

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EVALUACIÓN DEL DERRETIMIENTO NIVOGLACIAR DE LA CUENCA DEL RÍO
JUNCAL EN JUNCAL IMPLEMENTANDO UN MODELO DE BALANCE
ENERGÉTICO E ÍNDICE GRADO-DÍA MEJORADO**

ALEKOS SANLLEHI¹
LINA CASTRO¹
GONZALO BARCAZA²
FRANCISCO CERECEDA-BALIC^{2,3}

RESUMEN

Se estima el derretimiento nivoglaciario de la cuenca del Río Juncal en Juncal para el periodo hidrológico entre los años 2000-2020, implementando los modelos “*Utah Energy Balance*” y “*Enhanced Temperature-Index*” para estimar el derretimiento nival y glaciario respectivamente. Estos modelos son calibrados mediante un proceso de calibración por etapas utilizando datos de equivalente agua-nieve, cobertura nival, y tasa de cambio de elevación glaciario, obteniendo valores de métricas de eficiencia elevados. Cuantificando el aporte del derretimiento nivoglaciario en la cuenca de estudio, se determina que en promedio se derriten ~600 [cm] entre 2000-2005, llegando a simular una disminución de un -34.2% de este derretimiento en los años 2015-2020, mientras tanto el derretimiento glaciario en las zonas glaciarias alcanza un promedio de ~200 [cm] acumulados en los primeros cinco años, simulando un aumento de un 6.5% en con respecto a los últimos periodos de simulación. A pesar que modelos utilizados son capaces de emular correctamente los datos usados para su evaluación ($KGE_{SCA} > 0.9$, $KGE_{SWE} > 0.9$ y $R^2 = 0.89$), se detecta una compensación del error en la estimación de la tasa de cambio de elevación glaciario y una posible sobrestimación de la nieve caída, lo cual, añade incertidumbre a los resultados obtenidos. Se hace necesario un análisis más somero de la eficacia del modelo implementado para asegurar resultados confiables y por las razones correctas.

¹ Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.

² Centro de Tecnologías Ambientales (CETAM), Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile

³ Departamento de Química, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile

1 INTRODUCCIÓN

La seguridad hídrica de la zona de Chile central depende en demasía del derretimiento del manto nival acumulado en los meses de invierno, y el derretimiento glaciar, el cual, toma mayor relevancia a finales del periodo de ablación y más aún en los años secos (Ayala et al., 2020; Cornwell et al., 2016; Masiokas et al., 2010; Mendoza et al., 2014). En los últimos años, el aporte hídrico del deshielo se ha visto mermado debido a importantes disminuciones del volumen de nieve caída (Masiokas et al., 2010) y un retroceso acelerado de los glaciares de la zona (Barcaza et al., 2017; Masiokas et al., 2020). Esto ha incentivado un gran número de estudios de modelación glacio-hidrológica aplicados en la zona central de Chile, los cuales desempeñan un papel fundamental en la comprensión de estos cambios y en la predicción de su impacto en el suministro de agua en el futuro de la región. Respecto a modelación glacio-hidrológica distribuida, Ayala et al. (2017) entrega resultados detallados de derretimiento y sublimación de forma distribuida en el Glaciar Juncal Norte para dos meses de modelación (12-2007 a 02-2008). Años más tarde, Ayala et al. (2020) realiza una modelación glacio-hidrológica distribuida para la cuenca Río Maipo en el Manzano de larga extensión (1955 a 2016), obteniendo el balance másico de 26 glaciares y su contribución a la escorrentía, pero no entregando el detalle del derretimiento distribuido y su variabilidad espaciotemporal para el largo periodo de análisis.

El objetivo del presente estudio es estimar y cuantificar el derretimiento nivoglaciar y su variabilidad espaciotemporal aportada en la cuenca del Río Juncal en Juncal para un periodo de larga duración (abril 2000 a marzo 2020) mediante la implementación y aplicación de los modelos “*Utah Energy Balance*” (UEB) (Tarboton & Luce, 1996) y “*Enhanced Temperature-Index*” (ETI) (Pellicciotti et al., 2005) para la estimación del derretimiento nival y glaciar respectivamente. El modelo acoplado es aplicado con resolución de 500 [m] y forzado con los productos grillados del CR2MET (Alvarez-Garretton et al., 2018). Cada modelo fue calibrado mediante un proceso de calibración por etapas, utilizando series de equivalente agua-nieve, cobertura nival diaria y datos de tasa de cambio de elevación glaciar (Dussaillant et al., 2019). Finalmente, se evalúa su habilidad de reproducir los procesos hidrológicos de la cuenca utilizando las métricas de eficiencia Kling Gupta Efficiency (KGE) (Gupta et al., 2009) y el Coeficiente de Determinación (R^2) para el modelo nival y glaciar respectivamente.

2 ZONA DE ESTUDIO

La cuenca del Río Juncal en Juncal (en adelante **RJJ**) es una cuenca andina de la V región, y una de las cuencas cabeceras de la cuenca del Río Aconcagua (Figura 1). Se encuentra contenida entre las coordenadas $32^{\circ}43'$ y $33^{\circ}3'$ latitud sur y meridianos $69^{\circ}59'$ y $70^{\circ}10'$, con un rango de elevación entre los 2273-5919 [msnm], y una elevación media de 3662 [msnm]. Presenta una superficie de drenaje de 343.1 [km²], con un 7.5 % de dicha superficie correspondiente a zona glaciarizada, donde destacan los glaciares Juncal Norte (A y B) y Monos de Agua.

Para la modelación glacio-hidrológica se consideraron cinco glaciares en total, los cuales, son resultado de un proceso de filtrado y delimitación manual previa. Esta delimitación se realiza en ventanas de 5 años para incluir la variación de superficie de glaciares que se ha visto en los últimos años que ha afectado a la magnitud de derretimiento glaciar escurrido. La ubicación referencial de los glaciares seleccionados y sus características geomorfológicas se aprecia en la Figura 2.

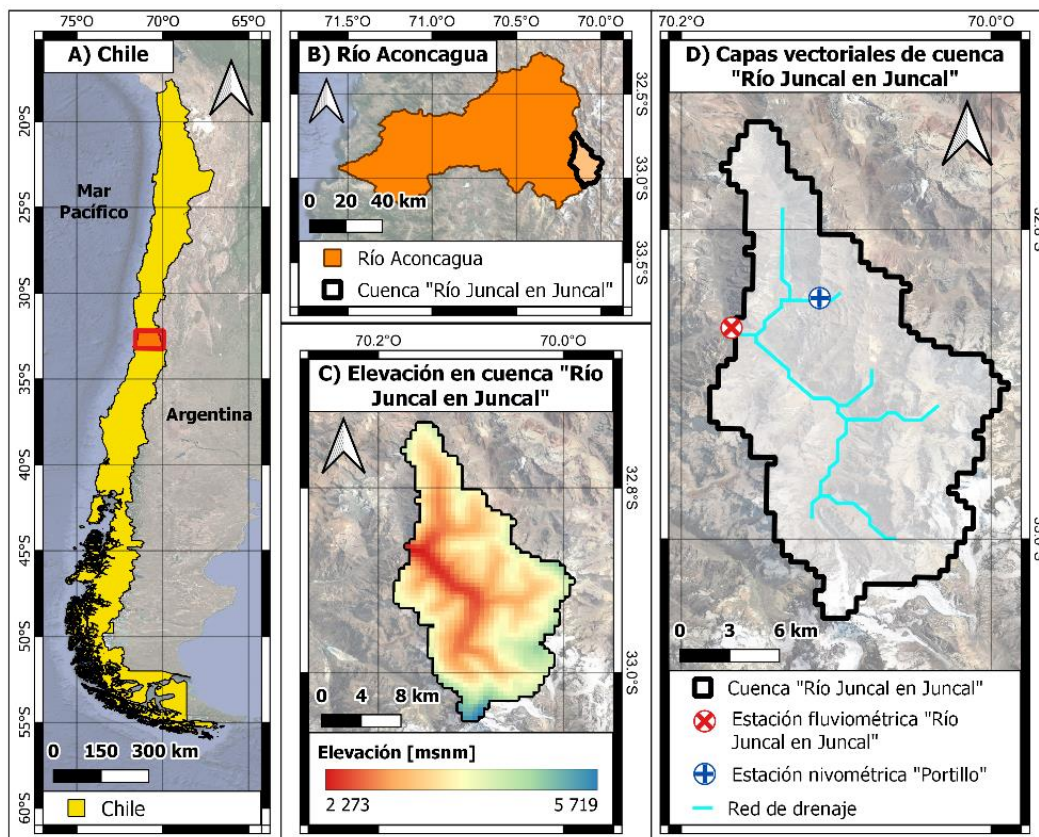


Figura 1. Mapa de zona de estudio, cuenca Río Juncal en Juncal y su distribución de elevación.

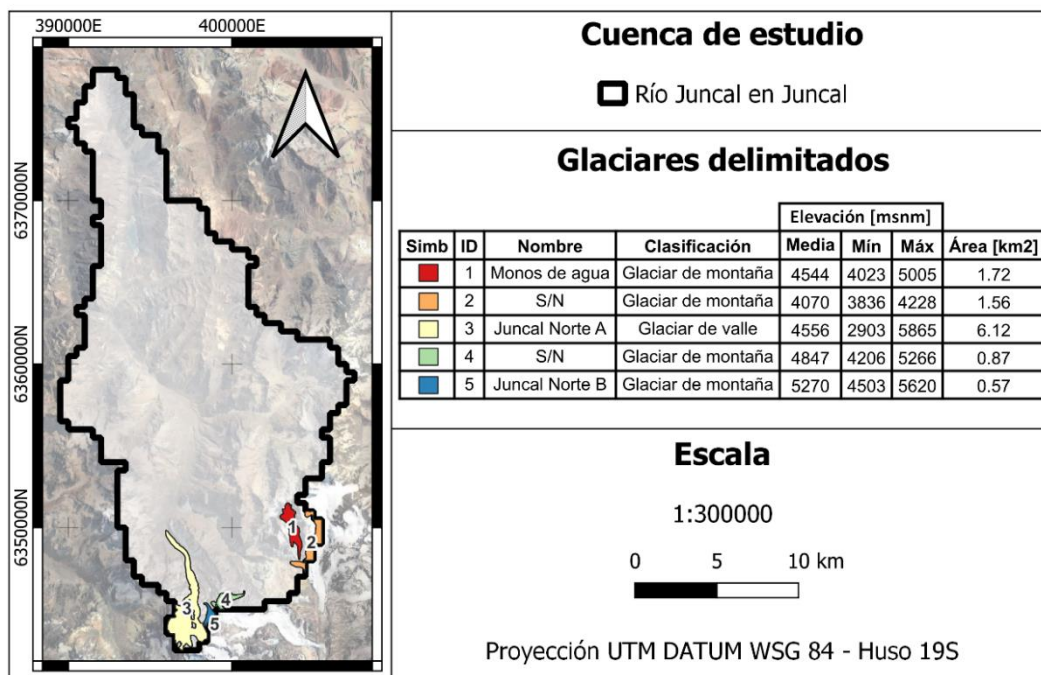


Figura 2. Ubicación de glaciares delimitados y sus propiedades geomorfológicas.

3 METODOLOGÍA

3.1 MODELOS GLACIO-HIDROLÓGICOS

Modelo de Balance de Energía de Utah (UEB)

El modelo de balance de energía de Utah (UEB), (*Utah Energy Balance Model*), es un modelo de acumulación y derretimiento nival unicapa de base física, distribuido en el espacio y de resolución temporal horaria (Tarboton & Luce, 1996). El modelo utiliza ecuaciones de balance energético y másico para simular el comportamiento de la equivalente agua-nieve del manto nival (SWE) y el contenido energético con respecto al agua sólida a 0°C (U) (Figura 3). Para estimar el contenido de energía del manto nival, se aplica un balance energético considerando un espesor térmicamente activo donde ocurren todos los intercambios energéticos. Para más detalle, se recomienda revisar la referencia asociada.

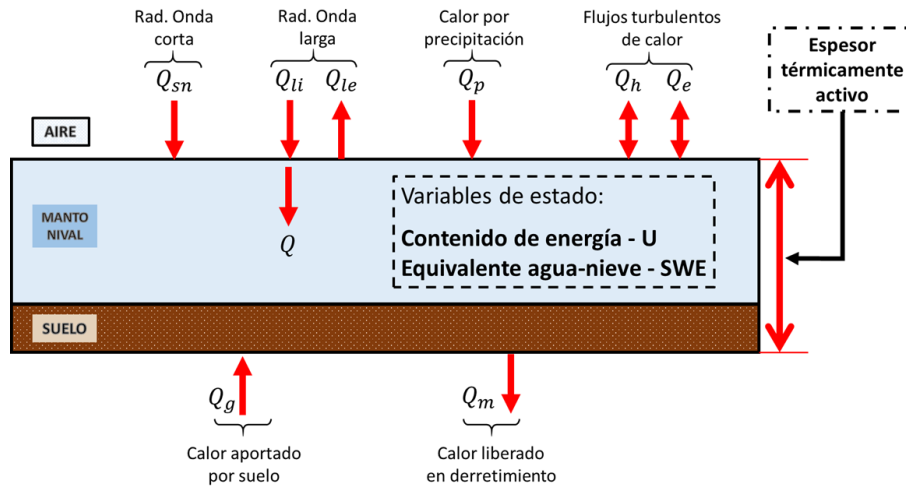


Figura 3. Representación esquemática de manto nival y balance energético de modelo UEB.

Modelo de Índice de Temperatura Mejorado (ETI)

El modelo de índice de temperatura mejorado (ETI) es un modelo de derretimiento glaciar de carácter conceptual que se diferencia del modelo estándar “grado-día” debido a la inclusión de la radiación de onda corta en el cálculo del derretimiento glaciar (Pellicciotti et al., 2005) según se aprecia en la Ecuación 1:

$$M = \begin{cases} TF \cdot T + SRF \cdot (1 - \alpha_{ice}) \cdot I & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad [1]$$

donde M es la tasa de derretimiento glaciar [mm w.e./hr], T es la temperatura media horaria [°C], I es la radiación de onda corta incidente [$W m^{-2}$], α_{ice} es el albedo del sustrato glaciar (asumido 0.4 según Hock (2005)), SRF es el factor de radiación de onda corta [$mm hr^{-1} W^{-1} m^2$], TF es el factor de temperatura, [$mm hr^{-1} °C^{-1}$] y T_T es la temperatura umbral donde hay derretimiento [°C], donde estos últimos tres parámetros son calibrables en el modelo. Cabe destacar que este modelo

solamente es aplicable a glaciares descubiertos, razón por la cual se modelan solamente glaciares descubiertos de la cuenca.

3.2 CONFIGURACIÓN DE LA MODELACIÓN

Se presenta en la Tabla 1 la configuración general de la modelación glacio-hidrológica aplicada, donde se detallan los modelos utilizados, la resolución espacial y temporal de la simulación, la extensión temporal de esta y las forzantes utilizadas, que corresponden a los productos grillados del CR2MET (Alvarez-Garreton et al., 2018), correspondientes a los productos de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria, versión v2.0, con extensión de registro desde 1979-2020.

Tabla 1. Configuración general de modelación glacio-hidrológica.

	Modelo Nival	Modelo Glaciar
Nombre de modelo	Modelo UEB	Modelo ETI
Autor	Tarboton & Luce (1996)	Pellicciotti et al. (2005)
Resolución espacial	Grillas 500 [m]	
Resolución temporal	1 [hr]	
Extensión temporal	[01/04/2000 - 31/03/2020] (20 años de simulación)	
Forzantes meteorológicas	Productos grillados de precipitación y temperatura diaria de CR2MET de extensión 1979 a 2020 (versión v2.0)	

Para la extracción de las forzantes, para cada píxel de modelación considerado se le asignan las forzantes meteorológicas del píxel en el que se encuentra de los productos grillados del CR2MET. En particular, para el producto de temperatura mínima y máxima diaria, de un análisis comparativo con registros de estaciones meteorológicas cercanas, se determina que este presenta sesgos importantes, por lo que se les aplica una corrección a los registros de temperatura del producto grillado en función de un ajuste que relaciona el promedio de los sesgos mensuales multianuales de la temperatura máxima y mínima en el píxel del producto grillado y la estación meteorológica, y la elevación del píxel donde se ubica la estación. Dicho ajuste se presenta en la Figura 4, de donde se aprecia que, para píxeles con elevaciones contenidas entre los 1100 msnm y 3000 msnm, el producto grillado presenta subestimaciones importantes de temperatura, mientras que arriba de dicha elevación no se cuenta con registros observados de larga duración, por lo que se decide no corregir las temperaturas de los puntos sobre la elevación 3000 [msnm].

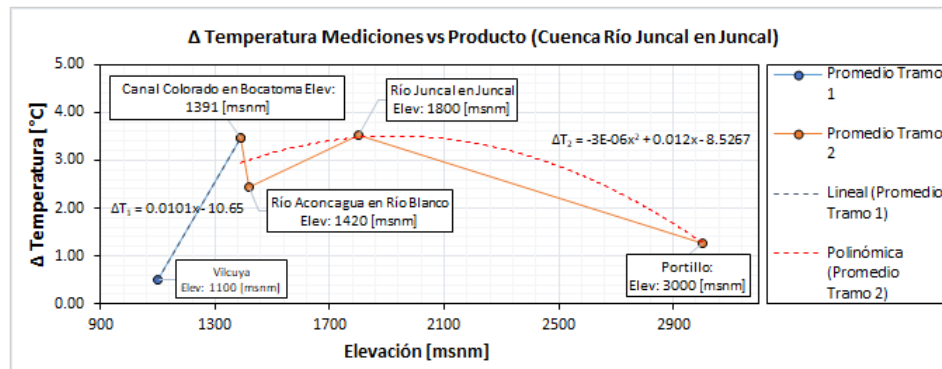


Figura 4. Ajuste del sesgo promedio entre mediciones de temperatura máxima y mínima diaria de estaciones meteorológicas y producto grillado de CR2MET en función de la elevación.

Respecto al acople entre ambos modelos, al simular cada píxel de modelación de manera independiente de los píxeles cercanos, el acople se realiza de manera simplificada. En detalle, se define que para cada fin de año hidrológico de simulación (31 de marzo), en el caso de que exista nieve, esta se elimine y se convierta en hielo glaciar, y además, no puede existir derretimiento glaciar si es que la celda está cubierta de nieve (se define cubierta de nieve de forma binaria, si es que existe más de 5 cm de SWE en el paso de tiempo).

3.3 PROCESO DE CALIBRACIÓN POR ETAPAS

Para la calibración y validación de los modelos implementados se realiza un proceso de calibración por etapas, donde se calibra primero el modelo nival utilizando información de series de tiempo de cobertura nival diaria en toda la cuenca (SCA) obtenidas de imágenes MODIS para todo el periodo de simulación, y mediciones puntuales de equivalente agua-nieve (SWE) horario de Estación Portillo evaluando la métrica de eficiencia de KGE. Las imágenes MODIS fueron corregidas mediante un proceso de relleno de información por nubosidad siguiendo el procedimiento de Cornwell (2012), descartando las imágenes resultantes que presenten un 20% de la superficie o más cubierta por nubes.

Posterior a la calibración módulo nival, se calibra el modelo glaciar para cada glaciar de la simulación dejando fijos los parámetros obtenidos del modelo nival, contrastando la tasa de elevación glaciar simulado con respecto a los resultados obtenidos por Dussailant et al. (2019) utilizando de métrica de eficiencia el coeficiente de determinación (R^2).

En particular para el modelo nival, considerando el impacto que puede tener la condición hidroclimática en la calibración de modelos hidrológicos (Merz et al., 2011), se separan los periodos de calibración y validación del modelo nival según una clasificación del nivel de humedad del año de análisis dependiendo del caudal anual total escurrido en la cuenca RJJ, de tal manera de asegurar que la calibración considere ambas condiciones hidroclimáticas (seca y húmeda). La información de caudal escurrido se obtuvo de la base de datos de CAMELS del CR2MET, los cuales provienen de la base de datos de la red hidrométrica de la Dirección General de Aguas (DGA).

Cabe destacar que, durante el proceso de calibración, se encontró que el uso del producto grillado de precipitación del CR2MET conducía a una subestimación importante del SWE y SCA en la cuenca de estudio. Esta subestimación ya fue detectada en versiones anteriores del producto grillado (Alvarez-Garreton et al., 2018; Ayala et al., 2020), lo cual, se atribuyó a limitaciones en la estimación de precipitación en zonas de alta montaña. Para solucionar este problema, se incluyó un factor de mayoración de precipitación en los parámetros a calibrar del modelo nival. Esta solución es en parte similar a la aplicada por Ayala et al. (2020), quién se encontró con el mismo problema en la modelación glacio-hidrológica de la cuenca del Río Maipo en el Manzano, llegando a resultados aceptables posterior a la mayoración de dicho factor.

4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 RESULTADOS CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE MODELOS

Se presenta en la Figura 5 el equivalente agua-nieve medido y simulado en estación Portillo, donde se aprecia que el modelo nival llega a valores de KGE de 0.92 y 0.67 para los periodos de calibración y validación respectivamente. Por otro lado, en la Figura 6 se presenta la serie mensual multianual de cobertura nival medida y simulada para la cuenca RJJ, donde se aprecia un buen ajuste de la cobertura nival simulada con valores de KGE de 0.94 y 0.91 para los periodos de calibración y validación respectivamente, pero con una leve sobrestimación de la cobertura nival en los meses antes del derretimiento (noviembre a diciembre). Esto es señal de una posible sobrestimación de la nieve total caída en la cuenca.

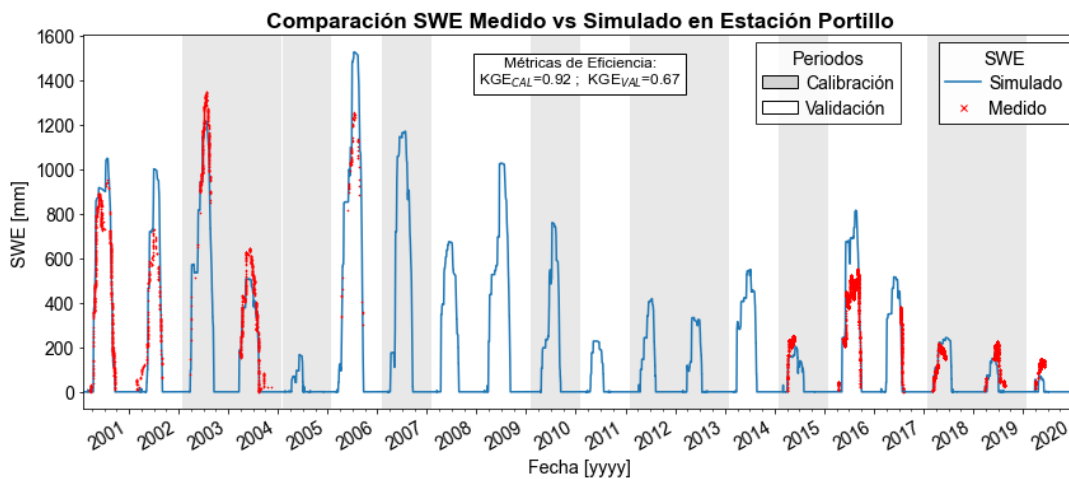


Figura 5. Equivalente agua-nieve medido y simulado en Estación Portillo.

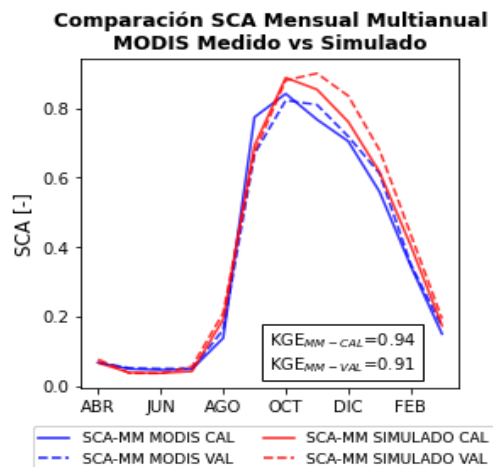


Figura 6. Cobertura nival mensual multianual medida y simulada en cuenca RJJ.

Respecto a los resultados del modelo glaciar, se obtiene el mapa presentado en la Figura 7 donde se aprecia la comparación espacial de la tasa de cambio de elevación glaciar medida y simulada. De esto, se puede notar que el modelo glaciar no es capaz de simular correctamente la variabilidad espacial presente en los datos de Dussaillant, obteniendo valores de desviación estándar de tasa de cambio de elevación glaciar de $\sigma_{\text{simulado}}=0.30 \text{ [m y}^{-1}\text{]}$ en comparación a los de Dussaillant con $\sigma_{\text{Dussaillant}}=0.51 \text{ [m y}^{-1}\text{]}$, lo cual se atribuye a la gran diferencia en la resolución espacial de los datos simulados y los obtenidos por Dussaillant (2019). A pesar de esta diferencia, se puede apreciar que el modelo captura a grandes rasgos y de manera gruesa los patrones espaciales de derretimiento.

Comparando estos resultados en un gráfico de dispersión definiendo el eje horizontal los datos de Dussaillant y el eje vertical los resultados obtenidos se consigue la Figura 8, donde la Figura 8.a presenta la tasa de cambio de elevación agregada media por glaciar, y la Figura 8.b presenta los resultados de tasa de cambio de elevación según píxel de modelación de 500 [m]. De los resultados se aprecia que el modelo llega a métricas de eficiencia elevadas ($R^2 = 0.89$) simulando correctamente la tasa de cambio de elevación a escala glaciar, sin embargo, presenta problemas para la correcta simulación espacial de la tasa de cambio de elevación, generando una compensación del error al sobrestimar el derretimiento en zonas de poco derretimiento (por ejemplo en zonas de acumulación), y subestimando el derretimiento en zonas en donde debería ocurrir mayor derretimiento (por ejemplo, en las lenguas glaciares). Esto puede estar explicado en conjunto con la leve sobrestimación de cobertura nival detectada anteriormente, provocando que en las zonas de alto derretimiento, la alta caída de nieve provoca que se derrita poco hielo glaciar, estimulando que el modelo calibrado magnifique el derretimiento en las zonas de acumulación.

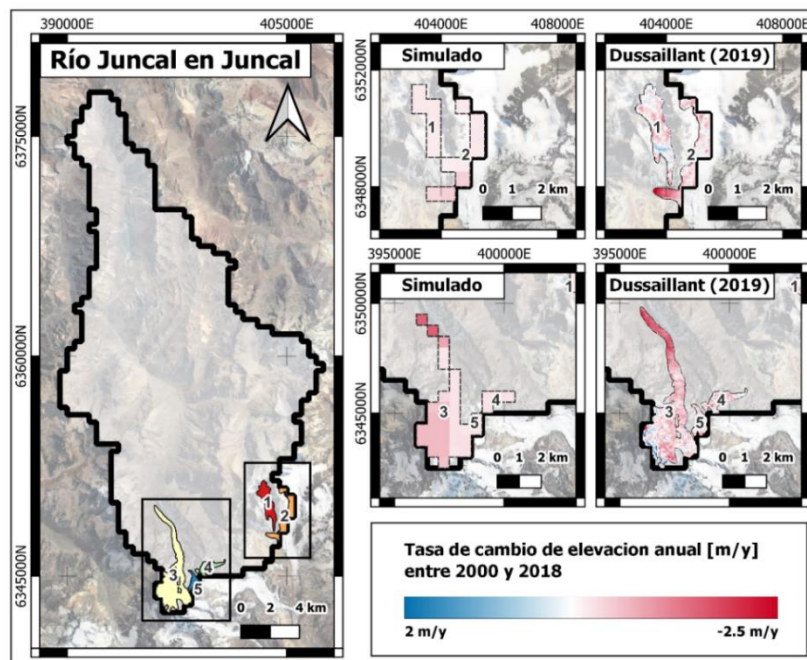


Figura 7. Mapa comparativo de tasa anual de variación de elevación de hielo en glaciares medidos (Dussaillant, 2019) y simulados entre los años 2000 y 2018

De los resultados, se puede inferir un buen rendimiento del modelo hidrológico implementado para los procesos nivales y glaciares para las variables analizadas (SCA – SWE – Tasa de cambio de elevación de hielo). Sin embargo, se resalta la característica agregada de las variables analizadas y utilizadas para calibración, lo cual, en conjunto con la incertidumbre característica asociada a las forzantes meteorológicas utilizadas, provocan que el modelo presente compensación del error en la simulación del modelo glaciar.

4.2 DERRETIMIENTO NIVOGLACIAR DISTRIBUIDO

Analizando el derretimiento nival de la cuenca RJJ (Figura 9), se aprecia que en la primera década (2000-2010) ocurre un derretimiento elevado con valores promedio entre 600 y 700 [cm]

acumulados. Estos valores bajan hasta 395 [cm] promedio para la cuenca durante la ventana entre 2015-2020 (-40 % de disminución del derretimiento nival entre el año 2000 y 2020).

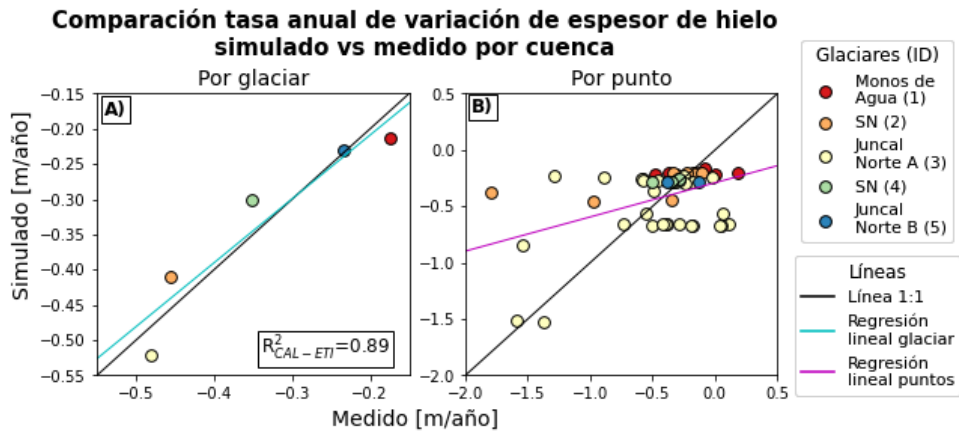


Figura 8. Comparación tasa anual de variación de elevación de hielo en glaciares medidos y simulados entre 2000 y 2018 a escala (a) glaciar y (b) por puntos.

Con respecto al derretimiento glaciar de la cuenca RJJ (Figura 10), se aprecian zonas con derretimientos muy elevados (máximos de 740 [cm] acumulados en la lengua del Glaciar Juncal Norte). A pesar de esto, presenta un promedio del derretimiento en los glaciares bastante menor, llegando a valores para el primer periodo de 192.8 [cm]. Por otra parte, no se logra apreciar una variación considerable entre periodos de análisis, llegando a presentar un aumento de tan solo un 6.5 % entre 2000-2005 y 2015-2020.

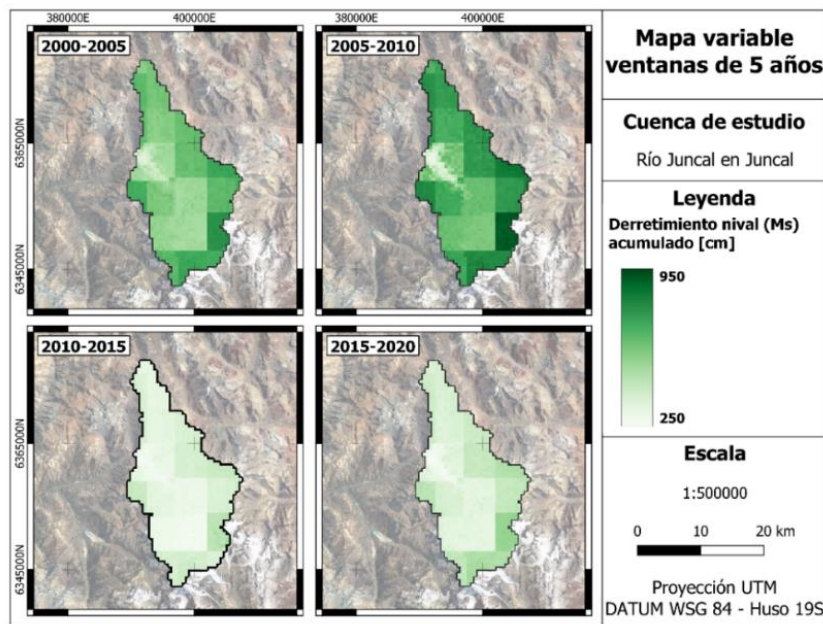


Figura 9. Mapa de derretimiento nival (Ms) en ventanas de 5 años (2000- 2005; 2005-2010; 2010-2015; 2015-2020) en cuenca RJJ.

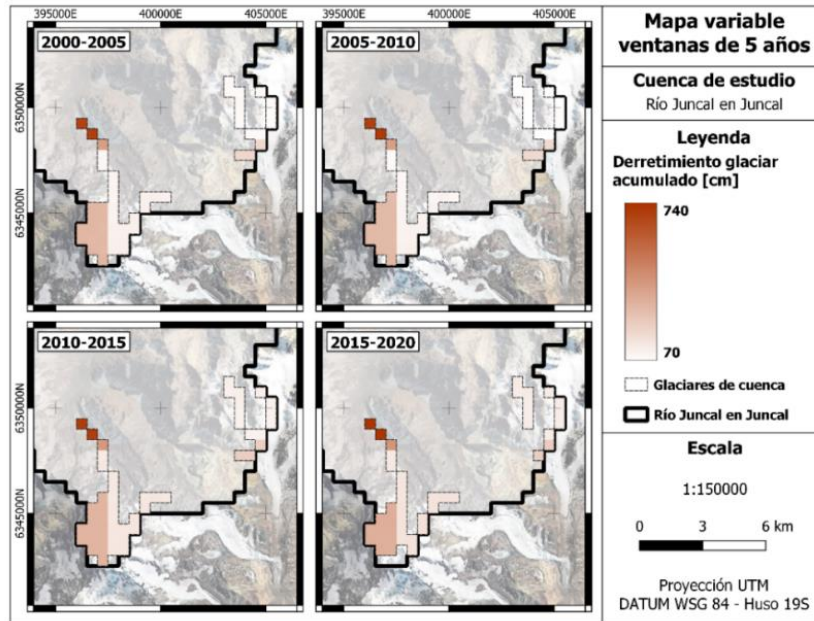


Figura 10. Mapa de derretimiento glaciar (Mg) en ventanas de 5 años (2000- 2005; 2005-2010; 2010-2015; 2015-2020) en cuenca RJJ.

4.3 APORTES EN ZONAS GLACIARIZADAS

Agregando los resultados de derretimientos nival, glaciar y el aporte pluvial para las zonas glaciariadas a nivel anual acumulado (considerando año hidrológico entre abril y marzo del siguiente año) se pueden obtener los gráficos presentados en la Figura 11, donde se presenta a la izquierda la importancia relativa de cada tipo de aporte al agua generada promedio para las zonas glaciariadas, y a la derecha la altura de agua anual promedio según tipo de aporte en las zonas glaciariadas. De estos gráficos se aprecia nuevamente la importante disminución del volumen de derretimiento nival desde el año 2010 en adelante. Esto provoca un aumento de la importancia del aporte glaciar (mas, no un aumento significativo del derretimiento), llegando a sobrepasar incluso la importancia relativa del aporte nival para el año hidrológico 2019-2020 (57% aporte glaciar en comparación a un 39% de aporte nival en dicho periodo), lo cual, es un comportamiento ya reportado por diversos autores respecto al ciclo glacio-hidrológico para la zona andina de Chile Central (Ayala et al., 2020; Burger et al., 2019).

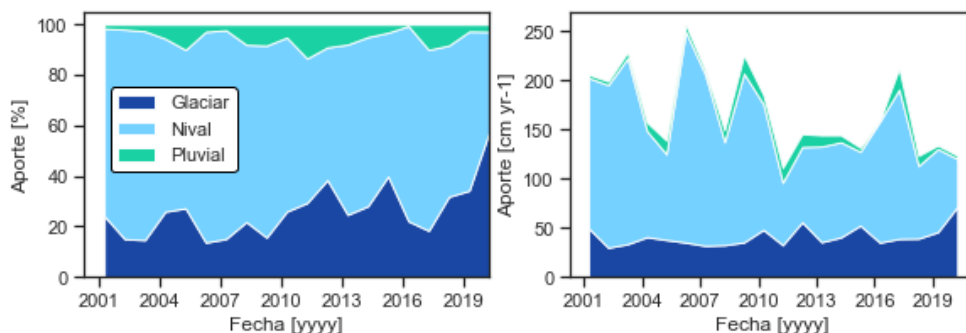


Figura 11. Importancia relativa (izquierda) y altura de agua acumulada (derecha) en zonas glaciariadas de la cuenca RJJ entre 2000-2020.

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En primera instancia, se determina que los modelos implementados logran buenas representaciones de las variables evaluadas con valores de métricas de eficiencia elevadas, al menos en términos de simulación de cobertura nival ($KGE_{SCA-CAL} = 0.94$ y $KGE_{SCA-VAL} = 0.91$), equivalente agua-nieve ($KGE_{SWE-CAL} = 0.92$ y $KGE_{SWE-VAL} = 0.67$) y tasa de variación de espesor de hielo glaciar ($R^2 = 0.89$). A pesar de esto, se presentan inexactitudes en algunas variables de análisis, como una leve sobrestimación de la cobertura nival de la cuenca y dificultad del modelo de representar la tasa de cambio de elevación glaciar a nivel distribuido. Estos fenómenos pueden ser indicativo de una sobrestimación de la nieve total caída en la cuenca, provocada por incertidumbre en las forzantes meteorológicas utilizadas en conjunto con la metodología de calibración implementada. A pesar de esto, los resultados obtenidos coinciden a grandes rasgos con lo obtenido en estudios anteriores respecto al comportamiento glacio-hidrológico de la zona andina del centro de Chile.

En función de esto, se obtiene una primera estimación del derretimiento nival y glaciar y su variabilidad espaciotemporal en la cuenca del Río Juncal en Juncal, obteniendo resultados que coinciden a grandes rasgos con estudios anteriores y lo observado. Por otro lado, se hace necesario expandir el análisis de la eficacia del modelo implementado mediante el análisis de otras variables existentes del modelo, y la comparación con información observada y/o resultados obtenidos por estudios anteriores para asegurar resultados correctos por las razones correctas.

AGRADECIMIENTOS

El presente manuscrito se desarrolló en el marco de dos proyectos ANID: Proyecto ANID Anillo ACONCAGUA ACT210021 "Interactions between environmental compartments and their impact on the Andean ecohydrosphere under conditions of climate change (ACONCAGUA)." Y Fondecyt Iniciación 11220482 "Changes in snowmelt as a decisive issue for available water resources in Andean basins in central Chile". También, se agradece al Centro de Tecnologías Ambientales (CETAM) por las mediciones entregadas por el Laboratorio Refugio Nunatak-1. Por último, se agradece a Baqua Ingeniería Limitada por facilitar la asistencia a este congreso.

REFERENCIAS

- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Pablo Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies-Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817–5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., & Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *Cryosphere*, 14(6), 2005–2027. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2005-2020>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., Peleg, N., & Burlando, P. (2017). Melt and surface sublimation across a glacier in a dry environment: Distributed energy-balance modelling of Juncal Norte Glacier, Chile. *Journal of Glaciology*, 63(241), 803–822. <https://doi.org/10.1017/jog.2017.46>
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J.-L., Videla, Y., Albornoz, A., & Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*,

58(75pt2), 166–180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>

- Burger, F., Ayala, Á., Farias, D., Shaw, T. E., MacDonell, S., Brock, B., McPhee, J., & Pellicciotti, F. (2019). Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes*, 33(2), 214–229. <https://doi.org/10.1002/hyp.13354>
- Cornwell, E. (2012). *Reconstrucción del equivalente en agua de nieve mediante imágenes modis incorporadas a un balance de masa - energía*. Universidad de Chile.
- Cornwell, E., Molotch, N. P., & McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1), 411–430. <https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016>
- Dussailant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Masiokas, M. H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J. L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussailant, I., & MacDonell, S. (2020). A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science*, 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00099>
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., & Mauget, S. (2010). Intra-to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 822–831. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1191.1>
- Mendoza, P. A., Rajagopalan, B., Clark, M. P., Cortés, G., & McPhee, J. (2014). A robust multimodel framework for ensemble seasonal hydroclimatic forecasts. *Water Resources Research*, 50(7), 6030–6052. <https://doi.org/10.1002/2014WR015426>
- Merz, R., Parajka, J., & Blöschl, G. (2011). Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses. *Water Resources Research*, 47(2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010WR009505>
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175), 573–587. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
- Tarboton, D. G., & Luce, C. H. (1996). *Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB) Computer model technical description and users guide*. <http://www.engineering.usu.edu/dtarb/>