registros dudosos (quedan con `NA_real_`).

## 2. hydrotoolbox



**Figura 2.3:** Ejemplo (captura de pantalla) de un gráfico dinámico que muestra el hidrograma del río Mendoza para dos años. El lector puede analizar la serie completa de manera interactiva (desde 1956 hasta el 2020). Cuando el argumento `interactive` es `TRUE`, el método devuelve un objeto `plotly`.

```
# suavizo la serie
guido <-
  guido %>%
    hm_mutate(slot_name = "qd", FUN = mov_avg,
              k = 3, out_name = "q_smooth")

# remuevo periodos dudosos
guido <-
  guido %>%
    hm_mutate(slot_name = "qd", FUN = set_value,
              col_name = "q_smooth", out_name = "q_set",
              value = rep(NA_real_, 2),
              from = c("1965-08-09", "1974-06-26"),
              to = c("1965-08-25", "1974-07-04") )
```

Luego de ejecutar estas sentencias, tenemos la serie original y las modificadas en la misma tabla.

## 2. hydrotoolbox

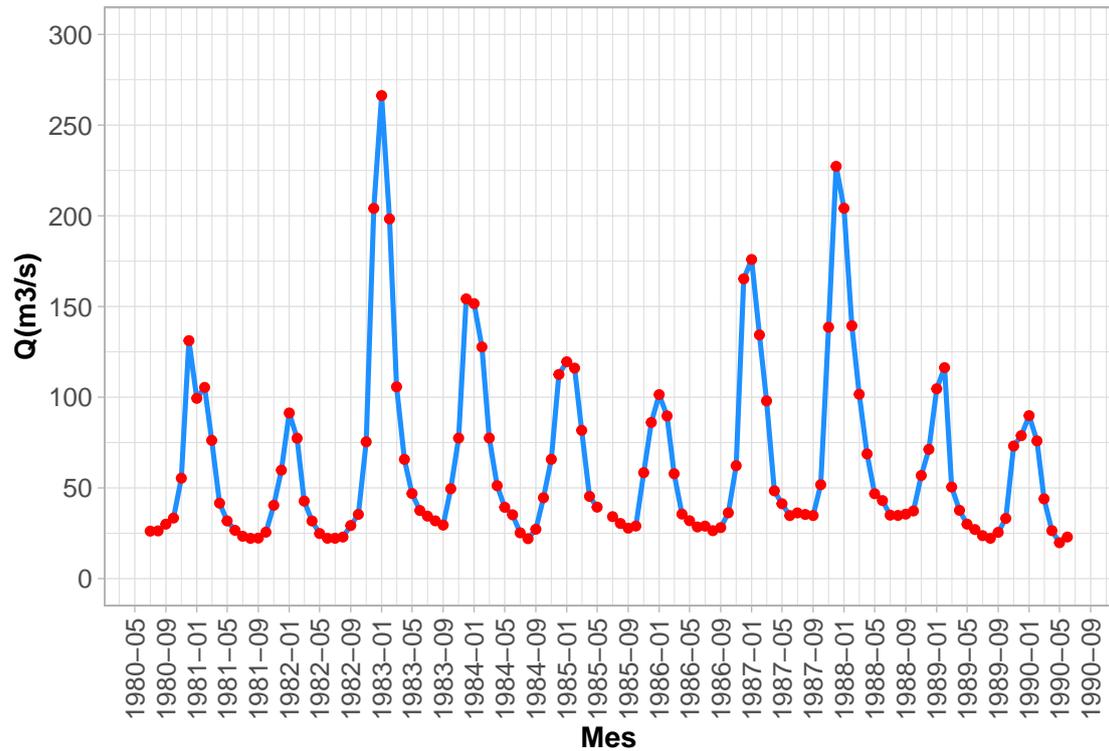
Para finalizar nuestro cómo agregar temporalmente esta serie (a resolución mensual) y cómo obtener un objeto `ggplot2`.

```
# agrego los caudales medios diarios
# a caudales medios mensuales
guido <-
  guido %>%
  hm_agg(slot_name = "qd", col_name = "q_set",
        fun = "mean",
        period = "monthly",
        out_name = "q_mean",
        relocate = "qm" )

# grafico un objeto ggplot2
gg_hm <-
  guido %>%
  hm_plot(slot_name = "qm",
        col_name = list( c("q_mean") ),
        line_color = "dodgerblue",
        line_size = 1,
        y_lab = "Q(m3/s)", x_lab = "Mes",
        legend_lab = "Mendoza River",
        from = "1980-07-01", to = "1990-06-30")

# ajusto la apariencia del gráfico
gg_out <-
  gg_hm +
  geom_point(col = "red") +
  theme_light() +
  scale_x_date( date_breaks = "4 month", date_labels = "%Y-%m" ) +
  scale_y_continuous(breaks = seq(0, 300, 50), limits = c(0, 300) ) +
```

## 2. hydrotoolbox



**Figura 2.4:** Caudal medio mensual en Guido. El usuario puede tomar ventaja de la sintaxis directa de `hydrotoolbox` para obtener objetos `ggplot2`, y luego combinar el resultado con las muchas otras opciones que este paquete ofrece.

```
theme(axis.text = element_text(size = 11),  
      axis.title.x = element_text(size = 12, face = "bold"),  
      axis.text.x = element_text(angle = 90, vjust = 0.5),  
      axis.title.y = element_text(size = 12, face = "bold"),  
      plot.title = element_text(size = 14, face = "bold"),  
      plot.subtitle = element_text(size = 12, face = "bold" ),  
      legend.title = element_blank(),  
      legend.position = "none",  
      legend.text = element_blank() )
```

gg\_out

### 2.3.2. Post procesamiento de salidas provenientes de un modelo hidrológico

En este segundo y último caso de estudio muestro cómo usar el paquete para el post procesamiento de series provenientes de un modelo hidrológico (capítulo 3). A modo de ejemplo ilustro cómo adecuar la simulación del balance de masa glaciar para la cuenca del río Cuevas (Mendoza – Argentina – figura 2.2). Cabe destacar que estas salidas podrían provenir de: modelos climáticos, productos de reanálisis o de cualquier otra fuente que genere como salida series de tiempo.

Con el objeto de reciclar funciones y paquetes existentes, vamos a combinar el método `hm_mutate()` con la función `mutate()` del paquete `dplyr` (Wickham y col. 2021). Ésta permite adicionar nuevas columnas (o variables) preservando las existentes.

El balance de masa acumulado ha sido previamente cargado en un objeto de clase `hydromet_compact` (el lector puede descargar el archivo desde este [enlace](#)), pero las unidades están en  $[mmae]$  y es necesario graficarlas en  $[mea]$ .

El siguiente *script* muestra cómo se puede construir, en dos pasos, un gráfico listo para publicar (figura 2.5). Este ejemplo sencillo sugiere que `hydrotoolbox` no sólo es una herramienta para el manejo de series hidro-meteorológicas sino que además es útil para el pre y post procesamiento de datos relacionados con la modelización numérica.

```
# combino la función mutate() con hm_mutate()
library(dplyr)

# uso el balance de masa acumulado para la cuenca
# del río Cuevas
cuevas_mb <- readRDS(file = "./hydrotoolbox_data/cuevas_mb.rds" )

cuevas_mb <-
  cuevas_mb %>%
  hm_mutate(slot_name = "compact", FUN = mutate,
            `bm_cum(m we)` = round( cumsum(cuevas) / 1000, 2 ),
```

## 2. hydrotoolbox

```
        .keep = "all"
      )

# grafico con hm_plot()
gg_out <-
  cuevas_mb %>%
  hm_plot(slot_name = "compact",
          col_name = list("bm_cum(m we)"),
          line_color = "red3",
          line_size = 1,
          x_lab = "Año", y_lab = "BM (m ea)" )

  # adecuo la figura
gg_out +
  geom_point(col = "blue") +
  geom_hline(yintercept = 0) +
  theme_light() +
  scale_x_date( date_breaks = "2 year", date_labels = "%Y" ) +
  scale_y_continuous(breaks = seq(-5, 5, 0.5), limits = c(-5, 5) ) +
  theme(axis.text = element_text(size = 11),
        axis.title.x = element_text(size = 12, face = "bold"),
        axis.text.x = element_text(angle = 90, vjust = 0.5),
        axis.title.y = element_text(size = 12, face = "bold"),
        plot.title = element_text(size = 14, face = "bold"),
        plot.subtitle = element_text(size = 12, face = "bold" ),
        legend.title = element_blank(),
        legend.position = "none",
        legend.text = element_blank() )
```

## 2. hydrotoolbox

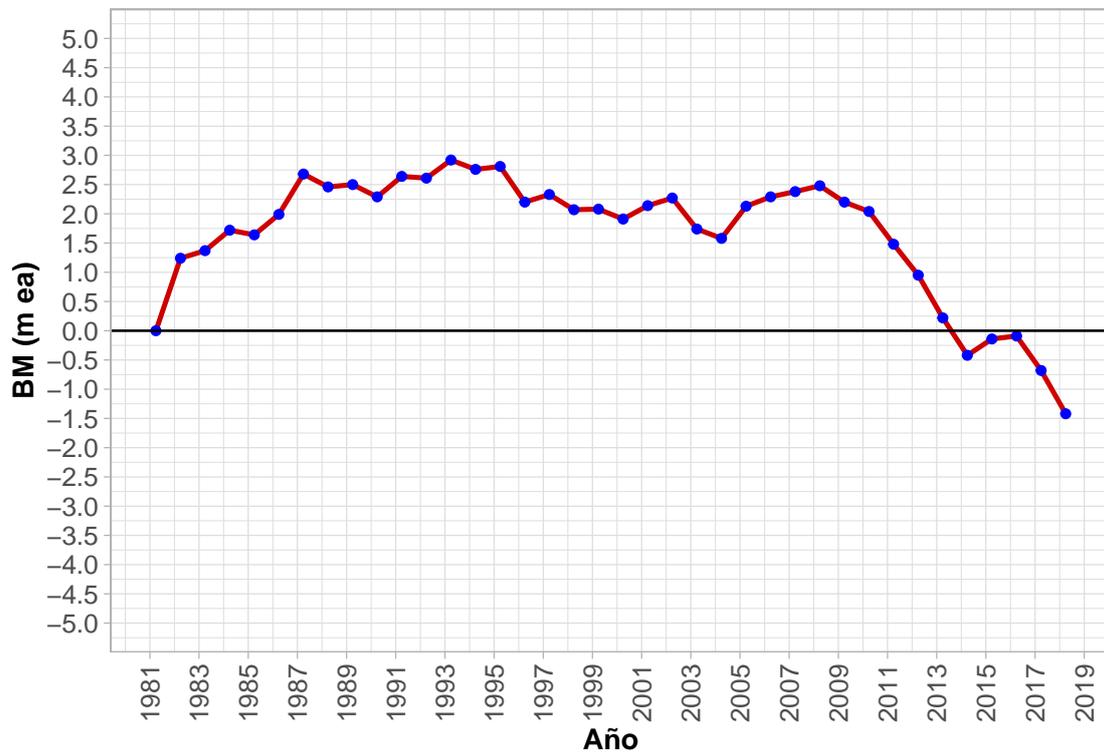


Figura 2.5: Balance de masa glaciar acumulado para la cuenca del río Cuevas.

## 2.4. Discusión

La comunidad del lenguaje R ha realizado importantes avances en el desarrollo de paquetes hidrológicos. La mayor parte de ellos se enfocan en la descarga de bases de datos provenientes del hemisferio norte. Por su parte, `hydrotoolbox` posee herramientas específicas para la lectura de datos provenientes de Argentina y Chile. Lamentablemente, según es mi conocimiento todavía no existen reservorios abiertos que permitan adecuar funciones o métodos para la descarga automática de estas bases. Si bien el paquete posee métodos y funciones específicas para trabajar con estos datos, su diseño es de aplicación general. Es decir que cada usuario puede adaptar la funcionalidad de descarga y lectura de sus datos con este paquete. A modo de ejemplo, las viñetas de `hydrotoolbox` muestran cómo combinarlo con dos paquetes que se especializan en la descarga de datos provenientes de Canadá (`vignette(topic = "tidyhydat_can", package = "hydrotoolbox")`) y `vignette(topic = "weathercan_can", package = "hydrotoolbox")`- Albers (2017);

## 2. *hydrotoolbox*

LaZerte y col. (2018)).

Existen al menos dos paquetes disponibles en el repositorio CRAN que poseen algunas funcionalidades similares a *hydrotoolbox*: *hyfo* y *hydroTSM* (Xu 2020; Zambrano-Bigiarini 2020). El primero de ellos fue diseñado como parte del proyecto Europeo EUPORIAS, y se centra en el procesamiento y visualización de datos para trabajos hidrológicos y de pronóstico del tiempo. Por lo tanto, su autor diseñó las funciones del paquete para que pudiesen procesar datos espaciales (*e.g.*: NetCDF) en contraste con *hydrotoolbox* que se centra en datos provenientes de estaciones hidro-meteorológicas. *hyfo* ofrece como herramienta de visualización las salidas de *ggplot2*, paquete diseñado para publicar gráficos pero no para analizar de forma interactiva las series.

Por otro lado *hydroTSM* está orientado a tareas relacionadas con la modelización. Este paquete está diseñado bajo el paradigma de programación funcional (funciones S3), característica común en muchos otros paquetes de R; creo que la programación orientada a objetos (encapsulada o funcional) es el mecanismo por excelencia para lidiar con la complejidad manteniendo las cosas simples para el usuario. Además, este paradigma otorga mayor robustez a *hydrotoolbox* en el siguiente sentido:

- a. Como existen métodos específicos para manipular objetos ya estructurados, es menos propenso a que el usuario cometa errores.
- b. Los objetos y las modificaciones que el usuario haga sobre ellos perduran en el tiempo en un mismo objeto, evitando la multiplicidad de versiones.
- c. Una vez incorporados los datos, es fácil acceder y visualizar la su información. Además los objetos permiten guardar metadatos, característica deseable cuando se trabaja con estaciones meteorológicas y con datos relacionados con la modelización numérica.
- d. Permite definir nuevos métodos y objetos de manera sencilla, lo que permite seguir ampliando el alcance del paquete.

## 2. *hydrotoolbox*

Si bien `hyfo` y `hydroTSM` se solapan en cuanto al pre y post procesamiento de datos para la modelización con `hydrotoolbox`, ninguno de estos paquetes (ni de los mencionados con anterioridad) cubren de forma explícita el manejo de datos provenientes de estaciones hidro-meteorológicas.

A pesar de que existen software similares y de uso común en reparticiones relacionadas con el manejo de series hidro-meteorológicas (*e.g.*: DIMS, Mnemos), los mismos son privativos. `hydrotoolbox` es una herramienta de acceso libre y de código abierto, características deseables no sólo desde el punto de vista de la investigación sino también desde la práctica hidrológica, ya que le permite a los usuarios conocer fehacientemente cómo están contruidos los métodos con los que toman decisiones e incluso proponer mejoras. Esto le da transparencia y seguridad a los procesos de toma de decisiones y de diseño hidrológico, además le permite ahorrar dinero en licencias a reparticiones de países emergentes (Ceola y col. 2015; Hutton y col. 2016).

Es posible que el lector haya usado el antiguo paquete `hydroToolkit`, una primer versión de `hydrotoolbox` que decidí reformar luego de usarlo en un proyecto de gran envergadura. Me di cuenta que las cinco subclases originales se podían reducir a dos, facilitando no sólo su uso sino también su mantenimiento a mediano y largo plazo. Además, decidí mejorar varios de sus métodos (*e.g.*: el de visualización) que estaban acotados en funcionalidad; para elaborar la sintaxis de las funciones, métodos y sus argumentos seguí las sugerencias del documento *The tidyverse style guide*, acomodando el paquete a los nuevos estándares usados sugeridos por comunidad de programadores de R.

## 2.5. Conclusiones

`hydrotoolbox` es novedoso dentro de la comunidad hidrológica de R, ya que está específicamente diseñado para trabajar con registros de estaciones hidro-meteorológicas. Además da la posibilidad de usarlo para el pre/post procesamiento de datos relacionados con la modelización hidrológica con objetos diseñados bajo el paradigma de POO. El paquete permite visualizar los datos de manera dinámica

## 2. *hydrotoolbox*

(`plotly`) o estática (`ggplot2`) mediante el método `hm_plot()`; además permite utilizar funciones provenientes de otros paquetes o creadas por el propio usuario a través del método `hm_mutate()`.

Mostré dos ejercicios breves que persiguen objetivos disímiles: procesar los registros de una estación meteorológica y preparar las salidas de un modelo hidrológico para comunicar sus resultados. El lector podrá encontrar ejemplos más completos y variados en la documentación del paquete y en sus viñetas.

Como mencioné, `hydrotoolbox` está diseñado para ir incorporando mejoras. Una funcionalidad interesante de agregar sería la de visualizar la posición geográfica de las estaciones (accediendo a los metadatos) en un mapa interactivo. Sobre este mapa, el usuario podría visualizar y comparar series. Esta podría lograrse haciendo uso del paquete `leaflet` (Cheng y col. 2021), una librería escrita originalmente en JavaScript para realizar mapas interactivos. Con el objetivo de extender su funcionalidad, podrían incluirse nuevas clases y métodos para el procesamiento de datos de campo provenientes de las campañas de balance de masa glaciario, actividad íntimamente relacionada con el estudio del ciclo hidrológico en regiones frías como los Andes de Argentina y Chile.

# 3

## El modelo hidrológico HBV.IANIGLA (v 0.2.1)

### Contenido

---

<b>Resumen</b> . . . . .	<b>33</b>
<b>3.1. Introducción</b> . . . . .	<b>34</b>
<b>3.2. El modelo HBV.IANIGLA</b> . . . . .	<b>37</b>
3.2.1. El modelo HBV . . . . .	37
3.2.2. Filosofía detrás del modelo . . . . .	37
3.2.3. Módulos y ecuaciones . . . . .	39
3.2.4. Tiempos computacionales . . . . .	47
<b>3.3. Casos de estudio</b> . . . . .	<b>48</b>
3.3.1. Cuenca sintética totalmente agregada . . . . .	48
3.3.2. Balance de masa glaciar semi-distribuido . . . . .	52
<b>3.4. Conclusiones</b> . . . . .	<b>61</b>

---

### Resumen

Durante los últimos 40 años, el modelo hidrológico HBV (*Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*) ha sido uno de los más utilizados alrededor del mundo por su robustez y sencillez. A pesar de estas ventajas, las versiones disponibles imponen algunas limitaciones para estudios en cuencas montañosas cuya escorrentía está dominada por el deshielo: no hay un módulo glaciar, el número de bandas de

### 3. *HBV.IANIGLA*

elevación es acotado, las rutinas no son modulares, entre otras. En este capítulo presento el paquete *HBV.IANIGLA*, una herramienta para estudios hidroclimáticos en regiones con topografía accidentada y/o dominada por procesos criosféricos. La presente, es una versión extendida del modelo HBV para el lenguaje R y según mi conocimiento es la primera en ser modular. Esta característica puede ser muy útil para enseñar modelización hidrológica, ya que ofrece la posibilidad de construir un modelo personalizado, de código abierto que se adapta a las necesidades de alumnos y usuarios.

#### **Artículo publicado:**

Toum, Ezequiel y col. (2021). *The HBV.IANIGLA Hydrological Model*. En: The R Journal. doi: 10.32614/RJ-2021-059. url: <https://journal.r-project.org/archive/2021/RJ-2021-059/index.html>.

## **3.1. Introducción**

La modelización hidrológica es ampliamente usada por ingenieros, geógrafos, geólogos e investigadores interesados en pronosticar el escurrimiento de un río o el efecto de la temperatura en el manto nival, entre muchos otros procesos hidrológicos.

En 1972 el Instituto de Meteorología e Hidrología de Suecia (SMHI - *Swedish Meteorological and Hydrological Institute*) realizó la primera simulación exitosa del modelo HBV. Éste fue desarrollado con el objeto de pronosticar el escurrimiento de los ríos de ese país para la generación de energía hidroeléctrica (Bergström y col. 2015). Al día de la fecha, se han desarrollado versiones varias del modelo: HBV-ETH (Suiza - Braun y col. (1992)), HBV-Light (Suiza - Seibert y col. (2012)), HBV-D (Alemania - Krysanova y col. (1999)), HBV-CE (Canadá - Stahl y col. (2008)), TUWmodel (Austria - Viglione y col. (2016)), entre otros. Dentro de las versiones libres (HBV-Light y TUWmodel) ninguna presenta el modelo de forma modular, característica que le permite al usuario construir su propio modelo.

### 3. *HBV.IANIGLA*

Si bien el HBV-Light ofrece al usuario una parametrización para simular la dinámica glaciaria (Seibert y col. 2018), ésta aplica (por la propia construcción de esa versión del modelo) a todos los glaciares de la cuenca al mismo tiempo (el modelo concibe todos los cuerpos de hielo *como si fuesen uno*). Este supuesto no se condice con las hipótesis originales planteadas por Huss y col. (2010) para esta parametrización.

Buytaert y col. (2008) identificaron algunos pre-requisitos para el desarrollo de modelos hidrológicos:

1. *Accesibilidad* para reproducir los resultados experimentales.
2. *Modularidad* como elemento clave para el desarrollo de nuevos modelos *ad-hoc*, lo que permite evaluar aspectos varios del ciclo hidrológico así como proponer mejoras.
3. *Portabilidad* de manera que el modelo pueda ejecutarse en distintos sistemas operativos.
4. *De código abierto* como requisito científico fundamental. Esto permite que los usuarios puedan revisar, corregir y sugerir mejoras al modelo.

Slater y col. (2019) destacaron algunos de los paquetes fundamentales dentro del lenguaje R para la modelización hidrológica: `TUWmodel` es una versión del modelo HBV escrita originalmente en Fortran (Viglione y col. 2016); `topmodel` y `dynatopmodel` son las versiones en R de los modelos semi-distribuidos TOPMODEL y Dynamic TOPMODEL (Buytaert 2018; Metcalfe y col. 2015); `airGR` (Coron y col. 2017, 2020) incluyen varios modelos lluvia-escorrentía conceptuales, un modelo para la simulación de la acumulación y derretimiento nival y funciones asociadas para la calibración y evaluación del modelo; por último, `hydromad` (Andrews y col. 2011) proporciona un marco para la modelización del balance hídrico a escala de cuenca y posterior tránsito de la escorrentía generada.

De los modelos mencionados, sólo `airGR`, `hydromad` y `TUWmodel` incorporan una rutina de nieve para simular los procesos de acumulación y fusión (modelo índice

### 3. *HBV.IANIGLA*

de temperatura), pero ninguno posee rutinas para tener en cuenta el balance de masa glaciar. Por otro lado, el paquete `glacierSMBM` (Groos y col. 2017) permite modelizar el balance de masa superficial glaciar de forma distribuida, pero fue diseñado para trabajar sólo con un glaciar y se ejecuta usando como malla una grilla rectangular, dos aspectos que limitan su aplicabilidad a escala de cuenca.

El paquete `HBV.IANIGLA` (Toum 2021a; Toum y col. 2021) fue diseñado con el objeto de ofrecer una versión modular del modelo HBV, que además permite simular el balance de masa superficial de glaciares descubiertos y cubiertos por detritos. Esta característica es fundamental para la modelización del ciclo hidrológico en regiones frías como la cordillera de los Andes (Masiokas y col. 2020).

El principal objetivo de este capítulo es presentar la estructura del `HBV.IANIGLA` como una guía práctica para su uso. El resto del cuerpo está organizado de la siguiente manera:

- en la siguiente sección describo la filosofía de diseño detrás del modelo HBV y justifico el uso de la aproximación modular. Luego presento los módulos (con esquemas conceptuales) y ecuaciones del `HBV.IANIGLA`. Esta sección termina con un pequeño estudio acerca de los tiempos computacionales que el modelo demanda, arista fundamental para los análisis de sensibilidad y de incertidumbre.
- luego de la sección metodológica, me enfoco en dos ejemplos: una cuenca sintética y un balance de masa glaciar. El lector encontrará mayor cantidad de ejemplos reproducibles en las viñetas que acompañan al paquete (`vignette(package = "HBV.IANIGLA")`).
- para finalizar, condenso los puntos más importantes de la presente versión del paquete y propongo futuras mejoras.

## **3.2. El modelo HBV.IANIGLA**

### **3.2.1. El modelo HBV**

El HBV se ha usado durante los últimos 40 años en estudios hidrológicos varios alrededor del mundo (Bergström y col. 2015). Este modelo requiere pocos datos de entrada (temperatura del aire, precipitación y evapotranspiración potencial), característica que lo vuelve apropiado para estudios en regiones con escasez de datos como los Andes del Sur; además sus ecuaciones han sido documentadas por otros autores (Parajka y col. 2008; Seibert y col. 2012; Stahl y col. 2008), aspecto que facilita escribir nuevas rutinas y mejorar o modificar ecuaciones existentes. Además se trata de un modelo de tipo conceptual con relativamente pocos parámetros para calibrar.

HBV.IANIGLA no sólo simula la partición de la precipitación en nieve y lluvia, la acumulación y derretimiento nival, la evaporación y el escurrimiento del río, sino que también incorpora un módulo para simular el balance de masa superficial de glaciares cubiertos y descubiertos, y una rutina para transitar el agua que se derrite en estos cuerpos de hielo. Además diseñé el paquete de forma modular, permitiéndole a los usuarios construir su propio modelo. Según es mi conocimiento, esta es la primer versión del HBV en combinar estas dos características.

### **3.2.2. Filosofía detrás del modelo**

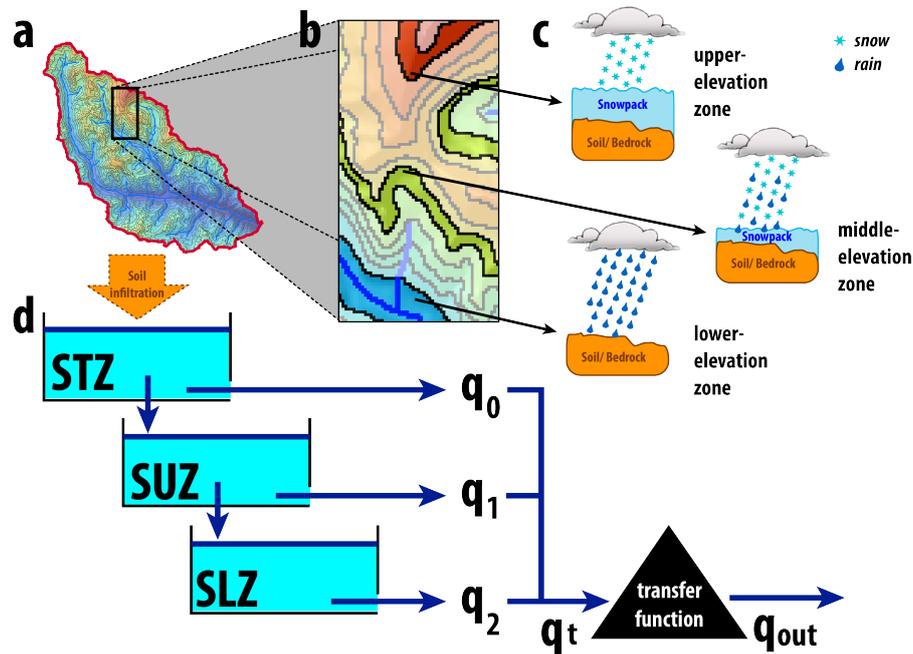
De acuerdo a Bergström y col. (2015), el modelo HBV estuvo inspirado en los trabajos desarrollados por Nash y col. (1970), O'Connell y col. (1970) y Mandeville y col. (1970) a comienzos de los años 70'. Como mencioné con anterioridad el objetivo del modelo siguió un criterio operativo: pronosticar el caudal de los ríos de Suecia para que la industria eléctrica pudiese usarlos como información de entrada. Este requisito direccionó sus características: no debía ser demasiado complejo; los datos de entrada debían adaptarse a la información meteorológica estándar de Suecia; el número de parámetros libres debía ser el menor posible; debía ser fácil de utilizar.

### 3. *HBV.IANIGLA*

Las características antes mencionadas y las lecciones aprendidas durante dos décadas (Bergström 1991) decantaron en un modelo hidrológico compuesto por cuatro rutinas: **(1)** un modelo índice de temperatura que incluía un algoritmo para particionar la precipitación; **(2)** una rutina de suelo con un algoritmo no lineal y empírico para computar las abstracciones, la evaporación actual y las condiciones antecedentes de humedad; **(3)** un modelo de reservorios para simular el efecto de almacenamiento a escala de cuenca; y **(4)** una función de transferencia para lograr la sincronización fina entre el hidrograma simulado y el observado.

En la actualidad, el modelo no sólo ha sido utilizado operativamente sino que ha tenido campo fértil también en la investigación científica: Konz y col. (2010) usaron la versión HBV-Light en tres cuencas alpinas de Austria y Suiza para demostrar la importancia de los balances de masa glaciar al momento de acotar la incertidumbre paramétrica en modelos conceptuales como el HBV; Ali y col. (2018) también aplicaron el HBV-Light para evaluar los posibles efectos del cambio climático en el escurrimiento del río Hunza, cuenca ubicada en el cordón montañoso del Karakoram (Pakistán) y dominada por la fusión nivo-glaciar; Finger y col. (2015) compararon el desempeño de simulaciones de complejidad creciente del modelo con mediciones de balance de masa glaciar y caudal a la salida de tres cuencas suizas; Stahl y col. (2008) usaron la versión HBV-CE para estimar la sensibilidad del escurrimiento del río ante diferentes escenarios de cambio climático en una zona de la Columbia Británica, Canadá; Staudinger y col. (2017) estudiaron la variación del almacenamiento de agua con respecto a la elevación de 21 cuencas alpinas y pre-alpinas en Suiza usando cuatro métodos: análisis de balance hídrico, análisis de la curva de recesión de caudales, calibración con el modelo HBV, y calibración de un modelo que separa el hidrograma mediante una función de transferencia usando mediciones de isótopos estables; en otra interesante aplicación, Ren y col. (2018) combinaron el modelo HBV con redes neuronales bayesianas con el objeto de mejorar los pronósticos de caudales estacionales (suministro de agua) en la cuenca del río Yarkant, Asia Central. Es decir, que se puede considerar al HBV como una herramienta ampliamente utilizada y que además posee una comunidad de usuarios diversa y dinámica.

### 3. HBV.IANIGLA



**Figura 3.1:** Ejemplo del acople modular del modelo en una cuenca de montaña. Para simular la acumulación y derretimiento de la nieve, la cuenca se discretizó en bandas altitudinales (a y b). Cada uno de estos polígonos contiene un módulo nival y otro de suelo (c), luego la infiltración efectiva del suelo se pondera en función al área relativa del polígono respecto al de la cuenca y pasa a los reservorios (d). Para finalizar, el ajuste temporal entre el caudal simulado y el observado se calibra mediante una función de transferencia triangular. **STZ:** *Storage Top Zone*; **SUZ:** *Storage Upper Zone*; **SLZ:** *Storage Lower Zone*.

#### 3.2.3. Módulos y ecuaciones

Los modelos hidrológicos se basan sobre el entendimiento acerca de los procesos que dominan el escurrimiento en una cuenca. Este conocimiento es el que direcciona las ecuaciones que se van a usar y guía la construcción de un modelo conceptual (Beven 2012). En el HBV.IANIGLA tanto las ecuaciones como el código están dentro del paquete, pero el usuario tiene la posibilidad de decidir cómo discretizar la cuenca o el glaciar (en términos del tipo de suelo y la agregación espacial) y cómo ensamblar los distintos módulos. Esta decisión debería estar guiada por el objetivo del proyecto, el conocimiento acerca de los procesos hidrológicos dominantes en la escala de trabajo elegida, y por la disponibilidad de datos (no sólo para correr el modelo sino también para evaluar sus resultados).

En las siguientes líneas describo los módulos que deben ser acoplados para construir

### 3. HBV.IANIGLA

un modelo hidrológico completo. El usuario notará que el paquete contiene tres funciones más: `PET`, `Precip_model` y `Temp_model`. La primera de estas funciones contiene un modelo de evapotranspiración potencial simple y directo para calcular una de las variables de entrada de la rutina de suelo. Sin embargo, para aplicaciones del mundo real recomiendo el uso del paquete especializado `Evapotranspiration` (Guo y col. 2020). Las dos funciones restantes son modelos lineales para extrapolar registros de temperatura del aire y de precipitación. En el manual del paquete el lector encontrará información más detallada sobre estas rutinas.

#### Modelo nivo-glaciar - `SnowGlacier_HBV()`

La precipitación es considerada como lluvia o nieve, dependiendo de la temperatura del aire medida por encima o por debajo de cierto umbral  $T_r$  ( $^{\circ}C$ ),

$$\begin{aligned} P_{rain} &= P & \text{si } T_{air} > T_r \\ P_{snow} &= P * SF CF & \text{si } T_{air} \leq T_r \end{aligned} \tag{3.1}$$

Luego de la partición, la nieve precipitada puede ser corregida mediante un parámetro ( $SF CF$ ) para contemplar el efecto de sub-acumulación que presentan los totalizadores durante eventos con nevadas. La función utiliza un modelo índice de temperatura para simular tanto el derretimiento nival como el glaciar. Este tipo de aproximación ha sido empleada en diversos estudios hidrológicos y glaciológicos, por lo que existen diversas formulaciones (Braun y col. 1992; Hock 2003; Seibert y col. 2012). La formulación índice de temperatura está basada en la fuerte correlación que existe entre el retroceso de la línea de nieve y los valores de temperatura acumulada por encima de cierto umbral (alrededor de los  $0^{\circ}C$ ), a pesar de esto, algunos autores han propuesto formulaciones más complejas (*e.g.*: HBV-Light adiciona al modelo clásico un parámetro que contempla el recongelamiento del agua derretida y otro para tener en cuenta la capacidad de retención de agua de la nieve) o incluso le han adicionado un término que incluye la radiación de onda corta (Pellicciotti y col. 2005); sin embargo, esta formulación empírica debería ser parsimoniosa para evitar problemas de sobreparametrización (Kirchner 2006).

### 3. HBV.IANIGLA

$$Melt = (T_{air} - T_t) * f_x \quad si \quad T_{air} > T_t \quad (3.2)$$

donde  $T_{air}$  es la temperatura del aire registrada o estimada,  $T_t$  es la temperatura umbral de derretimiento y  $f_x$  es una expresión genérica para los factores de derretimiento nival o glaciar.

Cualquiera sea el caso, existe un parámetro de umbral de temperatura y otro de derretimiento. Si la temperatura del aire está por encima de dicho umbral, el derretimiento ocurre a una tasa proporcional a  $f_x$ . Estos parámetros deben ser calibrados por el usuario. Es importante notar que las unidades dependen de la resolución temporal de los datos de entrada: a pesar de que los ejemplos que acompañan este capítulo están en resolución diaria, el modelo puede aplicar en pasos de tiempo horarios a mensuales. En las siguientes líneas describo en detalle los argumentos de entrada de la función.

El argumento `model` ofrece tres opciones:

1. **modelo índice de temperatura:** este modelo está descrito en la ecuación (3.2). Al elegirlo, el usuario empleará las más simples y recomendadas formulaciones de este modelo.
2. **modelo índice de temperatura con área de cobertura nívea variable:** esta opción es un intento de ofrecer dentro del paquete, la misma formulación que el *Snowmelt Runoff Model* (DeWalle y col. 2008). Sin embargo, esta rutina presenta ciertas limitantes: la cobertura nívea fuerza al modelo a simular valores totales efectivos (*e.g.*: equivalente agua nieve), característica que no se condice con la idea original de la modelización en bandas altitudinales, donde lo que se obtienen son valores promedios.
3. **modelo índice de temperatura con área glaciar variable:** esta rutina toma en consideración de manera explícita el cambio de área glaciar. Como esta reducción (o aumento) del área fuerza al modelo hacia los retrocesos (o

### 3. HBV.IANIGLA

avances) observados, el usuario debe evaluar que la correspondencia entre balances de masa simulados y observados sea correcta.

La documentación del paquete contiene toda la información necesaria (viñetas incluidas) para construir correctamente las variables de entrada al argumento `inputData`. Es importante notar que la matriz de entrada no debe contener elementos sin datos (NA's). Para las condiciones iniciales del modelo (`initCond`):

1. **equivalente agua nieve inicial:** es una variable de estado cuyo valor inicial se usa en el primer bucle. A menos que el usuario posea mediciones de campo, es recomendable usar cero. Dado que existe incertidumbre en las variables iniciales de cualquier modelo, es aconsejable usar un periodo de entrada en calor para que el modelo entre en régimen (en pasos de tiempo diario una buena sugerencia es usar entre uno y dos años). En el caso de que el periodo cubierto con datos sea acotado, estos valores iniciales pueden usarse como parámetros a calibrar.
2. **número entero indicando el tipo de superficie:** 1: hielo limpio; 2: suelo; 3: hielo cubierto con detritos. HBV.IANIGLA usa internamente este argumento para saber qué parámetros buscar (`param`). Además, su elección condiciona la salida de la función.
3. **área del glaciar en la banda altitudinal o polígono en consideración:** este argumento es obligatorio sólo en el caso de la que superficie sea glaciar. El modelo utiliza este valor para escalar el total de agua producida por el glaciar (lluvia más deshielo) de acuerdo al peso relativo de la superficie englazada en relación al área de la cuenca. Por ejemplo, si el área de de esa porción del glaciar corresponde al 5% de la superficie total de la cuenca, se debe asignar un valor de 0,05.

El último argumento es un vector con los parámetros (`param`) del módulo. Para glaciares cubiertos con detritos, se debe proporcionar un factor de derretimiento

### 3. HBV.IANIGLA

para glaciares descubiertos ( $f_{ic}$ ). Este valor no es usado internamente pero simplifica la labor de calibración cuando se trabaja en cuencas que contienen ambos tipos de glaciares.

Como recordatorio final de este módulo, es importante hacer notar que cuando use esta función usted estará realizando una simulación concentrada. Si el lector quisiera modelizar la cuenca de la figura 3.1 debería construir un modelo que contenga esta función tantas veces como bandas altitudinales tenga (ver ejemplos en `vignette(package = "HBV.IANIGLA")`).

#### Rutina de suelo – `Soil_HBV()`

Esta rutina está basada sobre una formulación empírica que incluye la evapotranspiración actual, condiciones antecedentes de humedad y la infiltración efectiva en el suelo. Dicha relación queda descrita por la función beta (Bergström y col. 2015),

$$Inf = (Melt + Rainfall) * \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta \quad (3.3)$$

donde  $Inf$  es la infiltración en el suelo,  $SM$  es el parámetro humedad del suelo,  $FC$  es la capacidad de campo del compartimento de suelo y  $\beta$  es un parámetro que permite relaciones no lineales entre el total de agua que ingresa al suelo, el contenido de humedad del mismo y la generación de escorrentía. Este tipo de formulación no es única entre los modelos del tipo reservorio; a modo de ejemplo, una ecuación similar puede encontrarse en el modelo hidrológico VIC (Liang y col. 1994). `HBV.IANIGLA` asume que toda la evapotranspiración ocurre desde el compartimento de suelo, por lo que esta función computa todas las abstracciones de manera implícita:

$$E_{act} = E_{pot} * \min\left(\frac{SM}{FC * LP}; 1,00\right) \quad (3.4)$$

donde  $E_{act}$  es la evapotranspiración actual,  $E_{pot}$  es la evapotranspiración potencial y  $LP$  es un factor de reducción. Este tipo de relación ha sido encontrado por Zhang y col. (2003) en el este de Asia, sugiriendo que a pesar de su naturaleza

### 3. *HBV.IANIGLA*

empírica, en algunos lugares podría corresponderse con el proceso hidrológico propiamente dicho. Para finalizar y como en el caso de la rutina anterior, este módulo representa una simulación concentrada.

#### **Módulo de reservorios – Routing\_HBV()**

Luego de que se infiltra, el agua sigue varias y muchas veces complejas rutas hasta que alcanza los arroyos o ríos (McDonnell 2003). Una descripción y modelización detallada de estos procesos requeriría datos de campo y mediciones que generalmente no están disponibles a escala de cuenca. Una solución ingenieril temprana a este problema, consistió en considerar este retardo multi-causal como un efecto de almacenamiento a escala de cuenca (Dooge 1973). Con esta aproximación se concibe a la cuenca como una serie de reservorios linealmente interconectados e interrelacionados (Sivapalan y col. 2017).

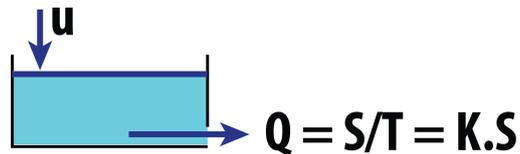
La versión actual del paquete (*v 0.2.1*) posee cinco de estas formulaciones. Las mismas se pueden seleccionar a través de argumento `model` (figura 3.2). Para resolver los cambios en el almacenamiento de agua que se suceden en los reservorios empleé la forma explícita en diferencias finitas de la ecuación de balance de masa usando un paso de tiempo discreto (Beven 2012). En las siguientes líneas muestro la solución general para un solo reservorio (figura 3.3), el lector interesado podrá encontrar su implementación en las líneas de código de las cinco opciones que presenta esta rutina.

```
## Warning: Package 'magick' is required to draw images. Image not drawn.
```

```
## Warning: Package 'magick' is required to draw images. Image not drawn.
```

### 3. HBV.IANIGLA

**Figura 3.2:** Diagramas para dos de los cinco modelos disponibles. El lector podrá encontrar este esquema para todos los modelos disponibles en el menú de ayuda (?Routing HBV). **P:** precipitación; **E:** evaporación; **UZL:** tasa de infiltración del reservorio superior al intermedio; **PERC:** tasa de percolación desde el reservorio intermedio hacia el inferior; **Ki:** constantes de almacenamiento.



**Figura 3.3:** Esquema general para un reservorio de agua.

$$\frac{dS}{dt} = u - Q \quad \text{ecuación de balance de masa} \quad (3.5)$$

$$Q = K * S \quad \text{ecuación de continuidad} \quad (3.6)$$

de (6),

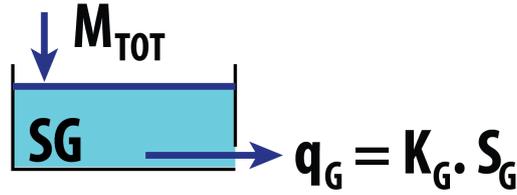
$$S = \frac{Q}{K} = T * Q \quad (3.7)$$

reemplazo (7) en (5),

$$T * \frac{dQ}{dt} = u * Q$$

donde  $\frac{dS}{dt}$  es la tasa de variación del almacenamiento en un reservorio con respecto

### 3. HBV.IANIGLA



**Figura 3.4:** La escorrentía glaciar (lluvia más deshielo) se modeliza mediante un reservorio de agua con un coeficiente de almacenamiento ( $K_G$ ) que varía en función del equivalente agua nieve que existe sobre el cuerpo de hielo.

al tiempo,  $u$  representa la cantidad de líquido que ingresa al reservorio,  $Q$  es el caudal de salida y  $K = 1/T$  es la constante de almacenamiento.

El modelo implementa la resolución de estas ecuaciones para pasos de tiempo discretos, usando la forma explícita del método de diferencias finitas.

#### Rutina de reservorio glaciar – Glacier\_Disch()

Siguiendo la aproximación descrita en la rutina que antecede, adopté un esquema de reservorios (Jansson y col. 2003). Para esta versión del paquete adapté la propuesta de Stahl y col. (2008) para el modelo HBV-EC. El mismo fue empleado para estimar la respuesta glaciar y su impacto en la escorrentía del río Bridge (Columbia Británica, Canadá) frente a distintos escenarios de cambio climático. La escorrentía glaciar se calcula de la siguiente manera,

$$K_G = K_{Gmin} + dK_G * \exp(SWE/AG) \quad (3.8)$$

$$q_G = K_G * S_G \quad (3.9)$$

donde  $K_G$  es el coeficiente de almacenamiento actual,  $K_{Gmin}$  es un coeficiente por la mínima (condiciones de drenaje pobres),  $dK_G$  el máximo incremento para la salida de agua,  $SWE$  es el equivalente agua nieve total sobre el glaciar,  $AG$  es un parámetro de escala,  $S_G$  es el almacenamiento actual de agua y  $q_G$  es el caudal de salida. Es importante notar que el coeficiente de almacenamiento es función de un valor mínimo que denota condiciones de drenaje pobres, el equivalente agua nieve y un parámetro de calibración. Cuando al paquete de nieve alcanza su valor máximo

### 3. HBV.IANIGLA

el escurrimiento glaciar ocurre a una tasa mínima y lo contrario ocurre a fines del verano cuando toda la nieve se ha derretido.

Para la resolución del cambio de masa por paso de tiempo, también empleé la formulación en diferencias finitas de la ecuación de balance de masa.

#### **Función de transferencia – UH()**

Para representar el tránsito del caudal en cursos de agua, el paquete ofrece una función triangular de un sólo parámetro. Este valor se calibra con el objeto de ajustar lo mejor posible la sincronización de eventos entre el caudal simulado y el observado.

$$Q = \sum_{i=1}^{B_{max}} Q_{t-i+1} * b_i \quad (3.10)$$

donde  $B_{max}$  es la base de la función de ponderación triangular,  $b_i$  es el peso que para el paso de tiempo  $i$  y  $Q_{t-i+1}$  es la suma del escurrimiento glaciar y del proveniente del resto de la cuenca.

#### **3.2.4. Tiempos computacionales**

Las funciones del HBV.IANIGLA las escribí utilizando Rcpp [Eddelbuettel (2013); rcpp:2019], un paquete que extiende el lenguaje R usando C++. Esta aproximación permite combinar la rapidez y eficiencia de C++, un lenguaje compilado, con el poderoso ambiente de R (ver tabla 3.1), un lenguaje con un gran número de paquetes y funciones que permiten implementar todo el flujo de trabajo que un hidrólogo requiere (desde la adquisición y manipulación de datos hasta el análisis y publicación de resultados) en un sólo ambiente (Slater y col. 2019).

La velocidad de ejecución es una variable importante a tener en cuenta en los modelos hidrológicos, ya que le permite al usuario no sólo realizar análisis de incertidumbre y de sensibilidad en tiempos razonables, sino que habilita el uso de algoritmos de optimización computacionalmente demandantes como DEopt (Ardia y col. 2016a) o probar con distintas estructuras de modelización. Éstas, son prácticas recomendadas para el campo de la modelización hidrológica (Beven 2006, 2008;

### 3. HBV.IANIGLA

**Tabla 3.1:** Resumen de los tiempos computacionales (en milisegundos) sobre un total de 1000 corridas con la función `glacier_hbv` (ver viñetas del paquete). Para este ejercicio discreticé al glaciar en 8 bandas altitudinales (cada 100 m). Construí el modelo con los módulos `Temp_model()`, `Precip_model()` y `SnowGlacier()` y lo corrí para casi 9 años de datos diarios (2010-01-01 a 2018-05-30). Llevé acabo el análisis en una CPU con procesador Intel Core i7-4790 (3.60GHz), sistema operativo Ubuntu 18.04 (64-bits), usando el paquete `microbenchmark` (Mersmann 2019).

mín	ci	media	mediana	cs	máx
1.79	1.95	2.65	2.01	2.19	55.81

Pianosi y col. 2016). Además, es importante destacar que el paquete sólo depende de `Rcpp` (v 0.12.0), un hecho que ayuda a su mantenimiento en el largo plazo.

Para el lector interesado en comparar los tiempos computacionales de distintos modelos hidrológicos escritos para R recomiendo el trabajo de Astagneau y col. (2021).

## 3.3. Casos de estudio

### 3.3.1. Cuenca sintética totalmente agregada

A modo de introducción práctica, voy a utilizar una cuenca sintética espacialmente agregada (se trata del modelo más sencillo) para mostrar cómo se construye un modelo hidrológico y para presentar un ejercicio de calibración. Los datos de entrada incluyen: fechas, temperatura del aire, precipitación, evapotranspiración potencial y el caudal de salida de la cuenca. Una vez cargados los datos, comienzo con la construcción del modelo (ver esquema en figura 3.1),

```
library(HBV.IANIGLA)

# cargo los datos
data("lumped_hbv")

# los exploro
head(lumped_hbv)

##           Date T(°C) P(mm/d) PET(mm/d) qout(mm/d)
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
## 1 2000-12-16 12.72      0      0.00      0.00
## 2 2000-12-17 15.23      0     20.00      0.63
## 3 2000-12-18 15.31      0     19.99      0.74
## 4 2000-12-19 12.82      0     19.99      0.63
## 5 2000-12-20 10.45      0     19.98      0.53
## 6 2000-12-21 11.05      0     19.96      0.43
```

```
summary(lumped_hbv)
```

```
##      Date              T(°C)          P(mm/d)          PET(mm/d)
## Min.   :2000-12-16  Min.   : -17.0300  Min.   : 0.000  Min.   : 0.000
## 1st Qu.:2004-08-04  1st Qu.:  0.0025  1st Qu.: 0.000  1st Qu.: 2.960
## Median :2008-03-23  Median :  5.8550  Median : 0.000  Median : 9.910
## Mean   :2008-03-23  Mean   :  5.0681  Mean   : 1.183  Mean   : 9.992
## 3rd Qu.:2011-11-10  3rd Qu.: 10.6375  3rd Qu.: 0.000  3rd Qu.:17.040
## Max.   :2015-06-30  Max.   : 17.6600  Max.   :97.800  Max.   :20.000
##      qout(mm/d)
## Min.   :0.000
## 1st Qu.:0.040
## Median :0.050
## Mean   :0.409
## 3rd Qu.:0.250
## Max.   :8.230
```

Para el caso de una cuenca sin glaciares, el módulo `SnowGlacier()` se usa sólo con el suelo como superficie de base. En este caso de estudio proveo al lector con las condiciones iniciales y parámetros correctos, excepto para la función `Routing_HBV()`. En consistencia con el desarrollo de modelos hidrológicos, construyo el modelo en dirección descendente, es decir de la precipitación hacia el caudal de salida (notar que la mayor parte de los libros de texto en hidrología están estructurados de la misma forma).

### 3. HBV.IANIGLA

```
library(HBV.IANIGLA)

# el modulo nivo-glaciar tiene en cuenta la partición
# de la precipitación, los procesos de acumulación y
# derretimiento de la nieve

snow_module <-
  SnowGlacier_HBV(model = 1,
                  inputData = as.matrix(
                    lumped_hbv[ , c("T(°C)", "P(mm/d)")]
                  ),
                  initCond = c(20, 2),
                  param = c(1.20, 1.00, 0.00, 2.5) )

# ahora paso la lluvia y nieve derretida a la
# rutina de suelo. Note que también uso la serie PET

soil_module <-
  Soil_HBV(model = 1,
           inputData = cbind(snow_module[ , "Total"],
                             lumped_hbv[ , "PET(mm/d)"]),
           initCond = c(100, 1),
           param = c(200, 0.8, 1.15) )
```

La evaporación actual, el contenido de humedad del suelo y la serie de recarga se obtienen del último módulo. A continuación, la recarga o infiltración efectiva se incorpora al módulo de reservorios. Recordar que los parámetros de esta función no están calibrados.

```
# reservorios lineales
routing_module <-
```

### 3. HBV.IANIGLA

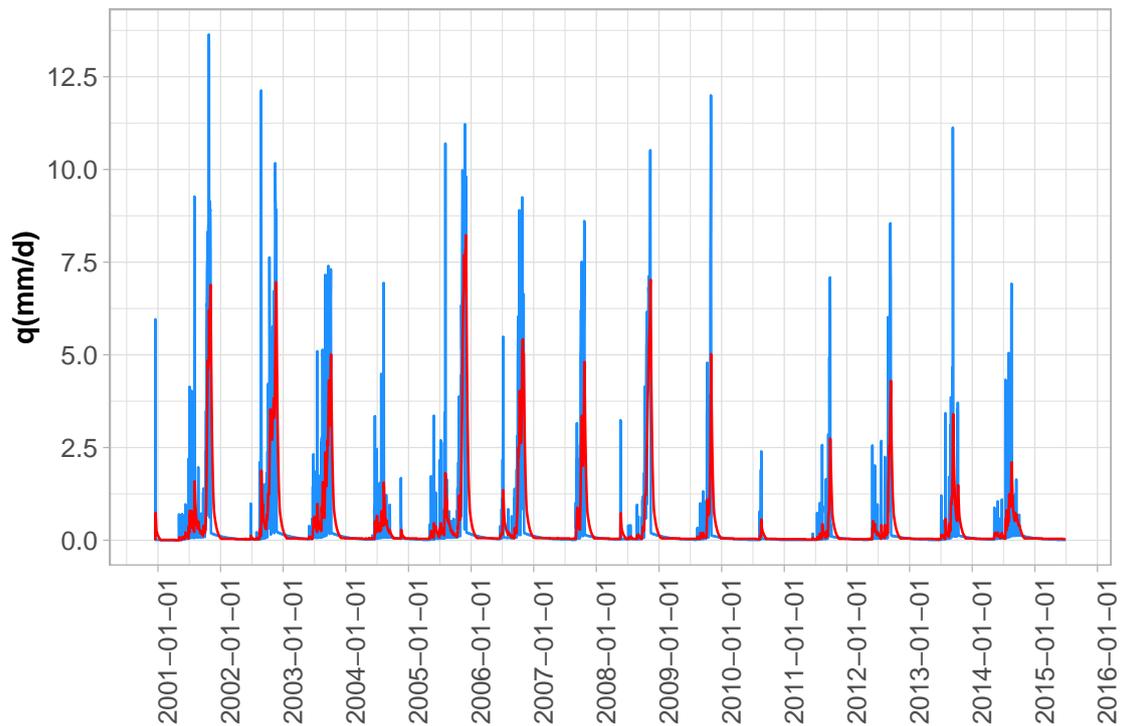
```
Routing_HBV(model = 1,
            lake = F,
            inputData = as.matrix(soil_module[ , "Rech"]),
            initCond = c(0, 0, 0),
            param = c(0.9, 0.01, 0.001, 0.5, 0.01) )

# finalmente aplico la función de transferencia
tf_module <-
  round(
    UH(model = 1,
        Qg = routing_module[ , "Qg"],
        param = c(1.5) ),
    2)

# grafico los hidrogramas
library(ggplot2)

ggplot(data = data.frame(date = lumped_hbv[ , "Date"],
  qsim = tf_module,
  qobs = lumped_hbv[ , "qout(mm/d)"]),
  aes(x = date)) +
  geom_line(aes(y = qsim), col = "dodgerblue") +
  geom_line(aes(y = qobs), col = "red") +
  xlab(label = " ") + ylab(label = "q(mm/d)") +
  theme_light() +
  scale_x_date(date_breaks = "1 year") +
  scale_y_continuous(breaks = seq(0, 15, 2.5)) +
  theme(
    axis.title.y = element_text(color = "black", size = 12,
                                face = "bold"),
```

### 3. HBV.IANIGLA



**Figura 3.5:** Caudal observado (rojo) y simulado (azul) para el ejemplo de la cuenca sintética. El lector debe calibrar los parámetros de la rutina de flujo subsuperficial para obtener una simulación que se asemeje al caudal medido.

```
axis.text = element_text(size = 11),  
axis.text.x = element_text(angle = 90) )
```

Para lograr un mejor ajuste es necesario calibrar los parámetros de la rutina `Routing_HBV` (figura 3.5). El lector encontrará más información sobre este ejemplo, incluyendo la construcción del modelo HBV como función y cómo realizar un análisis de sensibilidad, en la viñeta correspondiente (`vignette("lumped basin")`).

#### 3.3.2. Balance de masa glaciar semi-distribuido

La simulación del balance de masa glaciar es de relevancia en el ciclo hidrológico de regiones frías, ya que pueden tener un aporte importante al escurrimiento de los ríos (Masiokas y col. 2020; Viviroli y col. 2020).

En zonas montañosas con escasa información meteorológica, los modelos índice de temperatura son ampliamente usados para simular el derretimiento nival y glaciar

### 3. *HBV.IANIGLA*

(Ayala y col. 2017; Finger y col. 2015; Hock 2003; Konz y col. 2010). Dado que la temperatura del aire está disponible la mayor parte del tiempo en zonas remotas, la aproximación que usa este modelo ha sido utilizada tanto en la modelización hidrológica como glaciológica (Ohmura 2001). *HBV.IANIGLA* contiene la función `SnowGlacier_HBV`, un módulo que usa esta aproximación empírica para simular el derretimiento de nieve, hielo cubierto con detritos y hielo descubierto.

En esta sección simulo el balance de masa para el glaciar Alerce. Ubicado en el Monte Tronador ( $41,15^{\circ}S$ ;  $71,88^{\circ}O$ ), cerca de la frontera entre Argentina y Chile en los Andes de Patagonia Norte, éste es un glaciar de montaña de tamaño medio, con un área de alrededor de  $2,33 \text{ km}^2$  que se extiende desde los 1629 hasta los 2358 msnm y posee una orientación *SE* (IANIGLA-ING 2018a; Ruiz y col. 2017).

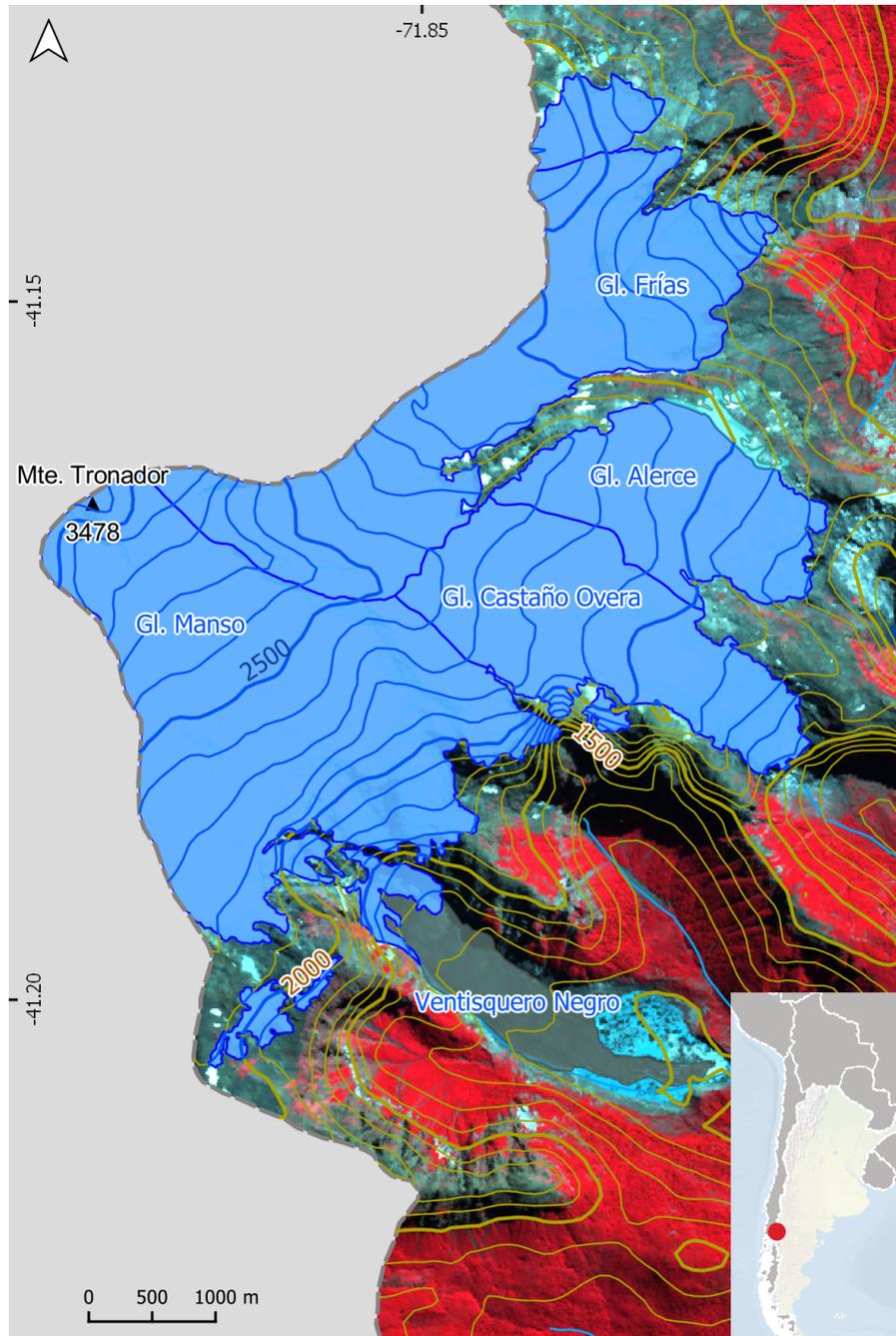
Desde el año 2013 el glaciar Alerce es parte de la red de monitoreo del Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA-ING 2010). Las mediciones de campo se realizan de acuerdo a los lineamientos del método glaciológico (Kaser y col. 2003). Como datos de entrada para simular el balance de masa, usé las mediciones de precipitación de la estación Puerto Montt (Dirección General de Aguas, Chile) y los registros de temperatura del aire de Bariloche (Servicio Meteorológico Nacional - Argentina). Ver (`data(alerce_data)`). Al momento de calibrar los parámetros del modelo, consideré como aceptables todos aquellos conjuntos que mostrasen un balance de masa anual dentro del rango  $MB \pm 400 \text{ mmea}$ . *MB* es el balance de masa superficial anual del glaciar.

```
## cargo los datos
data(alerce_data)

# extraigo los forzantes
# series meteorológicas
meteo_data <- alerce_data[["meteo_data"]]

# balances de masa anual
mass_balance <- alerce_data[["mass_balance"]]
```

### 3. HBV.IANIGLA



**Figura 3.6:** Glaciares del lado argentino del Monte Tronador. El glaciar Alerce es el segundo cuerpo de hielo de norte a sur.

### 3. HBV.IANIGLA

```
# fechas fijas
mb_dates <- alerce_data[["mb_dates"]]

# hipsometría del glaciar
gl_topo <- alerce_data[["topography"]]

# cotas temp. aire y precip.
z_tair <- alerce_data[["station_height"]][1]
z_precip <- alerce_data[["station_height"]][2]
```

Para tener en cuenta el efecto de la topografía en el balance de masa superficial (derivado de las mediciones de campo), lo discreticé en bandas altitudinales. Para resolver el problema construí: un modelo de balance de masa (`glacier_hbv`), una función de agregación temporal (`agg_mb` - dado que mediciones y simulaciones están en diferentes escalas temporales), y una función de bondad de ajuste (`my_gof`). El lector puede encontrar estas funciones ingresando `vignette('alerce_mass_balance')`. En las siguientes líneas de código muestro la estrategia de muestreo paramétrico para encontrar conjuntos aceptables,

```
# modelo para extrapolar la temperatura
tair_range <- rbind(
  t_grad = c(-9.8, -2)
)

# modelo de precipitación
precip_range <- rbind(
  p_grad = c(5, 25)
)

# módulo glaciar
glacier_range <- rbind(
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
sfcf = c(1, 2),
tr   = c(0, 3),
tt   = c(0, 3),
fm   = c(1, 4),
fi   = c(4, 8)
)

## los agrego en una matriz
param_range <-
  rbind(
    tair_range,
    precip_range,
    glacier_range
  )
```

en el paso siguiente genero conjuntos paramétricos de manera aleatoria,

```
# coloco la cantidad de combinaciones
n_run <- 10000

# construyo la matriz
n_it <- nrow(param_range)

param_sets <- matrix(NA_real_, nrow = n_run, ncol = n_it)

colnames(param_sets) <- rownames(param_range)

set.seed(123) # resultados reproducibles
for(i in 1:n_it){

  param_sets[ , i] <- runif(n = n_run,
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
        min = param_range[i, 1],
        max = param_range[i, 2]
    )
}
```

Ahora combino las funciones antes mencionadas y extraigo las simulaciones aceptables,

```
# vector para almacenar resultados
gof <- c()

# bucle
for(i in 1:n_run){

    # corro el modelo
    glacier_sim <-
        glacier_hbv(topography = gl_topo,
                    meteo = meteo_data,
                    z_topo = c(z_tair, z_precip),
                    param_tair = param_sets[i, rownames(tair_range)],
                    param_precip = param_sets[i, rownames(precip_range)],
                    param_ice = param_sets[i, rownames(glacier_range)] )

    # agrego temporalmente las simulaciones
    annual_mb <-
        agg_mb(x = glacier_sim,
              start_date = as.Date( mb_dates$winter[-4] ),
              end_date = as.Date( mb_dates$winter[-1] ) - 1 )

    # simulaciones vs mediciones
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
gof[i] <-  
  my_gof(obs_upp = mass_balance$upp,  
         obs_lwr = mass_balance$lwr,  
         sim = annual_mb[ , 3])  
  
  rm(glacier_sim, annual_mb)  
}
```

```
param_sets <- cbind(param_sets, gof)
```

```
# aplico filtro
```

```
param_subset <- subset(x = param_sets, subset = gof == 3)
```

una vez seleccionados los conjuntos aceptables, corro el modelo y obtengo el valor promedio (uno por año).

```
# corro el modelo para obtener las simulaciones
```

```
n_it <- nrow(param_subset)
```

```
mb_sim <- matrix(NA_real_, nrow = 3, ncol = n_it)
```

```
for(i in 1:n_it){
```

```
  glacier_sim <-
```

```
    glacier_hbv(topography = gl_topo,  
               meteo = meteo_data,  
               z_topo = c(z_tair, z_precip),  
               param_tair = param_subset[i, rownames(tair_range)],  
               param_precip = param_subset[i, rownames(precip_range)],  
               param_ice = param_subset[i, rownames(glacier_range)] )
```

```
  annual_mb <-
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
agg_mb(x = glacier_sim,
       start_date = as.Date( mb_dates$winter[-4] ),
       end_date = as.Date( mb_dates$winter[-1] ) - 1 )

mb_sim[ , i] <- annual_mb[ , 3]

rm(i, glacier_sim, annual_mb)

}

# creo una tabla con los valores medios de las simulaciones
mb_obs <-
  mass_balance %>%
  mutate(clase = "Obs.",
         error = 400 / 2) %>%
  select(year, `mb(mm we)`, error, clase) %>%
  rename(mb = `mb(mm we)`)

mb_hbv <-
  tibble(
    year = mb_obs$year,
    mb = rowMeans(mb_sim),
    error = t(mb_sim) %>% apply(MARGIN = 2, FUN = sd),
    clase = "Sim."
  )

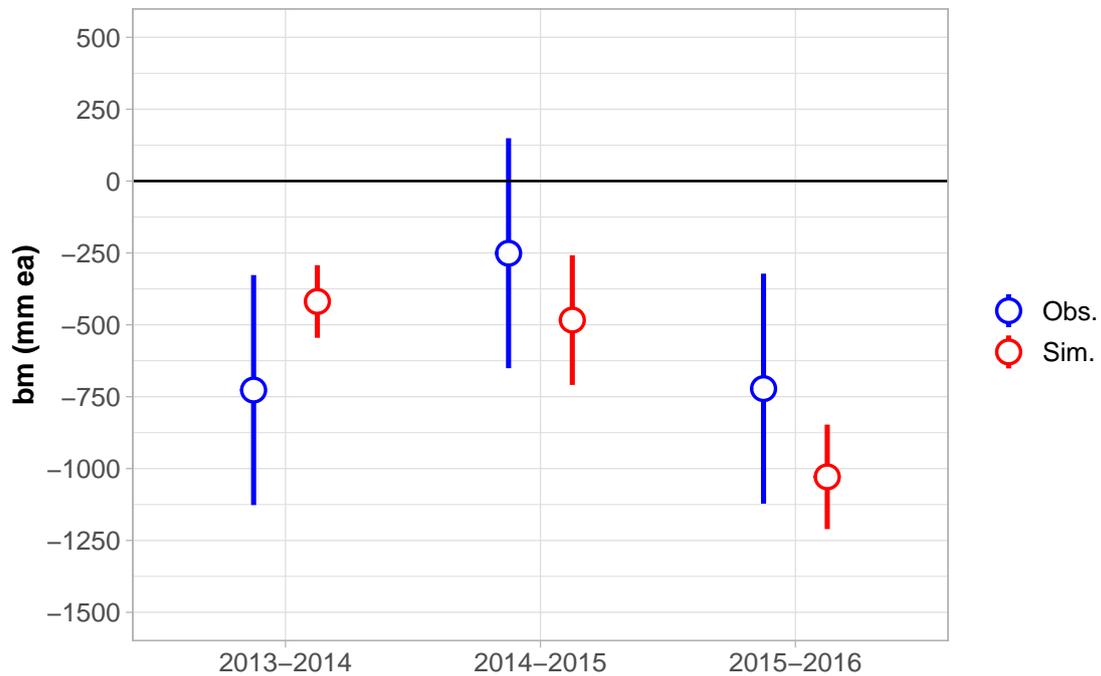
mb_plot <-
  bind_rows(mb_obs, mb_hbv)

# grafico
```

### 3. HBV.IANIGLA

```
gg_out <-
  ggplot(data = mb_plot, aes(x = year, color = clase)) +
    geom_pointrange(aes(y = mb,
                        ymin = mb - 2 * error,
                        ymax = mb + 2 * error),
                  size = 1,
                  fill = "white",
                  shape = 21,
                  position = position_dodge(.5)) +
    geom_hline(yintercept = 0) +
    scale_y_continuous(limits = c(-1500, 500),
                      breaks = seq(-1500, 500, 250) ) +
    scale_color_manual(name = "", values = c("Obs." = "blue",
                                             "Sim." = "red") ) +
    # scale_fill_manual(name = "", values = c("sim" = "red") ) +
    ggtitle("") +
    xlab("") + ylab("bm (mm ea)") +
    theme_light() +
    theme(
      title = element_text(color = "black",
                            size = 12, face = "bold"),
      axis.title.x = element_text(color = "black",
                                   size = 12, face = "bold"),
      axis.title.y = element_text(color = "black",
                                   size = 12, face = "bold"),
      legend.text = element_text(size = 11),
      legend.title = element_blank(),
      axis.text = element_text(size = 11))
gg_out
```

### 3. HBV.IANIGLA



**Figura 3.7:** Balance de masa superficial anual observado y simulado para el glaciar Alerce. Para el caso de las simulaciones el gráfico muestra el valor promedio más/menos dos veces el desvío estándar.

## 3.4. Conclusiones

En este capítulo presenté el paquete `HBV.IANIGLA`, una versión modular del modelo hidrológico HBV que incorpora rutinas para la modelización de glaciares cubiertos por detritos como descubiertos. Explicué sus principios y filosofía; mostré los distintos módulos y sus ecuaciones; reforcé la importancia de haber usado C++ para acelerar los cálculos, una característica que facilita los análisis de incertidumbre y de sensibilidad. Según mi conocimiento, esta es la primer versión libre, de código abierto y modular del modelo HBV que además incorpora rutinas para el balance de masa superficial glaciar.

Dado que este capítulo se centra en el modelo y no en sus aplicaciones, presenté sólo dos ejemplos. El primero de ellos consistió en una cuenca sintética con el fin de mostrar cómo se construye un modelo. Este es el caso más simple, y debería ser usado para entender cómo concatenar las distintas funciones que el paquete

### 3. *HBV.IANIGLA*

ofrece. También le darán al lector una idea sobre cómo funcionan internamente los modelos hidrológicos. La viñeta que describe este ejemplo (`vignette('lumped basin')`), también ilustra la importancia de los análisis de sensibilidad y muestra una manera de llevarlo a cabo en R. De hecho cualquier análisis de sensibilidad o de incertidumbre (Pianosi y col. 2016) puede combinarse con *HBV.IANIGLA*.

Al segundo de los ejemplos (estimación de un balance de masa glaciar real) lo seleccioné para mostrar el uso del módulo glaciar en un caso semi-distribuido. Este módulo podría ser de interés dentro de la comunidad glaciológica, permitiendo extender el uso del lenguaje R hacia nuevas comunidades.

Mejoré en gran medida la documentación de la nueva versión del paquete (0.2.1) con respecto a su predecesora, no sólo para clarificar algunos aspectos de las funciones ya existentes sino también para agregar seis viñetas con ejemplos reproducibles (`vignette(package = 'HBV.IANIGLA')`).

El diseño modular del paquete permite usarlo en distintas escalas espacio-temporales con objetivos disímiles en un mismo ambiente (*e.g.*: pronóstico de caudales en tiempo real, enseñanza de modelización hidrológica o simulación del balance de masa glaciar). Estos módulos pueden combinarse con otros paquetes hidrológicos del lenguaje R (*e.g.*: *Evapotranspiration*, *DEoptim*, *topmodel*) o funciones (Ardia y col. 2016a; Buytaert 2018; Guo y col. 2020).

*HBV.IANIGLA* puede combinarse con paquetes tales como *tidyverse*, *sp*, *raster*, *hydroGOF* o *plotly* con el objeto de construir todo el flujo de trabajo en un solo ambiente (Hijmans 2017; Mauricio Zambrano-Bigiarini 2017; Pebesma y col. 2017; Sievert y col. 2019; Wickham 2019). De esta manera, un proyecto hidrológico puede desarrollarse de principio a fin en R, facilitando trabajos de investigación reproducibles y repetibles (Ceola y col. 2015; Hutton y col. 2016). Este tipo de diseño también abre la posibilidad para usar el paquete en la resolución de problemas fuera de la región andina, así como a incorporar nuevas funcionalidades, como por ejemplo la consideración explícita de la dinámica glaciar (Huss y col. 2010).

Construí las funciones del paquete bajo clases genéricas (vectores). Este es un aspecto a mejorar en versiones venideras. Dado que *HBV.IANIGLA* tiene diseño

### 3. HBV.IANIGLA

modular, podría emplearse el paradigma de programación orientada a objetos para hacer su uso menos propenso a errores. Bajo el nuevo paradigma el modelo en sí podría presentarse como un objeto con ciertas propiedades (e.g. áreas, polígonos, elevaciones, entre otras), y las actuales rutinas podrían ser los métodos (POO funcional - tipos S4). Estos métodos podrían incluir (aunque no limitados a): análisis de sensibilidad e incertidumbre, gráficos dinámicos y estáticos, agregación temporal de resultados, entre otros. Incluso, algunos de ellos podrían reciclarse del paquete orientado a objetos `hydrotoolbox` (Toum 2021b).

También, para extender el paquete hacia una audiencia más amplia se podrían ofrecer interfaces gráficas para manejar el modelo, teniendo en mente que, en palabras de Chambers (2017),... *extender R se trata sobre contribuir al lenguaje mediante aplicaciones diseñadas para una audiencia más amplia que el propio autor del paquete. Es más, este objetivo no debería ser un fin en sí mismo sino parte de un proyecto más grande direccionado a resolver problemas del mundo real.*

# 4

## Aporte glaciar al escurrimiento del río Mendoza

### Contenido

---

<b>Resumen . . . . .</b>	<b>64</b>
<b>4.1. Introducción . . . . .</b>	<b>65</b>
<b>4.2. Sitios de estudio . . . . .</b>	<b>68</b>
<b>4.3. Datos . . . . .</b>	<b>68</b>
<b>4.4. Metodología . . . . .</b>	<b>74</b>
4.4.1. Manejo de datos . . . . .	74
4.4.2. Temperatura del aire . . . . .	75
4.4.3. Evapotranspiración . . . . .	79
4.4.4. Precipitación . . . . .	79
4.4.5. HBV.IANIGLA . . . . .	83
<b>4.5. Resultados . . . . .</b>	<b>91</b>
<b>4.6. Discusión . . . . .</b>	<b>102</b>
<b>4.7. Conclusiones . . . . .</b>	<b>111</b>

---

### Resumen

A pesar de que la cordillera de los Andes de Argentina se extiende por más de 3000 *km*, con numerosas poblaciones que dependen directa o indirectamente del agua que se genera en ella, en la actualidad existen pocos estudios centrados en su hidrología. En particular, este es uno de los primeros en estimar la contribución de

#### *4. Aporte glaciar*

la nieve y/o los glaciares a la esorrentía de los ríos andinos a escala de cuenca y durante períodos prolongados de tiempo. En este trabajo, cuantifico el aporte de los glaciares al derrame del río Mendoza y al de sus afluentes. Además simulo la evolución del paquete de nieve a escala de (sub)cuenca y comparo su acumulación con la de dos cuencas adyacentes (Chile). Durante el periodo seco 2010 – 2018 los glaciares aportaron  $\sim 30\%$  del derrame anual, resaltando su rol como reguladores hídricos en una región que desde el año 2010 registra una sequía extensa y sin precedentes en la era instrumental. Asimismo durante el periodo bajo análisis (1981 - 2019), los resultados sugieren que la cuenca del río Mendoza acumula en promedio tres veces menos nieve que las cuencas adyacentes de los ríos Aconcagua y Maipo (vertiente occidental - Chile).

### **4.1. Introducción**

En muchas regiones del planeta las montañas son las principales fuentes de agua, componente esencial para la conservación de diversos ecosistemas y el desarrollo socio-económico de las poblaciones aledañas (Masiokas y col. 2006; Viviroli y col. 2004). Las precipitaciones que ocurren en las cadenas montañosas en forma de lluvia o nieve contribuyen con grandes volúmenes al escurrimiento, en muchos casos a través de una redistribución temporal ofreciendo mayores caudales en las estaciones de primavera y verano, precisamente cuando su demanda es mayor. En zonas húmedas, las cuencas de montaña pueden aportar entre un 20% y un 50% de la descarga total, pero en lugares áridos el aporte a la esorrentía es aún mayor, alcanzando entre el 50% y 90% del escurrimiento total (Messerli y col. 2004; Viviroli y col. 2011). Por ello, es necesario conocer cuantitativamente el aporte nival y glaciar en estas zonas (Viviroli y col. 2020).

La cordillera de los Andes contiene la criósfera más diversa del planeta y la precipitación nival es un componente esencial en ella. Al día de la fecha, la mayor parte de las investigaciones se han enfocado en la variación de su cobertura o han utilizado datos puntuales de precipitación para inferir lo que sucede en todo el

#### 4. Aporte glaciar

cordón montañoso (Masiokas y col. 2020). Son pocas las investigaciones científicas que estimaron el equivalente agua nieve y su evolución temporal a escala de cuencas, y la mayoría de ellas lo hace en la vertiente occidental de la cordillera (Ayala y col. 2020; Cortés y col. 2016, 2017; Mernild y col. 2016). Como consecuencia, no existe una comparación consistente desde el punto de vista hidrológico sobre la cantidad de agua precipitada a un lado y otro de la cordillera. Es decir, que en la vertiente de Argentina hay un vacío tanto en la estimación espacial de la precipitación como en la evolución espacio-temporal del equivalente agua en nieve a escala de cuenca. A pesar de que la Argentina cuenta con más de 3000 *km* de cordillera y numerosas poblaciones que dependen directa o indirectamente del agua generada en ella, en la actualidad existen pocos avances y estudios centrados en su hidrología, y ninguno de ellos estima el aporte de la nieve y/o los glaciares al escurrimiento de los ríos andinos a escala de cuenca durante periodos prolongados de tiempo (Crespo y col. 2020; Masiokas y col. 2020).

Desde el año 2010 la región de los Andes Centrales ( $\sim 29^\circ - \sim 37^\circ\text{S}$ ) ha experimentado una de las sequías más extremas y prolongadas del registro instrumental (Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2019). A esto se suma, que las proyecciones climáticas de largo plazo indican una tendencia al calentamiento y a una mayor recurrencia de sequías para las décadas venideras (Masson-Delmotte y col. 2021). La ocurrencia reciente de eventos de sequía extrema, refuerzan la importancia y urgencia de realizar estudios que: (a) permitan distinguir y cuantificar el rol de la nieve y de los glaciares en el derrame de los ríos andinos y (b) muestren su evolución reciente y su potencial como fuentes y/o reservas de agua dulce para el oeste argentino.

La provincia de Mendoza se encuentra ubicada en el centro-oeste de la República Argentina. Tiene una superficie de alrededor de 150.000 *km*<sup>2</sup> de los cuales sólo el 4% se encuentran irrigadas debido a la escasa disponibilidad de agua. El desarrollo de las actividades humanas depende y se desarrolla alrededor de cinco de los seis principales ríos (*i.e.*, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel y Malargüe - el sexto es el río Colorado). Todos estos cursos de agua tienen sus nacientes en la cordillera de los Andes y su principal fuente de agua proviene de la fusión de la nieve que se

#### *4. Aporte glaciar*

acumula durante el invierno (Masiokas y col. 2006). En años con nevadas escasas, el derretimiento glaciar ayuda a mitigar el efecto de la falta de nieve (Bruniard 1994; Crespo y col. 2017; Crespo y col. 2020). A pesar de la importancia que tienen la nieve y los glaciares en el suministro de agua, no existen en la provincia ni en el país estudios dedicados a entender la dinámica de los procesos de acumulación, distribución y derretimiento de la nieve, fundamentales para estimar la oferta hídrica a corto (días), mediano (estacional) y largo plazo.

Según el Instituto Nacional de Estadísticas y Censos de la República Argentina (INDEC), la provincia tiene alrededor de dos millones de habitantes, de los cuales 1.270.000 viven en un sector del oasis norte (departamentos de Capital, Godoy Cruz, Guaymallén, Luján de Cuyo, Maipú, Lavalle y Las Heras), la zona con mayor actividad económico-industrial. Esto significa que cerca del 64 % de la población de Mendoza depende casi exclusivamente del agua que fluye por el río homónimo. Desde el año hidrológico 2010-2011, la oferta hídrica de este oasis ha decaído notablemente como consecuencia de una megasequía que afecta la zona conocida como Andes Centrales (Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2016; Rivera y col. 2021; Rivera y col. 2017), por lo que resulta imperativo cuantificar a escala de cuenca no solo la contribución glaciar sino también la evolución y contribución del paquete de nieve que se acumula durante el periodo invernal.

Los principales objetivos de este trabajo son:

- estimar la contribución glaciar al escurrimiento del río Mendoza.
- obtener el balance de masa glaciar de los últimos 40 años para las distintas subcuencas que componen la cuenca del río Mendoza.
- estimar la evolución del paquete de nieve durante estas cuatro décadas a escala de (sub)cuenca.

Los resultados y conclusiones de este trabajo quedan a disposición como información base para tomadores de decisión y gestores del agua en Mendoza.

## 4.2. Sitios de estudio

Este trabajo se desarrolla sobre la cuenca del río Mendoza con punto de cierre en la estación hidro-meteorológica Guido (figura 4.1). Esta cuenca cubre una superficie de  $\sim 7100 \text{ km}^2$  y posee una rango altitudinal que va desde los  $\sim 1400$  msnm (Guido) hasta los  $\sim 6962$  msnm (cerro Aconcagua). Según el Inventario Nacional de Glaciares, presenta una superficie englazada total (glaciares cubiertos, descubiertos, glaciares de escombros y manchones de nieve) de  $570.6 \text{ km}^2$ . Es decir que estos cuerpos de hielo representan el  $\sim 7,21\%$  de la superficie de la cuenca (IANIGLA-ING 2018g; Zalazar y col. 2020).

Dentro de la cuenca existen cuatro estaciones de aforo activas (Guido, Tupungato, Cuevas y Vacas) y una inactiva (Colorado), lo que permite trabajar a escala de 5 subcuencas: Tupungato, Cuevas, Vacas, Colorado y Mendoza Inferior. De ellas, la de mayor superficie englazada es la del río Tupungato ( $\sim 290,78 \text{ km}^2$ ).

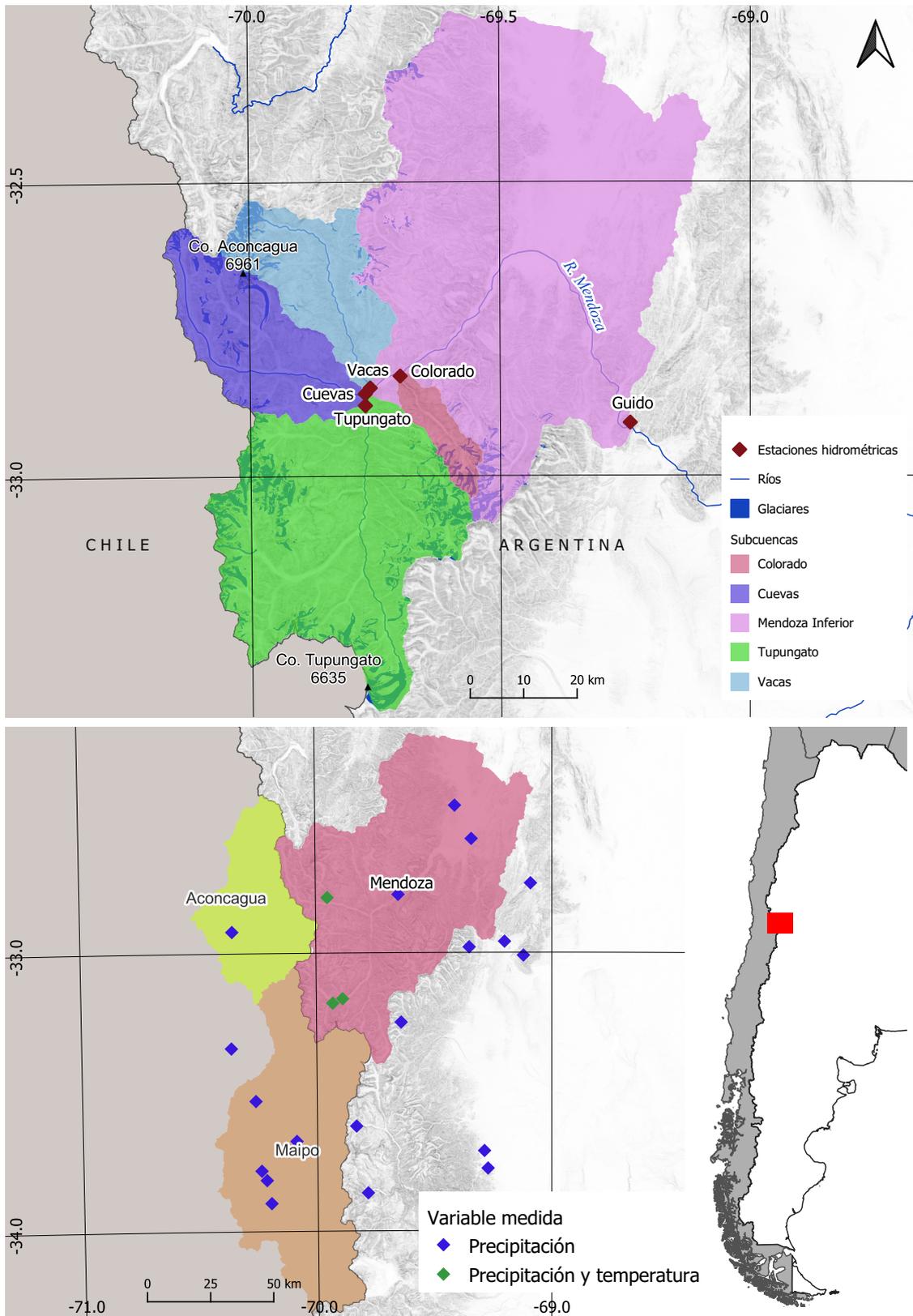
La cuenca del río Mendoza presenta dos regímenes de precipitación: uno que afecta los sectores más cercanos a la divisoria de aguas y que concentra las precipitaciones entre los meses de abril y octubre (principalmente en forma de nevadas); y otro sector más oriental que se ve mayormente influenciado por las precipitaciones de verano en forma de lluvia (Hoke y col. 2013; Rivera y col. 2019; Viale y col. 2019).

## 4.3. Datos

Tanto para delimitación de cuencas como para su discretización, utilicé el modelo digital de elevación SRTM DEM v4 con vacíos previamente rellenados (Jarvis y col. 2008). Para derivar información de utilidad en el proceso de modelización use el software SAGA y el paquete `raster` del lenguaje R (Conrad y col. 2015; Hijmans 2017; R Core Team 2020).

Obtuve las características morfológicas y espaciales de los glaciares de la base de datos elaborada por Inventario Nacional de Glaciares (IANIGLA-ING 2018b,c,d,f).

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.1:** Arriba: cuenca del río Mendoza con punto de cierre en la estación Guido. Las subcuencas de la zona superior son Cuevas, Vacas, Tupungato y Colorado. extbfAbajo: del lado occidental presento las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua junto con la ubicación de las estaciones mencionadas en la tabla 4.2.

#### 4. Aporte glaciar

Este inventario fue realizado por el IANIGLA para toda la Cordillera de los Andes en territorio Argentino y cuenta con información detallada acerca de la identificación y caracterización de todos los glaciares y crioformas del ambiente periglacial que actúan como reservas hídricas estratégicas en la República Argentina (IANIGLA-ING 2018g).

En particular, la cuenca del río Mendoza (con punto de cierre en Guido) cuenta con una superficie englazada total de  $570.6 \text{ km}^2$ . La misma incluye glaciares descubiertos, manchones de nieve y glaciaretos, glaciares cubiertos con detritos, transición entre glaciares cubiertos con glaciares de escombros y glaciares de escombros (Zalazar y col. 2020). Para este trabajo en particular, excludí de la modelización a los glaciares de escombros ( $\sim 250 \text{ km}^2$ ) por los siguientes motivos:

- a. en la literatura no existe evidencia de que se pueda estimar su balance de masa a través de un modelo índice de temperatura. Las investigaciones sobre su contenido de hielo y periodos de ganancia y pérdidas del mismo, requiere de mediciones de campo no disponibles a escala de cuenca. Para una explicación detallada sobre el vacío que existe en la hidrología de glaciares de escombros véase Jones y col. (2019).
- b. para la cuenca bajo estudio, estos glaciares no han presentado grandes cambios de espesor durante las últimas dos décadas (Ferri y col. 2020). Dado que la capa activa tiene un efecto aislante, es probable que el volumen de hielo contenido en su interior no haya sufrido grandes cambios y que se deban dar condiciones de mayores temperaturas para que estos cuerpos presenten balances de masa negativos (Jones y col. 2019).

Luego de esta decisión, la superficies englazadas quedan como detalle en la tabla 4.1. Los manchones de nieve (que también son parte del ING) son modelizados como nieve, por lo que no están incluidos en dicha tabla.

Para explorar la posible variación en el área englazada durante el periodo en estudio analicé datos provistos por Laura Zalazar (ING-IANIGLA - tesis doctoral en curso).

#### 4. Aporte glaciar

**Tabla 4.1:** Áreas de las (sub)cuenclas en análisis en conjunto con el área englazada de cada una de ellas.

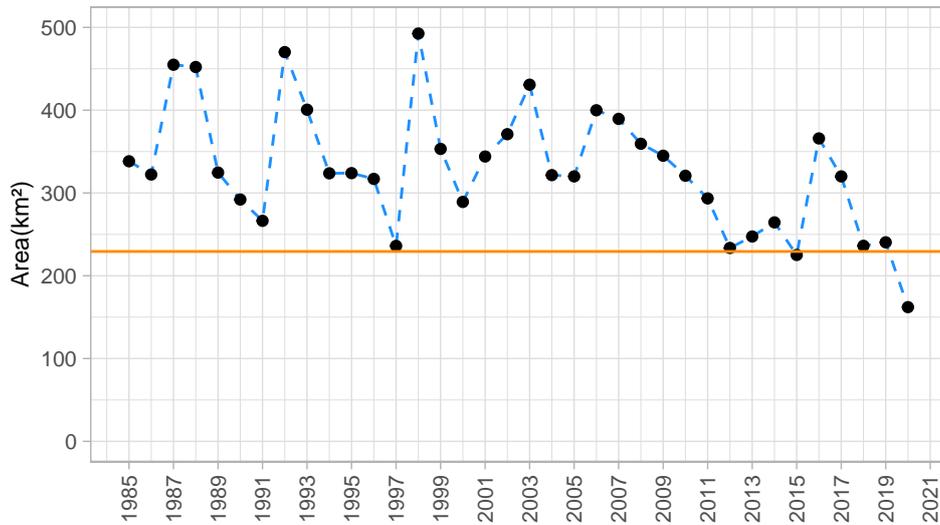
Cuenca	Superficie (km <sup>2</sup> )	Gl. desc. (km <sup>2</sup> )	Gl. cubierto (km <sup>2</sup> )	Hmín (msnm)	Hmáx (msnm)
Cuevas	675.19	14.45	13.16	2406	6961
Vacas	568.80	34.02	6.23	2400	6961
Tupungato	1769.18	139.89	67.62	2462	6635
Colorado	149.29	5.19	0.00	2400	5200
Mza. Inferior	3948.13	35.77	0.92	1408	6100
<b>Mendoza</b>	<b>7110.59</b>	<b>229.32</b>	<b>87.92</b>	<b>1408</b>	<b>6961</b>

Ella aplicó un algoritmo de clasificación automática para detectar zonas con hielo descubierto o nieve sobre la base de imágenes de verano Landsat (5, 7 y 8) entre 1985 y 2020 disponibles en la plataforma *Google Earth Engine*. Como criterio de clasificación aplicó el índice de nieve (NDSI por sus siglas en inglés) al producto *T1\_8DAY\_NDSI* con un umbral 0.4. La figura 4.2 muestra los resultados de este algoritmo para la imagen de verano con menor cobertura nubosa en cada uno de los años. La gran variabilidad observada se debe al remanente de nieve que queda en los alrededores de los glaciares. La figura sugiere que los años con menor área (eje de ordenadas) son los que mejor se acercan a la verdadera superficie con glaciares descubiertos. Como el Inventario Nacional de Glaciares está construido sobre la base de imágenes que van desde el 2004 al 2016 (Zalazar y col. 2020), consideré estas coberturas englazadas como válidas para todo el periodo en estudio (línea horizontal en la figura 4.2).

En un trabajo similar, Ayala y col. (2020) usaron el inventario de glaciares del río Maipo (Chile) correspondiente a 1955 como dato de entrada para un modelo espacialmente distribuido (TOPKAPI-ETH); cuando se trabaja con un modelo semi-distribuido (como en esta tesis), lo que se espera es obtener la respuesta de glaciares a escala de cuenca. Luego, lo que interesa es la fluctuación superficial global y no la de cada glaciar en particular, por lo que supuse un cobertura glaciar constante durante todo el periodo.

En la tabla 4.2 enumero las estaciones que utilicé para este trabajo. Las del lado argentino pertenecen al Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH 2020) o al Departamento General de Irrigación (DGI - provincia de Mendoza). Las de la

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.2:** Superficie de hielo descubierto o nieve para la cuenca del río Mendoza (según Laura Zalazar - tesis doctoral en curso). La línea horizontal denota el área de glaciares descubiertos usadas para este trabajo.

vertiente occidental las obtuve de la página web del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2 2021).

Si bien algunas estaciones miden además, otras variables, me enfoqué en las series de temperatura del aire y precipitación porque son los datos de entrada que necesita el modelo HBV.IANIGLA (Toum y col. 2021). En la sección metodológica (4.4) explico el procesamiento de las series que usé en la construcción de los datos de entrada para el modelo.

Para poder extender y/o rellenar series de temperatura del aire usé el producto de reanálisis ERA-5 (Hersbach y col. 2018). Este producto se distribuye en grillas ( $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ) disponibles para todo el globo con resolución temporal horaria. Temporalmente se extienden desde 1979 hasta el día de la fecha y son de libre adquisición.

También usé el producto satelital grillado ( $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ ) de precipitación diaria CHIRPS. El mismo fue desarrollado por el grupo *Climate Hazards Group* (CHG) de la Universidad de California en Santa Bárbara (UCSB) en colaboración con el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y también es de libre adquisición. Este producto se extiende desde 1981 hasta la actualidad (Funk y col. 2015).

#### 4. Aporte glaciar

**Tabla 4.2:** Estaciones usadas para este trabajo. En la columna variable, sólo he colocado si registran caudal (Q), precipitación (P) y/o temperatura del aire (T).

Organismo	Estación	Lat(°)	Long(°)	Alt(msnm)	País	Río	Estado	Variable
SNIH	Tupungato	-32.8800	-69.7700	2462	Argentina	Tupungato	Activa	Q-P-T
SNIH	Cuevas	-32.8600	-69.7700	2406	Argentina	Cuevas	Activa	Q
SNIH	Vacas	-32.8500	-69.7600	2400	Argentina	Vacas	Activa	Q
SNIH	Colorado	-32.8300	-69.7000	2400	Argentina	Colorado	Inactiva	Q
SNIH	Polvaredas	-32.7900	-69.6500	2250	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	San Alberto	-32.4700	-69.4100	2180	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	Uspallata	-32.5900	-69.3400	1890	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	Cerro Pelado	-32.7500	-69.0900	3000	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	Guido	-32.9100	-69.2400	1408	Argentina	Mendoza	Activa	Q-P-T
SNIH	Vallecitos	-32.9800	-69.3500	2715	Argentina	Mendoza	Inactiva	P
SNIH	Potrerrillos	-32.9600	-69.2000	1427	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	Cacheuta	-33.0100	-69.1200	1250	Argentina	Mendoza	Activa	P
SNIH	Toscas	-33.1640	-69.8880	3000	Argentina	Tupungato	Activa	P-T
SNIH	La Remonta	-33.7130	-69.2870	1250	Argentina	Tunuyan	Activa	P
SNIH	Valle de Uco	-33.7760	-69.2720	1199	Argentina	Tunuyan	Activa	P
DGI	Toscas	-33.1800	-69.9300	3000	Argentina	Tupungato	Activa	P-T
DGI	Horcones	-32.8000	-69.9500	3100	Argentina	Cuevas	Activa	P-T
DGI	Salinillas	-33.8632	-69.7845	2590	Argentina	Tunuyan	Activa	P
DGI	Palomares	-33.6228	-69.8326	3190	Argentina	Tunuyan	Activa	P
DGI	Santa Clara	-33.2495	-69.6400	3800	Argentina	Tunuyan	Activa	P
CR2	Riecillos	-32.9220	-70.3550	1290	Chile	Aconcagua	Activa	P
CR2	La Ermita	-33.3410	-70.3630	1350	Chile	Maipo	Inactiva	P
CR2	Maitenes	-33.5310	-70.2610	1143	Chile		Activa	P
CR2	El Yeso Embalse	-33.6760	-70.0880	2475	Chile		Activa	P
CR2	San Gabriel	-33.7820	-70.2390	1266	Chile		Activa	P
CR2	Queltehues	-33.8160	-70.2170	1450	Chile		Inactiva	P
CR2	Las Melosas	-33.8990	-70.1980	1527	Chile		Inactiva	P

Por último, me valí del producto de cobertura nívea MODTAP como método de comparación indirecta con el equivalente agua nieve simulado por el modelo. MODTAP fue desarrollado sobre la base de las imágenes de cobertura nívea MODIS con el fin de obtener para todos los Andes del Sur un producto derivado con la menor cobertura nubosa posible (Cara y col. 2016).

Como elementos de comparación adicionales, también usé: los resultados de balance de masa glaciar y la evolución del paquete de nieve obtenidos por Ayala y col. (2020) en la cuenca del río Maipo, la serie de equivalente agua nieve para la cuenca del río Aconcagua (Alvarez-Garretton y col. 2018; Cortés y col. 2017) y los resultados de aporte glaciar mediante técnicas isotópicas para los ríos Tupungato, Vacas, Cuevas y Mendoza en Punta de Vacas obtenidas por Crespo y col. (2020) durante el verano 2013/2014.

## 4.4. Metodología

### 4.4.1. Manejo de datos

Para el manejo y manipulación de las series hidro-meteorológicas usé el paquete `hydrotoolbox` (Toum 2021b), disponible en el repositorio oficial del lenguaje R (R Core Team 2020).

`hydrotoolbox` es un paquete para leer, graficar, manipular y procesar series hidro-meteorológicas, y además posee funciones especiales para trabajar con datos provenientes de Argentina y Chile (capítulo 2). El mismo está escrito bajo el paradigma de programación orientada a objetos, rasgo que le brinda robustez y flexibilidad. Entre otras características, se destacan las siguientes:

- **los datos se agrupan en estaciones**, lo que permite relacionar las variables de una misma estación, así como compararlas con las de otras sin perder su ubicación espacial.
- **los cambios se registran en un mismo archivo** evitando la multiplicidad de versiones y posibilitando comparar las modificaciones que se van realizando.
- **gráficos expeditivos** para la visualización de las series con un mismo comando, que además permite alternar entre gráficos dinámicos y estáticos.
- **carga automática de archivos** para las bases de datos más importantes de Argentina y Chile.

Antes de realizar lo que explico en las secciones 4.4.2 y 4.4.4, tanto las series de temperatura del aire como las de precipitación fueron sujetas a:

1. **inspección visual** para detectar cualquier tipo de inconsistencia.
2. **remoción** de periodos o eventos dudosos o poco consistentes con registros similares de estaciones cercanas.

#### 4. *Aporte glaciar*

3. **interpolación lineal** de registros de temperatura del aire en registros faltantes con una longitud menor o igual a cuatro días.

Las mediciones de caudal fueron sometidas al mismo tipo de análisis, y si bien removí algunos periodos con datos dudosos, la calidad de estos registros es alta (Rivera y col. 2021).

#### 4.4.2. **Temperatura del aire**

En el sector de la cuenca denominado como Mendoza Inferior usé los registros de temperatura del aire de la estación Guido y para las subcuencas Tupungato, Cuevas, Vacas y Colorado (cordillera Principal), las de la estación Tupungato. Estas dos estaciones son las que poseen el registro temporal más largo de temperaturas del aire en la cuenca, con un buen balance entre calidad en las mediciones y relativamente pocos periodos con datos faltantes. Este último aspecto es fundamental para aminorar la incertidumbre inherente a cualquier proceso de rellenado de la series.

#### **Relleno y/o extensión de series**

Usé el producto de reanálisis de temperatura del aire a 2 m del suelo ERA-5 (Hersbach y col. 2018). El proceso consistió en:

1. **agregar a escala diaria** los datos horarios originales.
2. **desestacionalizar** para evitar correlaciones espúreas. Normalicé los registros de las estaciones y de reanálisis restándoles la media diaria histórica (de cada uno de los días del año) y luego dividiéndolos por su desvío estándar. Esta técnica permite remover la estacionalidad de las series.
3. **ajustar un modelo de regresión lineal** por mínimos cuadrados en Tupungato y Guido. Ambos modelos cumplen con las hipótesis del método (relación lineal entre variables independiente y dependiente, distribución normal y homocedasticidad en los residuos. No hubo apalancamientos significativos - ver tabla 4.3).

#### 4. Aporte glaciar

**Tabla 4.3:** Análisis ANOVA de los modelos de regresión usados para completar y extender la serie de temperatura del aire.

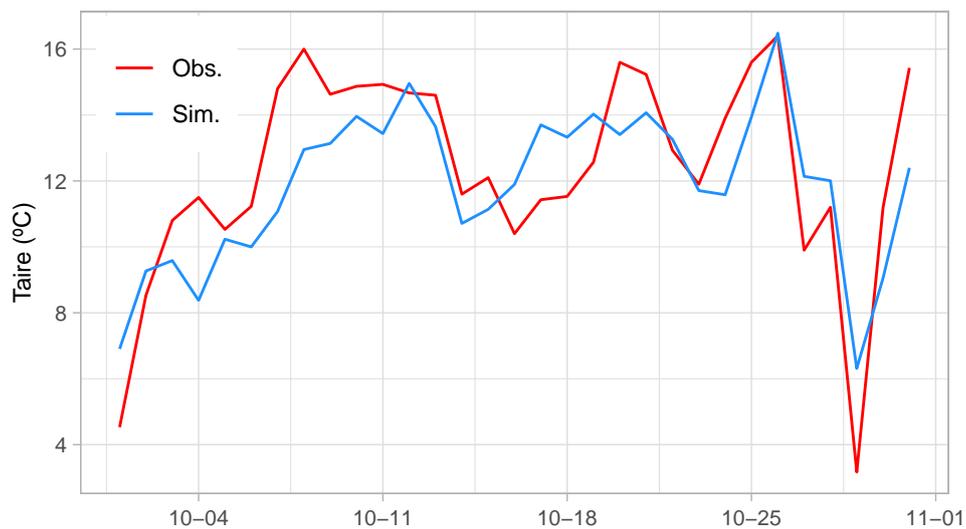
-	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
<b>Guido</b>					
ERA5	1	5557.40	5557.40	12870.47	0
Residuals	10423	4500.60	0.43		
<b>Tupungato</b>					
ERA5	1	3179.19	3179.19	4978.96	0
Residuals	9802	6258.81	0.64		

*Notas:*

Df: grados de libertad

Sum Sq: suma de los cuadrados

Mean Sq: media de los cuadrados



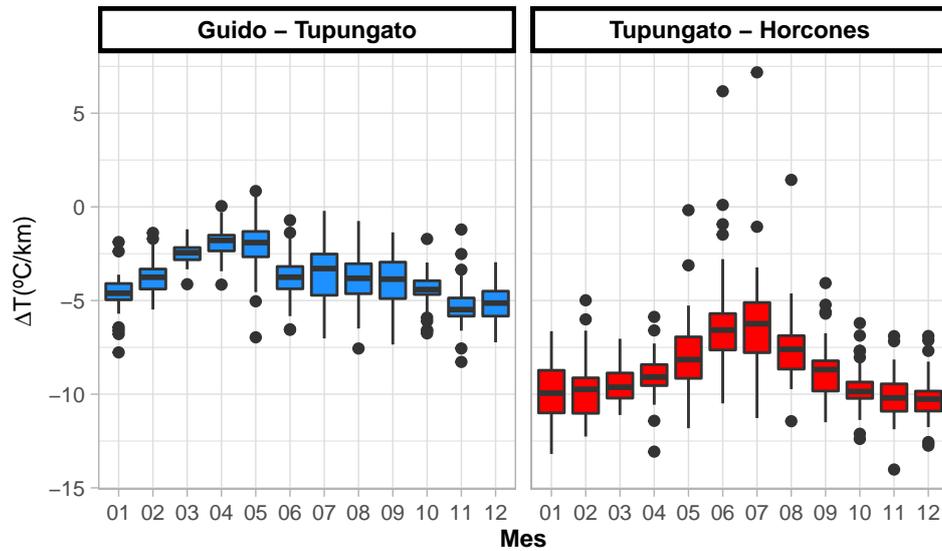
**Figura 4.3:** Ejemplo de serie simulada (azul) usando regresión lineal con el producto ERA-5 como predictor (octubre de 2010). La serie medida (rojo) es la temperatura del aire registrada en la estación Tupungato.

4. **rellenar y estacionalizar** las series originales (figura 4.3).

#### Análisis de los gradientes de temperatura

El gradiente de temperatura del aire es una variable importante de establecer porque permite extrapolar este registro hacia zonas de la cuenca donde estas mediciones no existen. Una vez extrapoladas, estas series se usan como variable

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.4:** Gradientes de temperatura mensuales históricos entre dos estaciones. Las mediciones demuestran que existe estacionalidad en ambos pares, y diferencias en los valores medios mensuales. Esto refuerza la idea de otorgarle variabilidad a los gradientes de temperatura.

de entrada en la modelización hidrológica. Immerzeel y col. (2014) demostraron la importancia de explorar la variabilidad de este gradiente, ya que puede tener un impacto muy grande ( $\sim 400\%$  en meses de ablación glaciar) en los resultados de trabajos de modelización hidrológica.

Teniendo en cuenta estas recomendaciones, analicé los gradientes mensuales entre estaciones dentro de la cuenca del río Mendoza (ecuación (4.1)):

- Guido - Uspallata:** los gradientes medios mensuales no poseen una estacionalidad marcada y todos los valores se encuentran por encima del gradiente adiabático seco (DALR - *Dry Adiabatic Lapse Rate* -  $-9,8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ), característica que sugiere condiciones promedio de estabilidad atmosférica (Whiteman 2000).
- Guido - Tupungato** (figura 4.4): las diferencias promedio de temperatura se acercan a cero en los meses de otoño, y se incrementan hacia la temporada estival. La estación Tupungato ( $2462\text{ msnm}$ ) está dentro de la zona denominada Cordillera Principal, en tanto que Guido ( $1408\text{ msnm}$ ) pertenece

#### 4. Aporte glaciar

a la Cordillera Frontal. El primero de estos lugares presenta un régimen de precipitación invernal, mientras que el segundo tiene un régimen estival, diferencias climatológicas que podrían explicar la variabilidad media mensual histórica en los gradientes de temperatura (Hoke y col. 2013; Rivera y col. 2019; Viale y col. 2019).

- c. **Uspallata – Tupungato**: presentan valores promedio siempre por encima del DALR, denotando condiciones promedio de estabilidad atmosférica.
- d. **Tupungato - Horcones** (figura 4.4): si bien ambas estaciones se encuentran en una zona dominada por precipitaciones invernales, la diferencia de altitud entre ellas marca una leve estacionalidad. El gradiente se vuelve más atenuado durante el invierno, temporada con mayor frecuencia de nubes, precipitaciones y humedad (Viale y col. 2019). Las condiciones atmosféricas que sugieren estos datos son de estabilidad condicional en invierno y de estabilidad neutra hacia el verano.
- e. **Tupungato - Toscas**: para este par la estacionalidad se invierte y las mediciones de temperatura sugieren condiciones atmosféricas inestables para casi todos los meses del año; esta situación contrasta con los climogramas de precipitación y con las observaciones de frecuencia de cobertura nubosa y nieva (Cara y col. 2016; Viale y col. 2019). Si bien un análisis pormenorizado de estas diferencias está fuera del alcance de este trabajo, esta inversión se podría deber a un efecto local de la estación Toscas y no a un comportamiento global en la cuenca del río Tupungato. Toscas se encuentra a los pies de una ladera con orientación sur que proyecta sombra durante gran parte del día sobre la estación, motivo por el cual decidí no utilizarla.

$$grad_T = \frac{(T_1 - T_2)}{(H_1 - H_2)} \quad (4.1)$$

#### 4. Aporte glaciar

donde  $grad_T$  el gradiente de temperatura entre dos mediciones,  $T_i$  es el valor de temperatura del aire para la estación (o sensor)  $i$  y  $H_i$  es la altitud a la que se encuentra dicha estación.

#### 4.4.3. Evapotranspiración

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial (PET) usé el método de Thornthwaite (Dingman 2014). Este modelo sólo requiere del conocimiento de las temperaturas medias mensuales históricas, dato disponible para la cuenca del río Mendoza. Según Dingman (2014) y Sivapalan (2018), las formulaciones de PET basadas en la temperatura del aire aplican cuando el balance de masa hidrológico se trabaja a escalas temporales mayores que la diaria, y cuando lo que se busca es obtener valores representativos de las condiciones climáticas del lugar. Como esta investigación se enfoca en los aportes glaciares mensuales, usé las medias mensuales históricas como valores diarios.

Esta serie es un dato de entrada para el modelo hidrológico HBV.IANIGLA, que resuelve la estimación de la evaporación actual, mediante la siguiente ecuación empírica (Bergström y col. 2015),

$$E_{act} = E_{pot} * \min\left(\frac{SM}{FC * LP}; 1,00\right) \quad (4.2)$$

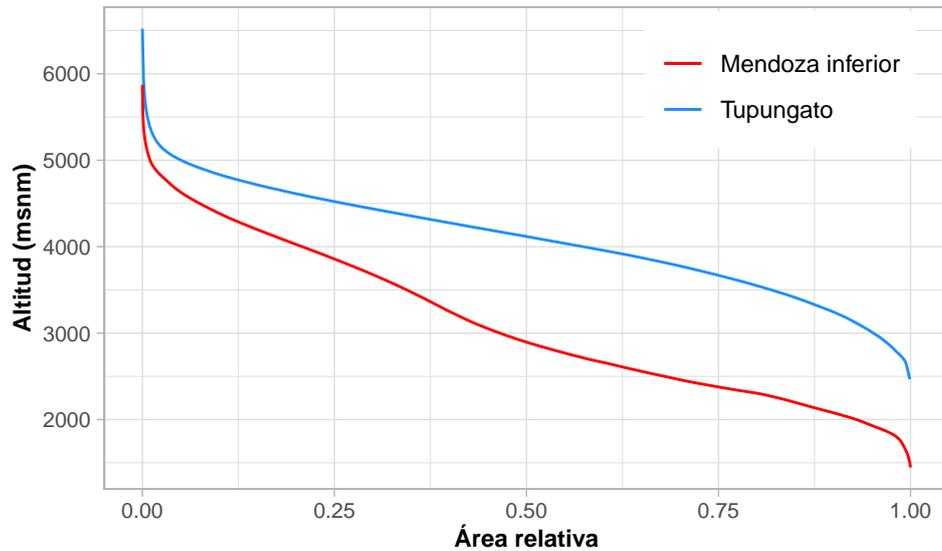
donde  $E_{act}$  es la evaporación actual,  $E_{pot}$  es la evapotranspiración potencial,  $FC$  es un parámetro que refleja la cantidad máxima de agua que puede contener el suelo y  $LP$  es un factor de reducción.

#### 4.4.4. Precipitación

La correcta interpolación y/o extrapolación espacial de los registros de precipitación es fundamental para acotar la incertidumbre inherente al balance de masa hidrológico (Beven 2008).

En cuencas de montaña la regla es que existan pocos registros hidro-meteorológicos (Viviroli y col. 2011). A esto debe añadirse, que la mayoría de estas mediciones

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.5:** Curvas hipsométricas de las subcuencas Tupungato y Mendoza Inferior. La cuenca del río Tupungato, principal afluente del río Mendoza (~ 50 % del derrame anual), se encuentra casi en su totalidad por encima de los 3000 msnm. Por otro lado, cerca del 50 % de la superficie de la subcuenca Mendoza Inferior está por encima de esa cota topográfica.

se realizan en zonas de poca altitud (Immerzeel y col. 2014; Viviroli y col. 2011). En la cuenca del río Mendoza y sus zonas aledañas en particular, los pluviómetros, totalizadores y colchones nivométricos se encuentran en su mayoría por debajo de los 3000 msnm. Esto quiere decir, que no existen registros de precipitación donde se concentra gran parte de la superficie de la cuenca (ver figura 4.5), donde se ubican la mayoría de los glaciares y donde se observa la mayor frecuencia de cobertura nival (Cara y col. 2016).

Para extrapolar las mediciones de precipitación en cuencas de montaña, algunos investigadores usaron un gradiente lineal que incrementa los valores medidos en función de la topografía (Garavaglia y col. 2017; Ragetti y col. 2012, 2013; Stahl y col. 2008) y otros han propuesto un gradiente logarítmico (Ayala y col. 2016).

Sin embargo, en la era de la información espacial otros autores han propuesto combinar las mediciones de campo con productos grillados o satelitales con el objeto de explotar al máximo la precisión puntual de la medición de campo con la aproximación espacial más realista de estos nuevos productos (Dinku y col. 2014; Hobouchian y col. 2017; Manz y col. 2016; Zambrano-Bigiarini y col. 2017).

#### 4. Aporte glaciar

Para este trabajo usé el producto grillado de precipitación diaria CHIRPS (Funk y col. 2014) en conjunto con los registros de las estaciones. Como posibles datos de entrada para el modelo hidrológico exploré las siguientes alternativas:

1. usar sólo el producto **CHIRPS**.
2. combinar CHIRPS con los registros de las estaciones usando el método *WCA* propuesto por Ossa-Moreno y col. (2018) (**CHIRPS-OM**).
3. ídem al caso anterior, pero con una nueva metodología para corregir el producto original (**CHIRPS-ET**). Ésta se vale del cociente entre el valor del pixel donde se encuentra la estación y la propia medición del pluviómetro o totalizador. El proceso se repite para cada una de las estaciones. Luego, el producto final de precipitación se obtiene haciendo la suma ponderada de las grillas como muestran Ossa-Moreno y col. (2018).

Para evaluar cuál de los tres productos (**CHIRPS**, **CHIRPS-OM** o **CHIRPS-ET**) era el más adecuado, utilicé la inecuación (4.4) que se deduce del balance de masa anual a escala de cuenca:

$$P + GW_{in} - (Q + ET + GW_{out}) = \Delta S \quad (4.3)$$

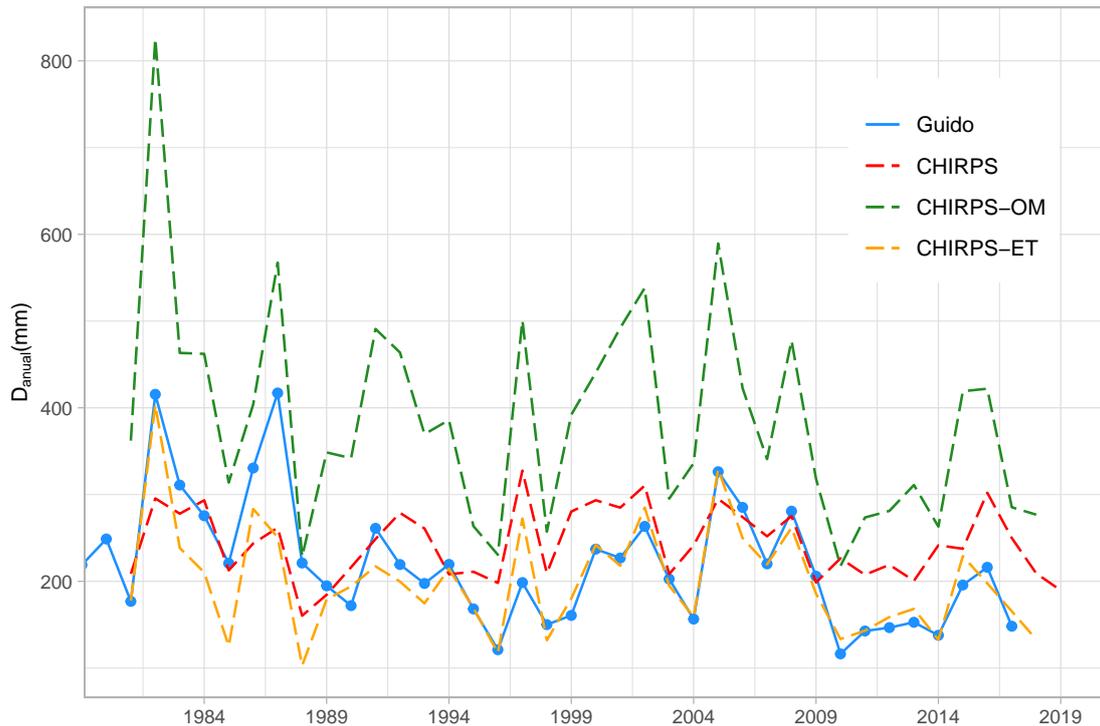
de lo que se deduce,

$$P \gg Q \quad (4.4)$$

donde  $P$  es la precipitación (líquida y sólida),  $GW_{in}$  es la entrada de agua subterránea a la cuenca (para el caso particular de una cuenca cabecera como la del Mendoza podríamos considerar como nula),  $Q$  es el derrame anual,  $ET$  es la evapotranspiración total que sale de la cuenca en forma de vapor ya sea producto de la evaporación de cuerpos de agua, nieve y/o hielo más la transpiración de la vegetación.  $GW_{out}$  es el agua subterránea que sale de la cuenca y  $\Delta S$  expresa el cambio de almacenamiento en todas sus formas (líquido y sólido).

Lo expresado por la inecuación (4.4), es una condición necesaria que debería cumplir

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.6:** Derrame específico anual medido en la estación de aforos Guido y precipitación acumulada anual para distintos productos de precipitación. Notar que solamente la precipitación del producto CHIRPS-OM es mayor que el derrame medido en Guido para todo el periodo en consideración. Esto quiere decir que es el único producto consistente desde el punto de vista hidrológico (Dingman 2014).

cualquier producto de precipitación que pretenda usarse en un trabajo hidrológico. Haciendo uso de ella, evitamos evaluar la calidad de dicho producto mediante los resultados de un modelo hidrológico (véase por ejemplo Ayala y col. (2020) o Ragetti y col. (2015) ), metodología sujeta a múltiples fuentes de incertidumbre vinculadas al propio proceso de modelización y no necesariamente al producto en sí (Beven 2008, 2012).

Del análisis comparativo entre derrame anual específico y precipitación acumulada anual, se desprende que el único producto que cumple con la condición expresada en (4.4) es **CHIRPS-OM** (figura 4.6).

El resultado de lo explicado con anterioridad es un producto grillado de precipitación diaria ( $\sim 4\text{ km} \times 4\text{ km}$ ) que se extiende desde Enero de 1981 a Diciembre de 2019 para la cuenca del río Mendoza y sus alrededores.

#### 4. Aporte glaciar

##### 4.4.5. HBV.IANIGLA

El modelo HBV.IANIGLA (Toum 2021a; Toum y col. 2021) es una versión modular del modelo hidrológico HBV (Bergström y col. 2015). A las cuatro rutinas clásicas (nival, humedad de suelo, reservorios y función de transferencia), le suma un módulo para simular el balance de masa superficial de glaciares descubiertos y cubiertos por detritos y otro módulo para transitar el agua que en ellos se genera (IANIGLA-ING 2010; Stahl y col. 2008). Estas características sirven para modelizar el ciclo hidrológico en regiones frías como la Cordillera de los Andes (Masiokas y col. 2020). Como datos de entrada el modelo requiere: series de precipitación, temperatura del aire y evapotranspiración potencial.

El paquete simula los procesos de acumulación y derretimiento nival (y/o glaciar) mediante una aproximación índice de temperatura, modelo empleado con frecuencia en zonas con escasez de datos meteorológicos como la Cordillera de los Andes y otras regiones montañosas del mundo (Ali y col. 2018; Ayala y col. 2020; Burger y col. 2019; Konz y col. 2010; Ragetti y col. 2012),

$$Melt = (T_{air} - T_t) * f_x \quad si \quad T_{air} > T_t \quad (4.5)$$

donde  $T_{air}$  es la temperatura del aire registrada o estimada,  $T_t$  es la temperatura umbral de derretimiento y  $f_x$  es una expresión genérica para los factores de derretimiento nival o glaciar. Cualquiera sea el caso, existe un parámetro de umbral de temperatura y otro de derretimiento. Si la temperatura del aire está por encima de dicho umbral, el derretimiento ocurre a una tasa proporcional a  $f_x$ . Estos parámetros deben ser calibrados por el usuario.

Dentro de esta rutina (`SnowGlacier()`) también se produce la separación entre lluvia y nieve, dependiendo de si la temperatura del aire medida está por encima o por debajo de cierto umbral  $T_r$ ,

#### 4. Aporte glaciar

$$\begin{aligned} P_{rain} &= P & \text{si } T_{air} > Tr \\ P_{snow} &= P * SF CF & \text{si } T_{air} \leq Tr \end{aligned} \tag{4.6}$$

La rutina de humedad del suelo, está basada sobre una formulación empírica que incluye la evapotranspiración actual, condiciones antecedentes de humedad y la infiltración efectiva en el suelo. La función beta computa esta relación (Bergström y col. 2015),

$$Inf = (Melt + Rainfall) * \left( \frac{SM}{FC} \right)^\beta \tag{4.7}$$

donde  $Inf$  es la infiltración en el suelo,  $SM$  es el parámetro humedad del suelo y  $\beta$  es un parámetro que permite relaciones no lineales entre el total de agua que ingresa al suelo, el contenido de humedad del mismo y la generación de escorrentía. Este tipo de formulación no es única entre los modelos de tipo reservorio; a modo de ejemplo, una ecuación similar puede encontrarse en el modelo hidrológico VIC (Liang y col. 1994). HBV. IANIGLA asume que toda la evapotranspiración ocurre desde el compartimento de suelo, por lo que esta función computa todas las abstracciones de manera implícita (ecuación (4.2)).

Luego de que se infiltra, el agua puede seguir caminos diversos y muchas veces complejos hasta que alcanza los cursos de agua superficial (McDonnell 2003). Una descripción y modelización detallada de estos procesos requeriría datos de campo y mediciones que generalmente no están disponibles a escala de cuenca. Una solución ingenieril a este problema, consistió en considerar este retardo multi-causal como un efecto *equivalente* de almacenamiento (Dooge 1973). La versión actual del paquete (v 0.2.1) simula el tránsito del agua mediante reservorios lineales interconectados. Para el caso de los glaciares el paquete usa el modelo propuesto por Stahl y col. (2008),

#### 4. Aporte glaciar

$$K_G = K_{Gmin} + dK_G * \exp(SWE/AG) \quad (4.8)$$

$$q_G = K_G * S_G \quad (4.9)$$

donde  $K_G$  es el coeficiente de almacenamiento actual,  $K_{Gmin}$  es un coeficiente por la mínima,  $dK_G$  el máximo incremento para la salida de agua,  $SWE$  es el equivalente agua nieve total sobre el glaciar,  $AG$  es un parámetro de escala,  $S_G$  es el almacenamiento actual de agua y  $q_G$  es el caudal de salida. El coeficiente de almacenamiento es función de un valor mínimo que denota condiciones de drenaje pobres, el equivalente agua nieve y un parámetro de calibración. Cuando al paquete de nieve alcanza su valor máximo el escurrimiento glaciar ocurre a una tasa mínima y lo contrario ocurre a fines del verano cuando toda la nieve se ha derretido.

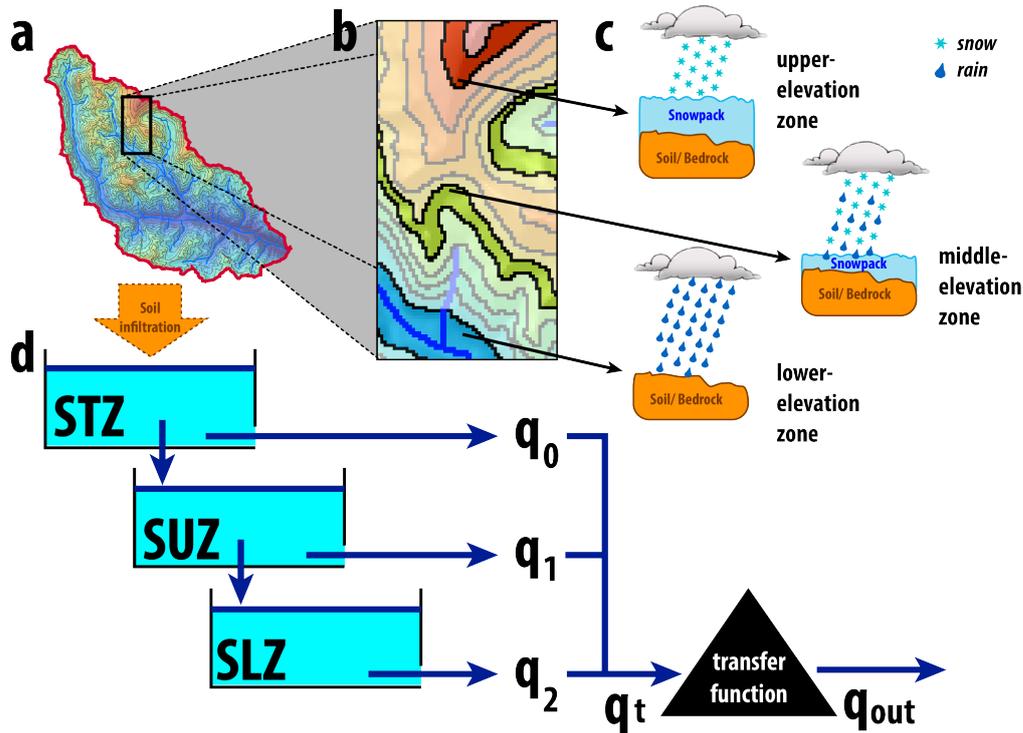
#### Preparación para la cuenca del río Mendoza

En este trabajo discreticé las subcuencas (ver figura 4.7) en bandas altitudinales (e.g. tabla 4.4). Cada uno de estos polígonos puede contener una porción de hielo cubierto, descubierto y/o suelo. El tránsito del agua que se genera producto de la infiltración en el suelo o en los glaciares se computa por separado. El balance de masa glaciar e hidrológico está disponible para cada una de las subcuencas; para el caso de la simulación del caudal de salida en Guido, adicioné al escurrimiento generado en la subcuenca Mendoza Inferior lo producido en las zonas altas (Tupungato, Cuevas, Vacas y Colorado).

Extraje la variable de entrada precipitación, del producto diario **CHIRPS-OM** y lo agregué para cada banda altitudinal combinando la funcionalidad de los paquetes `raster`, `rgdal` y `prioritizr` (Bivand y col. 2020a; Hanson y col. 2020; Hijmans 2020). Extrapolé las mediciones de temperatura del aire (estaciones Tupungato y Guido) mediante un gradiente lineal y usé esas series para calcular la evapotranspiración potencial.

Para poder calibrar, evaluar y comparar las simulaciones del modelo preparé: **(a)** los aforos de caudal para cada (sub)cuenca; **(b)** las series de cobertura nívea

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.7:** Ejemplo de discretización en bandas altitudinales para la cuenca del río Cuevas. Como mencioné en el capítulo anterior, los módulos nival, glaciar y de suelo corren en cada uno de los polígonos. Luego el agua pasa a las rutinas de reservorios (glaciar y de suelo) para finalizar en la función de transferencia. **STZ:** *Storage Top Zone*; **SUZ:** *Storage Upper Zone*; **SLZ:** *Storage Lower Zone*.

provenientes del producto MODTAP agregadas a escala de (sub)cuenca (Cara y col. 2016); (c) los balances de masa geodésicos para los períodos 2001/08 y 2009/17 agregados también a escala de (sub)cuenca (Dussaillant y col. 2019; Ferri y col. 2020); (d) las simulaciones de balance de masa glaciar para la cuenca trasandina del río Maipo (Ayala y col. 2020); (e) los balances de masa para los glaciares Echaurren, Piloto y Morado (Farias-Barahona y col. 2020; Leiva y col. 2007; Masiokas y col. 2016); (f) las series de equivalente agua nieve para la cuencas de los ríos Aconcagua y Maipo (Alvarez-Garretton y col. 2018; Ayala y col. 2020); y (g) las estimaciones de aporte glaciar realizadas por Crespo y col. (2020) mediante isótopos estables (cuenca superior del río Mendoza).

#### 4. Aporte glaciar

**Tabla 4.4:** Altura promedio (Hmed), máxima (Hmáx), mínima (Hmín) y área relativa (Arel) de cada polígono con respecto a la superficie total de la cuenca del río Cuevas. Las proporciones de suelo, glaciar cubierto con detritos (GC) y glaciar descubierto (GD) hacen referencia a cada banda altitudinal.

Hmin	Hmax	Hmed	Arel[-]	Suelo[-]	GC[-]	GD[-]
2400	2600	2538	0.008	1.000	0.000	0.000
2600	2800	2700	0.021	1.000	0.000	0.000
2800	3000	2902	0.034	1.000	0.000	0.000
3000	3200	3111	0.044	1.000	0.000	0.000
3200	3400	3305	0.070	1.000	0.000	0.000
3400	3600	3507	0.099	0.996	0.004	0.000
3600	3800	3702	0.134	0.994	0.006	0.000
3800	4000	3900	0.138	0.977	0.021	0.002
4000	4200	4096	0.132	0.953	0.043	0.004
4200	4400	4296	0.098	0.927	0.052	0.021
4400	4600	4495	0.076	0.903	0.048	0.049
4600	4800	4695	0.058	0.910	0.013	0.077
4800	5000	4890	0.038	0.883	0.002	0.115
5000	5400	5150	0.031	0.896	0.004	0.100
5400	5800	5581	0.008	0.915	0.000	0.085
5800	6200	5994	0.006	0.833	0.000	0.167
6200	6600	6372	0.004	0.771	0.000	0.229
6600	7000	6718	0.001	0.691	0.000	0.309

#### Estrategia de calibración y evaluación

Consideré cinco subcuencas como áreas componentes de la cuenca del río Mendoza ( $7110,63 \text{ km}^2 - 100 \%$ ): Cuevas ( $675,20 \text{ km}^2 - 9 \%$ ), Colorado ( $149,30 \text{ km}^2 - 2 \%$ ), Vacas ( $568,80 \text{ km}^2 - 8 \%$ ), Tupungato ( $1769,20 \text{ km}^2 - 25 \%$ ) y Mendoza Inferior ( $3948,13 \text{ km}^2 - 56 \%$ ). En consecuencia, corrí un modelo hidro-glaciológico semi-distribuido para cada una de ellas.

Como existen parámetros del modelo HBV. IANIGA que son comunes, los calibré para la cuenca del río Cuevas y luego los usé para remuestrear aquellos parámetros no transferibles de una cuenca a la otra:

##### 1. relacionados con el gradiente de temperatura

- a.  $z_{\text{umbral}}$ : altitud a partir de la cual la temperatura del aire no desciende.

#### 4. *Aporte glaciar*

- b. **grad\_t**: gradiente de decremento lineal en la temperatura del aire.
- c. **d\_tg**: diferencia de temperatura del glaciar con respecto a la temperatura promedio de la banda altitudinal en la que se encuentra.

#### 2. **vinculados con la subestimación de la precipitación**

- a. **Pcor**: factor de corrección de la precipitación por subestimación del método CHIRPS-OM.

#### 3. **concerniente con la infiltración, flujo subterráneo y tránsito del caudal**

- a. **FC**: capacidad de campo ficticia del suelo.
- b. **K2**: constante de almacenamiento del flujo subterráneo.
- c. **Bmax**: base de la función de transferencia triangular.

Los tres parámetros ligados a la temperatura del aire reflejan la variabilidad existente en la orientación preponderante de cada subcuenca y la orientación relativa de cada porción de la banda altitudinal. Además y como muestro en la figura 4.4, existe una variabilidad inherente a los propios procesos de transporte de masas y energía cuyos efectos exceden a un modelo de extrapolación lineal de temperatura del aire. El parámetro que reduce la temperatura de los glaciares en relación a la calculada por banda altitudinal, responde a un criterio de exposición y orientación de los cuerpos de hielo, ubicados en lugares que retienen mayor cantidad de nieve y/o están menos expuestos a la radiación solar incidente que el resto de la cuenca y al efecto *enfriador* que los cuerpos de hielo tienen sobre las masas de aire. Otros autores han utilizado aproximaciones similares y/o han medido con sensores de temperaturas *in-situ* este fenómeno (Ayala y col. 2017; Finger y col. 2015; Ragettli y col. 2014).

A pesar de haber corregido los valores de precipitación con mediciones de campo y de haber demostrado su consistencia hidrológica (figura 4.6), el producto CHIRPS-OM es deficitario en cuanto a cantidad de agua precipitada por subcuenca. Si bien

#### 4. Aporte glaciar

el método propuesto por Ossa-Moreno y col. (2018) ha demostrado ser robusto, la calidad de sus correcciones siguen sujetas a la cantidad y distribución espacial de mediciones de campo, por lo que debí aplicar un factor de corrección de la precipitación ( $P_{cor}$ ) por subcuenca.

En un trabajo similar para la cuenca del río Maipo, Ayala y col. (2020) usaron un producto que requirió de una corrección por subestimación de +50 %, mientras que para este trabajo sólo obtuve factores de corrección de ese orden de magnitud para la subcuenca del río Tupungato. Para el resto de las subcuencas este factor estuvo entre +15 % y +35 %.

Debido a las distintas características geológicas de las subcuencas en estudio (Crespo y col. 2017), calibré para cada una de ellas los parámetros más influyentes (FC y K2) en la generación de escurrimiento subsuperficial. Por último, la función de transferencia triangular representa el tránsito del agua en los arroyos y ríos, por lo que es de esperar que varíe entre subcuencas.

En la tabla 4.5 muestro los módulos que acoplé para armar el modelo hidro-glaciológico semi-distribuido, con sus respectivos parámetros y rangos de variación iniciales.

Los modelos hidrológicos están sujetos a errores epistemológicos. Esto significa que no sólo está presente el efecto de aleatoriedad sino que se suman errores de naturaleza no lineal: el error estructural del modelo (ya que es un recorte de la realidad), incertidumbre en los datos de entrada, condiciones de borde, entre otros (Beven 2006, 2008, 2012; Beven y col. 2014). En consecuencia, cualquier ejercicio de modelización hidrológica está sujeto a lo que Beven (2006) ha denominado *equifinalidad*: concepto que sugiere que es posible la coexistencia de varios modelos y/o conjuntos paramétricos consistentes con las observaciones (o mediciones) disponibles. Esto tiene dos consecuencias prácticas en el diseño de la modelización:

1. **Estrategia de calibración y (re)muestreo**: los conjuntos paramétricos se derivan de (re)muestrear 50000 combinaciones aleatorias de los rangos mostrados en la tabla 4.5. Para el (re)muestreo apliqué el método de Monte

#### 4. Aporte glaciar

Carlo con distribución uniforme en los parámetros. Como tarea previa, intenté calibrar los parámetros usando el algoritmo de optimización global de evolución diferencial con resultados insatisfactorios (Ardia y col. 2016a). Esto sugiere que, al menos cuando el modelo HBV. IANIGLA se usa en modo hidrológico, es conveniente aplicar un método de muestreo que sea más exhaustivo. Si bien está fuera del alcance de este trabajo discutir e indagar sobre este asunto, otros autores han llegado a conclusiones similares (Beven y col. 2014; Pianosi y col. 2016).

**Tabla 4.5:** La cuenca de referencia para realizar el muestreo paramétrico es Cuevas. Para las otras, usé los mismos parámetros (-), remuestreé usando el mismo rango (-\*) o remuestreé un parámetro en particular asignando nuevos límites (inferior; superior).

Módulo	Parámetro	Cuevas	Vacas	Tupungato	Colorado	Mza. Inf.
Gradiente de temp.	$z_{umbral}^*[msnm]$	(4500; 4700)	-*	-*	-*	-*
	$grad_T^*[^{\circ}C/km]$	(-7.00; -6.00)	-*	-*	-*	(-6.50; -5.00)
	$d_{tg}^*[^{\circ}C]$	(2.50; 5.00)	-*	-*	(2.00; 3.00)	-*
Precipitación	$Pcor^*[-]$	(1.00; 1.30)	(1.00; 1.20)	(1.50; 1.60)	(1.30; 1.40)	(1.00; 1.20)
<i>SnowGlacier_HBV()</i>	$SFCF[-]$	1.00	-	-	-	-
	$Tr[^{\circ}C]$	0.00	-	-	-	-
	$Tt[^{\circ}C]$	(0.00; 2.00)	-	-	-	-
	$fm[mm/^{\circ}C]$	(2.00; 4.00)	-	-	-	-
	$fi[mm/^{\circ}C]$	(5.00; 7.00)	-	-	-	-
	$fic[mm/^{\circ}C]$	0.20	-	-	-	-
<i>Soil_HBV()</i>	$FC^*[mm]$	(400; 600)	-*	-*	(10; 150)	(600; 1200)
	$LP[-]$	0.60	-	-	-	-
	$\beta[-]$	2.40	-	-	-	-
<i>Routing_HBV()</i>	$K0[1/\Delta T]$	0.04	-	-	-	-
	$K1[1/\Delta T]$	0.01	-	-	-	-
	$K2^*[1/\Delta T]$	(0.002; 0.008)	-*	-*	-*	-*
	$UZL[mm]$	2.00	-	-	-	-
	$PERC[mm]$	1.00	-	-	-	-
<i>Glacier_Disch()</i>	$K_{Gmin}[1/\Delta T]$	0.30	-	-	-	-
	$dKG[1/\Delta T]$	0.70	-	-	-	-
	$AG[mm]$	500	-	-	-	-
<i>UH()</i>	$Bmax^*[\Delta T]$	3.75	-	-	(1.00; 10.00)	(1.00; 5.00)

$z_{umbral}$ : altura a partir de la cual la temperatura del aire no desciende;  $grad_T$ : gradiente de temperatura;  $d_{tg}$ : decremento de la temperatura del aire sobre los glaciares;  $Pcor$ : factor de corrección de la precipitación;  $SFCF$ : factor de corrección de la nieve;  $Tr$ : temperatura de partición de la precipitación (nieve/lluvia);  $Tt$ : temperatura umbral de derretimiento;  $fm$ : factor de derretimiento de la nieve;  $fi$ : factor de derretimiento del hielo;  $fic$ : factor de derretimiento del hielo cubierto con detritos;  $FC$ : capacidad de campo;  $LP$ : factor de reducción de la evapotranspiración;  $\beta$ : parámetro no lineal de la rutina de suelo;  $Ki$ 's: coeficientes de almacenamiento;  $UZL$  y  $PERC$ : tasas de transferencia de masa entre reservorios;  $dKG$ : aumento en el coeficiente de almacenamiento en glaciares;  $AG$ : factor de escala;  $Bmax$ : base de la función de transferencia triangular.

2. **Evaluación de las simulaciones:** una de las formas de acotar la incertidumbre paramétrica (y de falsear el modelo) es evaluar no sólo el escurrimiento simulado sino todas las variables intermedias sobre las que se tengan mediciones

#### 4. Aporte glaciar

u observaciones (Finger y col. 2015; Parajka y col. 2008).

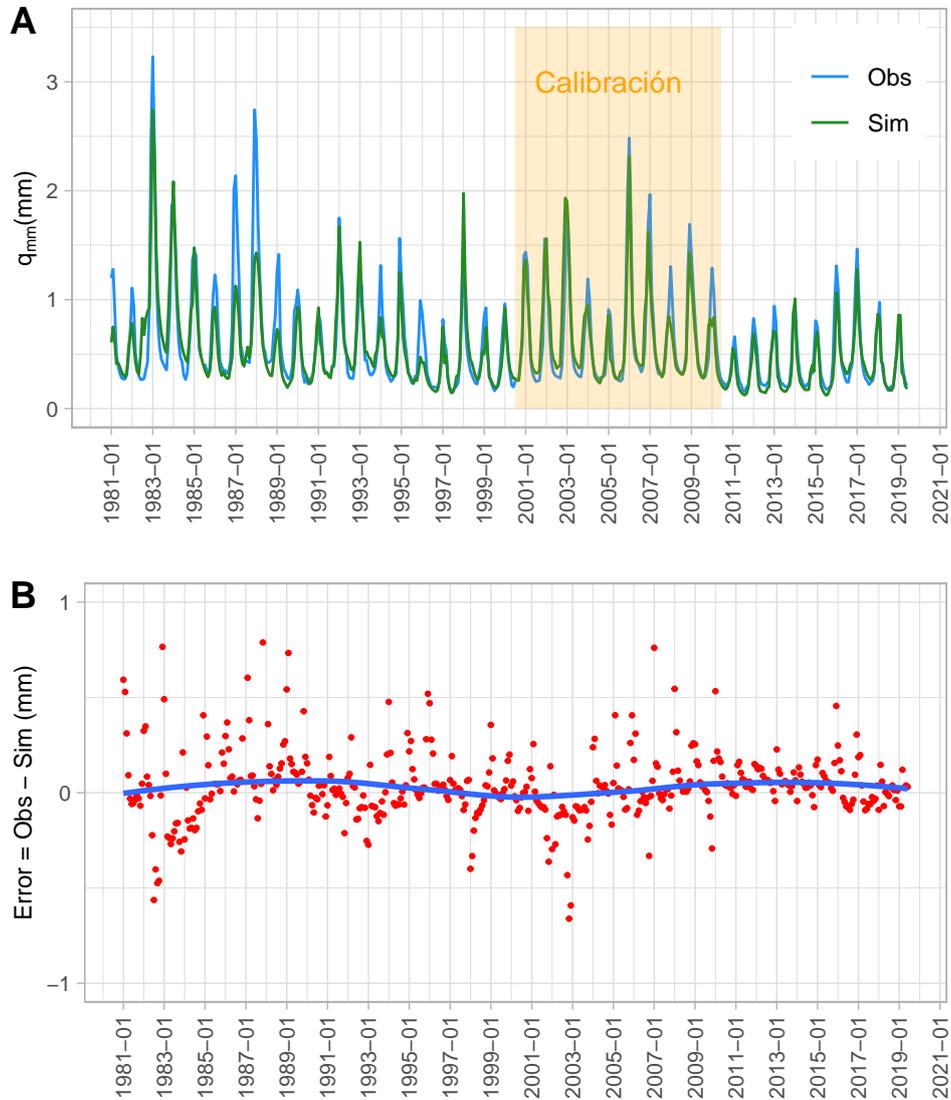
Como medidas de *comparación directa* usé las mediciones de caudal (SNIH 2020) y el balance de masa geodésico agregado a escala de subcuenca. Consideré aceptables aquellas simulaciones que tuviesen de manera simultánea un  $KGE \geq 0,70$  (caudales medios diarios – Kling y col. (2012)) y una diferencia con el balance de masa anual observado de  $\pm 1500 \text{ mm ea}$  ( $\sim \pm 190 \text{ mm ea/año}$  – dos periodos de alrededor de 8 años). Como periodo de calibración usé el comprendido entre el 2000-07-01 y el 2010-06-30 y dejé el resto de la serie para evaluar los resultados (1980 a 2000 y 2010 a 2019). El periodo de calibración se corresponde con una década con nevadas medias y abundantes; esta elección da la posibilidad de evaluar el modelo en décadas preponderantemente húmedas (1980'), secas (2010') y en otra que combina años secos con años húmedos (1990').

Como elementos de *comparación indirecta* usé: las estimaciones del aporte glaciar para el verano 2013/14 en la cuenca superior del río Mendoza hechas con técnicas isotópicas (Crespo y col. 2020), los resultados de balance de masa glaciar para la(s) (sub)cuenca del río Maipo estimadas por Ayala y col. (2020), las series de equivalente de agua nieve para las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua (Ayala y col. 2020; Cortés y col. 2017), los balances de masa glaciar para los glaciares Echaurren, Piloto y Morado (Farias-Barahona y col. 2020; Leiva y col. 2007; Masiokas y col. 2016), y las series de cobertura nívea derivadas del producto MODTAP (Cara y col. 2016).

### 4.5. Resultados

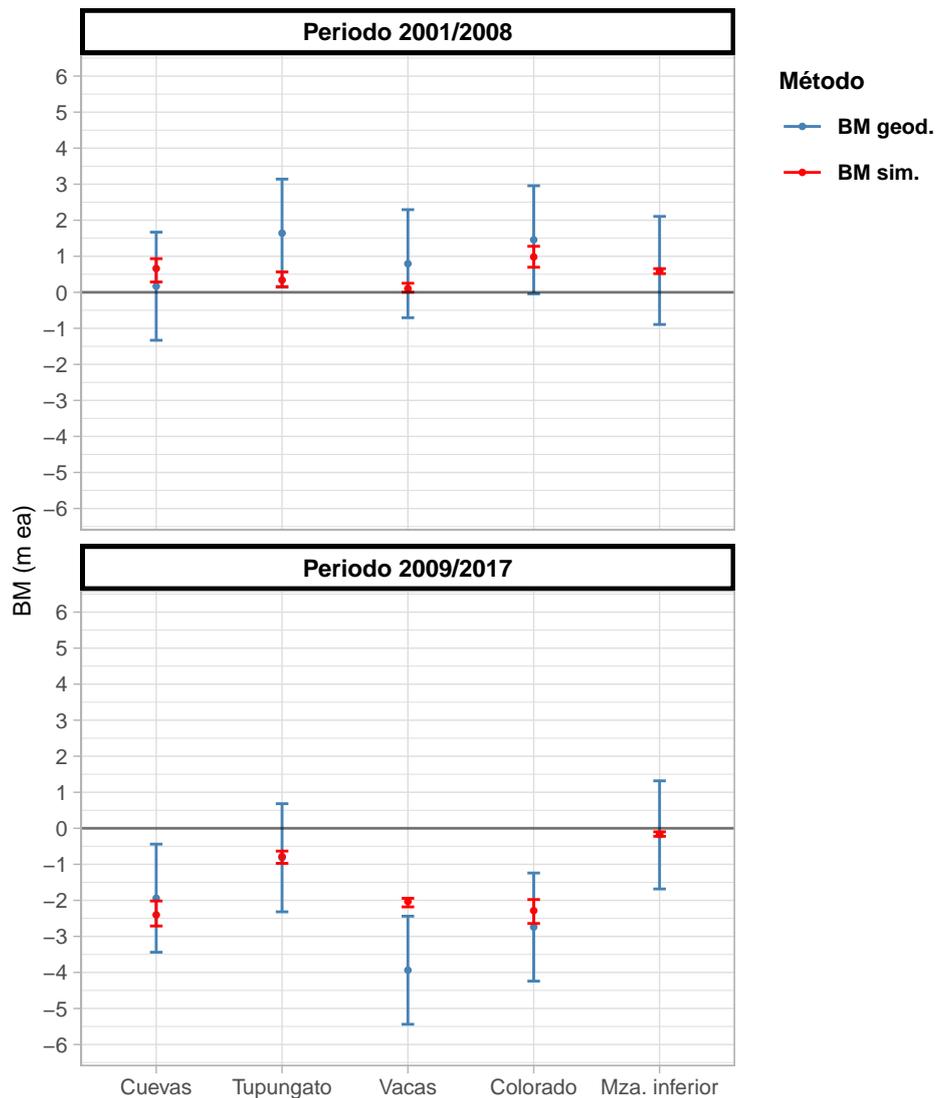
Como este trabajo se enfoca en el aporte glaciar a escala mensual y anual presento la mayoría de los resultados con este nivel de agregación temporal. La figura 4.8 muestra una buena correspondencia entre las simulación media de caudales y los aforos en Guido. El error (diferencia entre el caudal observado y simulado) no presenta tendencia, indicio de que el modelo estaría explicando de manera satisfactoria el escurrimiento superficial de la cuenca.

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.8:** (A) Las simulaciones muestran buena performance para periodos disímiles. Las mayores diferencias se dan para algunos meses estivales de la década del ochenta, periodo para el que se cuenta con escasa información meteorológica y satelital, variables que afectan de forma directa las estimaciones de precipitación mediante el método CHIRPS-OM. En contraposición, para la década correspondiente a la megasequía no persisten grandes diferencias entre simulaciones y observaciones. (B) Los errores entre la simulación media y las observaciones no muestran tendencia.

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.9:** Balances de masa simulados y calculados mediante el método geodésico. Las simulaciones para ambos periodos están dentro del error admisible propuesto *a priori*. El lector notará que las simulaciones (salvo para el segundo periodo del río Vacas) están dentro del margen de  $\pm 1500$  mm ea.

Los balances de masa glaciar simulados con el modelo HBV. IANIGLA presentan una buena correspondencia con las estimaciones hechas por Dussailant y col. (2019) mediante el método de balance de masa geodésico (figura 4.9). Las simulaciones (salvo en el segundo periodo para la cuenca del río Vacas) están dentro del error de las estimaciones geodésicas y siguen la variación inter-decadal registrada.

La figura 4.10 muestra los balances de masa de invierno y verano para cada una

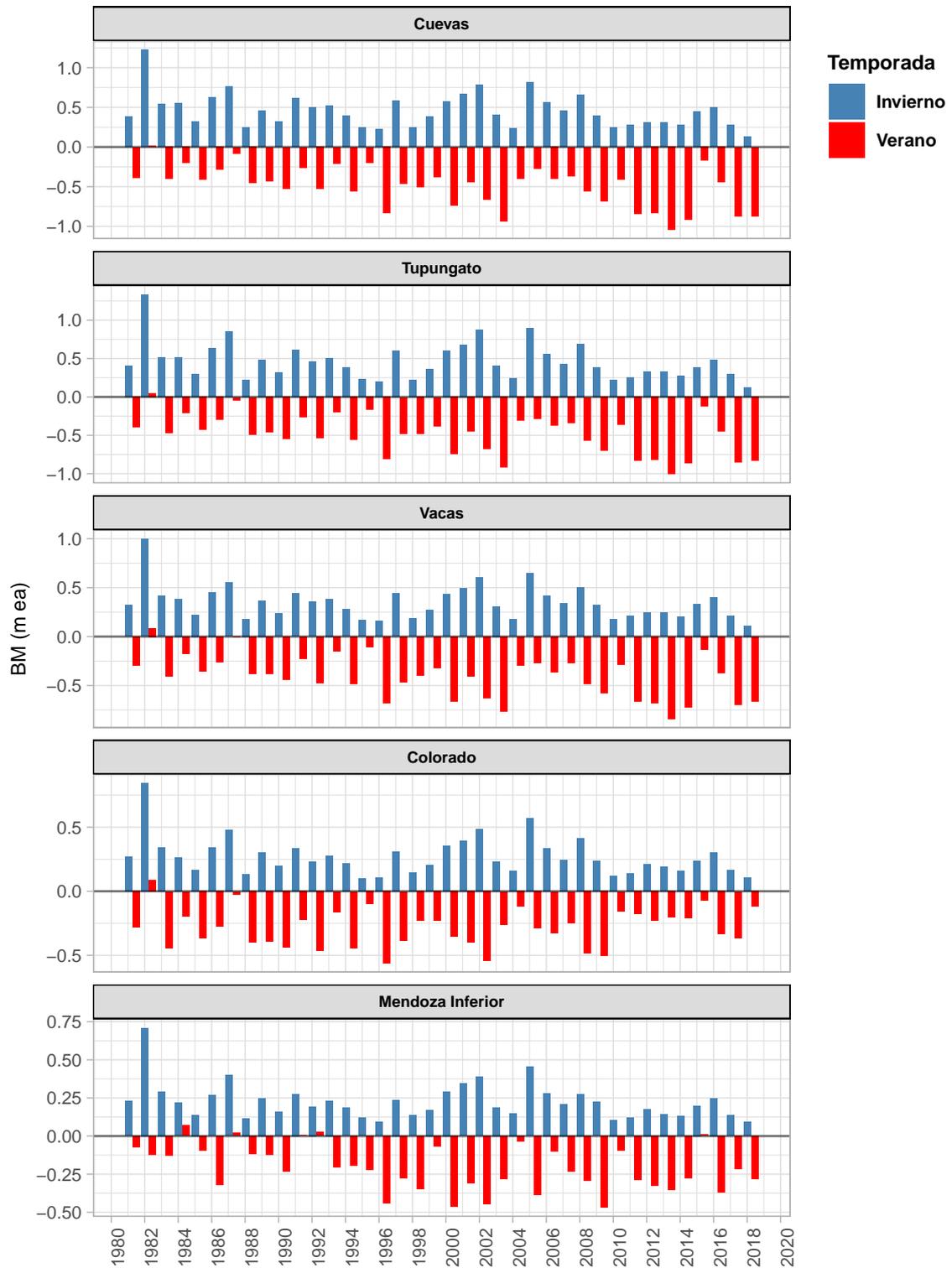
#### 4. Aporte glaciar

de las subcuencas en estudio. El rango de variación es más pronunciado para los glaciares ubicados en las cuencas de los ríos Cuevas, Tupungato y Vacas así como también el desbalance negativo a partir del año 2010. Esta situación se ve mejor reflejada en los balances de masa anual (figura 4.11). Estas simulaciones sugieren un periodo sostenido de ganancia durante la década de 1980', balances neutros en la primera mitad de la década de 1990' y balances negativos durante la segunda mitad, balances positivos y neutros durante los 2000' y una caída sostenida a partir del año 2010. Si bien no existen mediciones que permitan comparar de manera directa los balances de masa simulados a esta escala espacio-temporal, las simulaciones están en concordancia con la variación anual del Índice Regional de Precipitación (RPI: *Regional Precipitation Index* - Garreaud y col. (2019)). Dicho índice denota la desviación de la precipitación acumulada anual con respecto a su media histórica y fue elaborado para caracterizar históricamente la *megasequía* que atraviesa la zona de los Andes Centrales de Chile (y Argentina) desde el año hidrológico 2010-11 (Garreaud y col. 2019). En la figura 4.12 el lector encontrará una comparación entre los valores normalizados (media en cero y desvío estándar unitario) del RPI y los de balance de masa anual.

Otro resultado interesante es el que resulta de acumular los balances de masa anuales. La figura 4.13 permite ver que las ganancias netas durante la década de 1980' se mantuvieron durante las dos décadas subsiguientes y sufrieron una caída sostenida a partir del año 2010. Como complemento y a modo comparativo, la figura 4.14 muestra los resultados de los balances de masa anual y acumulado para la cuencas de los ríos Mendoza (este trabajo) y Maipo (Chile - Ayala y col. (2020)). Los patrones de años ganadores, perdedores y neutros son similares, aunque existe una diferencia notable en cuanto a valores absolutos.

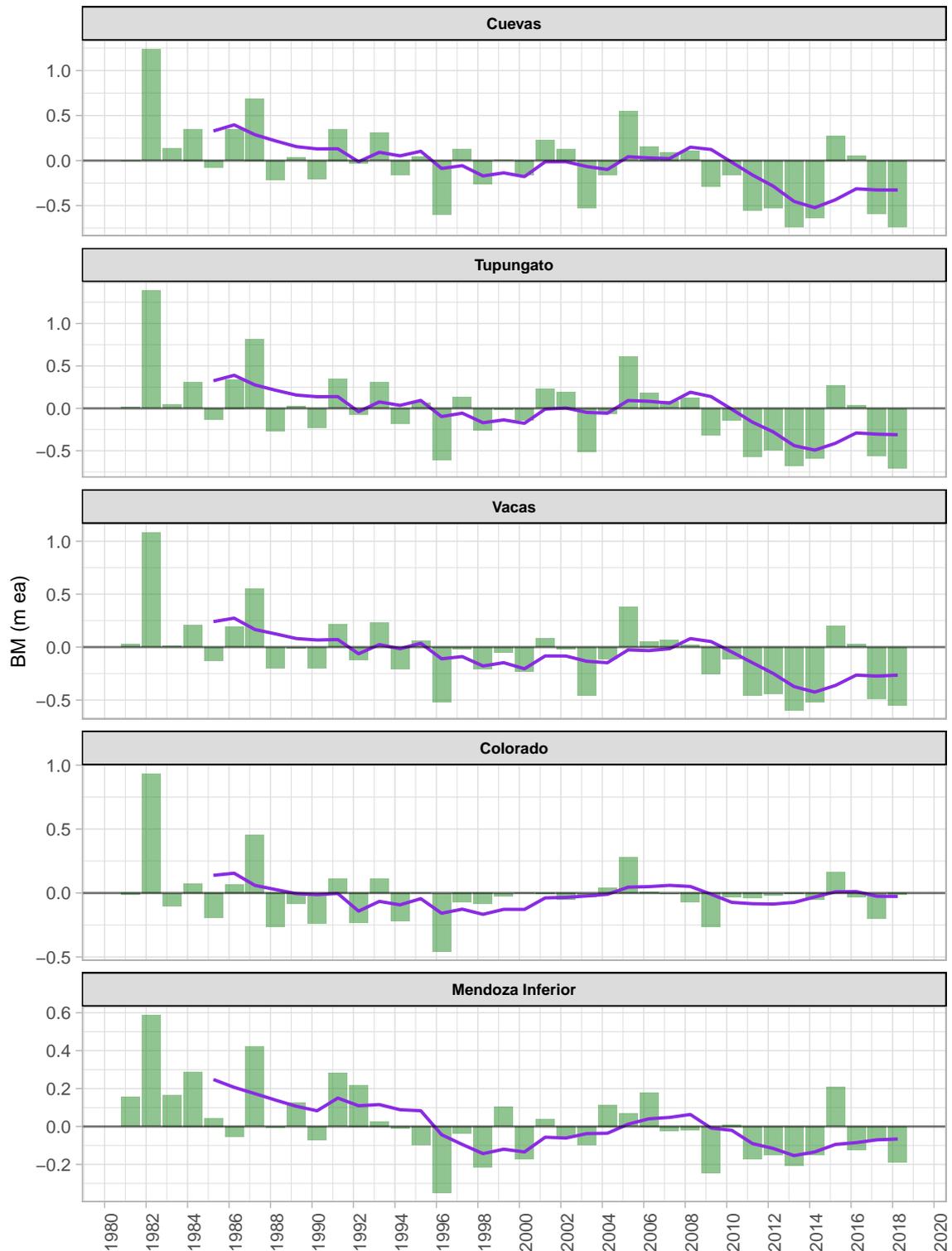
La figura 4.15 muestra la proporción del aporte glaciar (incluye la nieve que se acumula y derrite sobre los cuerpos de hielo) al escurrimiento anual del río Mendoza. El año hidrológico comienza el primero de octubre y termina el último día de septiembre del año siguiente. Este criterio es el que sigue el Departamento General de Irrigación (provincia de Mendoza) para la planificación anual del uso

#### 4. Aporte glaciar



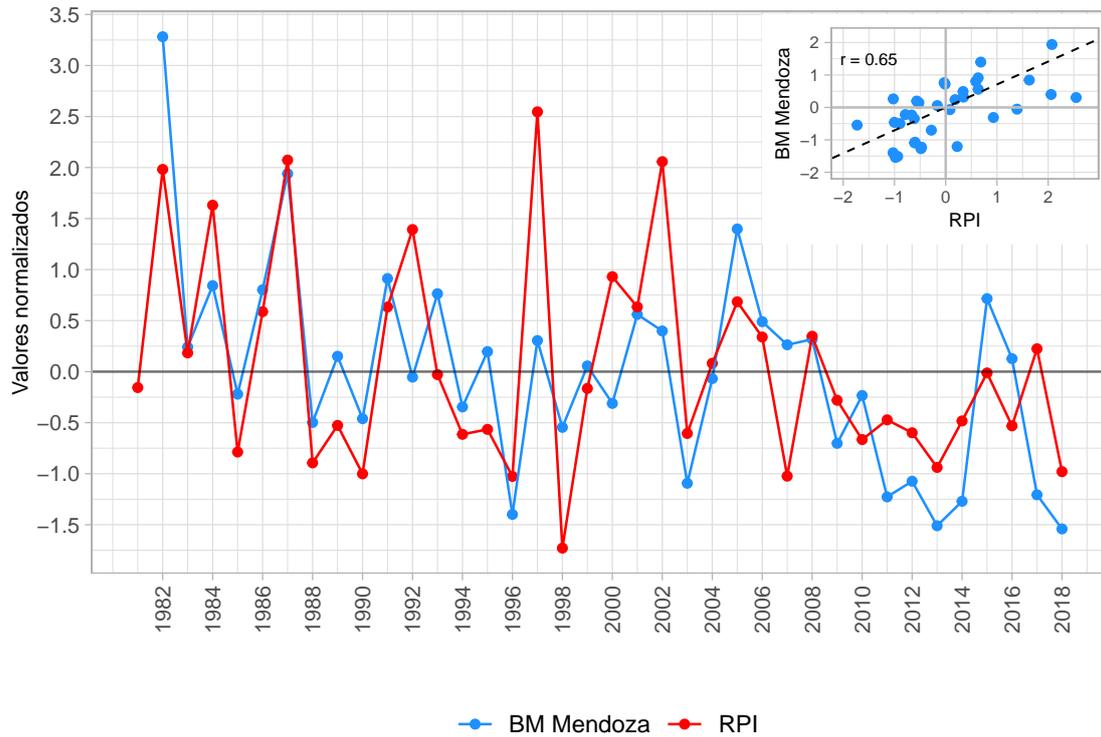
**Figura 4.10:** Balance de masa estacional para las subcuencas del río Mendoza.

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.11:** Balance de masa anual para cada subcuenca (verde) con su media móvil de 5 años (violeta). Esta media móvil destaca una primera década positiva, seguida de un periodo con balances levemente negativos (1990's), una recuperación en los 2000 y una caída marcada (salvo en la subcuenca del Colorado) para los últimos diez años.

#### 4. Aporte glaciar

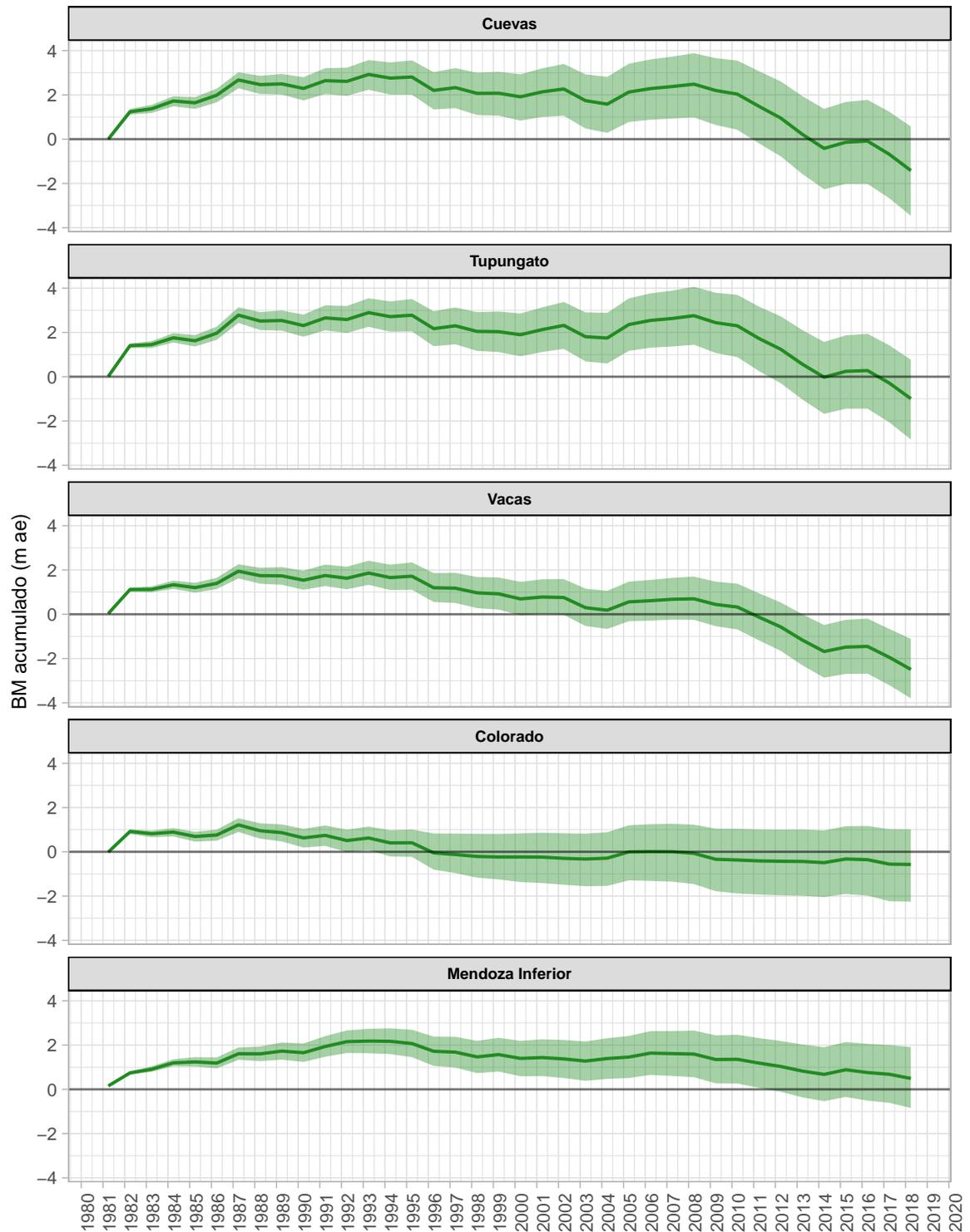


**Figura 4.12:** Valores normalizados de la serie de balance de masa anual simulada para la cuenca del río Mendoza (BM Mendoza) y del RPI (Garreaud y col. 2019). Este última variable deriva de las mediciones de 92 estaciones de precipitación en Chile (comprendidas entre los 30° - 37° S).

del agua. Comparando el periodo más seco (2010/11 - 2017/18) con una década de años húmedos y neutros (2000's) aparecen algunas diferencias interesantes de notar: en periodos de sequías prolongadas el aporte glaciar al derrame medio anual fue de 28,8 %, con un desvío estándar de 10,6 %, mientras que en años húmedos y neutros el aporte medio desciende a 14,5 % con un desvío de 5,2 %. Es importante recordar aquí que la salida de agua del frente de los glaciares permanece activa aproximadamente desde noviembre hasta el mes de abril del año siguiente (ver figura 4.19). Ahora, teniendo en cuenta sólo estos meses, la contribución media en años secos representa cerca del 40,3 % del derrame (desvío estándar de 12,7 %) y en años más nevadores el promedio es de 19,5 % con un desvío de 7,5 %. En la figura 4.16 el lector encontrará un resumen gráfico con más información.

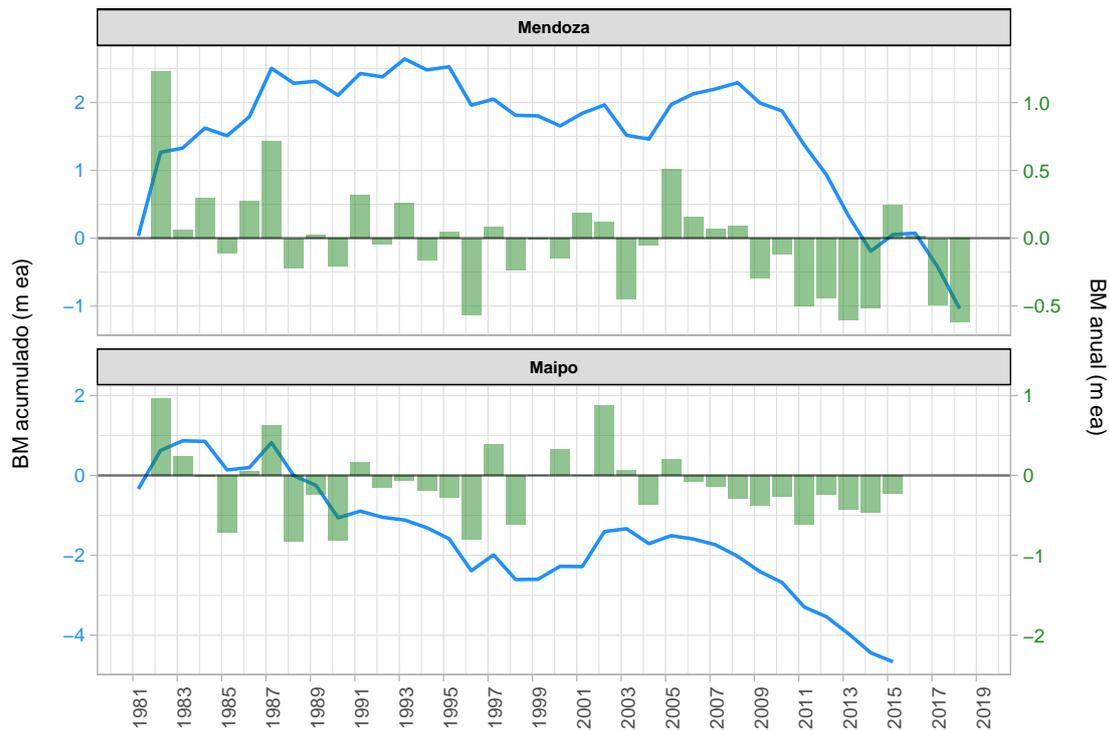
Para analizar si existe tendencia en el aporte glaciar, apliqué el método de regresión local (*Loess*) sobre la serie de contribución glaciar al derrame anual del río Mendoza

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.13:** Balance de masa acumulado anual agregado a escala de subcuencas para el río Mendoza. Las bandas representan el acumulado de los percentiles 0.95 y 0.05 provenientes de las simulaciones, mientras que la línea sólida es el valor medio.

#### 4. Aporte glaciar

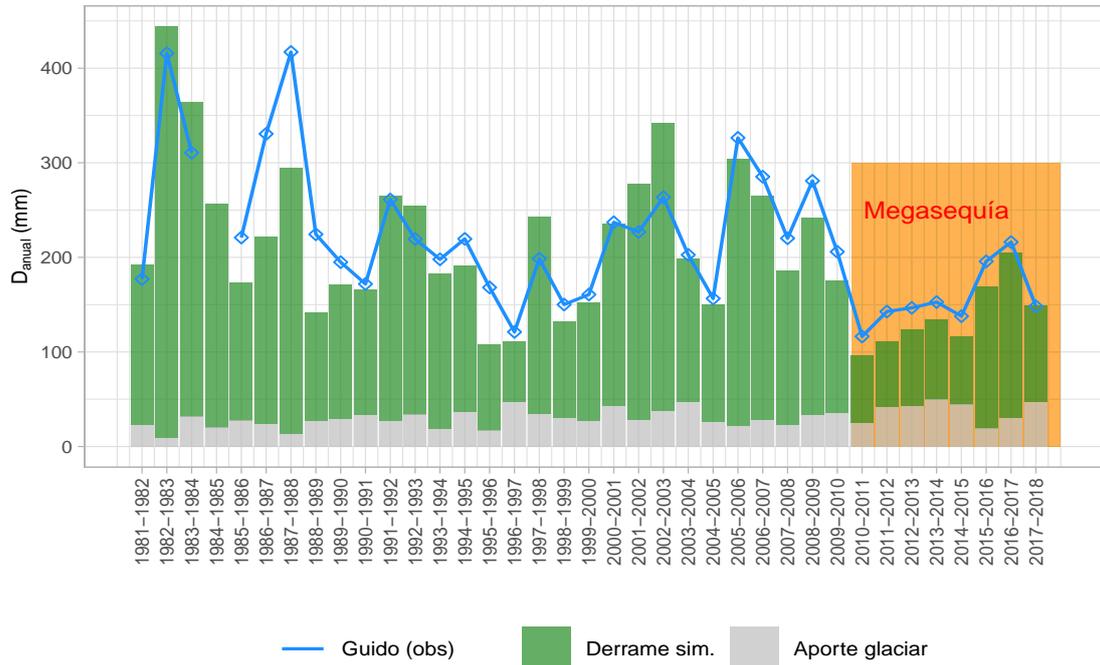


**Figura 4.14:** Balance de masa acumulado anual agregado a escala de cuencas para el río Mendoza (este trabajo) y para el río Maipo. Si bien existe una diferencia en cuanto a valores absolutos, los patrones de años con balances positivos, neutros y negativos son similares entre ambos trabajos.

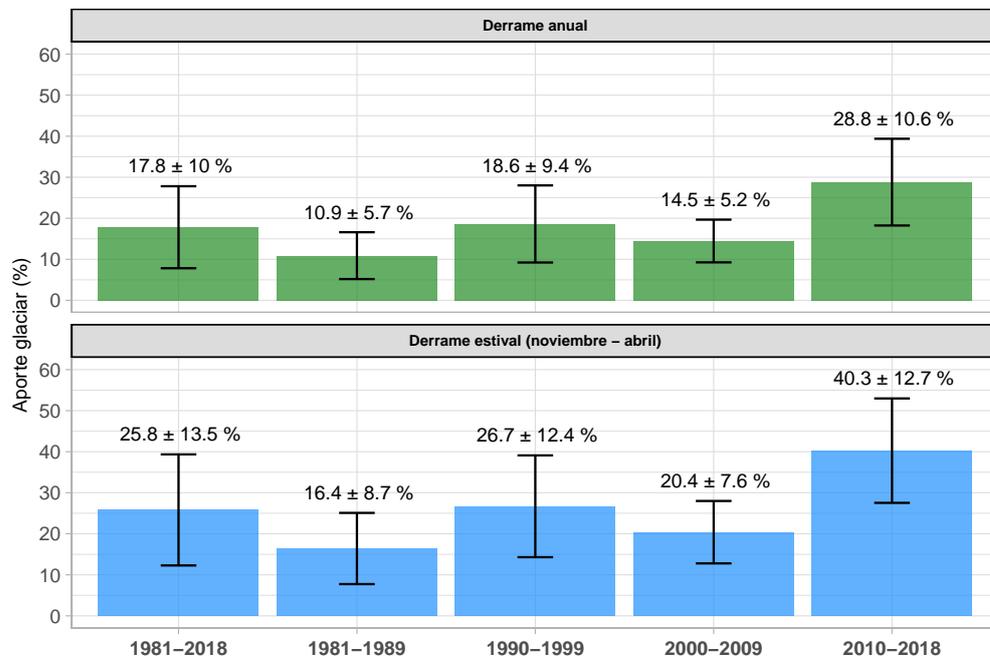
en Guido. Como muestra la figura 4.17, la cuenca experimentó un aumento relativo en la contribución glaciar desde 1980 hacia la primer mitad de 1990, a lo que siguió una caída suave apalancada principalmente por los años nevadores de los 2000. Luego se observa un incremento significativo traccionado por el periodo conocido como *megasequía* (2010-actualidad).

Otra serie a evaluar es la de equivalente agua nieve y los valores máximos alcanzados en cada año (figura 4.18). Éstos permiten diferenciar entre dos zonas: la comprendida por las cuencas de los ríos Vacas, Cuevas, Tupungato y Colorado (de aquí en adelante Mendoza Superior) y la subcuenca Mendoza Inferior. Para el periodo bajo análisis (1981-2019), en la subcuenca Mendoza Superior se acumula un equivalente agua nieve máximo promedio de  $310 \text{ mm ae}$ , en cambio, en la zona inferior este valor desciende a  $60 \text{ mm ae}$  y para la cuenca entera el promedio histórico ronda los  $170 \text{ mm ae}$ . En la tabla 4.6 muestro las cuatro décadas en consideración y

#### 4. Aporte glaciar

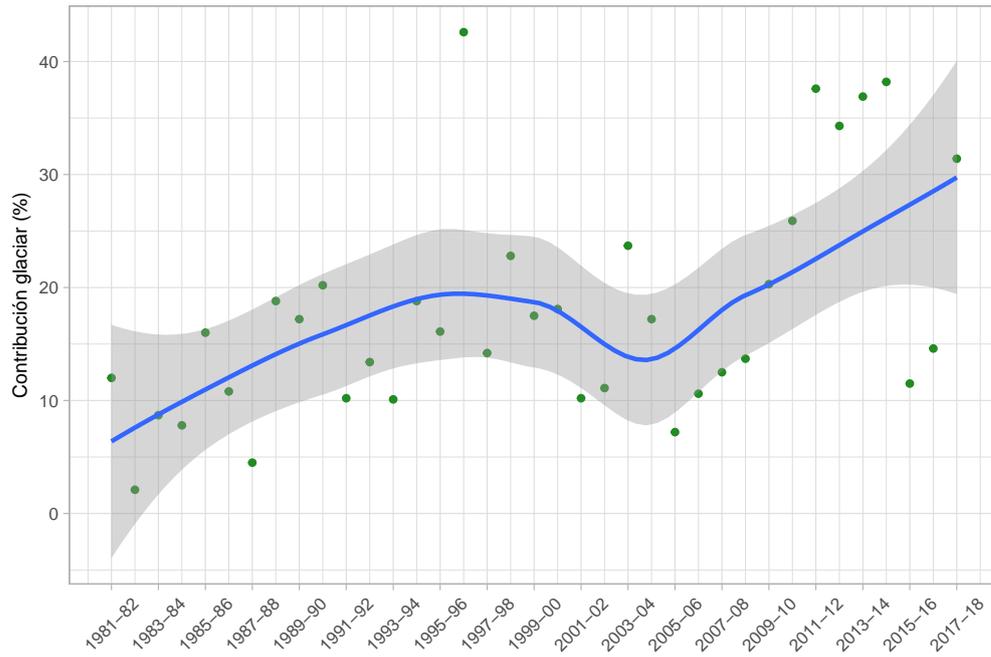


**Figura 4.15:** Aporte glaciar al derrame anual del río Mendoza en Guido. Durante el periodo denominado como megasequía (Garreaud y col. 2019) los glaciares ayudan a mitigar la escasez de precipitaciones níveas.



**Figura 4.16:** Contribución glaciar al derrame del río Mendoza en Guido. El símbolo más/menos hace referencia al desvío estándar en el periodo bajo consideración.

#### 4. Aporte glaciar



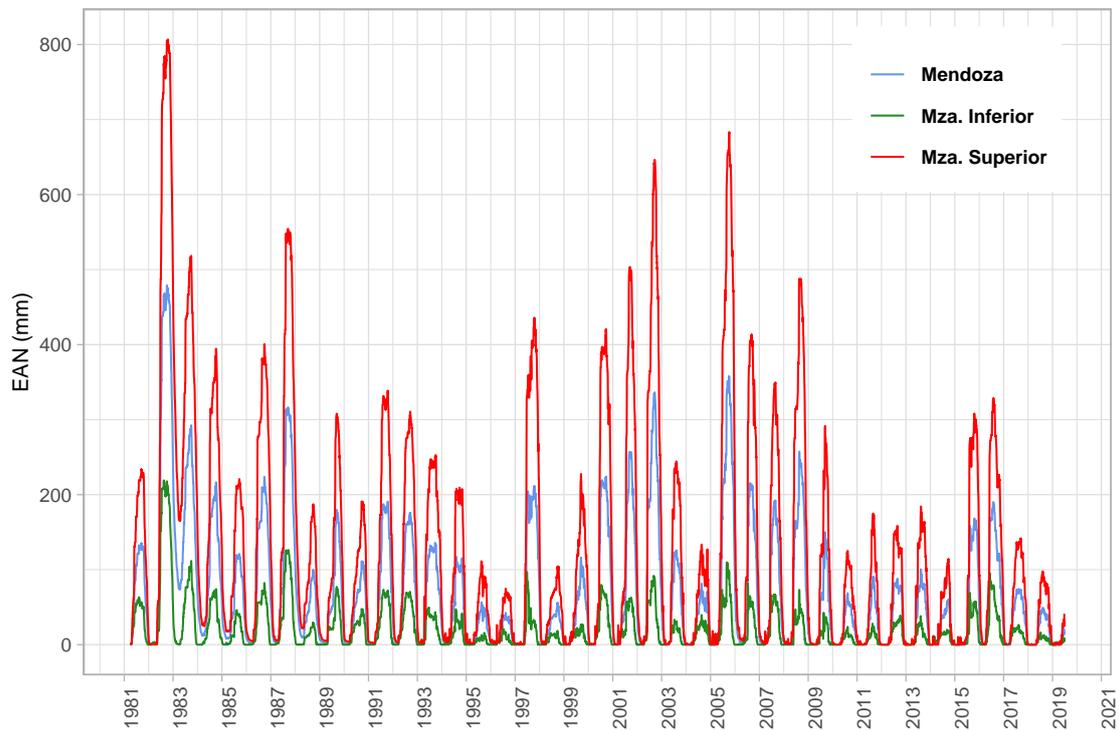
**Figura 4.17:** Curva de tendencia del aporte glaciar al derrame anual del río Mendoza en Guido. Los puntos en verde representan el porcentaje de contribución glaciar en cada año hidrológico. La curva azul es el resultado de aplicar la técnica de regresión local sobre los datos, mientras que las bandas grises representan el intervalo de confianza de 0.95.

adiciono los resultados encontrados por Ayala y col. (2020) y Cortés y col. (2017) para las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua respectivamente. Si se compara el periodo completo, en la cuenca del río Mendoza se acumulan entre 3.55 y 3.26 veces menos nieve que en las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua. Si sólo se tiene en consideración la zona superior del río Mendoza, estos cocientes se reducen a 1.92 y 1.77 respectivamente.

**Tabla 4.6:** Equivalente agua nieve (mm) máximo promedio por período.

Cuenca	1981-2019	1981-1989	1990-1999	2000-2009	2010-2019
Mza. Inferior	61	92	47	68	39
Mza. Superior	310	408	230	417	181
Mendoza	168	230	122	220	99
Maipo	596	874	515	629	308
Aconcagua	548	809	434	698	230

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.18:** Series de equivalente agua nieve diaria para la cuenca del río Mendoza. La evolución del paquete en la zona superior e inferior es contrastante y demuestra que las masas de aire provenientes del oeste descargan la mayor parte de su humedad en el área aledaña a la divisoria de vertientes.

## 4.6. Discusión

**Simulación del caudal medio mensual:** las simulaciones muestran una buena correspondencia con las mediciones de caudal y los errores se distribuyen de manera aleatoria (figura 4.8). Salvo para cuatro veranos (1986/87, 1987/88, 1988/89, 1995/96), la diferencia entre la simulación media y los aforos se mantiene dentro de rangos razonables. Es probable que estos errores se deban a la falta de información disponible para la construcción de los datos de entrada durante las primeras dos décadas:

- el producto de precipitación CHIRPS-OM se basa sobre la combinación de información satelital y mediciones de campo (más escasas durante las primeras dos décadas que abarca este estudio).

#### 4. Aporte glaciar

- b. en la tabla 4.6 se puede apreciar que en promedio, los valores máximos de equivalente agua nieve simulados durante la década de 1980's para la cuenca del río Mendoza son similares a los valores de los 2000's. Sin embargo, los valores de la primer década para las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua son mayores que en los 2000's.
- c. la serie original de temperatura del aire para la estación Tupungato empieza el 1992-12-01, por lo que todos los valores previos a esa fecha fueron rellenadas a partir de los datos de reanálisis ERA5 (Hersbach y col. 2018).

A pesar de ello (4 veranos sobre un total de 39 años), el modelo simula de forma aceptable el resto de la serie. Reproduce correctamente la variabilidad intra, inter anual e intra-decadal del caudal, patrones que ya han sido estudiados desde otros enfoques por otros autores (Cara y col. 2016; Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2016, 2019; Masiokas y col. 2006).

En un trabajo que versa sobre los regímenes fluviales de la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, Bruniard (1994) desarrolló un modelo hidroclimático con el objeto de clasificar, según la génesis del escurrimiento, las cuencas del oeste argentino. Según este modelo, la cuenca del río Mendoza se encuentra entre un régimen glaciar clásico y mitigado, con aportes máximos del deshielo durante el mes de enero, seguido por diciembre y febrero.

Los resultados del HBV . IANIGLA son consistentes con lo sugerido por Bruniard (1994) (figura 4.19), ya que muestran cómo la ablación glaciar (tardía en comparación con la fusión nival) produce un desfase del caudal máximo de diciembre a enero. A este retardo temporal lo explican fundamentalmente variables geográficas (altitud, orientación y topografía circundante) que condicionan el balance de energía glaciar y el efecto de almacenamiento de los propios cuerpos de hielo. La figura 4.19 muestra la cantidad de agua que aportan los glaciares en dos décadas contrastantes: una con años húmedos y neutros (2000') y otra con años predominantemente secos (2010'). En la primera, la mayor preponderancia de la nieve hace que los caudales de diciembre lleguen a ser casi tan importantes como los de enero. En cambio, en

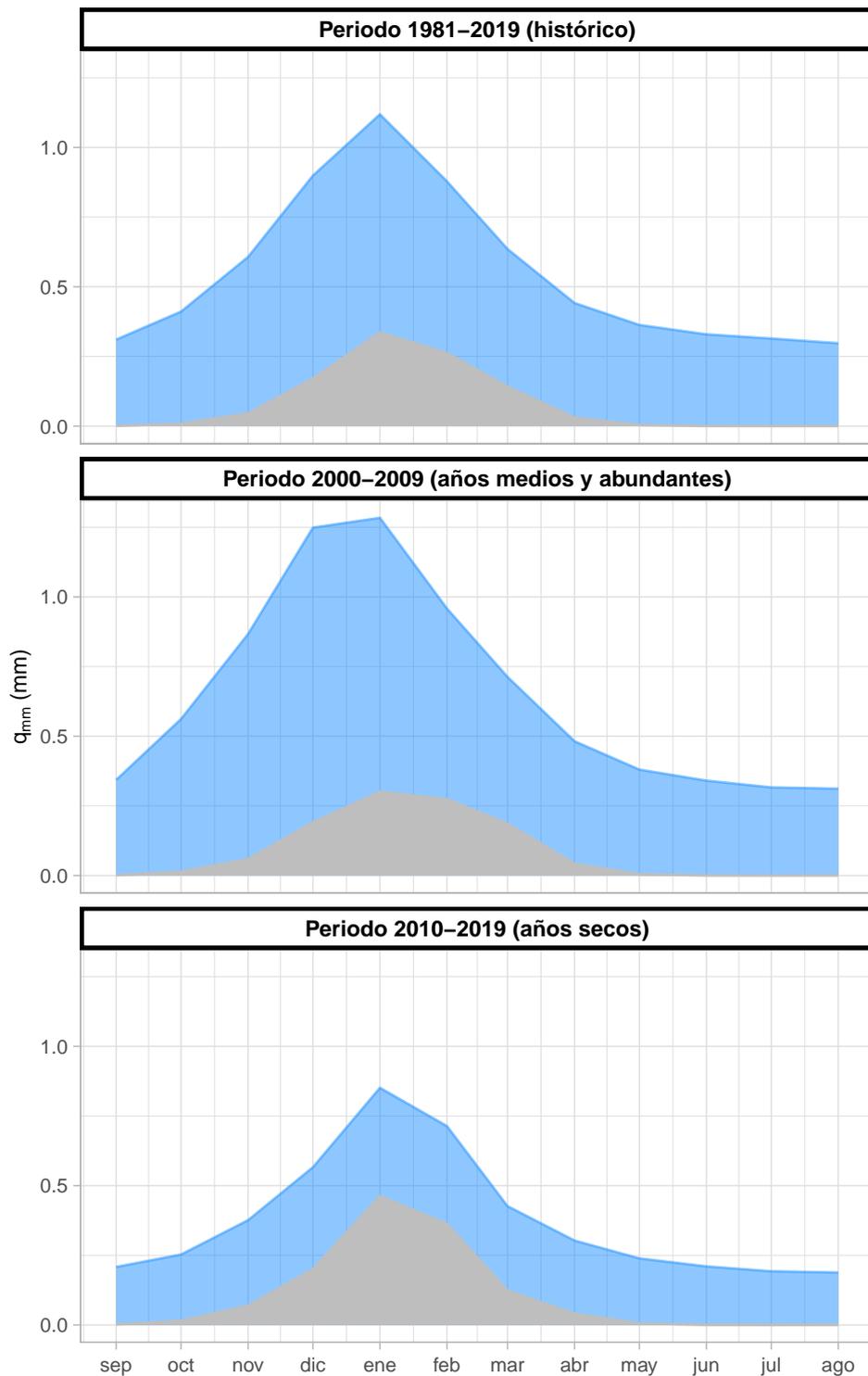
#### 4. Aporte glaciar

una década con escasas precipitaciones la forma del hidrograma medio se ve más influenciada por la fusión glaciar, con un máximo en enero seguido por el derrame de febrero y con aportes importantes entre los meses de marzo y abril. Estos resultados reafirman la importancia de los glaciares como reguladores naturales del sistema hídrico (Huss y col. 2017; IANIGLA-ING 2010; Immerzeel y col. 2020; Viviroli y col. 2004), y muestran el efecto de sequías prolongadas sobre la disponibilidad y redistribución temporal del agua; esta información es de suma importancia en una provincia como Mendoza, cuyo sistema de irrigación depende de la oferta hídrica que se genera en la montaña (Rivera y col. 2017).

**Balance de masa glaciar:** los balances de masa simulados están dentro de un error tolerable en ambos periodos ( $\pm 1500 \text{ mm ae}$  -  $\sim \pm 190 \text{ mm ae/año}$ ). La única cuenca que presentó diferencias mayores fue la del río Vacas para el periodo 2009/2017 ( $-2000 \text{ mm ae}$  vs  $-4000 \text{ mm ae}$ ). Según el modelo HBV. IANIGLA, durante estos años la ablación superficial fue menor que el balance de masa geodésico. Existe una multiplicidad de factores que influyen en el resultado de la simulación: incertidumbre en los datos de entrada, incertidumbre en la aproximación de modelo índice de temperatura a un proceso que se explica mediante el balance de energía, variabilidad intra-glaciar en los procesos de acumulación, redistribución de masa y ablación. Cuando se comparan los caudales simulados y observados para el río Vacas durante este periodo (figura 4.20), se deduce que pudo existir una sobreestimación en la cuantificación de la precipitación, ya que los derrames estimados son similares o están por encima de las mediciones. Si bien salvar esta discrepancia requeriría de nuevos estudios que estén fuera del alcance de este trabajo (*e.g.*, modelizaciones con balance de energía), es importante recordar las incertidumbres asociadas a la construcción de los datos de precipitación.

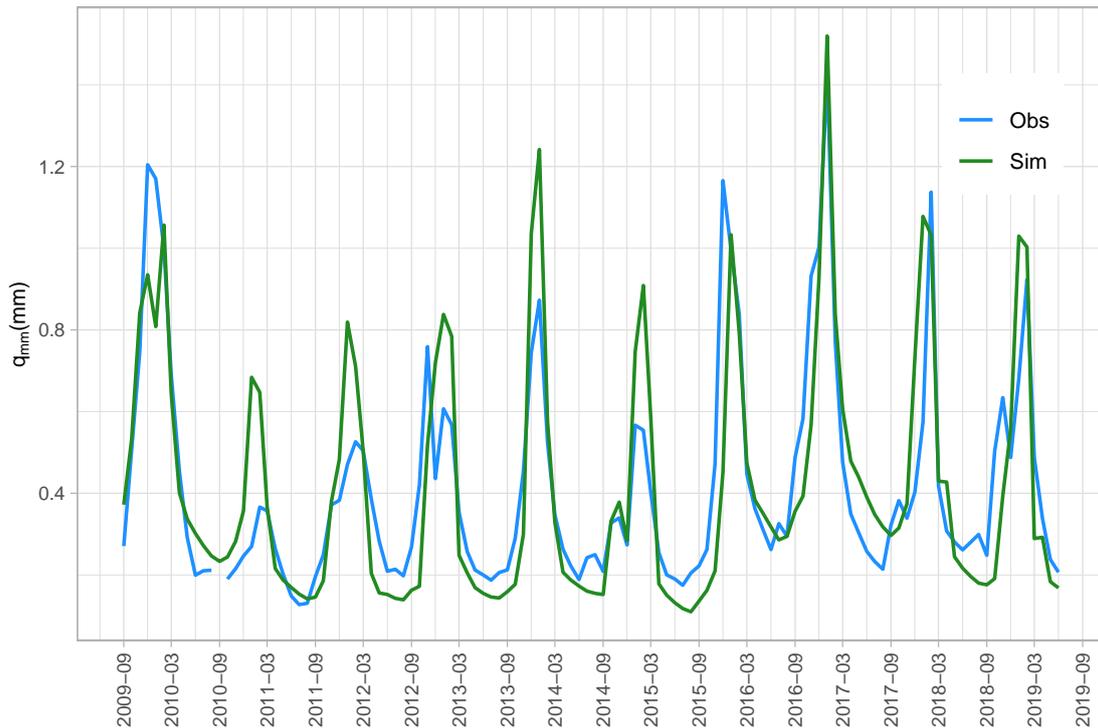
Desde el punto de vista regional (figura 4.14), los resultados de balance de masa acumulado anual, están en línea con la variabilidad encontrada por Ayala y col. (2020) en el río Maipo. Si bien en términos absolutos la pérdida de masa total es menor en los glaciares de la cuenca del río Mendoza, la señal general es la misma: un periodo de ganancia neta (1980'), seguido de una década con balance negativo

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.19:** Caudales medios mensuales por periodos para el río Mendoza en Guido. La curva en gris refleja el aporte glaciar. De la serie histórica (1981-2019), se ve que el ciclo hidrológico glaciar se activa aproximadamente en el mes de octubre y cesa entre abril y mayo (Bruniard 1994). Por otro lado, de la comparación entre dos décadas con precipitaciones nievales contrastantes, se observa que sequías prolongadas generan una redistribución temporal del caudal con respecto a periodos con precipitaciones medias y abundantes.

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.20:** Caudales medios mensuales (específicos) para la cuenca del río Vacas a partir del año hidrológico 2009-10. La posible sobreestimación en los valores de precipitación podría explicar el balance de masa glaciar menos negativo en relación a las estimaciones mediante el método geodésico (ver figura 4.9).

(1990') cuya pérdida se vio interrumpida por 10 años húmedos y neutros (2000') y un último periodo extremadamente seco (2010'), sin precedentes en cuanto a magnitud y duración en la era instrumental (Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2019; Rivera y col. 2017).

Los balances de masa del lado chileno son más negativos que los del lado argentino. Esta diferencia podría explicarse por la menor altitud (promedio) a la que se encuentran los glaciares con vertiente oeste. Para la cuenca del río Maipo, estas alturas medias descienden desde los 4500 *msnm* hasta los 3500 *msnm*, mientras que para la cuenca del río Mendoza varían desde los 5000 *msnm* hasta los 4500 *msnm* (Ayala y col. 2020; IANIGLA-ING 2018b,c,d,f). Es decir, que los glaciares del lado argentino son parte de un sistema que los provee de menores precipitaciones (ver tabla 4.6) en relación a los cuerpos de hielo del lado oeste. Esta evidencia podría explicar gran parte del mayor desbalance en los glaciares occidentales frente a

#### 4. Aporte glaciar

condiciones de sequías prolongadas. Asimismo los glaciares de la subcuenca del río Olivares, que presentan cerca del 21 de la cobertura glaciar en la cuenca del río Maipo, muestran una pérdida de masa acumulada al final del periodo que es al menos 3 veces mayor que en el resto de las subcuencas (Ayala y col. 2020). Esta gran diferencia podría explicarse por la combinación de los siguientes factores: el mayor tamaño de los glaciares de esta subcuenca, menores tasas de precipitación y el aumento del albedo producto de actividades mineras cercanas (minas Los Bronces y Andina) (Ayala y col. 2020; Cereceda-Balic y col. 2020; Farias-Barahona y col. 2020).

Por otro lado, la figura 4.21 permite comparar los balances de masa glaciar a escala de cuenca con estimaciones hechas para los glaciares Echaurren Norte, Piloto Este y Morado (Farias-Barahona y col. 2020; Leiva y col. 2007; Masiokas y col. 2016). Las diferencias son notables, y podrían explicarse por los siguientes motivos:

- a. el glaciar Echaurren Norte ( $33,55^{\circ}$  S;  $70,13^{\circ}$  O) es un cuerpo de hielo de pequeña envergadura ( $\sim 0,4 \text{ km}^2$ ) ubicado en un circo con orientación suroeste, en la zona cabecera de la cuenca del río Maipo y se extiende desde los 3650 hasta los 3880 msnm. Es probable que su balance de masa más negativo, con valores acumulados al año 2016 de  $\sim -19 \text{ m ae}$ , se deban fundamentalmente a la baja altitud a la que se encuentra. A pesar de ello, los periodos de balances positivos, negativos y neutros coinciden con los resultados de este trabajo.
- b. el glaciar Morado ( $33,74^{\circ}$  S;  $70,06^{\circ}$  O) está ubicado en la cuenca denominada Volcán, subcuenca del río Maipo. Este cuerpo de hielo posee una orientación sureste, cubre un área de  $1,05 \text{ km}^2$  (2015) y se extiende desde los 3250 a los 4500 msnm. Este glaciar está compuesto por tres cuerpos de hielo, siendo su lengua un cuerpo terminal parcialmente cubierta por detritos que finaliza frente a un lago proglaciar (Farias-Barahona y col. 2020). Este glaciar también presenta un balance de masa acumulado negativo, pero a diferencia del caso anterior sostiene esta tendencia desde 1981.

Esta diferencia del glaciar Morado con la señal regional observada para las cuencas de los ríos Mendoza, Maipo y con la del glaciar Echaurren Norte

#### 4. Aporte glaciar

podría deberse a la propia morfología y dinámica del glaciar. Su frente está en *calving*, parcialmente cubierto por detritos y posado sobre un macizo rocoso de pronunciada pendiente, características todas que contribuyen a acelerar su dinámica.

- c. el glaciar Piloto se encuentra en el Cajón del Rubio, en las nacientes del río Cuevas (32,62° S; 70,15° O). Este glaciar tiene forma de *U*, con dos lenguas separadas (Este y Oeste) por una cresta rocosa. El cuerpo completo cubre un área de 1,4 km<sup>2</sup> (2007), posee una superficie con poca pendiente y se extiende desde los 4185 a los 4900 msnm (Leiva y col. 2007). Desde 1985 sólo la parte Este fue medida en campañas con el método glaciológico debido a las avalanchas frecuentes que se suceden en el sector oeste. El glaciar Piloto Este, cubre un área de 0,504 km<sup>2</sup>, y se extiende desde los 4185 a los 4740 msnm. Este hecho sumado a múltiples dificultades en la toma de mediciones durante sucesivas campañas (Leiva y col. 2007), hacen que las estimaciones de balance de masa presenten inconsistencias de índole metodológico.

Lo descrito para estos tres glaciares refleja la importancia de estudios hidro-glaciológicos a escala de cuenca, ya que mediciones o estimaciones puntuales en ciertos cuerpos de hielo pueden no reflejar la verdadera magnitud de pérdida (o ganancia) de masa en el resto de los glaciares.

El glaciar Echaurren Norte sigue la señal regional, pero sus balances de masa acumulados están fuertemente influenciados por la baja altitud a la que se encuentra. Por otro lado, el glaciar Morado muestra un balance de masa que responde más a efectos locales que a los forzantes climáticos principales (precipitación y temperatura). Por último, el glaciar Piloto Este no cumple con las recomendaciones sugeridas para realizar balances de masa mediante el método glaciológico (Kaser y col. 2003).

**Aporte glaciar al escurrimiento:** las simulaciones de balance de masa glaciar son consistentes con las estimaciones hechas por Dussillant y col. (2019) mediante el método de balance de masa geodésico. Además, el aporte relativo al escurrimiento de las (sub)cuenclas sigue la señal regional, mostrando una mayor contribución

#### 4. Aporte glaciar

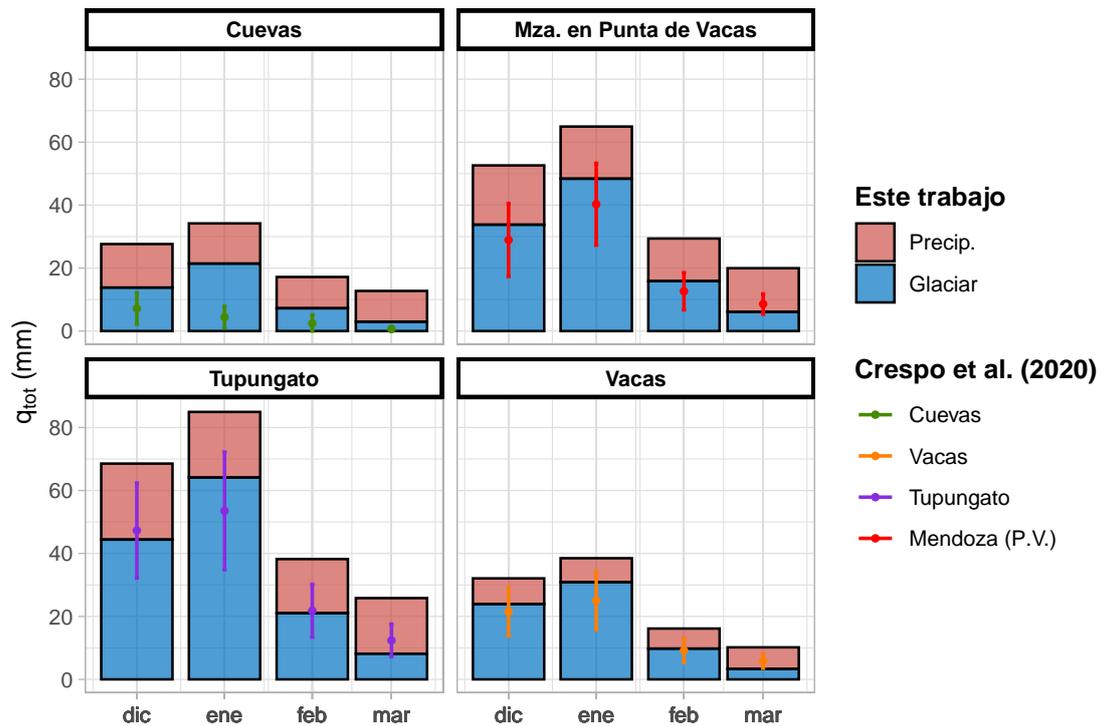


**Figura 4.21:** Comparación entre el balance de masa acumulado anual agregado a escala cuenca (río Mendoza) y estimaciones hechas sobre glaciares individuales (Echaurren Norte, Piloto, Morado). Los balances de masa más negativos en los cuerpos de hielo denotan el efecto local sobre cada glaciar y la imposibilidad de extrapolar estas estimaciones a escala de cuenca (Leiva y col. 2007).

en periodos de sequía aunque sin indicios de que el caudal glaciar máximo se haya alcanzado (Ayala y col. 2020; Farias-Barahona y col. 2020; Garreaud y col. 2019; Masiokas y col. 2016).

Como método de evaluación independiente usé los resultados de Crespo y col. (2020). En este trabajo los investigadores emplearon isótopos para evaluar la contribución glaciar durante el verano 2013/14. La figura 4.22 muestra que existe consistencia entre los aportes mensuales estimados mediante ambos métodos. La única diferencia importante se da en la cuenca del río Cuevas, para la que el modelo HBV.IANIGLA estima una mayor contribución glaciar. Al respecto, Crespo y col. (2020) advirtieron que la contribución estimada para esta cuenca podría estar subestimada debido al enriquecimiento iónico proveniente de las aguas termales en Puente del Inca.

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.22:** Aporte glaciar al derrame específico total durante el verano 2013/14. Durante este año hidrológico, el derrame anual del río Mendoza representó el 70.1 % del escurrimiento medio histórico. Las barras se corresponden con las simulaciones medias del modelo HBV.IANIGLA.

Esta concordancia entre diferentes métodos valida los resultados de ambos trabajos y agrega confiabilidad a las metodologías empleadas para esta investigación. Además, resalta la importancia de integrar resultados provenientes de métodos disímiles en trabajos que indagan sobre el funcionamiento de sistemas abiertos.

**Equivalente agua nieve:** al igual que en el caso anterior esta serie sigue la señal regional. Los valores simulados de equivalente agua nieve siguen la variación interdecadal encontrada por Ayala y col. (2020) y Cortés y col. (2017) para las cuencas de los ríos Maipo y Aconcagua respectivamente.

Viale y col. (2010) cuantificaron las diferencias de precipitación invernal entre ambas vertientes (30°– 37°S) a escala sinóptica sobre la base de las mediciones de campo (periodo 1970 - 1976). Para la zona que comprende la cuenca de los ríos Mendoza, Maipo y Aconcagua estos investigadores encontraron una tasa de reducción del orden de 2.5.

#### *4. Aporte glaciar*

En otro trabajo, Viale y col. (2019) cuantificaron los cambios de precipitación a ambos lados de la Cordillera de los Andes (al sur de los 20°S) usando mediciones diarias de precipitación (2006 - 2016). Entre los 32° y 34°S estos autores encontraron que la razón de precipitación areal entre vertientes ronda los 1.5.

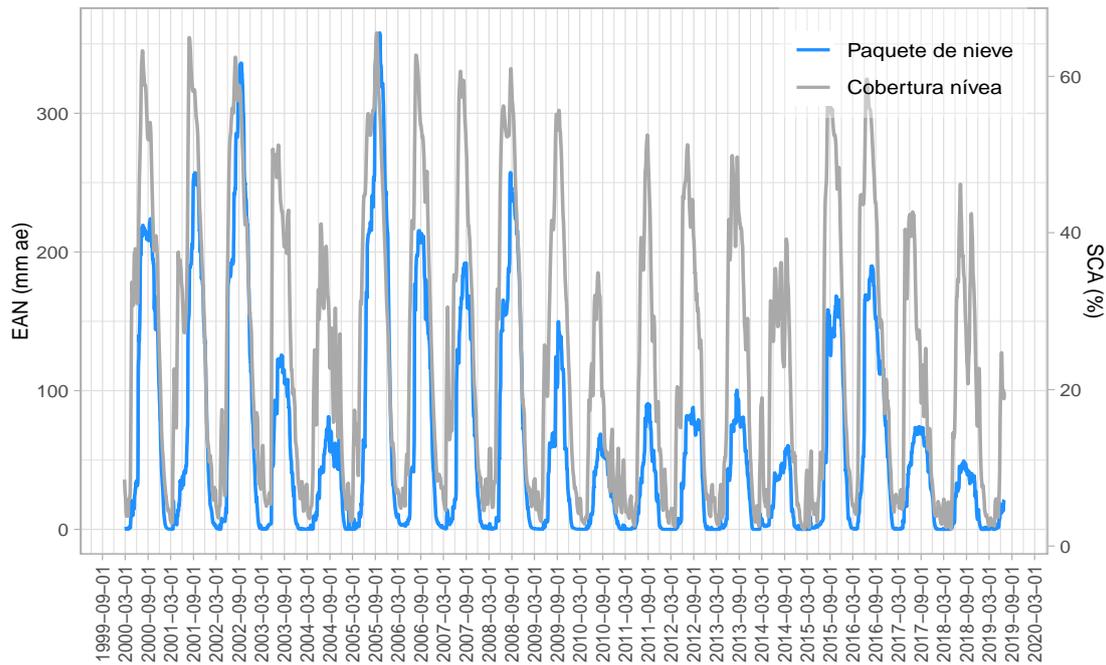
Si bien los resultados de este trabajo no son directamente comparables con los de Viale y col. (2010) y Viale y col. (2019), la razón media histórica entre la zona superior del río Mendoza y la de los ríos Maipo y Aconcagua está en el orden de 1.92 y 1.77 respectivamente, valores congruentes con los mencionados con anterioridad. Esto sugiere, al menos, que la evolución del paquete de nieve simulada por el modelo HBV. IANIGLA es consistente con: dos trabajos de modelización distintos (Ayala y col. 2020; Cortés y col. 2017) y con dos investigaciones sobre precipitación (Viale y col. 2010, 2019) metodológicamente diferentes a la de este trabajo.

En la figura 4.23 muestro la evolución del paquete de nieve y la serie de cobertura nívea del producto MODTAP. Si bien estas series no se pueden comparar de manera directa, la serie de equivalente agua nieve muestra sus valores máximos en consonancia con años de mayor cobertura nívea y viceversa. También, los periodos de fusión coinciden con la reducción de cobertura nívea.

### **4.7. Conclusiones**

En este trabajo he reconstruido el balance de masa glaciar para la cuenca del río Mendoza durante las últimas 4 décadas, cuantificado el aporte de los cuerpos de hielo al derrame y la evolución del paquete de nieve. Según mi conocimiento, esta es la primera investigación en la vertiente argentina en cuantificar explícitamente el aporte glaciar al escurrimiento de un río y en determinar la evolución del paquete de nieve a escala de (sub)cuenca. Estos resultados aportan información útil para los gestores del agua y tomadores de decisión en la provincia de Mendoza porque: (1) diferencia el aporte glaciar en el escurrimiento del río, información de importancia al momento de planificar el crecimiento del oasis norte de la provincia; (2) el modelo HBV. IANIGLA queda calibrado para usarse como herramienta de pronóstico

#### 4. Aporte glaciar



**Figura 4.23:** Evolución del paquete de nieve para la cuenca del río Mendoza (punto de cierre en Guido) y serie de cobertura nívea proveniente del producto MODTAP (Cara y col. 2016).

hidrológico.

A continuación resumo las principales conclusiones:

1. He generado un producto de precipitación de alta resolución espacial (CHIRPS-OM) para la cuenca del río Mendoza con casi 40 años de datos diarios. Esta información de base, llena un vacío importante en una zona con escasez de mediciones como la Cordillera de los Andes.
2. En términos globales, desde 1981 hasta 2019, los glaciares de la cuenca han tenido un balance de masa acumulado levemente negativo, con grandes pérdidas concentradas en los últimos diez años.
3. En años secos, los glaciares aportan cerca del 30 % del derrame anual del río Mendoza (en Guido) a pesar de que el escurrimiento se activa aproximadamente de noviembre hasta abril. Durante los meses de verano, su contribución mensual puede superar el 50 %.

#### 4. Aporte glaciar

4. En un trabajo sobre la variación del paquete de nieve en los Andes Centrales ( $\sim 29^{\circ}$ –  $\sim 37^{\circ}$ S), Masiokas y col. (2006) resaltaron la importancia de realizar estudios nivológicos que reflejen la variabilidad temporal y espacial del equivalente agua nieve. Según mi conocimiento, este es uno de los primeros trabajos en cuantificar de forma explícita la evolución del paquete de nieve a escala de (sub)cuenca y en comparar la cantidad de nieve que se acumula a ambos lados de la Cordillera de los Andes (tabla 4.6).

Este trabajo llena un vacío importante en el conocimiento hidrológico de los Andes argentinos y se complementa con otros estudios hechos para esta región (Ayala y col. 2020; Crespo y col. 2020; Farias-Barahona y col. 2020; Masiokas y col. 2020). Para una provincia como Mendoza, cuyas actividades dependen exclusivamente del agua generada en los Andes, estos resultados ayudan a esclarecer el rol de los glaciares en la oferta hídrica. A modo de ejemplo, para el año hidrológico 2021-2022 el Departamento General de Irrigación pronosticó un derrame anual para el río Mendoza de  $830 \text{ hm}^3$  (60% de la media histórica). Sin embargo, la dotación de agua potable se lleva  $250 \text{ hm}^3$ , dejando  $580 \text{ hm}^3$  para el resto de las actividades. Recordando que en años secos los glaciares aportan cerca del 30% del derrame anual, en un futuro con poco volumen glaciar el DGI debería gestionar el agua con una oferta total de  $581 \text{ hm}^3$  (para un año con nevadas similares a las del 2021-2022), a los cuales les debería sustraer la dotación para consumo humano. Si bien resta estimar cuál será la trayectoria de estos aportes en el tiempo, es muy probable que el punto final no diste demasiado de este escenario hipotético.

Lo dicho con anterioridad refuerza la idea no sólo de extender este tipo de estudios hacia todas las cuencas de la provincia, sino también de montar un observatorio hidrológico que permita monitorear el equivalente agua en nieve y el volumen glaciar disponible para todas las cuencas de forma permanente. Para ello, sería importante que Mendoza disponga de partidas para la instalación y mantenimiento de nuevas estaciones nivo-meteorológicas de última generación que ayuden a validar los resultados de las modelizaciones.

# 5

## El régimen hidrológico en la cuenca del Glaciar de los Tres (GDL3): una aproximación basada sobre procesos físicos

### Contenido

---

<b>Resumen</b> . . . . .	<b>114</b>
<b>5.1. Introducción</b> . . . . .	<b>115</b>
<b>5.2. Cuenca en estudio</b> . . . . .	<b>116</b>
<b>5.3. Datos</b> . . . . .	<b>117</b>
<b>5.4. Métodos</b> . . . . .	<b>125</b>
5.4.1. Análisis, corrección, relleno y/o extensión de series . . . . .	125
5.4.2. Balance de masa con el método glaciológico . . . . .	130
5.4.3. Modelos hidrológicos . . . . .	132
<b>5.5. Resultados</b> . . . . .	<b>138</b>
<b>5.6. Discusión</b> . . . . .	<b>143</b>
<b>5.7. Conclusiones</b> . . . . .	<b>152</b>

---

### Resumen

La cuenca del Glaciar de los Tres se encuentra en las laderas del monte Fitz Roy en Patagonia Sur, Argentina (49,27°S; 73,00°O). Este glaciar es monitoreado

## 5. GDL3

como parte del programa de balance de masa para la zona sur de Patagonia del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina. Este trabajo tiene como objetivo entender la interacción existente entre la atmósfera y los flujos de masa y energía sobre este cuerpo de hielo. Para esta investigación usé el modelo canadiense basado sobre procesos físicos *Cold Regions Hydrological Model* (CRHM), en conjunto con una serie de datos meteorológicos inédita (5 años de registros horarios, 2013-2018). Comparé las simulaciones del modelo con imágenes satelitales, mediciones de densidad de nieve, ablación en balizas y balances de masa glaciar. También apliqué el módulo nivo-glaciar del modelo HBV.IANIGLA con el objeto de evaluar su desempeño. Los resultados de ambas modelizaciones estuvieron en concordancia con las estimaciones de balance de masa glaciar realizadas mediante el método glaciológico. Como era de esperarse, el mayor aporte al escurrimiento proviene del derretimiento nivo-glaciar. La aproximación basada sobre procesos físicos en conjunto con imágenes satelitales, me ayudaron a esclarecer (y corregir) las fuertes diferencias que aparecieron entre las simulaciones de ablación y el balance de masa estival reportado para el verano 2017/18. Esto sugiere que los balances de masa glaciar deberían realizarse aplicando ambas aproximaciones: modelización basada sobre procesos físicos y método glaciológico.

### 5.1. Introducción

Los varios miles de kilómetros cuadrados de glaciares y permafrost rico en hielo le otorga a la Argentina una posición privilegiada en cuanto a oferta hídrica (IANIGLA-ING 2018g; Zalazar y col. 2020). Al mismo tiempo, le demanda estudios de monitoreo continuos sobre estos recursos.

El IANIGLA es el autor del documento donde se desarrolla la estrategia para la ejecución del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina (IANIGLA-ING 2010). Este manuscrito también contempla la realización de mediciones continuas de balance de masa glaciar en un cuerpo de hielo seleccionado por región hidroclimática (Sagredo y col. 2012): Andes Desérticos, Andes Centrales, Andes de la Patagonia Norte y Andes de la Patagonia Sur.

## 5. GDL3

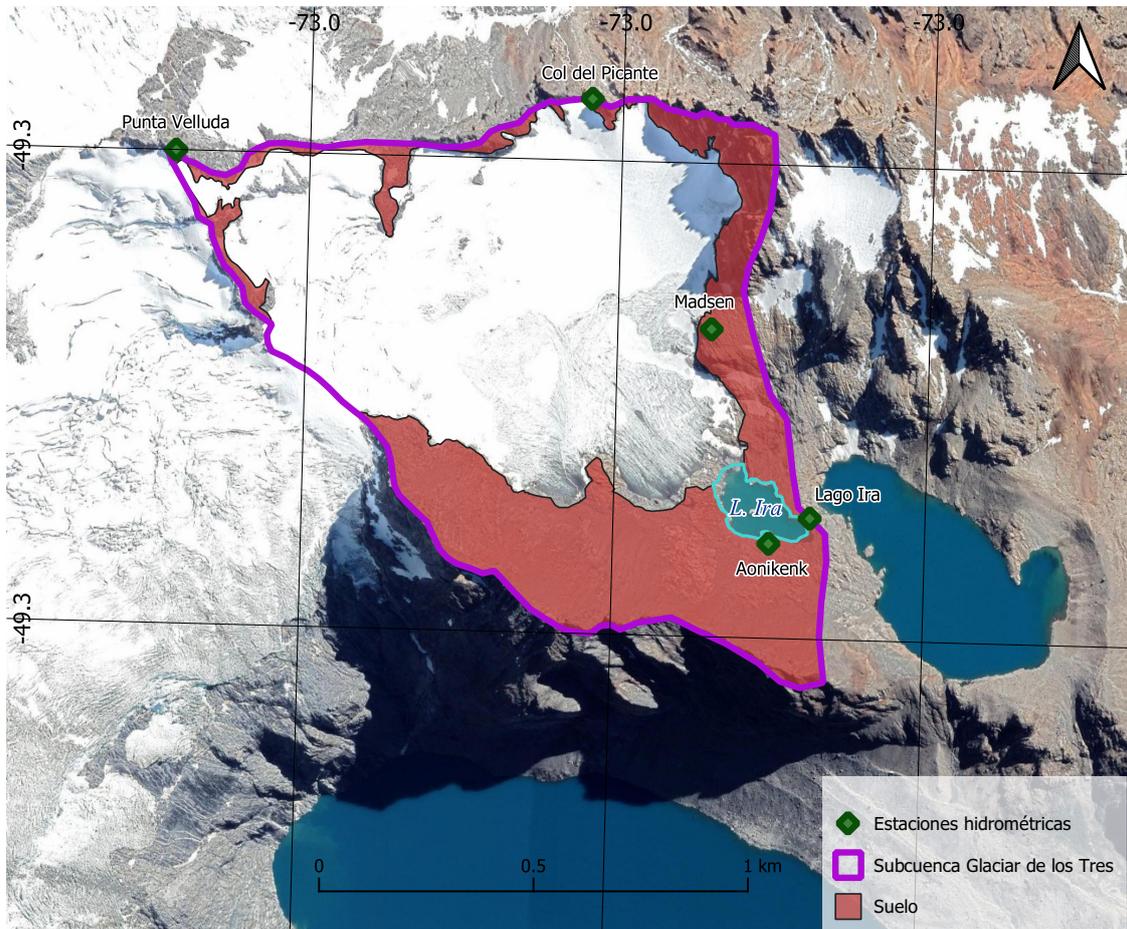
En esta investigación utilizo las mediciones del programa de monitoreo de balance de masa para Patagonia Sur con el objeto de responder las siguientes preguntas: ¿cuáles son los parámetros físicos que determinan el balance de masa en glaciares de montaña localizados en Patagonia Sur? ¿cuál es su aporte a la escorrentía de los ríos? y ¿cómo han reaccionado frente a las condiciones meteorológicas actuales? Dar solución a estas inquietudes permitirá comprender el rol hidrológico de los glaciares en cada una de las regiones de los Andes mencionadas y estimar el impacto del cambio climático sobre la criósfera y sus interacciones con los sistemas bióticos y abióticos que la rodean.

En este capítulo se presenta un estudio sobre los balances de masa y energía del Glaciar de los Tres (de ahora en más GDL3) y su cuenca durante casi 5 años. Las conclusiones derivadas no sólo permitieron responder las preguntas antes mencionadas sino que sugieren pautas metodológicas a seguir en estudios de balance de masa glaciar.

### 5.2. Cuenca en estudio

El GDL3 y su cuenca homónima se encuentra en los Andes del Sur de la Patagonia (figura 5.1). Esta región está caracterizada por precipitaciones anuales de más de 1200 mm y un régimen de temperaturas con máximos entre los meses de diciembre y febrero y mínimos entre junio y agosto. Los valores de humedad relativa media anual se encuentran por encima del 50 % (IANIGLA-ING 2018g; Sagredo y col. 2012). Esta cuenca drena al río de las Vueltas (módulo de  $\sim 51 m^3/s$ ), curso de agua que desemboca en el lago Viedma. Este cuerpo lacustre da origen al río La Leona, que termina en el lago Argentino, originario del río Santa Cruz. Este último curso de agua es de origen mayoritariamente glaciar ( $\sim 3000 km^2$  de hielo que representan cerca del 16 % de la superficie de esta cuenca). El río Santa Cruz es el resultado de la interacción entre un complejo sistema compuesto fundamentalmente por el Campo de Hielo Sur, glaciares de montaña (como el GDL3), bosques y estepa patagónicas (figura 5.2).

## 5. GDL3



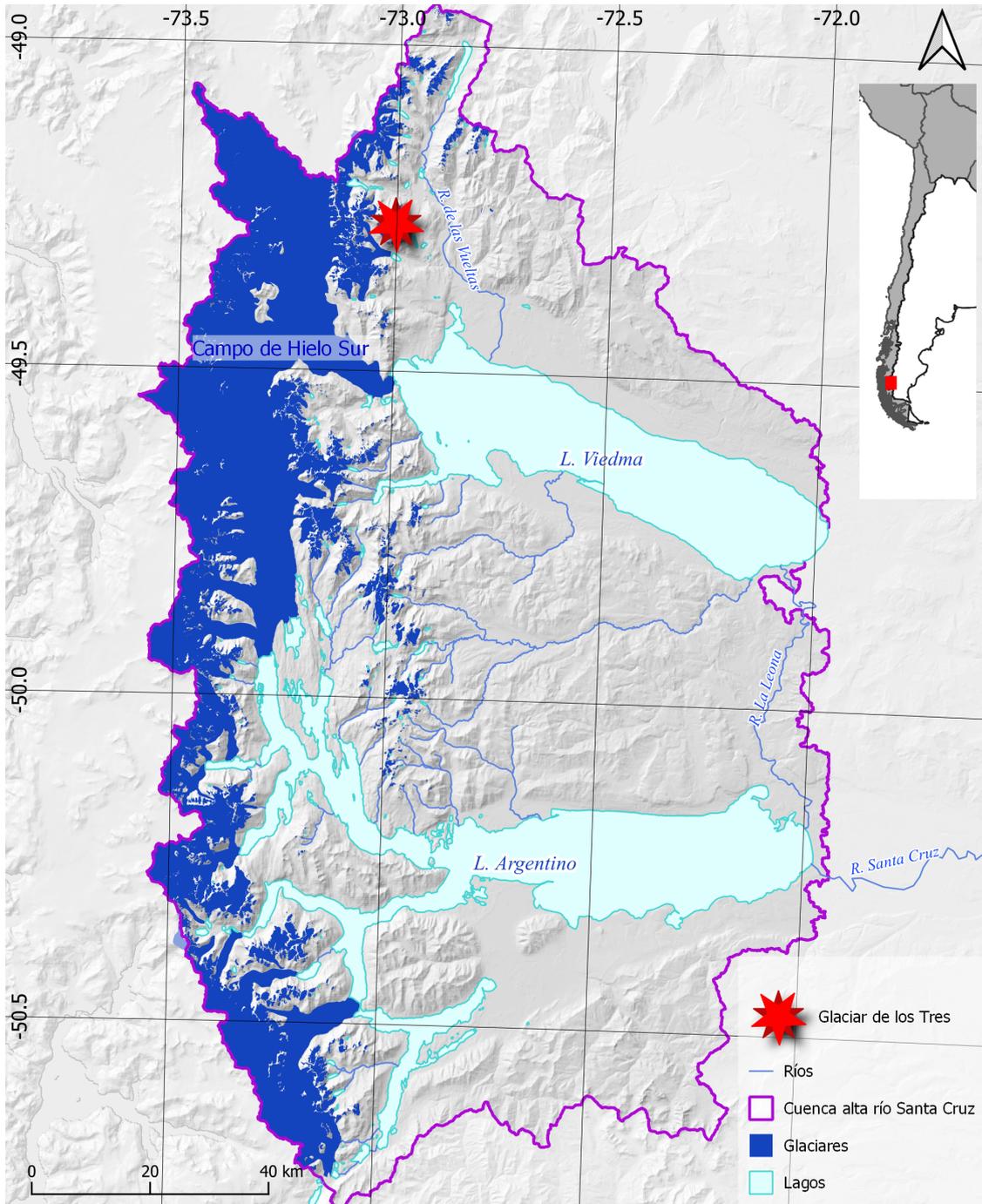
**Figura 5.1:** Cuenca del GDL3. Se puede apreciar que la mayor parte de la superficie está cubierta por el propio glaciar, mientras que la capa de suelo es afloramiento rocoso.

La cuenca del GDL3 se encuentra en las laderas del monte Fitz Roy ( $49,27^{\circ}\text{S}$ ;  $73,00^{\circ}\text{O}$ ), Chaltén provincia de Santa Cruz, Argentina. Abarca una superficie de  $1,26 \text{ km}^2$  de los cuales  $0,85 \text{ km}^2$  ( $\sim 67\%$ ) están cubiertos por el GDL3,  $0,02 \text{ km}^2$  ( $\sim 1,6\%$ ) por el lago Ira y los restantes  $0,39 \text{ km}^2$  ( $\sim 30\%$ ) por afloramiento rocoso con poca permeabilidad. La salida se encuentra a unos 1200 msnm y la parte más alta llega a los 1950 msnm (figura 5.1).

### 5.3. Datos

En el año 2013 el equipo del Inventario Nacional de Glaciares de Argentina comenzó a medir el balance de masa del GDL3 con el método glaciológico (Kaser y col. 2003). En 2014, instalaron una estación automática completa (Aonikenk), un

5. GDL3



**Figura 5.2:** Cuenca superior del río Santa Cruz con punto de cierre sobre la estación Charles Fuhr. Notar la diferencia de dimensiones entre los glaciares pertenecientes a Campo de Hielo Sur y la del Glaciar de los Tres u otros glaciares de montaña.

## 5. GDL3

**Tabla 5.1:** Detalle de los sensores que posee cada estación, periodo de medición y si fue necesario corregir, rellenar y/o extender el registro.

Estación	Variable	Sensor	Periodo	Corregir/rellenar
Aonikenk	Vel. y dir. del viento	Young 05103/45	2014-03-30 al 2018-10-18	No
	Precipitación	Texas TTE525WS		No
		Adaptador CS705		No
	Altura de nieve	Campbell SR50A		Si
	Radiación solar	Piranómetro CS300		Si
	Temp. aire y HR	Vaisala HMP155A		No
	Temp. suelo	Campbell 107		No
	Presión atmosférica	Vaisala CS106		No
	Nivel del agua	Campbell CS451	No	
Col del Picante	Temp. aire	T-logger	2016-10-21 al 2018-10-08	Si
Madsen	Temp. aire	T-logger	2015-03-22 al 2018-10-08	Si

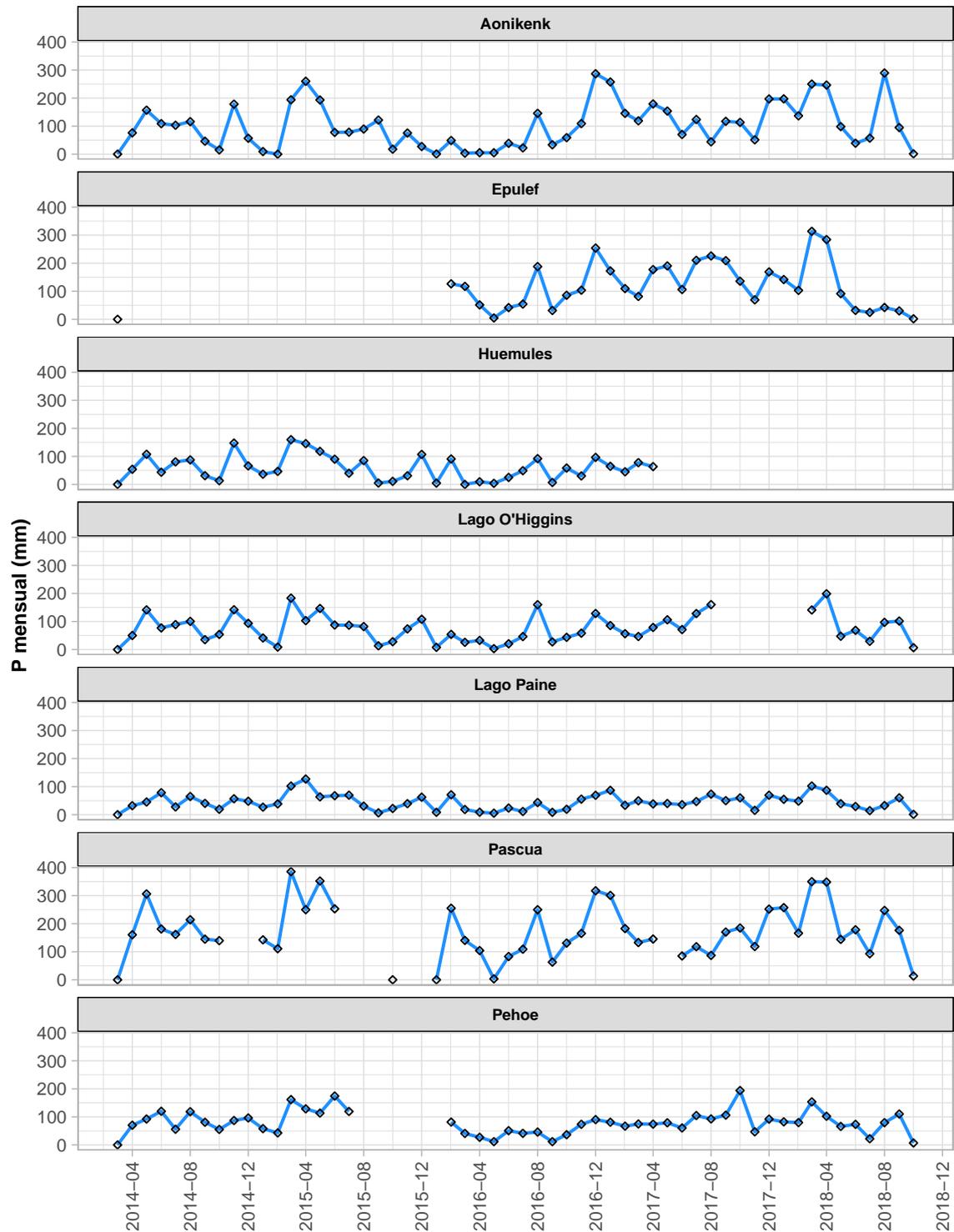
sensor de nivel del agua (lago Ira) y dos sensores de temperatura del aire (Punta Velluda - luego lo trasladan a Col del Picante- y Madsen) para tener un registro horario de los forzantes meteorológicos que influyen en los balances de masa y energía del glaciar. En la tabla 5.1 presento sus características técnicas.

Los sensores registran precipitación total, temperatura del aire y del suelo, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, altura de nieve, radiación solar incidente, presión atmosférica y presión total en el fondo del arroyo que sale del lago Ira (medición de la que se puede deducir la altura de agua) con dirección a la laguna de los Tres. La resolución temporal es horaria, intervalo de tiempo adecuado para cuantificar el balance de energía. En este trabajo las series meteorológicas (y por ende las simulaciones con los modelos) se extienden desde el día 2014-03-30 hasta el 2018-10-08 (aproximadamente 4.5 años).

En la tabla 5.2 muestro la intensidad media, máxima y el valor acumulado de precipitación para todo el periodo en Aonikenk. No observé periodos con datos dudosos para esta serie (figura 5.3). Del valor acumulado de precipitación calculo que el promedio anual fue de aproximadamente  $1270\text{ mm/a}$ .

El sensor Vaisala de la estación Aonikenk no registró datos anómalos, por lo que tanto humedad relativa como temperatura del aire no requirieron corrección alguna (figura 5.4). Por otro lado, el sensor Col del Picante se extiende desde el 2016-10-21 al 2018-10-08 y no presenta valores anómalos. Por último, el sensor Madsen cubre desde el día 2015-03-22 al 2018-10-08, sin embargo desde el día 2015-08-16 al 2015-10-08 no

5. GDL3



**Figura 5.3:** Precipitación mensual total en Aonikenk y en las estaciones cercanas que mejor correlacionan con ella (coeficiente de Spearman mayor a 0.4).

## 5. GDL3

**Tabla 5.2:** Estadísticas básicas de las series usadas para este trabajo (los periodos de medición están indicados en la tabla 1). Cuando no se aclara, la variable se registra en Aonikenk.

Variable	Mín.	Media.	Máx.	Acum.
Precip. (mm/d)*		6.53	147.56	5743.94
HR (%)	6.60	58.65	99.90	
Taire (°C)	-13.43	2.48	19.08	
Taire - Madsen (°C)	-12.00	1.57	17.70	
Taire - Picante (°C)	-12.40	0.19	18.50	
Rad. (W/m <sup>2</sup> )	0.00	126.86	1261.00	
Vel. viento (km/hr)	0.00	10.40	82.19	
Tsuelo (°C)	-7.67	3.00	34.63	
Patm (hPa)	1070.58	1114.33	1142.57	
Hagua - Ira (cm)	29.00	41.00	74.50	

\* El valor medio diario se calcula sólo con los días que precipita.

**Tabla 5.3:** Gradientes de temperatura del aire entre sensores agregados trimestralmente. Si bien, en promedio, la temperatura disminuye con las altura los registros muestran inversiones térmicas. Otro aspecto interesante a resaltar es el orden de magnitud del desvío estándar, el cual está siempre por encima de la mitad del gradiente.

Trimestre	media (°C/km)			desv. est. (°C/km)		
	A-M*	A-CP*	M-CP*	A-M	A-CP	M-CP
T1	-8.24	-7.21	-6.39	5.88	4.28	6.40
T2	-3.65	-5.15	-6.37	7.82	4.76	5.51
T3	-5.52	-6.06	-6.49	7.34	4.26	5.39
T4	-8.17	-6.62	-5.37	6.11	4.55	7.56

*Notas:*

A-M\* = Aonikenk - Madsen

A-CP\* = Aonikenk - Col del Picante

M-CP\* = Madsen - Col del Picante

T1: Enero - Febrero - Marzo

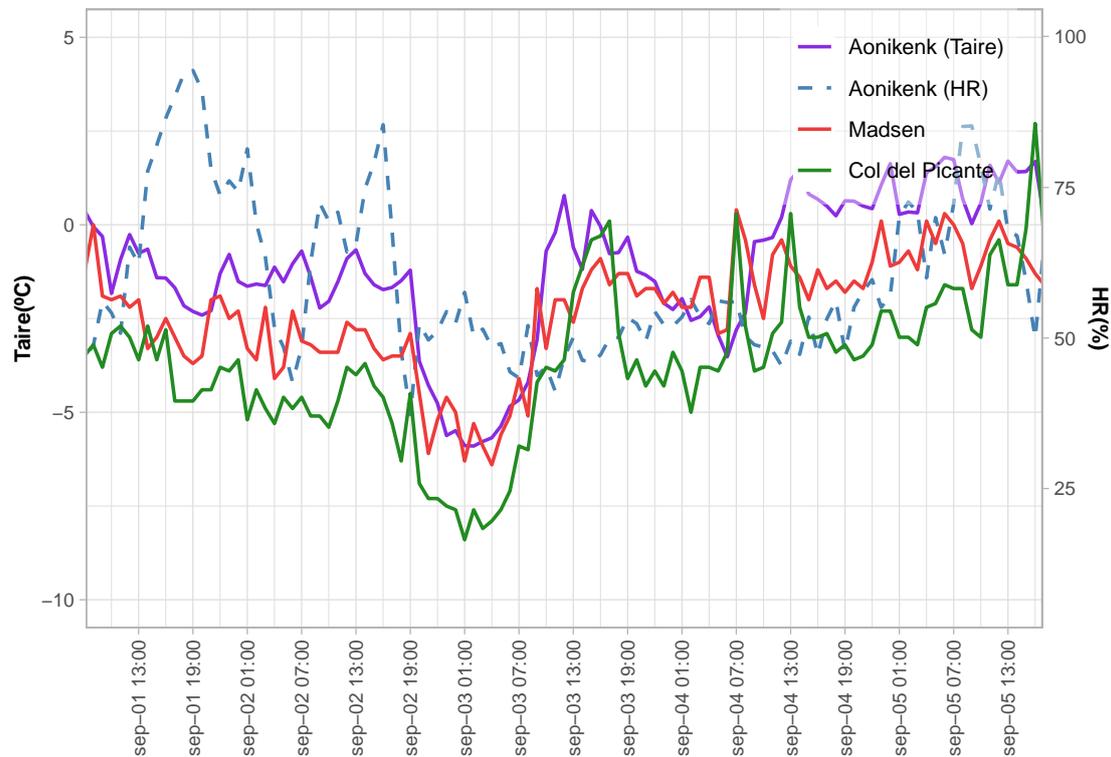
T2: Abril - Mayo - Junio

T3: Julio - Agosto - Septiembre

T4: Octubre - Noviembre - Diciembre

registró mediciones. Los valores medios de la tabla 5.2 (a pesar de que las series no tienen la misma extensión) reflejan la diferencia esperada en cuanto a temperaturas (a menor altitud mayor temperatura). Sin embargo como muestro en la tabla 5.3 existe variabilidad considerable en los gradientes de temperatura, característica que sugiere que el uso de un gradiente fijo para extrapolar altitudinalmente estos registros debe estar acompañado, al menos, de un análisis de sensibilidad (para un estudio pormenorizado sobre este tema véase Immerzeel y col. (2014)).

## 5. GDL3



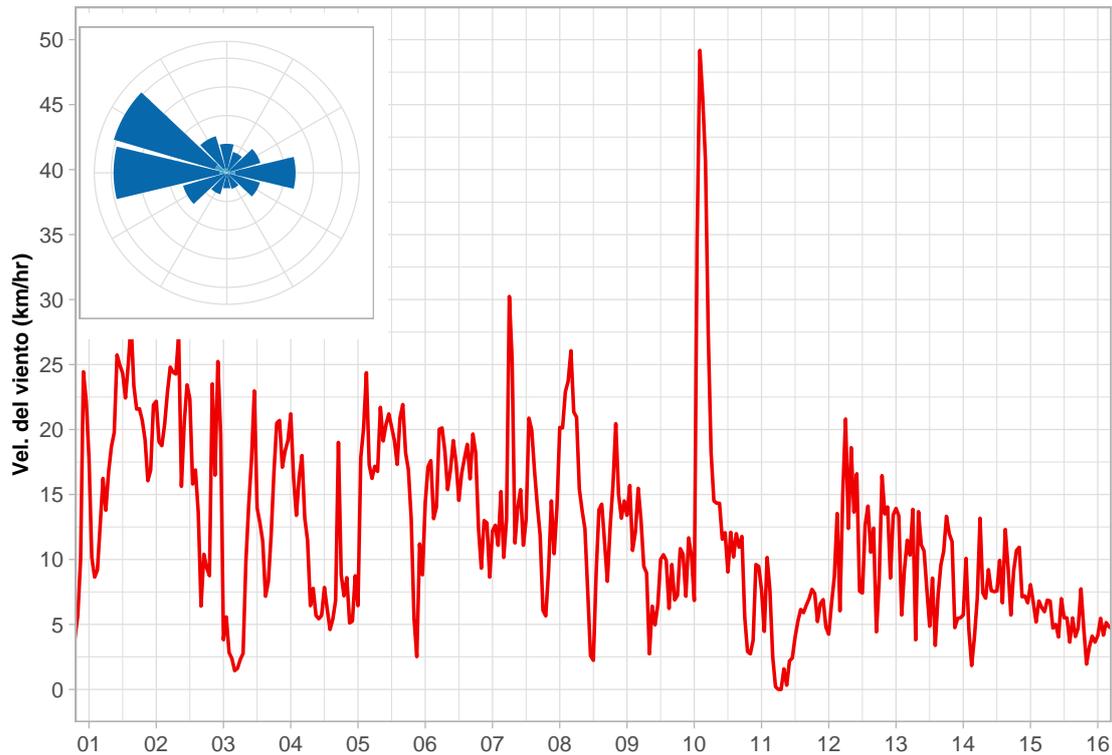
**Figura 5.4:** Ejemplo de registros de temperatura del aire y de humedad relativa (septiembre de 2017). Notar que en líneas generales los valores de temperaturas son inversamente proporcionales a la altitud a la que se encuentran los sensores. Además los registros de temperatura del aire y humedad relativa son coherentes entre sí.

Los valores registrados por el piranómetro están dentro del rango esperable. Si bien existen algunas horas en el registro (28 en total) para las cuáles el sensor no registró mediciones, las mismas están aisladas, por lo que las completé mediante la técnica de interpolación lineal.

El anemómetro no presenta datos anómalos ni periodos sin datos. Tal como muestro en la figura 5.5, se trata de una zona caracterizada por vientos permanentes cuya dirección más frecuente es oeste-este (Garreaud 2009).

Por otro lado, el registro original de altura de nieve posee un nivel de ruido considerable: picos, valores negativos, datos faltantes y corrimiento de la línea de cero. Sin embargo, tal como muestro en la figura 5.6 la señal general es buena porque la acumulación coincide con eventos de precipitación y con valores de temperatura del suelo que permanecen cerca de los 0°C. Además, cuando el paquete comienza a derretirse la temperatura del suelo aumenta por encima de cero (denotando

## 5. GDL3



**Figura 5.5:** Ejemplo del registro de velocidad del viento (julio de 2017). Como muestra la figura del margen superior izquierdo, la mayor frecuencia corresponde a los vientos del oeste.

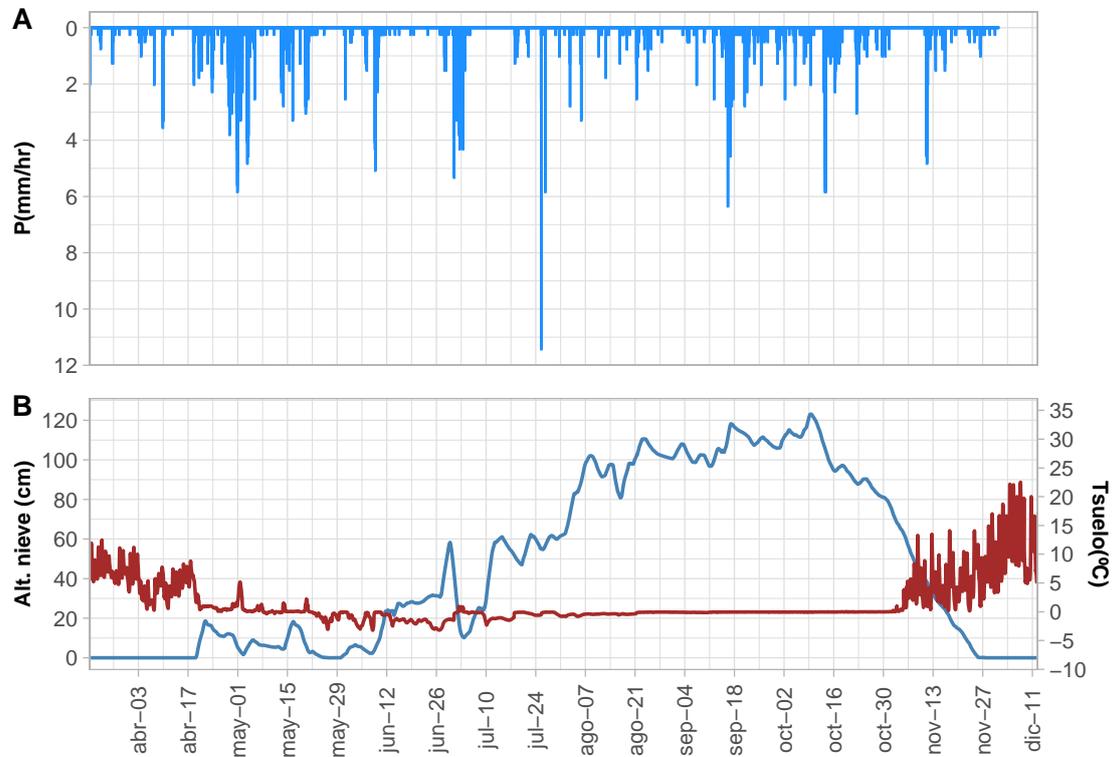
el efecto aislante del paquete).

Por último, el registro de altura de agua en el arroyo presenta dos periodos sin datos (2015-08-19 al 2016-05-02 y 2018-04-25 al 2018-10-08). Para obtener esta serie, sustraje la presión atmosférica de la presión total en el curso y luego hice la conversión a centímetros de columna de agua equivalente (figura 5.7). Lamentablemente la cantidad de aforos realizados no es suficiente para obtener la curva de descarga.

El GDL3 viene siendo monitoreado desde el año 2013 de forma ininterrumpida dos veces al año (IANIGLA-ING 2010). En la tabla 5.4 doy detalle de las mensuras que se practican sobre el glaciar tanto a fines del invierno como del verano para estimar los balances de masa estacionales y anuales mediante el método glaciológico (Kaser y col. 2003).

Para delimitar el área cubierta por el glaciar usé la base de datos del ING; el polígono de la cuenca fue delimitado (cuando comenzaron los estudios en este glaciar)

## 5. GDL3

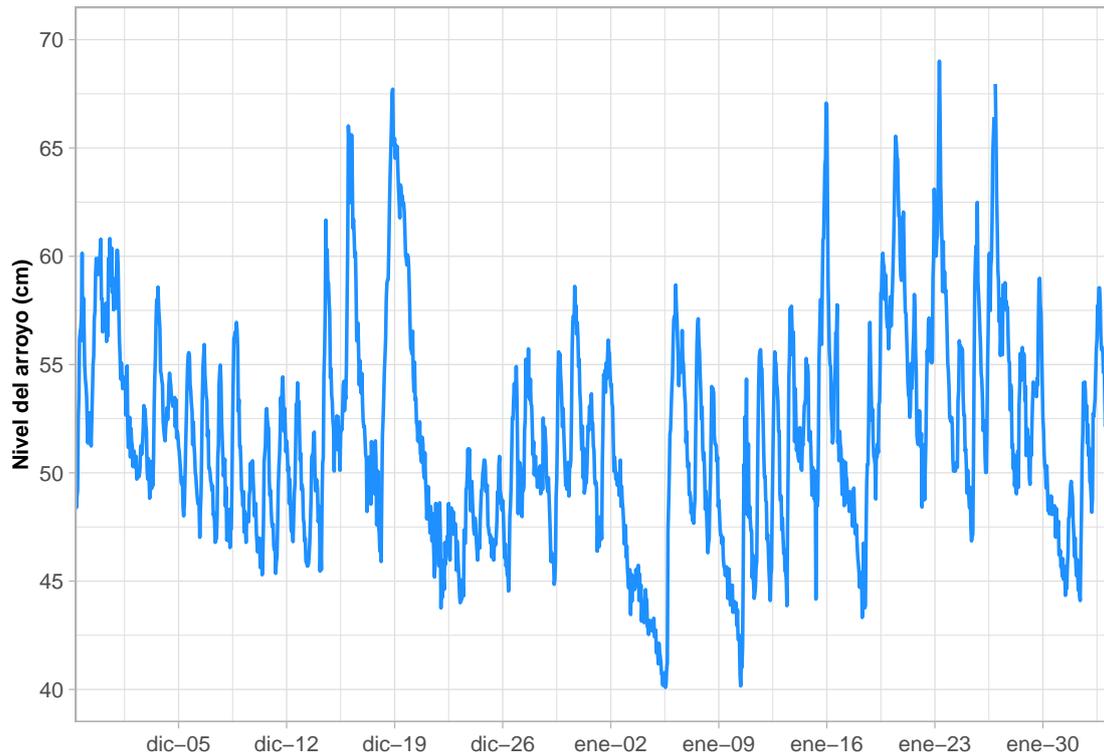


**Figura 5.6:** (A) Eventos de precipitación registrados en Aonikenk. (B) Altura de nieve y temperatura del suelo registrados en la misma estación. Los eventos de precipitación están en consonancia con los aumentos de altura de nieve registrados por el sensor de altura. También se puede apreciar cómo la temperatura del suelo asciende por encima del cero cuando el paquete comienza a derretirse.

**Tabla 5.4:** Mediciones realizadas en las campañas de de balance de masa de verano e invierno sobre el GDL3.

Temporada	Medición	Comentario
Invierno	Espesor de nieve	Con sondas
	Densidad de nieve	Calicatas
Verano	Espesor de nieve	Con sondas
	Densidad de nieve	Calicatas
	Balizas	Perforación con vapor de agua
	Emergencia balizas	

## 5. GDL3



**Figura 5.7:** Ejemplo de medición de altura del arroyo a la salida del lago Ira. Es interesante destacar lo marcado que está el ciclo diario de este arroyo a pesar de nacer a la salida del lago Ira (cuerpo de agua que podría amortiguar este efecto). Esto es un indicio de la fuerte influencia del ciclo congelamiento-descongelamiento del agua presente en el glaciar. Los picos se corresponden, en general, con eventos de lluvia.

por uno de los profesionales del ING utilizando imágenes satelitales Pléiades (4 m x 4 m) en conjunto con el módulo *Upslope* del software SAGA-GIS (Conrad y col. 2015; IANIGLA-ING 2018e). De este modelo digital de elevación derivé la pendiente, aspecto, factor de vista y rangos de altura, toda información necesaria para construir los datos de entrada que requieren los modelos hidrológicos que utilicé.

## 5.4. Métodos

### 5.4.1. Análisis, corrección, relleno y/o extensión de series

**Precipitación:** para evaluar la robustez de las mediciones del totalizador en Aonikenk, utilicé 21 registros de precipitación diaria en un análisis regional que detallo a continuación,

## 5. GDL3

- a. inspección visual de los valores de precipitación acumulada: Aonikenk mostró buena sincronización con los Huemules, Epulef, Pehoe, Lago Paine, Lago O'Higgins y Pascua. Resulta interesante destacar que ninguna de las estaciones pertenecientes a la Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH - Argentina), todas ubicadas en estepa patagónica, posee una correlación (ver inciso **b**) significativa con Aonikenk. Esto explica en parte la diferencia existente entre dos paisajes contrastantes, bosque húmedo contra estepa desértica y sugiere que es necesario instalar mayor cantidad pluviómetros totalizadores en la zona lindante con Chile.
- b. como complemento del análisis visual, calculé el coeficiente de correlación de Spearman entre todas las series normalizadas (resultado de dividir los valores originales por su media histórica). Como umbral de significancia utilicé 0.4. Este análisis refuerza desde el punto de vista estadístico lo enunciado en el inciso anterior (ver tabla 5.5).
- c. **efecto del viento sobre la precipitación sólida:** para tener en cuenta la posible sub-estimación de la nieve medida por el totalizador, corregí la serie en función de la velocidad del viento para eventos níveos y mixtos (Goodinson y col. 1998). Para ello, llevé la velocidad del viento medida por el anemómetro (3 m) a la altura del totalizador (1.8 m) suponiendo un perfil logarítmico de la distribución de la velocidad. Como coeficientes de rugosidad utilicé  $z_0 = 0.005$  m para altura de nieve mayor a 5 cm y de  $z_0 = 0.05$  m para el resto de las situaciones. Identifiqué las proporciones líquida y sólida en eventos de precipitación con el modelo propuesto por Harder y col. (2013) (módulo provisto en la plataforma CRHM - Pomeroy y col. (2007)).  
Para evaluar el grado de verosimilitud de los registros níveos (tanto corregidos como no modificados por efecto del viento) comparé las series con el equivalente agua nieve inferida sobre la base de las mensuras de altura de nieve (ver su procesamiento en el párrafo homónimo).  
Sorprendentemente, la precipitación nívea acumulada sin corrección se asemejó

## 5. GDL3

**Tabla 5.5:** Pluviómetros usados en el análisis regional de precipitación y su coeficiente de correlación (Spearman) con Aonikenk. Dichas correlaciones se calcularon con los valores diarios para todo el periodo en cuestión.

Estacion	Alt (msnm)	Lat(°)	Long(°)	Fuente	Pais	Spearman
Aonikenk	1233	-49.278	-72.995	IANIGLA	Argentina	1.00
Epulef	898	-49.052	-72.950	IANIGLA	Argentina	0.56
Los Huemules	460	-49.218	-72.960	Privado	Argentina	0.45
Rio Pascua	20	-48.159	-73.089	CR2	Chile	0.43
Lago Ohiggins	300	-48.517	-72.595	CR2	Chile	0.41
Lago Paine	440	-50.841	-72.905	CR2	Chile	0.41
Lago Pehoe	40	-51.078	-72.993	CR2	Chile	0.40
Torres Paine	25	-51.184	-72.967	CR2	Chile	0.35
Lago Sarmiento	110	-51.011	-72.711	CR2	Chile	0.35
Cerro Castillo	130	-51.260	-72.327	CR2	Chile	0.32
Candelario Mancilla	300	-48.877	-72.739	CR2	Chile	0.32
Rio Rincon	36	-51.314	-72.829	CR2	Chile	0.32
Rio Chinas	75	-51.051	-72.517	CR2	Chile	0.31
Lago Dickson	200	-50.823	-73.112	CR2	Chile	0.29
Cerro Guido	230	-50.899	-72.331	CR2	Chile	0.29
Rio Serrano	25	-51.333	-73.109	CR2	Chile	0.28
Charles Fuhr		-50.252	-71.908	SNIH	Argentina	0.23
PN Glaciares		-49.343	-72.861	SNIH	Argentina	0.22
Calafate		-50.320	-72.261	SNIH	Argentina	0.21
La Leona		-49.797	-72.064	SNIH	Argentina	0.15
Estancia Entre Rios		-48.255	-72.219	SNIH	Argentina	0.09

mucho a los valores resultantes de aplicar la tabla propuesta por Marks y col. (1999) para nieve fresca, mientras que sólo me fue posible acercarme a los valores obtenidos con la corrección por velocidad del viento con densidades de alrededor de  $220 \text{ kg/m}^3$ . El día 2019-10-27 el equipo del ING pudo medir densidad de nieve fresca, obteniendo un valor promedio de  $130 \text{ kg/m}^3$  (sobre 5 mensuras -  $139 \text{ kg/m}^3$ ;  $120 \text{ kg/m}^3$ ;  $122 \text{ kg/m}^3$ ;  $141 \text{ kg/m}^3$ ;  $128 \text{ kg/m}^3$ ). Dadas las condiciones de temperatura del aire y humedad relativa, la mayor cantidad de eventos (aplicando las relaciones propuestas por Marks y col. (1999)) dan una densidad de  $150 \text{ kg/m}^3$ , valor que se acerca considerablemente al promedio medido en campo. Estos resultados sugieren utilizar los registros de precipitación sin corrección por efecto de viento.

Esta conclusión, por demás contra intuitiva, se podría explicar fundamentalmente por dos motivos: (1) la nieve fresca es más bien húmeda (aspecto que trae aparejado mayor densidad y por ende más peso en los meteoros)

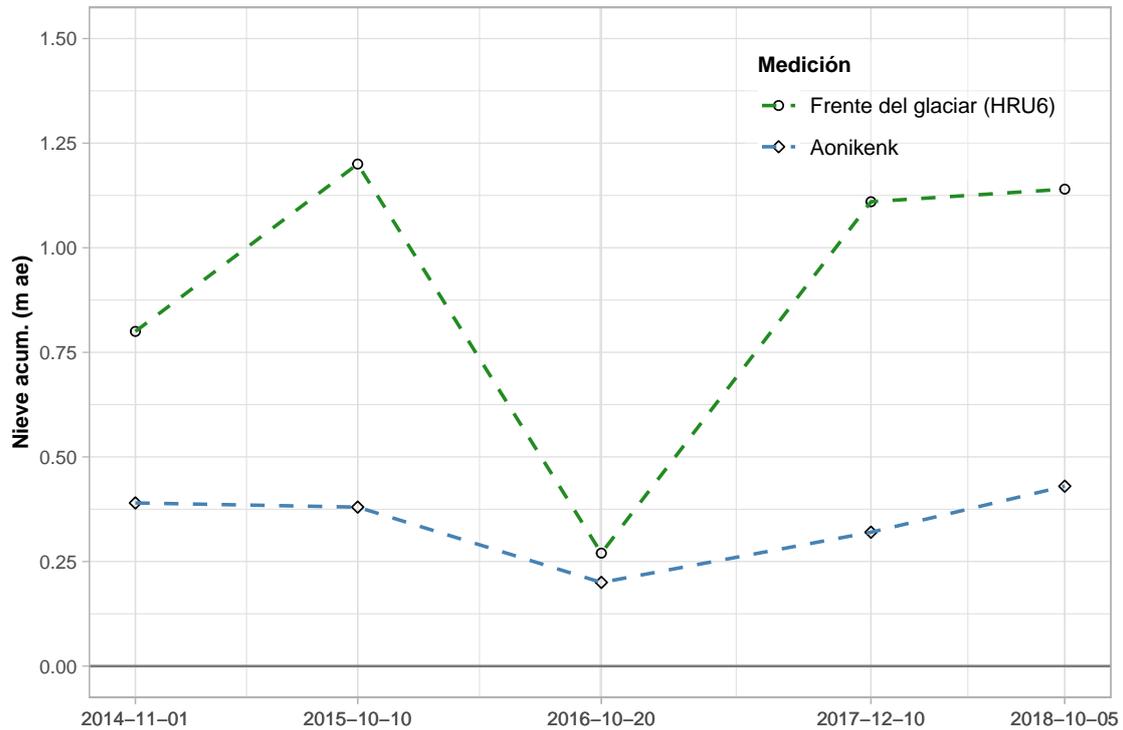
## 5. GDL3

haciendo que los copos sean menos volátiles ante los efectos de la turbulencia en las inmediaciones del totalizador; (2) esta región presenta eventos con intensidades de precipitación medias considerables (6.5mm/día - ver tabla 5.2), característica que podría amortizar los efectos de turbulencia. Como consecuencia de estas observaciones, el equipo de ING ha establecido como protocolo medir densidad de nieve fresca cada vez que las condiciones de campo así lo permitan.

- d. **corrección de precipitación nívica en la zona baja del glaciar:** el frente del GDL3 se encuentra casi a la misma altura que la estación Aonikenk y a unos 200 m de distancia. A pesar de esto, en los alrededores de la estación las condiciones geográficas combinadas con las atmosféricas hacen imposible la existencia de hielo. Cuando se compara la precipitación nívica acumulada en Aonikenk con respecto al balance de masa de invierno en el frente del glaciar se observa una diferencia considerable, a pesar de que el balance puede integrar periodos con pérdida de nieve (derretimiento, transporte y/o sublimación - figura 5.8). Este fenómeno de sobreacumulación nívica en los glaciares (en comparación a zonas aledañas) puede ser atribuido a la combinación de diversos factores: protección contra el viento de la nieve recién caída por parte de la topografía que circunda al glaciar, zona de deposición preferencial de nieve, transporte nival por avalanchas o viento, cobertura del cuerpo de hielo frente a la radiación solar.

La razón entre la acumulación en el frente del GDL3 y el totalizador oscila entre 3.5 para años húmedos y 1.35 para el año más seco registrado en Aonikenk. Como no es posible enmendar esta situación, ya que está sujeta a múltiples factores sobre los cuales no tengo control (*e.g.*, transporte de nieve desde la zona de acumulación del glaciar Blanco hacia el GDL3), es que propuse una corrección empírica basada sobre el Índice de Precipitación Regional, o RPI por sus siglas en inglés (Garreaud y col. 2019). De esta corrección obtengo dos series de precipitación para usar como datos de entrada en los modelos:

## 5. GDL3



**Figura 5.8:** A pesar de encontrarse a una altitud similar, los valores de nieve acumulada en Aonikenk y el frente del glaciar son disímiles. Salvo para el invierno 2016 (año de escasas nevadas), existe una diferencia notable entre mediciones.

la original para zonas sin cobertura de hielo y la corregida por el efecto de sobreacumulación nívea para el GDL3.

$$FC = \begin{cases} 3,5 & \text{si } RPI \geq 80 \\ 1 + \frac{2,5}{40}(RPI - 40) & \text{si } 40 < RPI < 80 \\ 1 & \text{si } RPI \leq 40 \end{cases} \quad (5.1)$$

**Temperatura del aire:** tanto el sensor Col del Picante como Madsen presentan periodos sin datos en sus registros (tabla 5.1). Dado que el periodo con datos es poco extenso para rellenar estas series, utilicé sólo las mediciones de Aonikenk.

**Altura de nieve:** el criterio para pulir este registro consistió en,

- corrección de escalonamiento:** la serie original presenta un escalonamiento de 9 cm hacia abajo, por lo que le sumé este valor a todo el registro.

## 5. GDL3

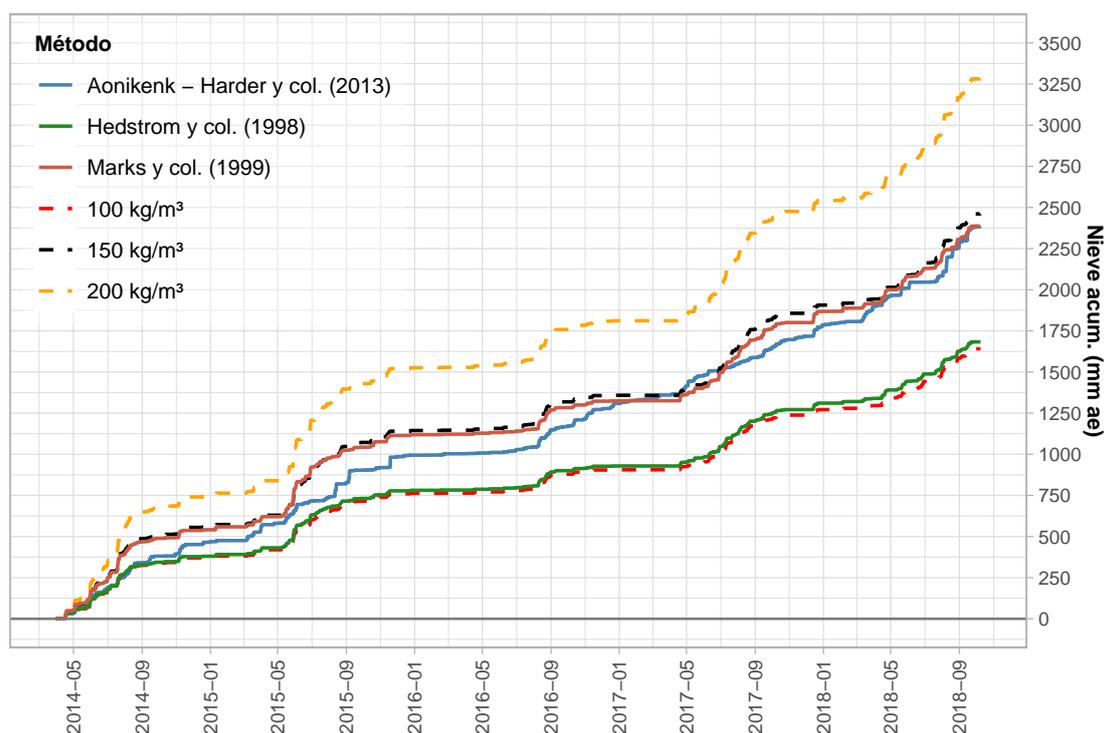
- b. **umbral de máxima:** donde se encuentra Aonikenk y para el periodo temporal bajo estudio, nunca se han observado alturas mayores al 1.25 m de altura, motivo por lo que eliminé cualquier valor mayor a dicho límite.
- c. **sensibilidad del ultrasonido:** el aparato que mide altura de nieve tiene una precisión de alrededor de 1.5 cm, motivo por el cual llevé a cero valores inferiores a esta cota.
- d. **remoción de saltos abruptos:** cuando la diferencia entre un registro y su inmediato posterior fue mayor o igual a 6 cm, removí el último.
- e. **suavizado de la serie:** en este punto la serie aún presenta algunas oscilaciones. Estas se deben fundamentalmente al efecto que el viento y el arrastre de partículas produce en la lectura del sensor. Como último paso, apliqué una media móvil de 60 hs.
- f. **inferencia del equivalente agua nieve:** transformé la altura de nieve fresca en equivalente agua nieve (EAN) usando los valores de densidad propuestos por Marks y col. (1999) (*Table I. Temperature-density-percent show relationship*), Hedstrom y col. (1998) (ecuación 13) y valores constantes de 100, 150 y  $200 \text{ kg/m}^3$  (figura 5.9).

### 5.4.2. Balance de masa con el método glaciológico

Para determinar la topografía del glaciar, se utilizaron imágenes satelitales Pléiades (14 de abril de 2013). Con ellas se generó un modelo digital de elevación (MDE) y una imagen satelital con correcciones geométricas. Tanto imagen como MDE fueron adquiridos al inicio del programa de medición de balance de masa para ser usados como cartografía de referencia.

El método de estimación de balance de masa se basa sobre mediciones de acumulación de nieve y ablación glaciar superficial. La acumulación nívica se midió con un radar en 2013 y mediante el sondeo de varillas de acero inoxidable en el resto de las temporadas. Éstos valores valores de espesor del paquete de nieve se convirtieron a

## 5. GDL3



**Figura 5.9:** Precipitación nieve acumulada. Comparación entre los registros de Aonikenk y valores inferidos a partir de las mediciones de altura de nieve. Para particionar el registro de Aonikenk en lluvia y nieve apliqué el método propuesto por Harder y col. (2013).

equivalente agua con las densidades obtenidas de las calicatas (en cada campaña). Por otro lado, para el cálculo del balance de masa anual se midió la emergencia de las balizas durante las campañas de verano (marzo-abril). Éstas están construídas con segmentos de caña colihue de 1.5 m de longitud, enlazadas con alambre y se instalan dentro del orificio que deja una perforadora de vapor de agua.

El sistema temporal usado es el de fecha flotante: primero se calcula el balance anual entre la fecha de una campaña de otoño y la precedente, luego se extrapolan espacialmente estas mediciones para generalizarlas a todo el glaciar; finalmente de la diferencia entre estos balances se obtiene el balance de verano. Por razones logísticas y condicionantes meteorológicos, no se puede ingresar al glaciar siempre en las mismas fechas. Esto hace que la longitud del período reportado varíe año tras año (de allí el nombre de fecha flotante). El lector interesado podrá encontrar más detalles acerca de las campañas de balance de masa en el GDL3 en IANIGLA-ING (2017).

### 5.4.3. Modelos hidrológicos

#### Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

CRHM es una plataforma escrita bajo el paradigma de programación orientada a objetos que posee un diseño modular. Esta característica le permite al usuario ensamblar diversos procesos hidrológicos para construir su propio modelo (Pomeroy y col. 2007). En este modelo se debe discretizar a la cuenca en Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU por sus siglas en inglés - Beven (2012)). Las mismas se construyen en función de la variabilidad en los atributos de la cuenca (*i.e.*, topografía, vegetación, tipo de suelo, aspecto, factor de vista, entre otros) y del nivel de detalle con que se quieran simular dichos procesos físicos. Además, cada modelo se construye a partir de la disponibilidad de datos meteorológicos, del grado de heterogeneidad de la cuenca y del objetivo que se persiga en el proyecto. Los algoritmos disponibles en esta plataforma han sido validados de forma exitosa en zonas con topografía montañosa (Anderson 2017; Fang y col. 2013; Krogh y col. 2014; Pomeroy y col. 2016).

Para este trabajo construí un modelo a partir de los siguientes algoritmos (ordenados de forma secuencial):

1. **Módulo de observaciones:** lee los forzantes meteorológicos (resolución temporal horaria - temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento, precipitación, y radiación solar incidente), ajusta la temperatura y la precipitación en función de gradientes altitudinales y provee estos datos como entrada para los distintos módulos que corren en cada HRU.
2. **Radiación de onda larga** -  $L_{in}$  (Sicart y col. 2006): estima la radiación de onda larga incidente en función de la humedad relativa y la temperatura del aire. Esta parametrización es muy usada ya que las mediciones de esta variable son poco frecuentes. La radiación de onda larga se usa como dato de entrada para el balance energético del paquete de nieve.
3. **Albedo** (DeBeer y col. 2009): parametrizado mediante un valor máximo (nieve fresca) que decae exponencialmente hasta un mínimo en función del tiempo transcurrido.

## 5. GDL3

4. **Nieve venteada** - PBSM (*Prairie Blowing Snow Model* - Pomeroy y col. (2000)): simula la redistribución de nieve debida al viento entre las HRUs. Además calcula las pérdidas por sublimación que se producen durante estos eventos.
5. **Evolución del paquete de nieve** (Marks y col. 1999): esta versión del modelo SNOBAL fue desarrollada para simular el balance de masa y energía en mantos nivales de considerable espesor. Estima el derretimiento nival y su flujo a través del paquete, calculando el balance energético entre radiación neta, calor latente, calor sensible, interfaz suelo-nieve, advección proveniente de la lluvia y el cambio energético interno. Este modelo discretiza al paquete en dos capas, una activa que interactúa con los flujos atmosféricos y otra que intercambia energía con esta última y el suelo.
6. **Módulo glaciar** (Pradhananga 2020): esta rutina resuelve el balance de energía para el hielo y el firn. Para la evolución del paquete de nieve usa SNOBAL.
7. **Radiación neta**: este módulo calcula la radiación neta en una superficie. Sirve internamente como dato de entrada para el cálculo de evaporación.
8. **Infiltración**: usa la parametrización propuesta por Zhao y col. (1999) para simular la infiltración de la nieve derretida en suelos congelados y el modelo propuesto por Ayers (1959) para estimar la infiltración de la lluvia. Ambos módulos vinculan el contenido de humedad de la columna de suelo con la rutina generadora del escurrimiento.
9. **Evapotranspiración**: para el cálculo de la evapotranspiración potencial usé el modelo de Penman-Monteith (Dingman 2014); para el caso de la evaporación potencial en el lago Ira apliqué la formulación propuesta por Priestley y col. (1972). Ambos algoritmos están condicionados tanto por la disponibilidad de agua en el lago como en el suelo.

## 5. GDL3

10. **Módulo de ladera** (Fang y col. 2013): permite calcular tanto el flujo subsuperficial como subterráneo. Este algoritmo es una versión mejorada de la rutina original desarrollada primero por Leavesley y col. (1983) y luego modificada por Dornes y col. (2008) y Fang y col. (2010).

La mayoría de los parámetros de este modelo se derivan de las características fisiográficas de la cuenca o de los procesos físicos que sus módulos describen, es decir que existe una cantidad limitada de parámetros con carácter empírico (y que por ende deban ser calibrados en cada ejercicio de modelización). A continuación detallo el criterio que usé para discretizar la cuenca y en la tabla 5.6 muestro los valores de los distintos parámetros. Sobre los de carácter empírico practiqué un análisis de sensibilidad, haciéndolos variar en el rango que especifico.

**Discretización de la cuenca:** tomé como criterio la superposición del tipo de suelo, elevación del terreno, aspecto y orientación. Sobre la base de esta yuxtaposición de capas derivé las HRU's, polígonos donde supongo suceden procesos hidrológicos homogéneos (Beven 2012). Al procesamiento de capas y armado de HRU's lo realicé mediante la aplicación de rutinas de elaboración propia en el lenguaje R que usan la funcionalidad de los paquetes `raster`, `sp` y `rgdal` (Bivand y col. 2020b; Hijmans 2017; Pebesma y col. 2017; R Core Team 2020). Como resultado final de este proceso, la cuenca del GDL3 quedó discretizada en 11 HRU's (ver tabla 5.7), de las cuales 6 tienen como superficie el glaciar, 4 roca impermeable y la última representa al lago Ira.

**Velocidad del viento:** para distribuir el valor medido en la estación Aonikenk utilicé dos modelos, *WindNinja* (Wagenbrenner y col. 2016) y el propuesto por Liston y col. (1998). El primero de ellos es un modelo numérico que resuelve las ecuaciones de conservación de masa para inferir la distribución espacial de la velocidad y dirección del viento en función de los datos de la estación, topografía circundante y rugosidad del terreno. El segundo es una aproximación empírica que se vale de la pendiente y curvatura del terreno. Los campos de velocidad de *WindNinja* dieron valores inverosímiles para algunos períodos (con velocidades que superaban los

5. GDL3

**Tabla 5.6:** Parámetros usados para las corridas con el modelo CRHM.

Módulo	Parámetro	Superficie		
		Glaciar	Roca	Lago
obs	$T_{grad}[^{\circ}C/km]$	[2; 10]	[2; 10]	[2; 10]
	$P_{grad}[1/100m]$	[0.1; 0.5]	[0.1; 0.5]	[0.1; 0.5]
	Precip-phase	Harder	Harder	Harder
$L_{in}$	$\epsilon_s$	0.98	0.98	0.98
	$V_t = 1 - V_f$	*	*	*
albedo	$\alpha_{max}(snow)$	[0.75; 0.98]	[0.75; 0.98]	[0.75; 0.98]
	$\alpha_{min}(snow)$	0.50	0.50	0.50
	$\alpha$	0.55	0.17	-
	$a_1[s]$	$10,8 \cdot 10^6$	$10,8 \cdot 10^6$	$10,8 \cdot 10^6$
	$a_2[s]$	648000	648000	648000
	$s_{min}[mm]$	10	10	10
PBSM	fetch[m]	300	300	300
	$A_S[m]$	0	0	0
	$H_S[1/m^2]$	1	1	1
SNOBAL	$\rho[kg/m^3]$	[70; 200]	[70; 200]	[70; 200]
	max $H_2O$ vol [-]	0.01	0.01	0.01
	max active layer [cm]	35	35	35
	$z_0[m]$	[0.0001; 0.04]	[0.0001; 0.04]	[0.0001; 0.04]
glacier	firn lag [h]	4	-	-
	firn storage [d]	2	-	-
	firn albedo [-]	0.55	-	-
	ice lag [h]	1	-	-
	ice storage [d]	0	-	-
	ice albedo [-]	0.35	-	-
	$\rho_{ice}[kg/m^3]$	917	-	-
	SWE lag [h]	24	-	-
	SWE storage [d]	1	-	-
infiltration	soil type	bare	bare	-
	C [-]	1.3	1.3	-
	texture [-]	4	4	-
	$S_0[m^3/m^3]$	0.9	0.5	-
	$S_i[m^3/m^3]$	0.5	0.5	-
PET	method	Penman-Monteith	Penman-Monteith	Priestley-Taylor

400 km/hr) mientras que los del modelo empírico se ajustaron mejor a los límites máximos esperados para esa zona, motivo por el cual decidí usar los resultados de la segunda propuesta.

Las simulaciones inverosímiles de *WindNinja* pueden atribuirse a que el GDL3 se encuentra a sotavento, zona que desde el punto de vista numérico requiere de la resolución de las ecuaciones de conservación de la masa y *momentum*, opción que el modelo no ofrece cuando los datos de entrada provienen de estaciones meteorológicas.

## 5. GDL3

**Tabla 5.7:** Propiedades físicas de las unidades de respuesta hidrológica. Estos datos se usan como entrada para el modelo CRHM y algunos de ellos para el HBV.IANIGLA (área y altura).

HRU	Tipo de suelo	A (km <sup>2</sup> )	H (msnm)	Pendiente (°)	Aspecto (°)	TVF*
1	Soil	0.13	1244.11	26.45	68.35	0.1447
2	Soil	0.10	1346.12	38.33	60.85	0.1104
3	Soil	0.10	1461.52	41.26	70.57	0.0952
4	Soil	0.06	1657.51	47.42	181.88	0.0921
5	Lake	0.02	1198.13	2.70	112.50	0.1591
6	Glacier	0.07	1259.15	22.45	140.33	0.1023
7	Glacier	0.16	1358.03	21.29	142.11	0.0884
8	Glacier	0.23	1447.85	24.14	151.96	0.0834
9	Glacier	0.22	1549.82	29.37	152.09	0.0649
10	Glacier	0.09	1641.94	32.98	135.06	0.0345
11	Glacier	0.08	1770.79	36.72	124.06	0.0255

\*TVF: factor de vista del terreno.

## HBV.IANIGLA

Se trata de una versión modular del modelo HBV (Bergström y col. 2015), que además incorpora un módulo glaciar para la simulación de los procesos de acumulación y derretimiento tanto en glaciares cubiertos como descubiertos (Toum 2021a; Toum y col. 2021). El modelo HBV ha sido usado para estudios hidroglaciológicos a lo largo de diversos cordones montañosos con buenos resultados (Finger y col. 2015; Konz y col. 2010; Parajka y col. 2008; Stahl y col. 2008). Si bien sus módulos están contruidos sobre la base de formulaciones empíricas (para una reseña histórica sobre la filosofía de diseño de modelos hidrológicos véase Sivapalan (2018)) este modelo encuentra aún hoy aplicación en zonas con escasa variedad de registros instrumentales (*i.e.*, temperatura del aire y precipitación), en problemas donde el objetivo es dilucidar el balance de masa ya sea a escala de cuenca o glaciar y/o cuando el objetivo es realizar pronósticos de caudales en tiempo real. Debido a su naturaleza empírica, el modelo requiere la calibración de todos sus parámetros en cada ejercicio de modelización, en contraste con modelos como CRHM que se valen de las ecuaciones de balance de masa y energía para las simulaciones.

Para este trabajo usé sólo el módulo glaciar del modelo HBV.IANIGLA porque al día de la fecha no contamos con una curva de descarga, dato que permitiría calibrar el resto de los parámetros del modelo. Es decir que sólo tuve que calibrar los

## 5. GDL3

parámetros: gradientes de temperatura y precipitación, factor de corrección por subestimación de la precipitación, umbrales de temperatura para separar nieve de lluvia y para comenzar a derretir la nieve/hielo, y por último, factores de derretimiento de nieve y hielo (7 parámetros en total).

**Estrategia de calibración:** utilicé la metodología conocida como *split sample test*. Ésta consiste en dividir al periodo con mediciones (en este caso con balances de masa de invierno y verano) en dos, calibrar los parámetros en un periodo para luego evaluarlos en el segundo y viceversa. Esta estrategia no solo permite evaluar la robustez de los conjuntos paramétricos óptimos en un intervalo de tiempo ajeno al de calibración, sino que también permite realizar una comparación entre parámetros calibrados en periodos distintos. El primero incluye los balances de masa de invierno de los años 2014, 2015, 2016 y los de verano 2014/15, 2015/16. El segundo abarca las mediciones de invierno 2017, 2018 y las mensuras estivales 2016/17, 2017/18. Como la cantidad de parámetros a calibrar es poca en relación a un modelo hidrológico completo, usé el algoritmo de evolución diferencial provisto por el paquete DEoptim (Ardia y col. 2016b; Mullen y col. 2011). Esta rutina permite obtener un óptimo en superficies hiperparamétricas complejas como las de los modelos ambientales (Beven 2006, 2008).

En la siguiente ecuación presento la función a optimizar,

$$MAE_{glob} = 0,5 * MAE_{inv} + 0,25 * MAE_{ver-HRU6} + 0,25 * MAE_{ver-HRU7} \quad (5.2)$$

donde  $MAE$  es el error absoluto medio. Además, para la temporada de verano elegí los polígonos de la zona baja del glaciar (HRU6 y HRU7) porque la estimación del balance anual en esa zona es la que menos error tiene. Esto se debe a que las balizas se instalan en la zona de ablación del glaciar y luego se extrapolan al resto del cuerpo de hielo mediante un gradiente empírico. En cambio, el balance de masa de invierno tiene un error bajo ya que se mide el espesor de nieve en prácticamente todo el GDL3.

## 5.5. Resultados

**Balance de masa glaciar:** las simulaciones con los modelos CRHM y HBV . IANIGLA mostraron una buena correspondencia con las estimaciones hechas mediante el método glaciológico excepto en el último año de mediciones completas, donde ambas modelizaciones numéricas sugieren un balance positivo en contraste con la estimación negativa del otro método (ver figura 5.10).

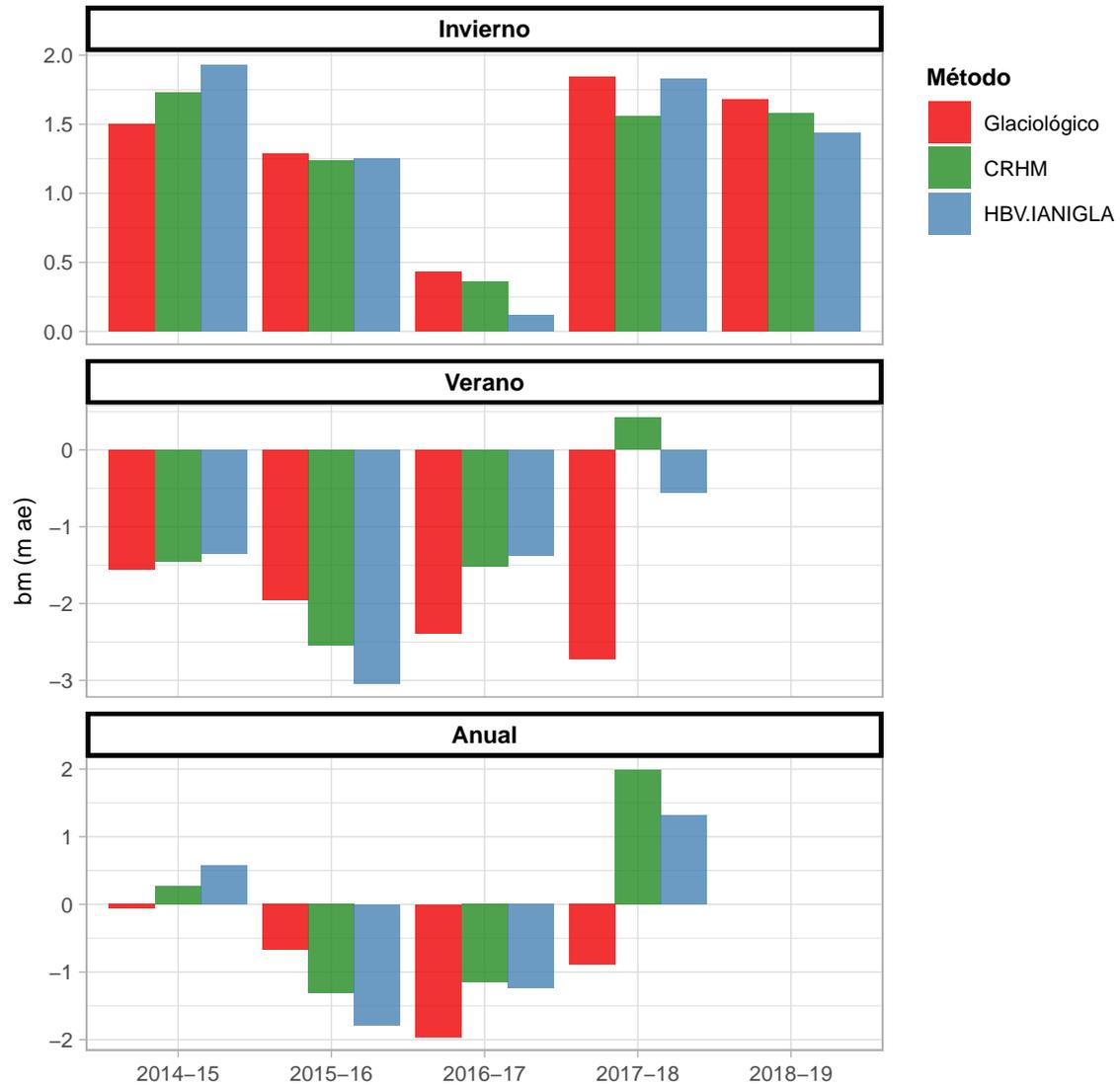
El error absoluto medio de ambos modelos fue menor a  $0.4 \text{ m ae/año}$ . En el caso del HBV . IANIGLA los dos conjuntos paramétricos óptimos no mostraron diferencias significativas en sus valores, por lo que opté por quedarme con el conjunto calibrado durante segundo periodo ya que minimiza un poco más la función de optimización cuando se evalúa el periodo completo ( $0.3 \text{ m ae/año}$  contra  $0.36 \text{ m ae/año}$ ).

Para los balances de masa de invierno ambos modelos simulan la variabilidad interanual de las mediciones y no presentan sesgo. Esta situación sugiere que tanto CRHM como HBV . IANIGLA son capaces de modelizar correctamente el proceso de acumulación nival sobre el GDL3 (figura 5.10). Por otro lado, el balance estival sigue el mismo patrón que el anual, con tres años de buenas simulaciones seguido de un cuarto periodo con discrepancias significativas entre el método glaciológico y las modelizaciones numéricas.

**Flujos de masa en la cuenca:** la mayor cantidad de precipitación que cae dentro de la cuenca lo hace en forma de nieve ( $\sim 68\%$ ) aunque en los meses de verano la lluvia es la que domina (figura 5.11). El término integral de evapotranspiración es prácticamente nulo debido a que sólo existe evaporación en el Lago Ira. Si bien la sublimación ocupa un rol menor en el balance de masa, existe y se da sobre el paquete de nieve debido a los flujos turbulentos de calor latente ( $\sim 7\%$  de los flujos de salida). Como era de esperarse, las pérdidas de masa más importantes son fruto del derretimiento de nieve y hielo ( $\sim 62\%$  y  $\sim 30\%$  respectivamente).

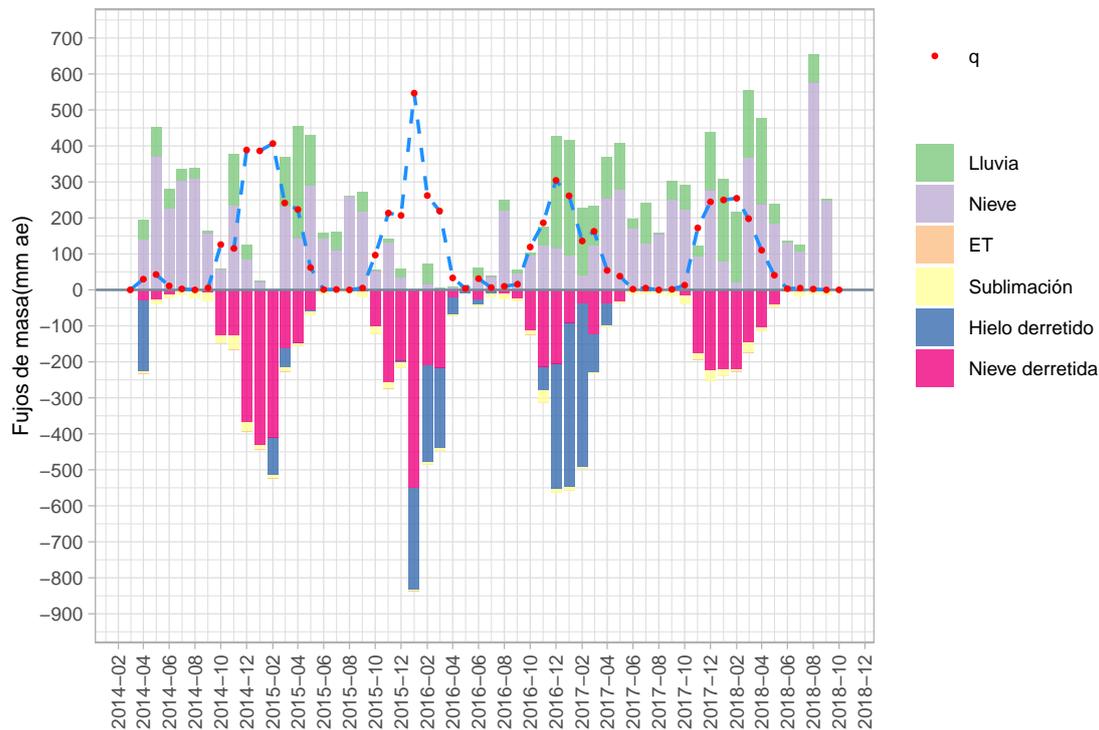
**Flujos de energía sobre el GDL3:** las mayores pérdidas provienen de un balance de radiación total neto negativo (asociados a valores altos de albedo y mayor emisión de radiación térmica), mientras que las pérdidas por sublimación

5. GDL3



**Figura 5.10:** Balances de masa glaciar simulados con modelos numéricos y estimados mediante el método glaciológico. Los balances muestran buena correspondencia entre las tres metodologías excepto para el periodo 2017/18. Allí el método glaciológico sugiere un balance anual negativo, mientras que las modelizaciones numéricas dan valores positivos (CRHM incluso simuló valores de balance estival positivos).

## 5. GDL3



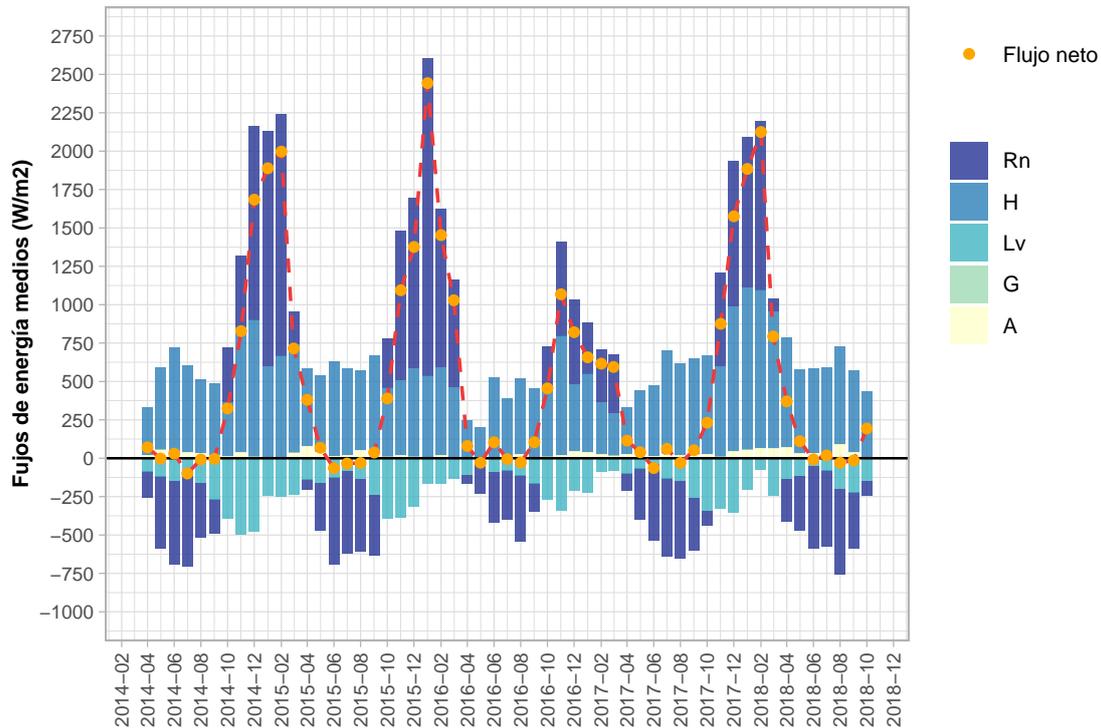
**Figura 5.11:** El caudal de salida simulado con el modelo CRHM es un reflejo del ciclo hidrológico del glaciar, donde en años poco nevadores es el hielo derretido quien aporta mayor cantidad de agua.

ocupan un rol marginal. Por otro lado, las ganancias se deben al intercambio que ocurre en los flujos turbulentos de calor sensible y al balance de radiación total positivo. Como consideré que el sustrato rocoso sobre el que descansa el glaciar está a una temperatura constante de  $0^{\circ}\text{C}$ , el intercambio energético con el suelo es despreciable.

En promedio, los flujos positivos siguen la siguiente proporción:  $H \simeq 61\%$  (flujo turbulento de calor sensible),  $Rn \simeq 36\%$  (radiación neta) y el  $\sim 3\%$  restante al calor que ingresa por advección cuando llueve. Los flujos negativos mantienen la siguiente relación:  $Rn \simeq 52\%$  y  $Lv \simeq 48\%$  (flujo turbulento de calor latente).

**Aportes al escurrimiento:** en la figura 5.13 muestro los aportes relativos mensuales en la cuenca. Si considero todo el periodo simulado, el derretimiento nival representa cerca del  $\sim 45\%$ , la lluvia el  $\sim 33\%$  y el hielo derretido alrededor del  $\sim 22\%$ .

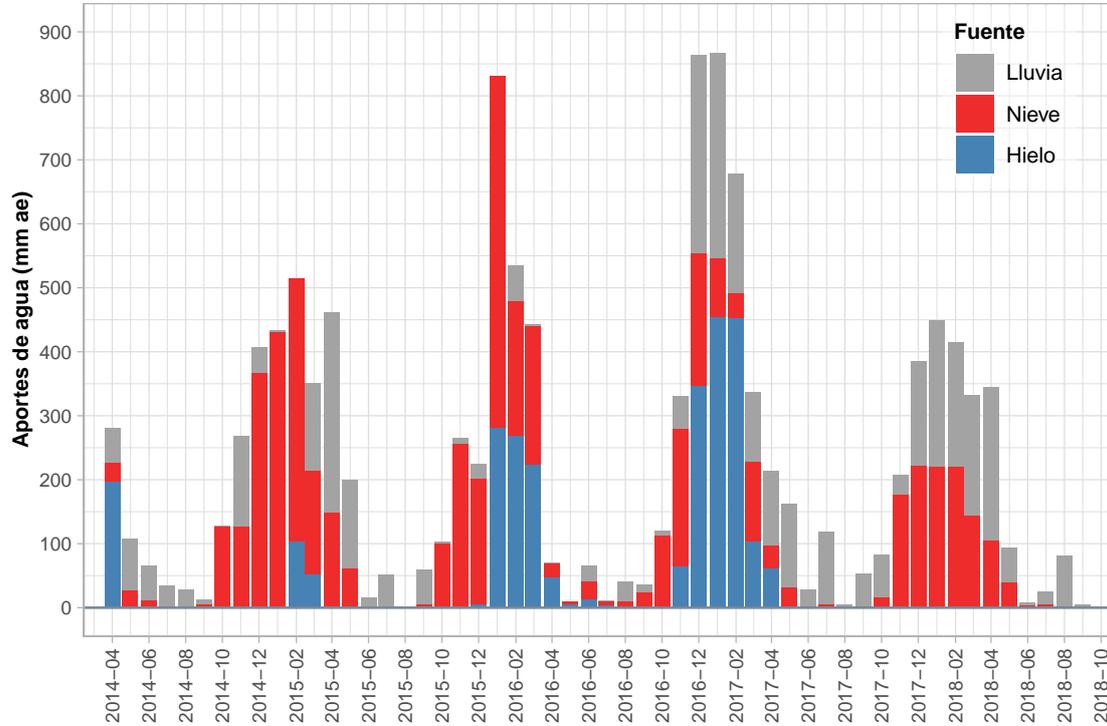
## 5. GDL3



**Figura 5.12:** Variaciones interanuales en los flujos de energía sobre el GDL3. Es interesante notar que el balance neto de energía (Flujo neto) se mantiene cercano a cero para los meses de invierno y se incrementa notablemente durante el verano. Esto refleja la naturaleza temperada de los glaciares ubicados en el sur de la Patagonia. **Rn**: radiación neta; **H**: flujo turbulento de calor sensible; **Lv**: flujo turbulento de calor latente; **G**: intercambio de energía con el suelo; y **A**: intercambio de energía con la lluvia.

**Análisis de sensibilidad (CRHM):** en la tabla 5.8 muestro el rango de variación del sesgo (*bias*) y del error absoluto medio (*MAE*) con respecto a los balances de masa en las zonas bajas del glaciar para el periodo estival y con respecto a todo el glaciar para el invierno. Como era de esperarse, las variaciones en el albedo tuvieron mayor influencia en los balances de verano, las del gradiente de precipitación en el de invierno y las del gradiente de temperatura del aire mostraron mayor sensibilidad para la zona del glaciar denominada como HRU7 (1300 a 1400 msnm). Tanto los parámetros densidad de nieve fresca como rugosidad de nieve se mostraron poco sensibles ante los rangos de variación propuestos.

## 5. GDL3



**Figura 5.13:** Contribución de la lluvia, la nieve y el derretimiento del hielo al caudal emergente de la cuenca del GDL3 (simulaciones provenientes de CRHM). A pesar de ser una cuenca constituida prácticamente por el GDL3, resulta notoria la contribución de la lluvia y la del derretimiento nival. La primera ayuda a mitigar (junto con el derretimiento de hielo) la escasez de nevadas del periodo 2016/17.

**Tabla 5.8:** Máxima diferencia en la variación del sesgo y error absoluto medio para el periodo estival (HRU6 y HRU7) e invernal (todo el GDL3).

Parámetro	HRU 6		HRU 7		Invierno	
	$\Delta bias(\%)$	$\Delta MAE(mae)$	$\Delta bias(\%)$	$\Delta MAE(mae)$	$\Delta bias(\%)$	$\Delta MAE(mae)$
$P_{grad}$	$\sim 0,00$	$\sim 0,00$	$\sim 25$	$\sim 0,50$	$\sim 80$	$\sim 0,50$
$T_{grad}$	$< 5$	$\sim 0,25$	$\sim 25$	$\sim 0,50$	$\sim 25$	$\sim 0,12$
$\alpha_{snow}$	$\sim 15$	$\sim 0,90$	$\sim 25$	$\sim 0,25$	$< 10$	$\sim 0,00$
$\alpha_{ice}$	$\sim 20$	$\sim 1,70$	$\sim 20$	$\sim 0,40$	$< 10$	$\sim 0,00$
$\rho_{snow}$	$< 10$	$\sim 0,15$	$< 10$	$\sim 0,10$	$< 10$	$\sim 0,00$
$z_0$	$\sim 0,00$	$\sim 0,00$	0	$\sim 0,00$	$\sim 0,00$	$\sim 0,00$

## 5.6. Discusión

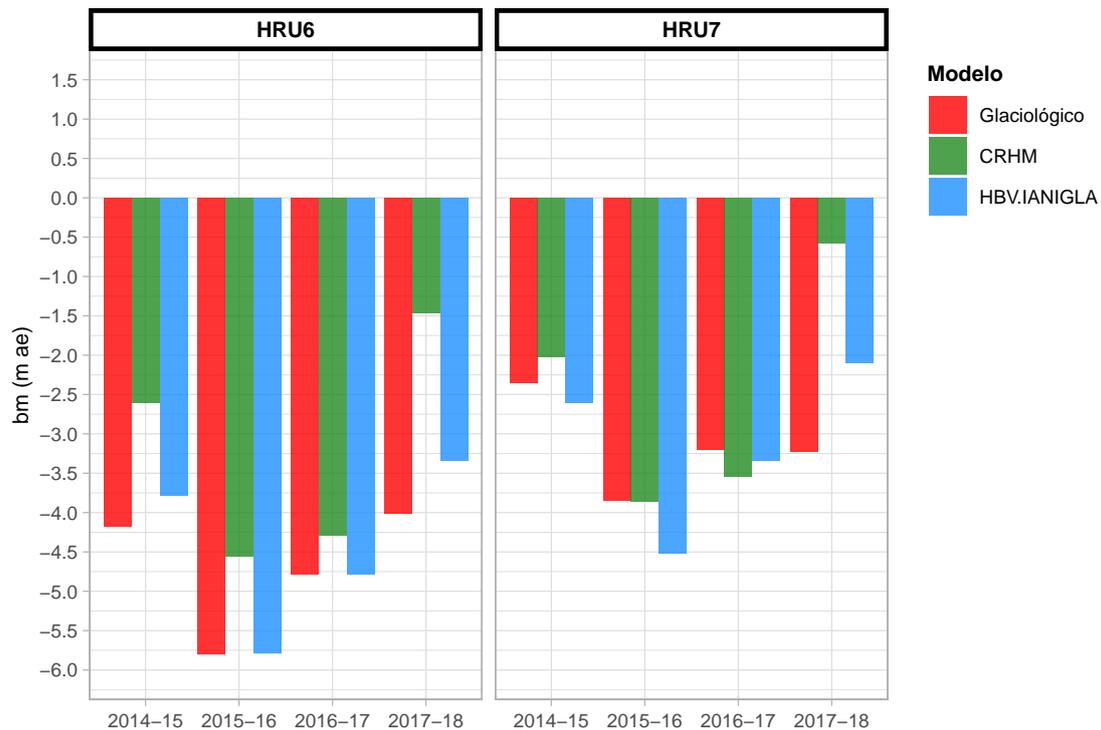
**Balance de masa glaciar:** en los primeros tres años los resultados de las dos modelizaciones numéricas son consistentes con las estimaciones hechas mediante el método glaciológico, esto no sucede en el último periodo donde existen diferencias significativas entre las modelizaciones y el método glaciológico para el balance de masa anual y entre las tres estimaciones para el balance de masa estival (CRHM =  $0.4 \text{ m ae}$ , HBV.IANIGLA =  $-0.5 \text{ m ae}$  y glaciológico =  $-2.75 \text{ m ae}$ ).

Durante la última campaña estival (2017/18) el equipo del ING encontró solo dos balizas ya que en la fecha de ingreso (25-04-2018), el GDL3 estaba cubierto por aproximadamente 1 m de nieve. Tal como expliqué con anterioridad, las balizas se colocan sólo en la zona baja del glaciar, por lo que la incertidumbre de este método podría considerarse baja sólo en los polígonos que he denominado como HRU6 y HRU7. En la figura 5.14 muestro el balance estival para estas dos zonas. Si bien la señal para el año en discordia es negativa según los tres modelos, persiste una diferencia entre ellas que se ve más acentuada cuando se comparan los resultados del método glaciológico con el modelo de base física (CRHM).

Para poder resolver esta diferencia, de apariencia irreconciliable, descargué todas las imágenes Sentinel disponibles entre el mes de noviembre de 2017 y mayo de 2018 (figura 5.15). Luego de analizar su evolución temporal, noté que a diferencia de años anteriores hubo persistencia de la nieve sobre el glaciar durante casi todo el periodo estival. Durante el mes de diciembre de 2017 hubo un evento que cubrió al GDL3 y sus zonas aledañas. Estas nevadas tardías, además de elevar el valor del albedo posibilitaron que la mayor parte de la superficie del glaciar estuviese protegida de la ablación durante el verano. Esta evidencia visual apunala las mediciones de la estación Aonikenk, que registró valores totales de precipitación de  $\sim 200 \text{ mm}$  (2017-12).

Esta situación pone en evidencia las limitantes del método glaciológico y de la aproximación índice de temperatura para simular el derretimiento. El primer modelo supone que las mediciones hechas en las balizas son representativas de lo que sucede

## 5. GDL3



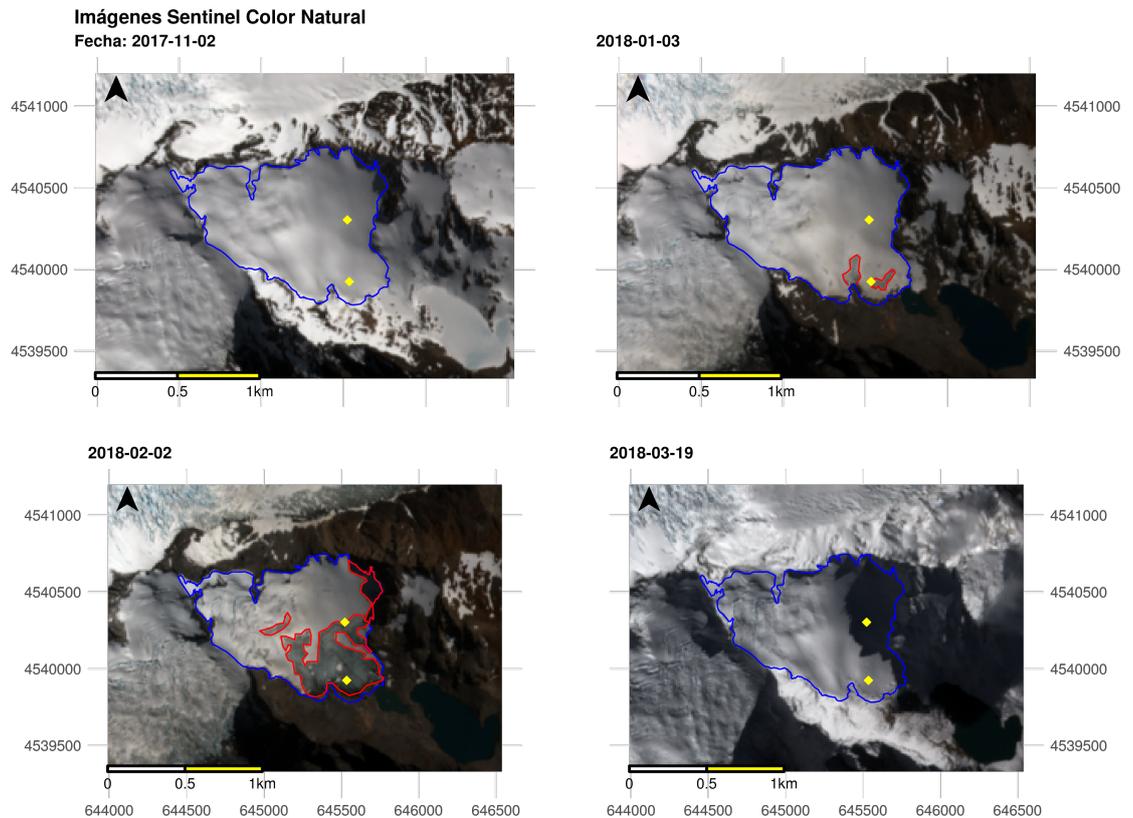
**Figura 5.14:** Balance estival para las zonas bajas del glaciar mediante las tres metodologías expuestas en este trabajo.

en todo el glaciar. Sin embargo cuando las mediciones son escasas o suceden situaciones como la descrita en este trabajo, la incertidumbre del método aumenta incluso en zonas aledañas; esto queda evidenciado en el año 2017/18 donde las zonas del GDL3 en las que se llegó a derretir toda la nieve coincidieron con el lugar donde se encontraban las balizas, realidad que contrastó con otras zonas bajas del glaciar para las que el hielo siempre tuvo nieve encima (figura 5.15).

Por otro lado, si bien las estimaciones con el modelo HBV.IANIGLA no fueron tan negativas debido a que incorpora la variable precipitación en sus simulaciones, este modelo (como todos los de su tipo) supone una relación lineal entre el acumulado de temperaturas por encima de cierto umbral (parámetro del modelo) y el de la fusión nival y/o glaciar. En cambio, CRHM considera todos los flujos de energía que influyen en los procesos de acumulación, derretimiento y sublimación, característica que le permiten considerar de forma explícita situaciones como las del verano 2017/18.

Ohmura (2001) justificó el uso de las aproximaciones índice de temperatura

## 5. GDL3



**Figura 5.15:** Secuencia de imágenes Sentinel para el verano 2017/2018. Las dos balizas que se encontraron durante la campaña de verano 2018 (rombos amarillos) estaban en zonas donde el GDL3 quedó sin nieve.

para simular el derretimiento nivo-glaciar mediante argumentos basados sobre la física. Según este investigador, la radiación de onda larga es la principal fuente de energía para el derretimiento y afirma que existe una alta correlación entre la temperatura del aire, la radiación de onda corta y larga incidentes y el flujo de calor sensible. El artículo concluye con que la temperatura del aire condensa información sustancial relacionada con estos tres flujos de energía. Dicha correlación con la temperatura del aire existe porque: los máximos valores horarios de radiación solar coinciden aproximadamente con los máximos de temperatura del aire, la radiación de onda larga está asociada a la emisión térmica de los cuerpos y el flujo de calor sensible es directamente proporcional a la diferencia de temperatura entre la nieve (o hielo) y el aire circundante. Sin embargo cuesta pensar que la temperatura del aire, resultado de interacciones complejas (entre las que intervienen el transporte de masas de aire), pueda condensar el balance energético del paquete de nieve o de

## 5. GDL3

un glaciar. Los modelos índice de temperatura suponen una relación lineal con el derretimiento y según Ohmura (2001) es la componente de radiación de onda larga la que mayor peso tiene en este proceso cuando en realidad este flujo es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura del objeto que la emite. Siguiendo con el razonamiento de este autor, el segundo término en importancia es la radiación neta de onda corta. Si bien es cierto que sobre la nieve recién caída (debido a un albedo alto) el paquete absorbe una proporción pequeña de la radiación solar incidente ( $\sim 15\%$ ), ésta aumenta a medida que avanza la temporada de verano llegando a absorber más del  $\sim 50\%$  de la energía incidente. A modo de ejemplo, la omisión de dicha evolución es la que explica gran parte de la diferencia existente entre el balance de masa negativo del modelo HBV. IANIGLA y el positivo de CRHM para el verano 2017/18. En tercer y último lugar, el flujo de calor sensible (único término del balance energético directamente proporcional a la temperatura del aire) sí ocupa un rol central para el GDL3 entregándole energía todo el año, haciendo que el balance de invierno sea cercano a cero y apalancando el flujo neto de radiación total durante el verano; a pesar de esto, su poca variación anual en comparación con el flujo neto de radiación hace que sea difícil de justificar una correlación lineal entre temperatura del aire y el efecto de este flujo en condiciones de derretimiento.

En un intento por salvar la dificultad inherente a la evolución del albedo en los modelos índice de temperatura, Hock (1999) primero y luego Pellicciotti y col. (2005) incorporaron a la formulación clásica de estos modelos, un término que incluye el albedo y la radiación de onda corta incidente. Este tipo de formulaciones, denominadas en la literatura bajo el nombre de *modelos índice de temperatura mejorados* (ETI por sus siglas en inglés), han sido ampliamente usadas por diversos autores tanto en trabajos hidrológicos como glaciológicos. Estos modelos, explotan el conocimiento de la variación espacio-temporal de la radiación solar potencial (derivada a partir de modelos digitales de elevación) para realizar una modelización espacialmente distribuída y con resolución temporal horaria (Ayala y col. 2016; Burger y col. 2019; Huss y col. 2008, 2016; Pellicciotti y col. 2008; Ragetti y col. 2013, 2014; Wulf y col. 2016).

## 5. GDL3

Hock (2003) revisita los modelos índice de temperatura para trabajos hidroglaciológicos en zonas de montaña. En su artículo subsisten algunas ideas preconcebidas: que el factor de derretimiento condensa de forma implícita los elementos del balance energético, que existe una alta correlación entre temperatura del aire, radiación solar y térmica incidentes y el flujo turbulento de calor sensible. Su trabajo concluye con la idea de mejorar estos modelos con el objeto de acotar la distancia entre poca variedad de datos meteorológicos y la demanda de resultados en alta resolución en zonas con topografía accidentada. Como posible respuesta propone incorporar nuevos términos a la ecuación clásica de índice de temperatura, todo sustentado sobre la mejora en el desempeño (bondad de ajuste) de las modelizaciones numéricas a partir de estas nuevas formulaciones y en la simplicidad de éstos frente a los modelos de balance energético. Esta última oración como argumento vertebral para muchos de los trabajos (y modelos) publicados en años venideros merece algunas consideraciones:

1. la primera de ellas podría indagar en la siguiente pregunta, ¿dan las formulaciones ETI mejores resultados por los motivos correctos? Sin intención de ahondar, por ahora, en qué entendemos por *mejores resultados* cuando hacemos ciencia, abordaré el interrogante desde dos perspectivas: una hidrológica y otra epistemológica. Kirchner (2006) enfatizó la necesidad de utilizar y desarrollar modelos basados sobre las ecuaciones de la física, con un mínimo de parámetros libres a calibrar, permitiendo de esta manera que dichas simulaciones numéricas pudiesen fallar. La *sobreparametrización* vuelve a los modelos numéricos más flexibles (otorgándoles mayor grado de libertad), haciendo que su comportamiento sea menos dependiente de su formulación, aspecto que torna difícil evaluar si su diseño es correcto. Además, si acordamos que el avance científico en general y el hidrológico en particular deben emerger de la colisión entre teoría y datos, no deberíamos admitir modelos numéricos que incorporen cada vez más parámetros basados sobre supuestos poco realistas como lo es para el caso de los ETI.

## 5. GDL3

Ahora bien, desde una perspectiva epistemológica habría que preguntarse, por ejemplo, si la formulación ETI predice y/o simula algún aspecto del proceso de derretimiento nivo-glaciario que la propuesta clásica del índice de temperatura no haga; de lo expuesto en los párrafos que anteceden se deduce que la respuesta es por la negativa. Que una teoría (o en este caso un modelo) sea cada vez más falsable y en consecuencia agregue nuevo contenido o sustancia, excluye que se efectúen modificaciones al modelo original destinadas a proteger y/o mantener la concepción primera ante una nueva falsación (Chalmers 1999). Cuando se incurre en este tipo de artilugios, tal como agregar un nuevo término al modelo índice de temperatura, sin que la nueva formulación tenga consecuencias novedosas al conocimiento científico, se comete una modificación *ad hoc*. Una vez identificada, ésta debe ser rechazada porque se trata simplemente de un intento conveniente para que el ahora viejo modelo pueda explicar algo que antes no podía. Desde la física, estas supuestas mejoras no son novedosas, ya que se conoce que la evolución del paquete de nieve se explica por el balance de energía (Anderson 1976). Si abordamos esta cuestión desde el punto de vista meramente pragmático (con el solo objeto de obtener buenos resultados) vemos que ninguna nueva conclusión aporta acerca del funcionamiento del sistema, ¿a caso puedo decir a partir de un ETI si la sublimación es importante? ¿qué tan influyentes son los flujos turbulentos en el balance energético?, o ¿cómo afecta al derretimiento del manto nival el ingreso de un frente frío en verano o la caída de una nevada tardía?

2. ahora paso al segundo interrogante ¿qué entendemos por *mejores resultados*? Desde el punto de vista práctico, este argumento ha sido una justificación para los trabajos que emplearon las formulaciones ETI (Hock 1999; Pellicciotti y col. 2005), pero a mi entender poco cuestionada. Si por mejores resultados entendemos que se trata sólo de obtener una mejor medida en la bondad de alguna función de ajuste, entonces ¿por qué no reemplazar los ETI por formulaciones inductivistas? Por dar un ejemplo, las redes neuronales explotan la correlación existente entre posibles variables explicativas y la que se quiere

## 5. GDL3

predecir, dando en general mejores ajustes que los modelos hidrológicos (o glaciológicos) clásicos (Beven 2012; Tokar y col. 1999). En cambio, si por mejores resultados entendemos un mayor poder explicativo (y predictivo) de los fenómenos físicos que explican el derretimiento de la nieve y/o hielo, sabemos que debemos aplicar formulaciones de balance energético y no modelos empíricos con modificaciones *ad hoc* (Anderson 1976; Pomeroy y col. 2013; Todd y col. 2005).

Habiendo ya argumentado por qué deberíamos rechazar las formulaciones ETI en favor de modelizaciones que resuelvan el balance energético, cabe preguntarse cuál es el límite para la aplicación de los modelos índice de temperatura originales. Una respuesta posible podría estar en el origen histórico de estas formulaciones. Una de las primeras versiones de la tengo registro fue presentada por Imbeaux (1892). Este ingeniero francés estaba trabajando en la estimación de crecidas para una cuenca en *Durance*, región ubicada al sureste del Francia. Según los registros, este investigador fue quizás el primero en aplicar un modelo hidrológico distribuido: usó diferentes valores de temperatura en cada banda altitudinal para predecir crecidas fruto de la fusión nival (Beven 2012). Si bien con el pasar de los años aparecieron nuevas variantes de este método (Bergström y col. (2015), Martinec (1975), entre otros), la formulación original permaneció casi intacta ya que la idea detrás de estos modelos recae sobre una observación geográfica simple: *a medida que la isoterma de cero grados asciende, la línea de nieve retrocede*. Es por este motivo que este método tiene una restricción espacial: debe ser usado en bandas altitudinales dado que el objetivo primero es simular el derretimiento nival a medida que avanza la temporada estival. La correlación fuerte se da entonces entre el acumulado de temperatura con respecto a la nieve derretida y no entre valores puntuales. Esto es así porque este modelo no considera: el balance entre los flujos de radiación, los intercambios turbulentos de calor sensible y latente, los procesos de advección por eventos de lluvia sobre nieve, la interacción suelo-paquete de nieve, evolución del valor de albedo, entre otros. De los expresado, se deduce que los modelos índice de temperatura tienen

## 5. GDL3

un rango de aplicación restringido: modelizaciones que discreticen a la cuenca (o glaciar) en bandas altitudinales y sólo para ejercicios de simulación que no demanden condiciones de cambio (*i.e.*, climático o en el uso del suelo), además no se puede esperar que este método sea preciso en todos los puntos del espacio sino que va a producir estimaciones razonables sobre grandes áreas.

**Flujos de masa y energía:** si bien sólo cuento con mediciones de balance de masa glaciar, la evidencia disponible no permite rechazar los resultados de CRHM. El balance neto de energía sobre el glaciar sugiere que durante el invierno, este cuerpo de hielo no se enfría muy por debajo del punto de congelamiento. Esta situación responde a las condiciones que prevalecen en Patagonia Sur: glaciares que se extienden por debajo de la isoterma de cero, que están bajo la influencia permanente de los vientos del oeste con precipitaciones intensas y alta frecuencia de nubes (Sagredo y col. 2012). Si bien el flujo de calor por advección existe, ocupa un rol marginal (lluvia). La situación se modifica para los flujos turbulentos: el calor latente es siempre negativo (agregado a nivel mensual), lo que indica que en general el proceso que domina es la sublimación y no la condensación. Al respecto, es importante aclarar que si bien este flujo balancea de cierto modo al de calor sensible, los intercambios de masa por sublimación son despreciables frente a las pérdidas por derretimiento (figura 5.12). Por otro lado el flujo turbulento de calor sensible es siempre positivo, lo que indica que la temperatura de las masas de aire es, la mayor parte del tiempo, más cálida que la nieve y/o el hielo. Además esta componente del balance es la que permite que el glaciar permanezca cerca de cero grados durante el invierno y la que apalanca a la radiación neta en los balances positivos de la temporada estival. Con respecto a este último flujo, su magnitud está controlada fundamentalmente por el balance de onda corta, término cuya variación anual está explicada en mayor medida por la época del año y la evolución del albedo sobre el glaciar. Al respecto, es importante destacar que el GDL3 se encuentra en una región que posee cobertura nubosa cerca del 80 % del tiempo (Viale y col. (2019)). Por último, si bien la radiación de onda larga tiene épocas con aportes positivos la mayor parte del año su balance es negativo (mayor

## 5. GDL3

emisión de la nieve/hielo), característica que refuerza los argumentos esgrimidos en este trabajo sobre los modelos índice de temperatura. Los datos indican que las condiciones hidroclimáticas prevalecientes en esta zona hagan del GDL3 un cuerpo con temperaturas cercanas al punto de congelamiento (la mayor parte del año) y que por lo tanto su emisión térmica sea cercana a la máxima posible.

**Aportes al escurrimiento:** los mayores caudales simulados se corresponden con los dos primeros años hidrológicos. Durante el año 2014/15 la fusión nival fue la que más aportó al escurrimiento, seguida por la lluvia y el hielo. En el periodo siguiente a la fusión nival le siguió el derretimiento glaciar, que estuvo activo entre los meses de enero y julio presentando sus mayores aportes entre el primer mes del año y abril. El año 2016/17 fue el más seco de los registrados para el GDL3. A pesar de esto el caudal simulado fue del mismo orden de magnitud que para el año 2017/18. Esto se debió al rol preponderante de la fusión glaciar, característica que apuntala la idea del rol que cumplen los glaciares de montaña como reservas de agua en años de escasez hídrica (IANIGLA-ING 2010). El último periodo completo en cuestión (2017/18) fue el segundo en cuanto a cantidad de agua precipitada pero los caudales fueron menores que los del año seco anterior. Esto se podría explicar por el ingreso de nevadas tardías en el mes de diciembre, las cuales hicieron que el GDL3 estuviese la mayor parte de ese verano cubierto con nieve. Por tratarse de una cuenca cuya superficie está cubierta mayoritariamente por el GDL3 su ciclo hidrológico se corresponde con el de este glaciar.

**Análisis de sensibilidad (CRHM):** las variaciones en la cantidad de precipitación ejercen una influencia considerable sobre los balances de masa. Es importante notar que esta situación es independiente de las ecuaciones que emplee el modelo (ver también Réveillet y col. (2017) o Masiokas y col. (2016)). A pesar de que CRHM utiliza la ecuación de balance de energía, las variaciones en el gradiente de precipitación pueden inducir a desvíos de alrededor de 25 % en la estimación de balances de masa glaciar estivales e incluso invernales.

El otro parámetro que merece atención es el albedo en nieve ya que puede inducir a diferencias de hasta el 25 % durante el verano. El resto de los parámetros bajo

análisis (albedo en hielo, la densidad de la nieve y su coeficiente de rugosidad), no mostraron tener gran impacto en los resultados de balance de masa.

## 5.7. Conclusiones

Este trabajo contempló el cálculo del balance de masa y energía del Glaciar de los Tres. Como puntos importantes de esta investigación se destacan:

1. un conjunto de series inéditas con mediciones de variables meteorológicas listas para ser usadas y que comprenden 5 años de registros horarios (precipitación total, temperatura del aire y suelo, radiación solar incidente, velocidad y dirección del viento, humedad relativa). La mensura de dichas variables permite realizar el cálculo del balance de energía sobre el glaciar.
2. es posible realizar la transformación de series de altura de nieve a precipitación nívea. Al respecto, las mediciones de precipitación en Aonikenk y las mensuras de densidad de nieve fresca en campo, sugieren que para esta zona se deberían usar los valores de densidad propuestos por Marks y col. (1999). Su aplicación permite la conversión de altura de nieve a equivalente agua. Esto podría ser de gran utilidad a la hora de estimar precipitación nívea, variable que aún hoy en día sigue siendo difícil de cuantificar (Kochendorfer y col. 2018).
3. he derivado una ecuación empírica que permite relacionar la precipitación medida por el totalizador en Aonikenk con la nieve que se acumula en el frente del glaciar.
4. ninguna de las estaciones que miden precipitación del lado argentino (mantenidas por el Servicio Nacional de Información Hídrica) correlaciona significativamente con las mensuras de Aonikenk. Esta situación pone de manifiesto la importancia de seguir instrumentando la Cordillera de los Andes, cordón montañoso donde se genera el agua que luego escurre por muchos de los principales ríos de Argentina.

## 5. GDL3

5. el balance de masa del GDL3 es más sensible a la correcta estimación de la precipitación nívea que a la aplicación de una metodología en particular para estimar su balance (método glaciológico, índice de temperatura o balance de energía). Este aspecto refuerza la importancia de la continuidad temporal en las campañas de balance de masa.
6. en cuanto a flujos de energía entrantes, el que mayor energía aporta al glaciar es el flujo turbulento de calor sensible ( $\sim 61\%$ ), seguido de la radiación neta ( $\sim 36\%$ ). Por otro lado los flujos negativos mantienen la siguiente relación,  $\sim 52\%$  radiación neta y  $\sim 48\%$  flujo turbulento de calor latente. Estos balances afirman que el GDL3 es un glaciar temperado (su temperatura superficial está la mayor parte del año cerca de los  $0^{\circ}\text{C}$ ).
7. el año 2016/17 fue el más seco de los registrados para el GDL3. Para esta temporada el mayor aporte de agua tuvo como origen el derretimiento del hielo. Esta característica apuntala la idea del rol que cumplen los glaciares de montaña como reservas de agua en años de escasez hídrica.
8. de la comparación entre las tres aproximaciones para calcular el balance de masa glaciar (método glaciológico, modelos índice de temperatura y balance de energía) se deduce que la de balance energético es la más adecuada. Esta metodología permitió explicar con éxito la variación intra e inter anual del balance de masa superficial del glaciar. Además, dado que su construcción se basa sobre ecuaciones deducidas de principios físicos bien consolidados, es más robusta frente a incertidumbres y errores en la estimación de los forzantes meteorológicos, llegando incluso a ayudar a esclarecer situaciones particulares como las de la temporada 2017/18.

Los análisis y conclusiones que del balance energético se pueden derivar son más ricos desde el punto de vista conceptual y práctico. Conceptual porque nos da una idea clara de cuáles son los fenómenos físicos que mayor preponderancia tienen en el balance de masa glaciar para una determinada región; y práctico porque acota la incertidumbre al momento de reportar un balance de masa.

## 5. GDL3

En este trabajo he puesto de manifiesto la importancia de abordar el problema del balance de masa glaciar a través de múltiples aproximaciones, aspecto que sin duda es de ayuda para esclarecer situaciones que con el uso de un sólo método inducirían a error o al menos darían lugar a dudas. Si bien la metodología más robusta es la del balance de energía, resulta de utilidad aplicar las otras dos como complementarias. Cuando se trate de ejercicios que involucren predicciones a futuro (*e.g.*, escenarios de cambio climático) sólo se debería usar el modelo de balance energético.

Los Andes de Argentina se extienden por más de 3000 km y contienen 16078 cuerpos de hielo que cubren un área de  $5769 \text{ km}^2$  entre los 200 y los 6900 msnm (Zalazar y col. 2020). Esta característica, sumada al efecto adverso del calentamiento global sobre la criósfera de este cordón montañoso sugieren extender estudios similares al presentado en este capítulo hacia otros sectores de los Andes. Los mismos deberían estar acompañados del desarrollo de nuevas metodologías que permitan estimar los forzantes necesarios para hacer uso de modelos de balance de energía, herramientas fundamentales para hacer proyecciones sobre la disponibilidad de agua en un mundo en constante cambio.

# 6

## Conclusiones

### Contenido

---

<b>6.1. Aportes generales . . . . .</b>	<b>155</b>
<b>6.2. Consideraciones finales . . . . .</b>	<b>158</b>

---

### 6.1. Aportes generales

Mi trabajo contribuye a mejorar el entendimiento del ciclo hidrológico en la cuenca del río Mendoza y en la del Glaciar de los Tres. Además representa un avance importante en el desarrollo de software para el abordaje de estudios hidrológicos y glaciológicos en la cordillera de los Andes.

Desde el punto de vista del tecnológico y según mi conocimiento, es uno de los primeros trabajos en desarrollar software libre y de código abierto tanto para el manejo de bases de datos hidro-meteorológicas como para la modelización del ciclo hidrológico en los Andes:

- `hydrotoolbox` es novedoso dentro de la comunidad hidrológica de R, ya que provee una estructura de almacenamiento de datos adecuada a registros de estaciones hidro-meteorológicas. Además da la posibilidad de usarlo para el

## 6. Conclusiones

pre/post procesamiento de datos relacionados con la modelización hidrológica. Al momento de escribir estas líneas (diciembre de 2021) el paquete posee cerca de 581 descargas por mes. Espero que las herramientas provistas en este paquete sean de utilidad en otros estudios científicos alrededor del mundo así como en la práctica profesional.

- `HBV.IANIGLA` es la primer versión libre, de código abierto y modular del modelo HBV que además incorpora rutinas para el cálculo del balance de masa glaciar. El diseño modular del paquete permite usarlo en distintas escalas espacio-temporales con objetivos disímiles (*e.g.*: pronóstico de caudales en tiempo real, enseñanza de modelización hidrológica o simulación del balance de masa glaciar). Los módulos del software pueden combinarse con otros paquetes hidrológicos del lenguaje R y/o con funciones creadas por el usuario. Actualmente el paquete posee alrededor de 597 descargas mensuales, y ya existen al menos dos publicaciones de otros autores en la que usan el modelo (Astagneau y col. 2021; Tashie y col. 2022). Este modelo contribuye como herramienta para el estudio del ciclo hidrológico en zonas con escasez de datos como la cordillera de los Andes.

En el resto de la tesis me valí de estos paquetes para estimar el balance hidrológico superficial en la cuenca del río Mendoza (con cierre en Guido) y para realizar estudios de detalle sobre el balance de masa y energía en el Glaciar de los Tres (Santa Cruz, Argentina),

- en el capítulo 4 reconstruí el balance de masa glaciar para la cuenca del río Mendoza durante las últimas 4 décadas (1981-2019), cuantificando el aporte de los cuerpos de hielo al derrame y la evolución del paquete de nieve. Esta es una de las primeras investigaciones en la vertiente oriental en estimar mediante un modelo hidrológico la contribución glaciar al escurrimiento de un río y en determinar la evolución del paquete de nieve a escala de (sub)cuenca. Asimismo generé, aplicando la metodología propuesta por Ossa-Moreno y col.

## 6. Conclusiones

(2018), un producto de precipitación de alta resolución espacial con casi 40 años de datos diarios. Esta información de base llena un vacío importante en una zona con escasez de mediciones como la cordillera de los Andes.

En términos globales, desde 1981 hasta 2019, los glaciares de esta cuenca han tenido un balance de masa acumulado levemente negativo, pero con grandes pérdidas concentradas en los últimos diez años. Durante periodos secos, los glaciares aportan cerca del 30 % del derrame anual y su contribución mensual en verano puede superar el 50 %. Además, en este trabajo se cuantifica de forma explícita la evolución del paquete de nieve a escala de (sub)cuenca y se compara la cantidad de nieve que se acumula a ambos lados de la cordillera de los Andes en esta escala.

- para finalizar, en el capítulo 5 presenté un conjunto inédito de series meteorológicas, demostré que es posible inferir valores de equivalente agua en nieve a partir de datos de altura de nieve y derivé una ecuación empírica para relacionar la precipitación medida en la estación Aonikenk con la nieve que se acumula en el frente del Glaciar de los Tres. Este aspecto es importante, ya que el cálculo del balance de masa superficial de este glaciar es más sensible a la correcta estimación de la precipitación nival que a la aplicación de una metodología en particular para calcular su balance (método glaciológico, índice de temperatura o balance de energía).

En cuanto a los flujos de energía se refiere, el que más aporta al glaciar es el flujo turbulento de calor sensible, seguido de la radiación neta. Por otro lado, los principales flujos negativos son el de radiación neta y el turbulento de calor latente.

Por último, en este capítulo puse de manifiesto la importancia de abordar el cálculo del balance de masa glaciar a través de múltiples aproximaciones. Si bien la metodología más robusta es la del balance de energía, recomiendo utilizar el método glaciológico y modelizaciones índice de temperatura como complementarias. Sin embargo, cuando se trate de ejercicios que involucren

## 6. Conclusiones

proyecciones a futuro (*e.g.*, escenarios de cambio climático) se debería aplicar, al menos, el modelo de balance energético.

### 6.2. Consideraciones finales

En un mundo dinámico e hiper-conectado donde la información, mediciones y conocimiento aumentan de manera exponencial, es importante que los desarrollos tecnológicos actuales sean lo suficientemente flexibles como para adaptarse a nuevas demandas sin tener que empezar desde cero. Tanto `hydrotoolbox` como `HBV.IANIGLA` están diseñados de forma modular, por lo que la incorporación de nuevas funcionalidades debería ser tarea sencilla.

A modo de ejemplo, en `hydrotoolbox` sería interesante agregar la posibilidad de visualizar la posición geográfica de las estaciones (accediendo a los metadatos) mediante un mapa interactivo. Sobre este mapa, el usuario podría incluso analizar y comparar series. Esto podría lograrse haciendo uso del paquete `leaflet` (Cheng y col. 2021), una librería escrita originalmente en JavaScript para realizar mapas interactivos. Con el objeto de extender su funcionalidad, podrían incluirse nuevas clases y métodos para el procesamiento de datos de campo provenientes de las campañas de balance de masa glaciar, actividad íntimamente relacionada con el estudio del ciclo hidrológico en regiones frías como los Andes de Argentina y Chile. Por el otro lado dado que `HBV.IANIGLA` posee un diseño modular, podría emplear el uso de objetos tipo `S4` con el fin de hacer más fácil su interacción con el usuario. Bajo este nuevo esquema el modelo contendría propiedades útiles para la modelización (*e.g.*, áreas, polígonos, elevaciones, entre otras) y las actuales rutinas pasarían a ser los métodos. Éstos incluirían (aunque no limitados a): análisis de sensibilidad e incertidumbre, gráficos dinámicos y estáticos, agregación temporal de resultados, entre otros. Incluso algunos de ellos se podrían reciclar de `hydrotoolbox`.

Si bien el capítulo 4 es un avance importante en el conocimiento de la hidrología andina, se trata de un estudio en un sólo lugar geográfico. La metodología propuesta se debería replicar hacia otras cuencas (en ambos lados de la cordillera) con el

## 6. Conclusiones

fin de obtener resultados comparables e ir completando así las partes del *mapa del conocimiento hidrológico andino*. Como menciono en el capítulo 5, los modelos índice de temperatura tienen sus restricciones: son aproximaciones que no explican el balance de energía sobre mantos nivales y/o cuerpos glaciares, limitaciones que cercan su campo de acción. En un mundo cambiante es necesario contar con una nueva generación de modelos. Clark y col. (2017) estudiaron la evolución histórica de los modelos basados sobre procesos físicos y concluyeron que la nueva generación debería basarse sobre el esfuerzo comunitario haciendo accesibles y extensibles las herramientas de modelización, en combinación con bases de datos abiertas para reproducir ejemplos. Además sugirieron aumentar la cantidad y variedad de mediciones de campo. A mi parecer, respuestas al primer planteo se lograrían usando software libre con altos estándares en su documentación y el lenguaje R podría ser un candidato. Si bien el HBV.IANIGLA es de utilidad en estudios hidrológicos en zonas con escasez de mediciones, la nueva generación de modelos debería basarse sobre la simulación de procesos físicos, dejando de lado las aproximaciones empíricas de modelos que fueron concebidos en la década de 1970. Con respecto al segundo punto, si bien coincido, este incremento significativo en la cantidad de mediciones a lo largo de la cordillera de los Andes debiera estar acompañado de la exploración de nuevas metodologías que combinen los registros de campo existentes con mediciones de sensores remotos con el objeto de obtener los forzantes adecuados (radiación solar incidente, temperatura del aire, precipitación, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, temperatura del suelo) en la escala espacio-temporal pertinente (*e.g.*, grillas con dimensiones menores a 4 km de lado y en resolución temporal subdiaria) para poder usar esta nueva generación de modelos. Avances en estas líneas podrían tener un sin número de aplicaciones tanto en el mundo científico como en la toma de decisiones.

# Bibliografía

- Albers, Sam (2017). «tidyhydat: Extract and Tidy Canadian Hydrometric Data». En: *The Journal of Open Source Software* 2.20. DOI: [10.21105/joss.00511](https://doi.org/10.21105/joss.00511). URL: <http://dx.doi.org/10.21105/joss.00511>.
- Ali, Ayaz Fateh y col. (oct. de 2018). «Projection of future streamflow of the Hunza River Basin, Karakoram Range (Pakistan) using HBV hydrological model». en. En: *J. Mt. Sci.* 15.10. 0272, págs. 2218-2235. DOI: [10.1007/s11629-018-4907-4](https://doi.org/10.1007/s11629-018-4907-4). URL: <https://doi.org/10.1007/s11629-018-4907-4> (visitado 16-10-2018).
- Alvarez-Garreton, Camila y col. (nov. de 2018). «The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.11. 0371, págs. 5817-5846. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/22/5817/2018/> (visitado 29-10-2019).
- Anderson, Emily (abr. de 2017). «Modelling changes in multi-decadal streamflow contributions - Bologna glacier, Selwyn Mountains, NWT, Canda». English. Tesis de mtría. Saskatoon: University of Saskatchewan.
- Anderson, Eric (1976). *A point energy and mass balance model of snow cover*. English. Technical NWS 19. USA: NOAA.
- Andrews, F. T. y col. (oct. de 2011). «An open software environment for hydrological model assessment and development». en. En: *Environmental Modelling & Software* 26.10, págs. 1171-1185. DOI: [10.1016/j.envsoft.2011.04.006](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.04.006). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815211001046> (visitado 16-04-2020).
- Ardia, David y col. (2016a). *DEoptim: Global Optimization by Differential Evolution*. R package version 2.2-4. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=DEoptim>.
- (2016b). *DEoptim: Global Optimization by Differential Evolution*. R package version 2.2-4. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=DEoptim>.
- Astagneau, P. C. y col. (2021). «Technical note: Hydrology modelling R packages – a unified analysis of models and practicalities from a user perspective». En: *Hydrology and Earth System Sciences* 25.7, págs. 3937-3973. DOI: [10.5194/hess-25-3937-2021](https://doi.org/10.5194/hess-25-3937-2021). URL: <https://hess.copernicus.org/articles/25/3937/2021/>.
- Ayala, A. y col. (oct. de 2016). «Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile». en. En: *Hydrological Processes* 30.22. 0216, págs. 4036-4058. DOI: [10.1002/hyp.10971](https://doi.org/10.1002/hyp.10971). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.10971/abstract> (visitado 01-03-2018).
- Ayala, A. y col. (oct. de 2017). «Melt and surface sublimation across a glacier in a dry environment: distributed energy-balance modelling of Juncal Norte Glacier, Chile». en. En: *Journal of Glaciology* 63.241. 0236, págs. 803-822. DOI: [10.1017/jog.2017.46](https://doi.org/10.1017/jog.2017.46). (Visitado 30-05-2018).

## Bibliografía

- Ayala, Alvaro y col. (jun. de 2020). «Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile». English. En: *The Cryosphere* 14.6. 0373, págs. 2005-2027. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-14-2005-2020>. URL: <https://tc.copernicus.org/articles/14/2005/2020/> (visitado 29-06-2020).
- Ayers, H. D. (1959). «Influence of soil profile and vegetation characteristics on net rainfall supply to runoff». en. En: *Proceedings of Hydrology Symposium No. 1: Spillway Design Floods, National Research Council Canada, Ottawa*, págs. 198-205.
- Bergström, Sten (abr. de 1991). «Principles and Confidence in Hydrological Modelling». En: *Hydrology Research* 22.2, págs. 123-136. DOI: [10.2166/nh.1991.0009](https://doi.org/10.2166/nh.1991.0009). URL: <https://doi.org/10.2166/nh.1991.0009> (visitado 21-01-2021).
- Bergström, Sten y col. (jul. de 2015). «Interpretation of runoff processes in hydrological modelling—experience from the HBV approach». en. En: *Hydrol. Process.* 29.16, págs. 3535-3545. DOI: [10.1002/hyp.10510](https://doi.org/10.1002/hyp.10510). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.10510/abstract> (visitado 09-02-2018).
- Beven, Keith (mar. de 2006). «A manifesto for the equifinality thesis». En: *Journal of Hydrology*. The model parameter estimation experiment 320.1. 0126, págs. 18-36. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2005.07.007](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.007). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940500332X> (visitado 27-12-2017).
- (sep. de 2008). *Environmental Modelling: An Uncertain Future?* English. 1 edition. London: CRC Press.
- (mar. de 2012). *Rainfall - Runoff Modelling*. English. 2 edition. Chichester: Wiley.
- Beven, Keith y col. (2014). «GLUE: 20 years on». en. En: *Hydrological Processes* 28.24, págs. 5897-5918. DOI: [10.1002/hyp.10082](https://doi.org/10.1002/hyp.10082). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10082> (visitado 27-09-2019).
- Bivand, Roger y col. (2020a). *rgdal: Bindings for the 'Geospatial' Data Abstraction Library*. R package version 1.5-16. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=rgdal>.
- (2020b). *rgdal: Bindings for the 'Geospatial' Data Abstraction Library*. R package version 1.5-16. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=rgdal>.
- Braun, L. N. y col. (jun. de 1992). «Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland». En: *Hydrological Sciences Journal* 37.3, págs. 217-231. DOI: [10.1080/02626669209492583](https://doi.org/10.1080/02626669209492583). URL: <https://doi.org/10.1080/02626669209492583> (visitado 13-06-2019).
- Bruniard, Enrique (1994). «Los regímenes fluviales de alimentación sólida en la República Argentina.» Español. En: *Academia Nacional de Geografía* 7.
- Burger, Flavia y col. (2019). «Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology». en. En: *Hydrological Processes* 33.2. 0426, págs. 214-229. DOI: [10.1002/hyp.13354](https://doi.org/10.1002/hyp.13354). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.13354> (visitado 18-08-2020).
- Buytaert, Wouter (2018). *topmodel: Implementation of the Hydrological Model TOPMODEL in R*. R package version 0.7.3. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=topmodel>.

## Bibliografía

- Buytaert, Wouter y col. (sep. de 2008). «Why can't we do better than Topmodel?» en. En: *Hydrol. Process.* 22.20. 0208, págs. 4175-4179. DOI: [10.1002/hyp.7125](https://doi.org/10.1002/hyp.7125). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7125/abstract> (visitado 13-12-2017).
- Cara, Leandro y col. (jun. de 2016). «Análisis de la cobertura nival de la cuenca superior del río Mendoza a partir de imágenes MODIS». En: *Meteorologica* 41.1, págs. 21-36. URL: [http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci\\_abstract&pid=S1850-468X2016000100002&lng=es&nrm=iso&tlng=es](http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S1850-468X2016000100002&lng=es&nrm=iso&tlng=es) (visitado 22-11-2017).
- Ceola, S. y col. (abr. de 2015). «Virtual laboratories: new opportunities for collaborative water science». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 19.4, págs. 2101-2117. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-19-2101-2015>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/2101/2015/hess-19-2101-2015.html> (visitado 18-06-2019).
- Cereceda-Balic, F. y col. (mar. de 2020). «Glacier Retreat Differences In Chilean Central Andes And Their Relation With Anthropogenic Black Carbon Pollution». En: *2020 IEEE Latin American GRSS ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS)*. 2020 IEEE Latin American GRSS ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS), págs. 434-440. DOI: [10.1109/LAGIRS48042.2020.9165676](https://doi.org/10.1109/LAGIRS48042.2020.9165676).
- Chalmers (feb. de 1999). *What Is This Thing Called Science? Third Edition*. Inglés. Buckingham: University of Queensland.
- Chambers, John M. (dic. de 2017). *Extending R*. en. CRC Press.
- Cheng, Joe y col. (2021). *leaflet: Create Interactive Web Maps with the JavaScript 'Leaflet' Library*. R package version 2.0.4.1. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=leaflet>.
- Clark, M. P. y col. (jul. de 2017). «The evolution of process-based hydrologic models: historical challenges and the collective quest for physical realism». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21.7. 0226, págs. 3427-3440. DOI: [10.5194/hess-21-3427-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-3427-2017). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/3427/2017/> (visitado 05-04-2018).
- Conrad, O. y col. (jul. de 2015). «System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4». English. En: *Geoscientific Model Development* 8.7, págs. 1991-2007. DOI: <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>. URL: <https://www.geosci-model-dev.net/8/1991/2015/gmd-8-1991-2015.html> (visitado 30-01-2020).
- Coron, L. y col. (2017). «The Suite of Lumped GR Hydrological Models in an R package». En: *Environmental Modelling and Software* 94, págs. 166-171. DOI: [10.1016/j.envsoft.2017.05.002](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002).
- Coron, L. y col. (2020). *airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling*. R package version 1.4.3.65. DOI: [10.15454/EX11NA](https://doi.org/10.15454/EX11NA). URL: <https://CRAN.R-project.org/package=airGR>.
- Cortés, Gonzalo y col. (abr. de 2016). «Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery». en. En: *Water Resources Research* 52.4, págs. 2582-2600. DOI: [10.1002/2015WR018376](https://doi.org/10.1002/2015WR018376). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015WR018376> (visitado 16-10-2018).
- Cortés, Gonzalo y col. (jul. de 2017). «Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis». en. En: *Geophysical Research Letters* 44.13. 0180, págs. 6859-6867. DOI:

## Bibliografía

- 10.1002/2017GL073826. URL:  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL073826>  
(visitado 16-10-2018).
- CR2 (2021). *Explorador Climático*. URL: <https://explorador.cr2.cl/>.
- Crespo, S. A. y col. (mar. de 2017). «Ionic and stable isotope chemistry as indicators of water sources to the Upper Mendoza River basin, Central Andes of Argentina». En: *Hydrological Sciences Journal* 62.4. 0157, págs. 588-605. DOI: 10.1080/02626667.2016.1252840. URL: <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1252840> (visitado 16-10-2018).
- Crespo, Sebastián A. y col. (ago. de 2020). «First snow, glacier and groundwater contribution quantification in the upper Mendoza River basin using stable water isotopes». En: *Isotopes in Environmental and Health Studies* 0.0. 0427, págs. 1-20. DOI: 10.1080/10256016.2020.1797713. URL: <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1797713> (visitado 18-08-2020).
- Czernecki, Bartosz y col. (2020). *Climate: An R Package to Access Free In-Situ Meteorological and Hydrological Datasets For Environmental Assessment*. R package version 0.9.1, pág. 394. DOI: 10.3390/su12010394. URL: <https://github.com/bczernecki/climate/>.
- Dahl, David B. y col. (2019). *xtable: Export Tables to LaTeX or HTML*. R package version 1.8-4. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=xtable>.
- De Cicco, Laura A. y col. (2018). *dataRetrieval: R packages for discovering and retrieving water data available from U.S. federal hydrologic web services*. Ver. 2.7.7. Reston, VA: U.S. Geological Survey. DOI: 10.5066/P9X4L3GE. URL: <https://code.usgs.gov/water/dataRetrieval/>.
- DeBeer, Christopher M. y col. (2009). «Modelling snow melt and snowcover depletion in a small alpine cirque, Canadian Rocky Mountains». en. En: *Hydrological Processes* 23.18. 0297, págs. 2584-2599. DOI: 10.1002/hyp.7346. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7346> (visitado 14-02-2019).
- DeWalle, David R. y col. (jul. de 2008). *Principles of Snow Hydrology*. Inglés. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press.
- Dingman, S. Lawrence (dic. de 2014). *Physical Hydrology*. Inglés. Edición: 3. Long Grove, Ill: Waveland Pr Inc.
- Dinku, Tufa y col. (2014). «Combined use of satellite estimates and rain gauge observations to generate high-quality historical rainfall time series over Ethiopia». en. En: *International Journal of Climatology* 34.7. \_eprint: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.3855>, págs. 2489-2504. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.3855>. URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3855> (visitado 11-03-2021).
- Donoho, David (oct. de 2017). «50 Years of Data Science». En: *Journal of Computational and Graphical Statistics* 26.4. Publisher: Taylor & Francis, págs. 745-766. DOI: 10.1080/10618600.2017.1384734. URL: <https://amstat.tandfonline.com/doi/full/10.1080/10618600.2017.1384734> (visitado 30-04-2020).
- Dooge, James (1973). *Linear Theory of Hydrologic Systems*. en. Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture.

## Bibliografía

- Dornes, Pablo F. y col. (ago. de 2008). «Influence of landscape aggregation in modelling snow-cover ablation and snowmelt runoff in a sub-arctic mountainous environment». En: *Hydrological Sciences Journal* 53.4, págs. 725-740. DOI: [10.1623/hysj.53.4.725](https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.725). URL: <https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.725> (visitado 05-10-2020).
- Dussaillant, I. y col. (sep. de 2019). «Two decades of glacier mass loss along the Andes». en. En: *Nature Geoscience*. 0353, págs. 1-7. DOI: [10.1038/s41561-019-0432-5](https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5). URL: <https://www.nature.com/articles/s41561-019-0432-5> (visitado 17-09-2019).
- Eddelbuettel, Dirk (2013). *Seamless R and C++ Integration with Rcpp*. en. Use R! New York: Springer-Verlag. URL: <https://www.springer.com/gp/book/9781461468677> (visitado 13-06-2019).
- Fang, X. y col. (jun. de 2010). «Prediction of snowmelt derived streamflow in a wetland dominated prairie basin». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 14.6, págs. 991-1006. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-14-991-2010>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/991/2010/> (visitado 13-02-2019).
- Fang, X. y col. (abr. de 2013). «Multi-variable evaluation of hydrological model predictions for a headwater basin in the Canadian Rocky Mountains». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 17.4, págs. 1635-1659. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-17-1635-2013>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/1635/2013/hess-17-1635-2013.html> (visitado 13-02-2019).
- Farias-Barahona, David y col. (2020). «A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes». en. En: *Journal of Glaciology*. 0429, págs. 1-15. DOI: [10.1017/jog.2020.52](https://doi.org/10.1017/jog.2020.52). URL: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/near-90year-record-of-the-evolution-of-el-morado-glacier-and-its-proglacial-lake-central-chilean-andes/AEBC32A66A1889319BA0C5A947046621> (visitado 24-08-2020).
- Ferri, Lidia y col. (2020). «Ice Mass Loss in the Central Andes of Argentina Between 2000 and 2018 Derived From a New Glacier Inventory and Satellite Stereo-Imagery». English. En: *Frontiers in Earth Science* 8. 0441. DOI: [10.3389/feart.2020.530997](https://doi.org/10.3389/feart.2020.530997). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.530997/full> (visitado 10-12-2020).
- Finger, David y col. (abr. de 2015). «The value of multiple data set calibration versus model complexity for improving the performance of hydrological models in mountain catchments». en. En: *Water Resour. Res.* 51.4, págs. 1939-1958. DOI: [10.1002/2014WR015712](https://doi.org/10.1002/2014WR015712). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014WR015712/abstract> (visitado 03-11-2017).
- Funk, Chris y col. (2014). *A Quasi-Global Precipitation Time Series for Drought Monitoring*. English. Inf. téc. 832. Virginia, USA: USGS, pág. 12. URL: <https://pubs.usgs.gov/ds/832/> (visitado 06-04-2020).
- Funk, Chris y col. (dic. de 2015). «The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes». en. En: *Scientific Data* 2.1. DOI: [10.1038/sdata.2015.66](https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66). URL: <https://www.nature.com/articles/sdata201566> (visitado 12-08-2021).
- Garavaglia, F. y col. (ago. de 2017). «Impact of model structure on flow simulation and hydrological realism: from a lumped to a semi-distributed approach». En: *Hydrol.*

## Bibliografía

- Earth Syst. Sci.* 21.8. 0213, págs. 3937-3952. DOI: [10.5194/hess-21-3937-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-3937-2017). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/3937/2017/> (visitado 02-02-2018).
- Garreaud, R. D. (oct. de 2009). «The Andes climate and weather». English. En: *Advances in Geosciences*. Vol. 22. Copernicus GmbH, págs. 3-11. DOI: <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>. URL: <https://www.adv-geosci.net/22/3/2009/> (visitado 11-01-2019).
- Garreaud, René D. y col. (2019). «The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective». en. En: *International Journal of Climatology* 0.0. DOI: [10.1002/joc.6219](https://doi.org/10.1002/joc.6219). URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.6219> (visitado 04-10-2019).
- Goodinson y col. (1998). *WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*. English. Inf. téc. 67. 0348. WMO, pág. 318.
- Groos, Alexander R. y col. (2017). *glacierSMBM: Glacier Surface Mass Balance Model*. R package version 0.1. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=glacierSMBM>.
- Guo, Danlu y col. (2020). *Evapotranspiration: Modelling Actual, Potential and Reference Crop Evapotranspiration*. R package version 1.15. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=Evapotranspiration>.
- Hanson, Jeffrey O y col. (2020). *prioritizr: Systematic Conservation Prioritization in R*. R package version 5.0.2. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=prioritizr>.
- Harder, Phillip y col. (2013). «Estimating precipitation phase using a psychrometric energy balance method». en. En: *Hydrological Processes* 27.13, págs. 1901-1914. DOI: [10.1002/hyp.9799](https://doi.org/10.1002/hyp.9799). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.9799> (visitado 19-02-2019).
- Hedstrom, N. R. y col. (1998). «Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest». en. En: *Hydrological Processes* 12.10-11. 0311, págs. 1611-1625. DOI: [10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199808/09\)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1085%28199808/09%2912%3A10/11%3C1611%3A%3AAID-HYP684%3E3.0.CO%3B2-4> (visitado 14-03-2019).
- Hersbach, H. y col. (2018). *ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present*. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>.
- Hijmans, Robert J. (2017). *raster: Geographic Data Analysis and Modeling*. R package version 2.6-7. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=raster>.
- (2020). *raster: Geographic Data Analysis and Modeling*. R package version 3.3-13. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=raster>.
- Hobouchian, María Paula y col. (jul. de 2017). «Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes». en. En: *Atmospheric Research* 190, págs. 43-54. DOI: [10.1016/j.atmosres.2017.02.006](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.006). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809516302423> (visitado 11-03-2021).
- Hock, Regine (1999). «A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation». en. En: *Journal of Glaciology* 45.149, págs. 101-111. DOI: [10.1017/S0022143000003087](https://doi.org/10.1017/S0022143000003087). URL: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/distributed-temperatureindex-ice-and-snowmelt->

## Bibliografía

- [model-including-potential-direct-solar-radiation/2013F2D6B911401D67EA84728AF93629](#) (visitado 23-05-2018).
- Hock, Regine (nov. de 2003). «Temperature index melt modelling in mountain areas». En: *Journal of Hydrology* 282.1, págs. 104-115. DOI: [10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](#). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002579> (visitado 13-10-2017).
- Hoke, Gregory D. y col. (2013). «Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5–35.5°S». en. En: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14.4. \_eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/ggge.20045>, págs. 962-978. DOI: <https://doi.org/10.1002/ggge.20045>. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/ggge.20045> (visitado 03-06-2021).
- Huss, M. y col. (mayo de 2010). «Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14.5. 0019, págs. 815-829. DOI: [10.5194/hess-14-815-2010](#). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/815/2010/> (visitado 09-11-2017).
- Huss, M. y col. (mayo de 2017). «Toward mountains without permanent snow and ice». En: *Earth's Future* 5.5, págs. 418-435. DOI: [10.1002/2016EF000514](#). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016EF000514> (visitado 30-01-2019).
- Huss, Matthias y col. (2008). «Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate». en. En: *Hydrological Processes* 22.19. 0438, págs. 3888-3902. DOI: [10.1002/hyp.7055](#). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7055> (visitado 28-10-2020).
- Huss, Matthias y col. (2016). «Sensitivity of Very Small Glaciers in the Swiss Alps to Future Climate Change». English. En: *Frontiers in Earth Science* 4. 0340. DOI: [10.3389/feart.2016.00034](#). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2016.00034/full> (visitado 28-06-2019).
- Hutton, Christopher y col. (2016). «Most computational hydrology is not reproducible, so is it really science?» en. En: *Water Resources Research* 52.10, págs. 7548-7555. DOI: [10.1002/2016WR019285](#). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016WR019285> (visitado 18-06-2019).
- IANIGLA-ING (2010). *Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamentos y Cronograma de Ejecución*. Español. Inf. téc. Mendoza: CONICET, pág. 87. URL: [http://www.glaciaresargentinos.gob.ar/wp-content/uploads/legales/fundamentos\\_cronograma\\_ejecucion.pdf](http://www.glaciaresargentinos.gob.ar/wp-content/uploads/legales/fundamentos_cronograma_ejecucion.pdf) (visitado 09-01-2020).
- (feb. de 2017). *Estudios de detalle (Nivel 3). Glaciar de los Tres 2013-2016*. Español. Inf. téc. IANIGLA-CONICET, pág. 38.
- (2018a). *IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares. 2018. Informe de las subcuencas de los ríos Manso, Villegas y Foyel. Cuenca de los ríos Manso y Puelo*. IANIGLA-CONICET, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación.

## Bibliografía

- Español. Inf. téc. IANIGLA, pág. 54. URL:  
<http://www.glaciaresargentinos.gob.ar>.
- IANIGLA-ING (mayo de 2018b). *Informe de la subcuenca del río Tupungato. Cuenca del río Mendoza. Cuenca del río Mendoza*. Español. Inf. téc. 0401. IANIGLA-CONICET, pág. 64.
- (mayo de 2018c). *Informe de las subcuencas de los ríos Blancos y Sector del Cordón del Plata. Cuenca del río Mendoza*. Español. Inf. téc. 0402. IANIGLA-CONICET, pág. 66.
- (mayo de 2018d). *Informe de las subcuencas de los ríos de las Cuevas y de las Vacas. Cuenca del río Mendoza*. Español. Inf. téc. 0399. IANIGLA-CONICET, pág. 75.
- (mayo de 2018e). *Informe de las subcuencas de los ríos de las Vueltas y Túnel. Cuenca del Río Santa Cruz - Parque Nacional Los Glaciares*. Español. Inf. téc. 0391. IANIGLA-CONICET, pág. 59.
- (mayo de 2018f). *Informe de las subcuencas del arroyo Uspallata y del sector Cordillera del Tigre. Cuenca del río Mendoza*. Español. Inf. téc. 0400. IANIGLA-CONICET, pág. 64.
- (mayo de 2018g). *Resumen ejecutivo de los resultados del Inventario Nacional de Glaciares*. Español. Inf. téc. 0393. IANIGLA-CONICET, pág. 27. URL:  
[http://www.glaciaresargentinos.gob.ar/?page\\_id=2571](http://www.glaciaresargentinos.gob.ar/?page_id=2571).
- Imbeaux, E. (1892). «La Durance: Régime, crues et inondations.» fr. En: *Annales des Ponts et Chaussées* III, págs. 5-200.
- Immerzeel, W. W. y col. (mar. de 2014). «The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas». en. En: *Water Resources Research* 50.3. 0269, págs. 2212-2226. DOI: 10.1002/2013WR014506. URL:  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013WR014506> (visitado 27-09-2018).
- Immerzeel, W. W. y col. (ene. de 2020). «Importance and vulnerability of the world's water towers». en. En: *Nature* 577.7790, págs. 364-369. DOI: 10.1038/s41586-019-1822-y. URL:  
<https://www.nature.com/articles/s41586-019-1822-y> (visitado 27-04-2020).
- Jansson, Peter y col. (nov. de 2003). «The concept of glacier storage: a review». En: *Journal of Hydrology. Mountain Hydrology and Water Resources* 282.1. 0229, págs. 116-129. DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00258-0. URL:  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002580> (visitado 22-05-2018).
- Jarvis y col. (2008). *Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database*. <http://srtm.csi.cgiar.org>. Accessed: 2010-09-30.
- Jones, Darren B. y col. (jun. de 2019). «Rock glaciers and mountain hydrology: A review». En: *Earth-Science Reviews* 193, págs. 66-90. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.04.001. URL:  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825218305609> (visitado 22-04-2019).
- Kaser, George y col. (2003). *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*. English. Manual 59. 0396. Paris: UNESCO, pág. 137. URL:  
<http://ulis2.unesco.org/images/0012/001295/129593E.pdf> (visitado 30-01-2020).

## Bibliografía

- Kirchner, James W. (mar. de 2006). «Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology». en. En: *Water Resources Research* 42.3. 0216. DOI: [10.1029/2005WR004362](https://doi.org/10.1029/2005WR004362). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005WR004362> (visitado 17-09-2018).
- Kling, Harald y col. (mar. de 2012). «Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios». en. En: *Journal of Hydrology* 424-425, págs. 264-277. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2012.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412000431> (visitado 07-06-2021).
- Kochendorfer, John y col. (27 de feb. de 2018). «Testing and development of transfer functions for weighing precipitation gauges in WMO-SPICE». En: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.2, págs. 1437-1452. DOI: [10.5194/hess-22-1437-2018](https://doi.org/10.5194/hess-22-1437-2018). URL: <https://hess.copernicus.org/articles/22/1437/2018/> (visitado 08-04-2022).
- Konz, Markus y col. (mayo de 2010). «On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration». En: *Journal of Hydrology* 385.1. 0189, págs. 238-246. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2010.02.025](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.025). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410000958> (visitado 08-11-2017).
- Krogh, Sebastian A. y col. (sep. de 2014). «Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia». En: *Journal of Hydrometeorology* 16.1. 0022, págs. 172-193. DOI: [10.1175/JHM-D-13-0178.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0178.1). URL: <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM-D-13-0178.1> (visitado 16-10-2018).
- Krysanova, V. y col. (abr. de 1999). «Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach». En: *Hydrological Sciences Journal* 44.2, págs. 313-331. DOI: [10.1080/02626669909492224](https://doi.org/10.1080/02626669909492224). URL: <https://doi.org/10.1080/02626669909492224> (visitado 13-06-2019).
- LaZerte, Stefanie E y col. (2018). «weathercan: Download and format weather data from Environment and Climate Change Canada». En: *The Journal of Open Source Software* 3.22, pág. 571. URL: <https://joss.theoj.org/papers/10.21105/joss.00571>.
- Leavesley, G. H. y col. (1983). *Precipitation-runoff modelling system: user's manual*. US Geological Survey. Reston, Virginia.
- Leiva, J. C. y col. (oct. de 2007). «20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina». En: *Global and Planetary Change. Mass Balance of Andean Glaciers* 59.1. 0228, págs. 10-16. DOI: [10.1016/j.gloplacha.2006.11.018](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.018). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818106003067> (visitado 17-04-2018).
- Liang, Xu y col. (1994). «A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models». en. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99.D7. \_eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/94JD00483>, págs. 14415-14428. DOI: <https://doi.org/10.1029/94JD00483>. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94JD00483> (visitado 25-01-2021).

## Bibliografía

- Liston, Glen E. y col. (1998). «A snow-transport model for complex terrain». en. En: *Journal of Glaciology* 44.148. 0345, págs. 498-516. DOI: [10.3189/S0022143000002021](https://doi.org/10.3189/S0022143000002021). (Visitado 15-08-2019).
- Mandeville, A. N. y col. (ago. de 1970). «River flow forecasting through conceptual models part III - The Ray catchment at Grendon Underwood». en. En: *Journal of Hydrology* 11.2, págs. 109-128. DOI: [10.1016/0022-1694\(70\)90098-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90098-3). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470900983> (visitado 21-01-2021).
- Manz, Bastian y col. (2016). «High-resolution satellite-gauge merged precipitation climatologies of the Tropical Andes». en. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121.3. \_eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015JD023788>, págs. 1190-1207. DOI: <https://doi.org/10.1002/2015JD023788>. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JD023788> (visitado 11-03-2021).
- Marks, Danny y col. (1999). «A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins». en. En: *Hydrological Processes* 13.12-13. 0284 - CRHM, págs. 1935-1959. DOI: [10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199909\)13:12/13<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291099-1085%28199909%2913%3A12/13%3C1935%3A%3AAID-HYP868%3E3.0.CO%3B2-C> (visitado 28-01-2019).
- Martinec, J. (jun. de 1975). «SnowMelt-Runoff model for streamflow forecast». en. En: *Hydrology Research* 6.3. Publisher: IWA Publishing, págs. 145-154. DOI: [10.2166/nh.1975.0010](https://doi.org/10.2166/nh.1975.0010). URL: <https://iwaponline.com/hr/article/6/3/145/1378/SNOWMELT-RUNOFF-MODEL-FOR-STREAM-FLOW-FORECASTS> (visitado 30-10-2020).
- Masiokas, M. H. y col. (abr. de 2016). «Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33,5° S) using local and regional hydroclimatic data». en. En: *The Cryosphere* 10. 0198, págs. 927-940. DOI: [10.5194/tc-10-927-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-927-2016). URL: <https://www.the-cryosphere.net/10/927/2016/> (visitado 06-11-2017).
- Masiokas, M. H. y col. (nov. de 2019). «Streamflow variations across the Andes (18°-55°S) during the instrumental era». en. En: *Scientific Reports* 9.1, págs. 1-13. DOI: [10.1038/s41598-019-53981-x](https://doi.org/10.1038/s41598-019-53981-x). URL: <https://www.nature.com/articles/s41598-019-53981-x> (visitado 29-11-2019).
- Masiokas, M. H. y col. (2020). «A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere». English. En: *Frontiers in Earth Science* 8. 0424. DOI: [10.3389/feart.2020.00099](https://doi.org/10.3389/feart.2020.00099). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00099/full> (visitado 07-07-2020).
- Masiokas, Mariano H. y col. (dic. de 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». En: *Journal of Climate* 19.24, págs. 6334-6352. DOI: [10.1175/JCLI3969.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1). URL: <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3969.1> (visitado 02-02-2018).

## Bibliografía

- Masson-Delmotte, V y col. (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*. English. Inf. téc. IPCC.
- Mauricio Zambrano-Bigiarini (2017). *hydroGOF: Goodness-of-Fit Functions for Comparison of Simulated and Observed Hydrological Time Series*. R package version 0.3-10. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=hydroGOF>.
- McDonnell, Jeffrey J. (2003). «Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response». en. En: *Hydrological Processes* 17.9. \_eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.5132>, págs. 1869-1875. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.5132>. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.5132> (visitado 25-01-2021).
- Mernild, Sebastian H. y col. (nov. de 2016). «The Andes Cordillera. Part IV: spatio-temporal freshwater run-off distribution to adjacent seas (1979–2014)». En: *International Journal of Climatology* 37.7. 0120, págs. 3175-3196. DOI: [10.1002/joc.4922](https://doi.org/10.1002/joc.4922). URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.4922> (visitado 29-10-2018).
- Mersmann, Olaf (2019). *microbenchmark: Accurate Timing Functions*. R package version 1.4-7. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=microbenchmark>.
- Messerli, Bruno y col. (2004). «Mountains of the World: Vulnerable Water Towers for the 21st Century». En: *Ambio*, págs. 29-34. URL: <https://www.jstor.org/stable/25094585> (visitado 23-01-2020).
- Metcalfe, Peter y col. (oct. de 2015). «Dynamic TOPMODEL: A new implementation in R and its sensitivity to time and space steps». En: *Environmental Modelling & Software* 72. 0306, págs. 155-172. DOI: [10.1016/j.envsoft.2015.06.010](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.06.010). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815215001735> (visitado 26-02-2019).
- Mullen, Katharine y col. (2011). «DEoptim: An R Package for Global Optimization by Differential Evolution». En: *Journal of Statistical Software* 40.6, págs. 1-26. URL: <http://www.jstatsoft.org/v40/i06/>.
- Nash, J. E. y col. (abr. de 1970). «River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles». En: *Journal of Hydrology* 10.3. 0004, págs. 282-290. DOI: [10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556> (visitado 27-12-2017).
- O'Connell, P. E. y col. (jun. de 1970). «River flow forecasting through conceptual models part II - The Brosna catchment at Ferbane». en. En: *Journal of Hydrology* 10.4, págs. 317-329. DOI: [10.1016/0022-1694\(70\)90221-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90221-0). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902210> (visitado 21-01-2021).
- Ohmura, Atsumu (abr. de 2001). «Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method». English. En: *Journal of Applied Meteorology* 40.4, págs. 753-761. DOI: [10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2). URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040%3C0753:PBFTTB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040%3C0753:PBFTTB%3E2.0.CO;2) (visitado 22-05-2018).
- Ossa-Moreno, Juan y col. (oct. de 2018). «Comparison of approaches to interpolating climate observations in steep terrains with low-density gauging networks». English.

## Bibliografía

- En: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, págs. 1-31. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-2018-505>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2018-505/> (visitado 28-06-2019).
- Parajka, J. y col. (sep. de 2008). «The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models». En: *Journal of Hydrology* 358.3. 0199, págs. 240-258. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2008.06.006](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.006). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408002862> (visitado 07-11-2017).
- Pebesma, Edzer y col. (2017). *sp: Classes and Methods for Spatial Data*. R package version 1.2-5. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=sp>.
- Pellicciotti, Francesca y col. (2005). «An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland». en. En: *Journal of Glaciology* 51.175. Publisher: Cambridge University Press, págs. 573-587. DOI: [10.3189/172756505781829124](https://doi.org/10.3189/172756505781829124). (Visitado 28-10-2020).
- Pellicciotti, Francesca y col. (sep. de 2008). «A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity». en. En: *Hydrological Processes* 22.19. 0219, págs. 3980-3997. DOI: [10.1002/hyp.7085](https://doi.org/10.1002/hyp.7085). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7085/abstract> (visitado 02-03-2018).
- Pianosi, Francesca y col. (mayo de 2016). «Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow». En: *Environmental Modelling & Software* 79. 0324, págs. 214-232. DOI: [10.1016/j.envsoft.2016.02.008](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.02.008). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815216300287> (visitado 06-05-2019).
- Pomeroy, J. W. y col. (2000). «Prairie and arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model». en. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105.D21, págs. 26619-26634. DOI: [10.1029/2000JD900149](https://doi.org/10.1029/2000JD900149). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JD900149> (visitado 13-03-2019).
- Pomeroy, J. W. y col. (sep. de 2007). «The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence». en. En: *Hydrological Processes* 21.19, págs. 2650-2667. DOI: [10.1002/hyp.6787](https://doi.org/10.1002/hyp.6787). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6787> (visitado 10-12-2018).
- Pomeroy, John W. y col. (2016). «The cold rain-on-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies — characteristics and diagnosis». en. En: *Hydrological Processes* 30.17, págs. 2899-2914. DOI: [10.1002/hyp.10905](https://doi.org/10.1002/hyp.10905). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10905> (visitado 13-02-2019).
- Pomeroy, John. W. y col. (2013). *Putting Prediction in Ungauged Basins Into Practice*. en. Google-Books-ID: kmOioAEACAAJ. Canadian Water Resources Association.
- Pradhananga, Dhiraj (2020). «Response of Canadian Rockies Glacier Hydrology to Changing Climate». Tesis doct. University of Saskatchewan.
- Priestley, C. H. B. y col. (feb. de 1972). «On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters». En: *Monthly Weather Review* 100.2,

## Bibliografía

- págs. 81-92. DOI: [10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2). (Visitado 27-07-2018).
- R Core Team (2020). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. URL: <https://www.R-project.org/>.
- Ragettli, S. y col. (mar. de 2012). «Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters». en. En: *Water Resour. Res.* 48.3. 0218, W03509. DOI: [10.1029/2011WR010559](https://doi.org/10.1029/2011WR010559). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011WR010559/abstract> (visitado 02-03-2018).
- Ragettli, S. y col. (sep. de 2013). «Sources of uncertainty in modeling the glaciohydrological response of a Karakoram watershed to climate change». en. En: *Water Resources Research* 49.9, págs. 6048-6066. DOI: [10.1002/wrcr.20450](https://doi.org/10.1002/wrcr.20450). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20450> (visitado 19-09-2018).
- Ragettli, S. y col. (nov. de 2014). «An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds». en. En: *Hydrological Processes* 28.23. 0217, págs. 5674-5695. DOI: [10.1002/hyp.10055](https://doi.org/10.1002/hyp.10055). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.10055/abstract> (visitado 02-03-2018).
- Ragettli, S. y col. (abr. de 2015). «Unraveling the hydrology of a Himalayan catchment through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model». En: *Advances in Water Resources* 78, págs. 94-111. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.01.013](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.01.013). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170815000159> (visitado 19-09-2018).
- Ren, Wei Wei y col. (dic. de 2018). «Improving monthly streamflow prediction in alpine regions: integrating HBV model with Bayesian neural network». en. En: *Stoch Environ Res Risk Assess* 32.12. 0359, págs. 3381-3396. DOI: [10.1007/s00477-018-1553-x](https://doi.org/10.1007/s00477-018-1553-x). URL: <https://doi.org/10.1007/s00477-018-1553-x> (visitado 27-09-2019).
- Réveillet, Marion y col. (feb. de 2017). «Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances?». En: *Journal of Glaciology* 63.237, págs. 39-54. DOI: [10.1017/jog.2016.110](https://doi.org/10.1017/jog.2016.110). URL: <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/which-empirical-model-is-best-suited-to-simulate-glacier-mass-balances/210F94E4C2103A82109F323819D8BC72> (visitado 02-06-2022).
- Rivera, Juan A. y col. (abr. de 2019). *Using CHIRPS Dataset to Assess Wet and Dry Conditions along the Semiarid Central-Western Argentina*. en. Research Article. URL: <https://www.hindawi.com/journals/amete/2019/8413964/> (visitado 25-06-2020).
- Rivera, Juan A. y col. (2021). «A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina». English. En: *Frontiers in Water* 3. DOI: [10.3389/frwa.2021.640544](https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/frwa.2021.640544/full> (visitado 07-04-2021).

## Bibliografía

- Rivera, Juan Antonio y col. (sep. de 2017). «Spatio-Temporal Patterns of the 2010–2015 Extreme Hydrological Drought across the Central Andes, Argentina». en. En: *Water* 9.9. DOI: [10.3390/w9090652](https://doi.org/10.3390/w9090652). URL: <https://www.mdpi.com/2073-4441/9/9/652> (visitado 11-06-2019).
- Ruiz, L. y col. (feb. de 2017). «Recent geodetic mass balance of Monte Tronador glaciers, northern Patagonian Andes». En: *The Cryosphere* 11.1. 0237, págs. 619-634. DOI: [10.5194/tc-11-619-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-619-2017). URL: <https://www.the-cryosphere.net/11/619/2017/> (visitado 01-06-2018).
- Ryberg, Karen R. y col. (2017). *waterData: Retrieval, Analysis, and Anomaly Calculation of Daily Hydrologic Time Series Data*. R package version 1.0.8. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=waterData>.
- Sagredo, E. A. y col. (abr. de 2012). «Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change». En: *Global and Planetary Change* 86-87, págs. 101-109. DOI: [10.1016/j.gloplacha.2012.02.010](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.02.010). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818112000409> (visitado 20-05-2019).
- Seibert, J. y col. (sep. de 2012). «Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16.9. 0021, págs. 3315-3325. DOI: [10.5194/hess-16-3315-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-3315-2012). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/3315/2012/> (visitado 24-05-2018).
- Seibert, J. y col. (9 de abr. de 2018). «Technical note: Representing glacier geometry changes in a semi-distributed hydrological model». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22.4, págs. 2211-2224. DOI: [10.5194/hess-22-2211-2018](https://doi.org/10.5194/hess-22-2211-2018). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/22/2211/2018/> (visitado 08-06-2018).
- Shook, Kevin (2015). *MSCr: a package for reading data from the Meteorological Service of Canada (MSC) webserver and producing obs files for the Cold Regions Hydrological Modelling (CRHM) platform*. URL: [www.usask.ca/hydrology/RPkg.php/](http://www.usask.ca/hydrology/RPkg.php/).
- (2016). *Reanalysis: Creates Cold Regions Hydrological Modelling (CRHM) platform observations files from reanalysis data*. URL: <https://github.com/CentreForHydrology/Reanalysis>.
- Sicart, J. E. y col. (2006). «Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in Northern environments». en. En: *Hydrological Processes* 20.17. 0295, págs. 3697-3708. DOI: [10.1002/hyp.6383](https://doi.org/10.1002/hyp.6383). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6383> (visitado 14-02-2019).
- Sievert, Carson (2020). *Interactive Web-Based Data Visualization with R, plotly, and shiny*. Chapman y Hall/CRC. URL: <https://plotly-r.com>.
- Sievert, Carson y col. (2019). *plotly: Create Interactive Web Graphics via 'plotly.js'*. R package version 4.9.0. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=plotly>.
- Sivapalan, Murugesu (mar. de 2018). «From engineering hydrology to Earth system science: milestones in the transformation of hydrologic science». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.3. 0435, págs. 1665-1693. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-22-1665-2018>. URL: <https://hess.copernicus.org/articles/22/1665/2018/> (visitado 08-10-2020).
- Sivapalan, Murugesu y col. (2017). «The Growth of Hydrological Understanding: Technologies, Ideas, and Societal Needs Shape the Field». en. En: *Water Resources Research* 53.10. 0413, págs. 8137-8146. DOI: [10.1002/2017WR021396](https://doi.org/10.1002/2017WR021396). URL:

## Bibliografía

- <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017WR021396> (visitado 27-03-2020).
- Slater, Louise J. y col. (feb. de 2019). «Using R in hydrology: a review of recent developments and future directions». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, págs. 1-33. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-2019-50>. URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2019-50/> (visitado 06-05-2019).
- SNIH (2020). *Sistema Nacional de Informacion Hidrica*. URL: <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/Filtros.aspx#>.
- Stahl, K. y col. (feb. de 2008). «Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios». en. En: *Water Resour. Res.* 44.2. 0013, W02422. DOI: [10.1029/2007WR005956](https://doi.org/10.1029/2007WR005956). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007WR005956/abstract> (visitado 10-11-2017).
- Staudinger, Maria y col. (2017). «Catchment water storage variation with elevation». en. En: *Hydrological Processes* 31.11, págs. 2000-2015. DOI: [10.1002/hyp.11158](https://doi.org/10.1002/hyp.11158). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.11158> (visitado 20-07-2018).
- Tashie, Arik y col. (2022). «A Calibration-Free Groundwater Module for Improving Predictions of Low Flows». En: *Water Resources Research* 58.3. DOI: [10.1029/2021WR030800](https://doi.org/10.1029/2021WR030800). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021WR030800> (visitado 23-03-2022).
- Todd, Walter M. y col. (ene. de 2005). «Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?» en. En: *Journal of Hydrology* 300.1, págs. 65-75. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2004.05.002](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.05.002). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002550> (visitado 29-10-2020).
- Tokar, Sezin y col. (jul. de 1999). «Rainfall-Runoff Modeling Using Artificial Neural Networks». En: *Journal of Hydrologic Engineering* 4.3, págs. 232-239. DOI: [10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:3\(232\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:3(232)). URL: <http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%291084-0699%281999%294%3A3%28232%29> (visitado 06-10-2017).
- Toum, Ezequiel (2021a). *HBV.IANIGLA: Modular Hydrological Model*. 0.2.0. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=HBV.IANIGLA>.
- (2021b). *hydrottoolbox: Hydrological Tools for Handling Hydro-Meteorological Data Records*. 1.0.0. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=hydrottoolbox>.
- Toum, Ezequiel y col. (2021). «The HBV.IANIGLA Hydrological Model». En: *The R Journal* 13.1, págs. 378-395. DOI: [10.32614/RJ-2021-059](https://doi.org/10.32614/RJ-2021-059). URL: <https://doi.org/10.32614/RJ-2021-059>.
- Venkatraman, Vijaysree (mayo de 2013). *When All Science Becomes Data Science*. en. Library Catalog: [www.sciencemag.org](http://www.sciencemag.org). URL: <https://www.sciencemag.org/careers/2013/05/when-all-science-becomes-data-science> (visitado 30-04-2020).
- Viale, Maximiliano y col. (dic. de 2010). «Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics». En: *Journal of Hydrometeorology* 12.4. 0170, págs. 481-507. DOI: [10.1175/2010JHM1284.1](https://doi.org/10.1175/2010JHM1284.1). URL:

## Bibliografía

- <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2010JHM1284.1> (visitado 27-09-2018).
- Viale, Maximiliano y col. (2019). «Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile». English. En: *Frontiers in Environmental Science* 7. 0337. DOI: [10.3389/fenvs.2019.00069](https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00069). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fenvs.2019.00069/full> (visitado 18-06-2019).
- Viglion, Alberto y col. (2016). *TUWmodel: Lumped Hydrological Model for Education Purposes*. R package version 0.1-8. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=TUWmodel>.
- Vitolo y col. (ene. de 2017). «hddtools: Hydrological Data Discovery Tools». En: *The Journal of Open Source Software* 2.9. DOI: [10.21105/joss.00056](https://doi.org/10.21105/joss.00056).
- Viviroli, D. y col. (dic. de 2004). «The hydrological significance of mountains: from regional to global scale». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 8.6, págs. 1017-1030. DOI: [10.5194/hess-8-1017-2004](https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/8/1017/2004/> (visitado 02-02-2018).
- Viviroli, D. y col. (feb. de 2011). «Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy». En: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15.2. 0020, págs. 471-504. DOI: [10.5194/hess-15-471-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-471-2011). URL: <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/471/2011/> (visitado 02-02-2018).
- Viviroli, Daniel y col. (nov. de 2020). «Increasing dependence of lowland populations on mountain water resources». en. En: *Nature Sustainability* 3.11. Number: 11 Publisher: Nature Publishing Group, págs. 917-928. DOI: [10.1038/s41893-020-0559-9](https://doi.org/10.1038/s41893-020-0559-9). URL: <https://www.nature.com/articles/s41893-020-0559-9> (visitado 03-03-2021).
- Wagenbrenner, Natalie S. y col. (abr. de 2016). «Downscaling surface wind predictions from numerical weather prediction models in complex terrain with WindNinja». English. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 16.8, págs. 5229-5241. DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-16-5229-2016>. URL: <https://www.atmos-chem-phys.net/16/5229/2016/> (visitado 11-07-2019).
- Whiteman, C. David (jun. de 2000). *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. en. Google-Books-ID: Mz\_7qLK5hQcC. Oxford University Press.
- Wickham, Hadley (2016). *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag New York. URL: <https://ggplot2.tidyverse.org>.
- (2019). *tidyverse: Easily Install and Load the 'Tidyverse'*. R package version 1.3.0. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=tidyverse>.
- Wickham, Hadley y col. (2021). *dplyr: A Grammar of Data Manipulation*. R package version 1.0.5. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=dplyr>.
- Wulf, Hendrik y col. (feb. de 2016). «Differentiating between rain, snow, and glacier contributions to river discharge in the western Himalaya using remote-sensing data and distributed hydrological modeling». En: *Advances in Water Resources* 88. 0064, págs. 152-169. DOI: [10.1016/j.advwatres.2015.12.004](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.12.004). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170815003000> (visitado 16-10-2018).
- Xu, Yuanchao (2020). *hyfo: Hydrology and Climate Forecasting*. R package version 1.4.3. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=hyfo>.
- Zalazar, Laura y col. (2020). «Spatial distribution and characteristics of Andean ice masses in Argentina: results from the first National Glacier Inventory». en. En: *Journal of Glaciology*. 0430, págs. 1-12. DOI: [10.1017/jog.2020.55](https://doi.org/10.1017/jog.2020.55). URL:

## Bibliografía

- <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/spatial-distribution-and-characteristics-of-andean-ice-masses-in-argentina-results-from-the-first-national-glacier-inventory/E79938E5B92153D6A93C63903645017A#> (visitado 09-09-2020).
- Zambrano-Bigiarini, Mauricio (2020). *hydroTSM: Time Series Management, Analysis and Interpolation for Hydrological Modelling*. R package version 0.6-0 . doi: <https://doi.org/10.5281/zenodo.83964>. URL: <https://github.com/hzambran/hydroTSM>.
- Zambrano-Bigiarini, Mauricio y col. (mar. de 2017). «Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile». English. En: *Hydrology and Earth System Sciences* 21.2. Publisher: Copernicus GmbH, págs. 1295-1320. DOI: [10.5194/hess-21-1295-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-1295-2017). URL: <https://hess.copernicus.org/articles/21/1295/2017/hess-21-1295-2017.html> (visitado 11-03-2021).
- Zhang, Yinsheng y col. (abr. de 2003). «Observation and estimation of evaporation from the ground surface of the cryosphere in eastern Asia». en. En: *Hydrological Processes* 17.6, págs. 1135-1147. DOI: [10.1002/hyp.1183](https://doi.org/10.1002/hyp.1183). URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.1183/abstract> (visitado 30-11-2017).
- Zhao, Litong y col. (1999). «Estimating snowmelt infiltration into frozen soils». en. En: *Hydrological Processes* 13.12-13. 0319, págs. 1827-1842. DOI: [10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199909\)13:12<1827::AID-HYP896>3.0.CO;2-D](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12<1827::AID-HYP896>3.0.CO;2-D). (Visitado 21-03-2019).