

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**  
**XXIII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**

**SUBLIMACIÓN NIVAL EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO COPIAPÓ**

**FRANCISCO JARA ÁLVAREZ<sup>1</sup>**  
**JAMES MCPHEE<sup>2</sup>**  
**MIGUEL LAGOS<sup>3</sup>**  
**RODRIGO FUSTER<sup>4</sup>**

**RESUMEN**

En la zona montañosa de la cuenca del río Copiapó gran parte de la precipitación es sólida, no obstante, la nieve en invierno no necesariamente se traduce en mayores escurrimientos en la temporada de ablación, lo que trae consigo incertidumbre en la disponibilidad para los usuarios del agua. El presente trabajo, modeló la precipitación sólida que se sublima, la que es transportada y derretida, mejorando así el entendimiento del ciclo hidrológico en la cuenca alta del río Copiapó. Esta cuenca se ubica entre los paralelos 27.1° y 28.7° S y los meridianos 70.1° y 69.1° O, donde se presentan elevaciones desde los 1230 m hasta los 6000 msnm. Se utilizó el modelo hidrológico de base física CRHM, con datos del reanálisis Era-Interim y estaciones meteorológicas, entre los años hidrológicos 2001/02 y 2015/16. Los resultados indican que las pérdidas nivales (sublimación dinámica y evaporación del manto) alcanzan entre el 36 % y 78 % de la nieve caída anualmente, debido a que se presentan las condiciones favorables de temperatura, velocidad del viento, radiación y escasa vegetación, conjugados en un ambiente de alta montaña, que propician la reducción o redistribución de un alto porcentaje de la nieve, previo al escurrimiento. Se estimó una tasa media de sublimación neta de 62 mm año<sup>-1</sup>, pudiendo alcanzar tasas de hasta 150 mm año<sup>-1</sup>. El derretimiento modelado fluctúa entre el 12 % y 64 % de la nieve anual, siendo en promedio del 18 %.

---

<sup>1</sup>Ingeniero Civil, Advance Mining Technology Center, Universidad de Chile – [francisco.jara@ing.uchile.cl](mailto:francisco.jara@ing.uchile.cl)

<sup>2</sup>Profesor Titular, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – [jmcphee@u.uchile.cl](mailto:jmcphee@u.uchile.cl)

<sup>3</sup>Ingeniero Civil, MSc. Advance Mining Technology Center, Universidad de Chile – [miguel.lagos@ing.uchile.cl](mailto:miguel.lagos@ing.uchile.cl)

<sup>4</sup>Profesor Asistente, Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales Renovables, U. de Chile – [rfuster@uchile.cl](mailto:rfuster@uchile.cl)

## 1. INTRODUCCIÓN

Producto del actual escenario de escasez hídrica en la cuenca río Copiapó, es de suma importancia tener una mayor precisión del balance hídrico en la cuenca (Trefry et al., 2012). Con el fin de cuantificar este balance, se han desarrollado un reducido número de estudios sobre los procesos hidrológicos en la cuenca alta (Cade-Idepe, 2004; CONAMA-DGA, 2009; Hidromas, 2013; Trefry et al., 2012). La mayoría de ellos, han determinado la calidad y cantidad del agua en ciertos periodos, sin embargo, no consideran los procesos nivales como la sublimación y derretimiento, aun cuando la precipitación es principalmente sólida (Juliá et al., 2008).

La cuenca alta del río Copiapó presenta condiciones favorables de temperatura del aire, radiación solar, velocidades de viento y escasa vegetación, para que ocurra sublimación nival (paso del estado sólido al gaseoso), lo que implica en una reducción de la escorrentía (MacDonell et al., 2013). En sitios similares se ha observado que la masa de nieve perdida por sublimación fluctúa entre el 15 % y el 74 % (DeWalle & Rango, 2008; Pomeroy et al., 1993). En la literatura se pueden diferenciar dos tipos de sublimación según el origen, la sublimación dinámica es aquella que ocurre producto de la exposición de las partículas al ser transportadas por viento, mientras que la evaporación del manto o sublimación estática es resultado del intercambio energético del calor sensible y latente dentro del manto (DeWalle & Rango, 2008).

Los procesos nivales suelen ser difíciles de cuantificar, especialmente debido a la falta de instrumentos meteorológicos en las complejas condiciones climáticas de las zonas montañosas (Cornwell et al., 2016). En el marco del proyecto FONDEF D13R20005, se instaló la estación meteorológica “La Ollita”, con el fin de aportar valiosa información que permita incrementar el entendimiento del balance de masa nival en la alta montaña de la cuenca del río Copiapó.

En el presente estudio se empleó el modelo hidrológico de base física CRHM (Pomeroy et al., 2007), aplicado a escala puntal en la estación la Ollita y luego de forma distribuida en la cuenca Alta del río Copiapó. Este modelo ha sido utilizado en zonas de montaña y algunas regiones semi-áridas (Fang et al., 2013; MacDonald et al., 2010; Pomeroy et al., 2012). En Chile, se han implementado varios modelos funcionales en CRHM, por ejemplo, en la zona semi-árida de los Andes (32° S; Gonthier, 2011), en la cuenca alta del río Maipo (Videla, 2013) y en la Patagonia (Krogh et al., 2015), todos ellos enfocados en la física de la nieve y/o la escorrentía.

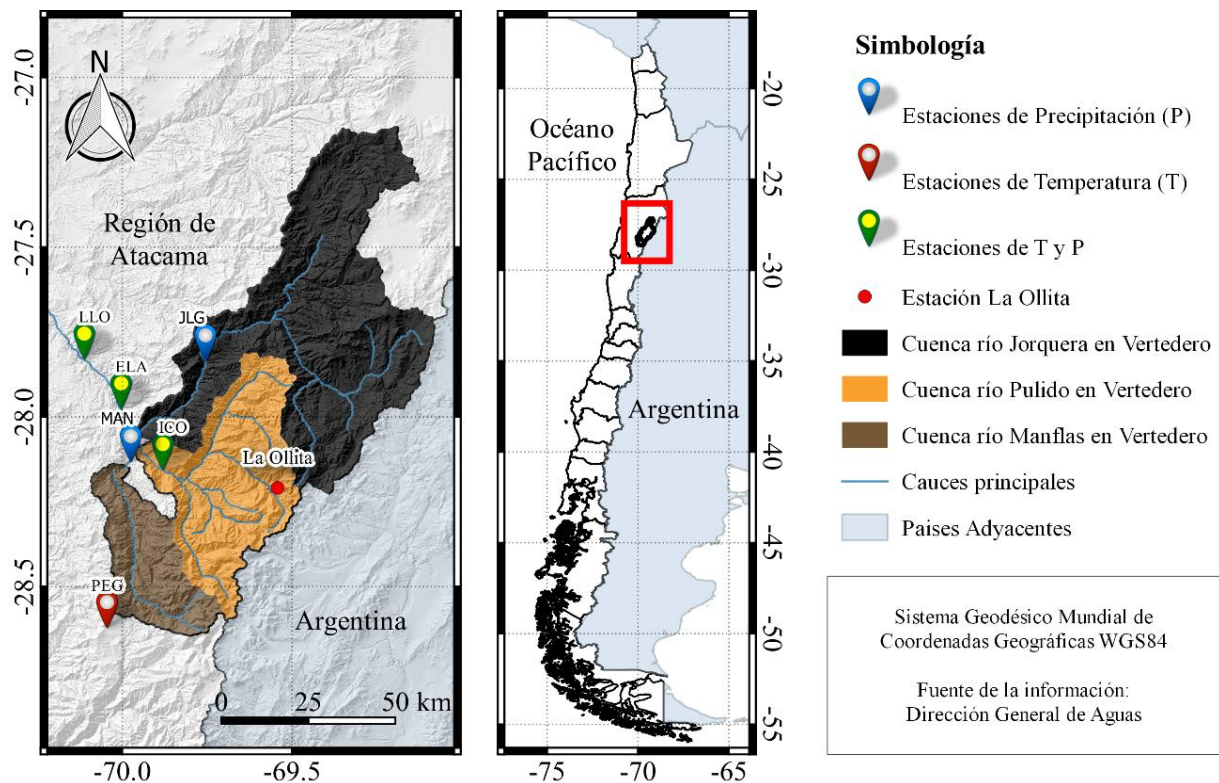
## 2. ZONA DE ESTUDIO

La cuenca alta del río Copiapó corresponde a la zona de drenaje de la cabecera del río Copiapó, ubicada al este de la región de Atacama, Chile, como se muestra en la Figura 1. Esta cuenca presenta una superficie de aproximadamente 7194 km<sup>2</sup> y se encuentra entre los paralelos 27.1° y 28.7° latitud sur, y entre los meridianos 70.2° y 69.1° longitud oeste. La zona alta forma parte de la cordillera de los Andes, presentando elevaciones desde los 1230 m hasta los 6000 msnm.

La cuenca alta del río Copiapó se divide en 3 subcuencas delimitadas por las estaciones fluviométricas DGA de los principales cauces: Río Jorquera en Vertedero (RJV), Río Pulido en Vertedero (RPV) y Río Manflas en Vertedero (RMV). Los ríos Manflas y Pulido presentan régimen nival (Cade-Idepe, 2004), mientras que el río Jorquera es nivo-pluvial, la confluencia de estos ríos

genera el río Copiapó, el cual presenta un régimen nival en la estación Río Copiapó en Pastillo, cercana a la junta de las 3 subcuencas.

La zona de estudio presenta un conjunto de estaciones meteorológicas DGA (Tabla 1), concentradas en la zona baja, como se observa en la Figura 1. Debido a la escasez de datos en las zonas más altas y el registro discontinuo se utiliza el modelo de reanálisis ERA-Interim, complementado con el registro de las estaciones.



**Figura 1.** Subcuencas de la zona alta del río Copiapó definidas a partir de las estaciones fluviométricas DGA, junto con las estaciones meteorológicas DGA de las zonas cercanas y la estación meteorológica de alta montaña “La Ollita”.

En la zona domina el clima desierto frío de montaña (Juliá et al., 2008), que se caracteriza por temperaturas promedio del orden de 20°C en la zona baja (1200 msnm) y de 1.7°C en las zonas más altas (Estación Portezuelo El Gaucho, 4000 msnm), con una amplitud térmica diaria mayor a los 5°C durante el invierno y cercana a 1°C durante verano. La precipitación es altamente variable y puede superar los 200 mm anualmente, aunque en la parte más baja (Estación Iglesia Colorada, 1550 msnm) promedia 40 mm anuales, ocurre principalmente en los meses de invierno, con escasos episodios en verano.

**Tabla 1.** Estaciones meteorológicas (met.) y fluviométricas (fluv.) de la cuenca alta o alrededores, perteneciente a la Dirección General de Aguas. El asterisco (\*) indica que se encuentran fuera de la zona de estudio.

Nombre de la estación	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Elevación (msnm)	Tipo de estación
Iglesia Colorada	ICO	-28.1572	-69.8808	1550	met. *
Jorquera en La Guardia	JLG	-27.8364	-69.7550	2000	met.
Lautaro Embalse	ELA	-27.9783	-70.0033	1110	met.
Los Loros	LLO	-27.8317	-70.1119	940	met. *
Manflas	MAN	-28.1336	-69.9750	1410	met. *
Portezuelo El Gaucho	PEG	-28.6231	-70.0450	4000	met. *
Río Copiapó en Pastillo	RCP	-28.0003	-69.9747	1300	fluv. *
Río Jorquera en Vertedero	RJV	-28.0431	-69.9567	1250	fluv.
Río Manflas en Vertedero	RMV	-28.1478	-69.9939	1550	fluv.
Río Pulido en Vertedero	RPV	-28.0858	-69.9408	1310	fluv.

### 3. METODOLOGÍA

#### Modelo hidrológico semi-distribuido de la cuenca alta del río Copiapó

Se estudiaron las 3 cuencas que componen el sistema de la zona alta (> 1220 msnm), correspondiente a la cuenca río Manflas en Vertedero, cuenca río Pulido en Vertedero y cuenca río Jorquera en Vertedero. Cada sistema fue separado en Unidades de Respuesta Hidrológica (URH), determinadas a partir de los criterios topográficos y el uso de suelo: subcuencas de mayor extensión, 3 niveles de elevación en cada subcuenca, separación por ladera del río y una banda de 200 metros entorno al cauce en la cabecera. Resultando en Manflas: 7 URH, Pulido: 31 URH y Jorquera: 43 URH.

Los datos de humedad relativa, temperatura del aire, radiación de onda corta incidente y velocidad del viento, se obtuvieron a partir del modelo de reanálisis Era-Interim (Dee et al., 2011) de resolución 0.125° para los niveles de presión 925, 850, 700, 650 y 600 hPa cada 6 hrs, para el periodo entre el 01 de abril del 2001 y el 31 de marzo del 2016. Para afectos de la simulación semi-distribuida, se utilizaron puntos específicos de la grilla Era-Interim que se asocian a las URHs con criterios de elevación.

Para la temperatura se emplearon 5 bandas de elevación por cuenca (de igual desnivel). Luego, a un punto ubicado en la elevación media de cada banda se le asigna la temperatura de Era-Interim del nivel de presión más próximo, aplicado la corrección por elevación propuesta por Gao (2013). Para la humedad relativa se utilizan los mismos puntos característicos de la temperatura. La serie de tiempo completa (2001/02-2016/17) de radiación de onda corta incidente de Era-Interim se obtuvo para la estación La Ollita (28.21°S, 69.54° O), se distribuye en el espacio con el módulo solar de GRASS-GIS®, normalizando la radiación diaria de cada URH por las observaciones obtenidas en La Ollita y luego ponderando por la radiación obtenida de Era-Interim. La velocidad

del viento se estima a partir de 6 puntos representativos, ubicados a diferentes alturas y posiciones en las cuencas.

Para la precipitación se utiliza una estación meteorológica representativa por cuenca: Pulido (estación Iglesia Colorada, 1550 msnm), Jorquera (estación Jorquera en La Guardia, 2000 msnm) y Manflas (estación Manflas, 1410 msnm). Para distribuir la precipitación en el espacio, se aplica el gradiente del mapa de isoyetas de precipitación anual (DGA, 1987). Este método supone que los eventos en la zona de la estación representativa ocurren simultáneamente en la zona más alta, amplificados por el gradiente.

Para la estimación de los procesos físicos nivales se empleó el modelo hidrológico CRHM (Pomeroy et al., 2007), que calcula las componentes de masa nival (sublimación, evaporación de manto, transporte de nieve y el derretimiento) y energía del manto en cada URH. En CRHM se utilizó el módulo PBSM (Prairie Blowing Snow Model) para determinar los flujos máxicos de sublimación por viento y transporte, mientras que los flujos energéticos se determinaron con el módulo SNOBAL-CRHM que simula los flujos turbulentos, evaporación del manto y el posterior derretimiento, ambos módulos son utilizados secuencialmente para generar el modelo de balance de masa y energía.

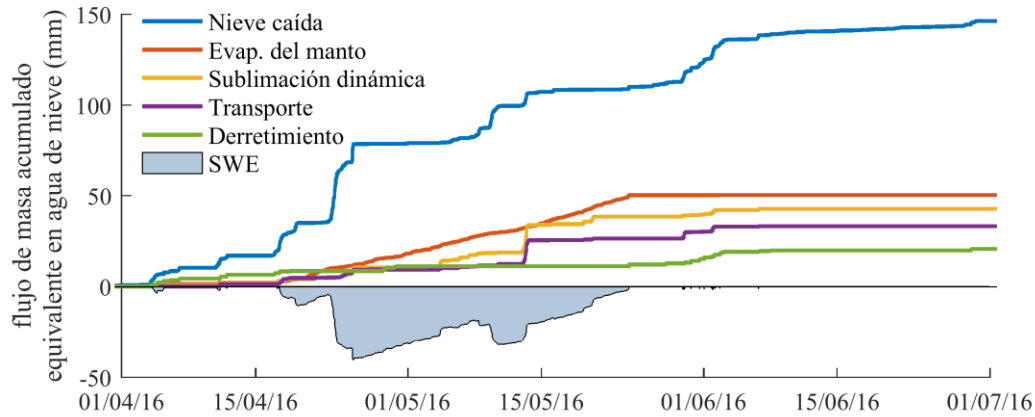
Para una verificación cruzada de los resultados, se implementa un modelo a escala de sitio en CRHM de los procesos nivales, a partir de las mediciones horarias de los instrumentos meteorológicos y nivales ubicados en la estación La Ollita a 4200 msnm, durante el periodo entre el 10 marzo y 1 de julio del 2016.

## 4. RESULTADOS

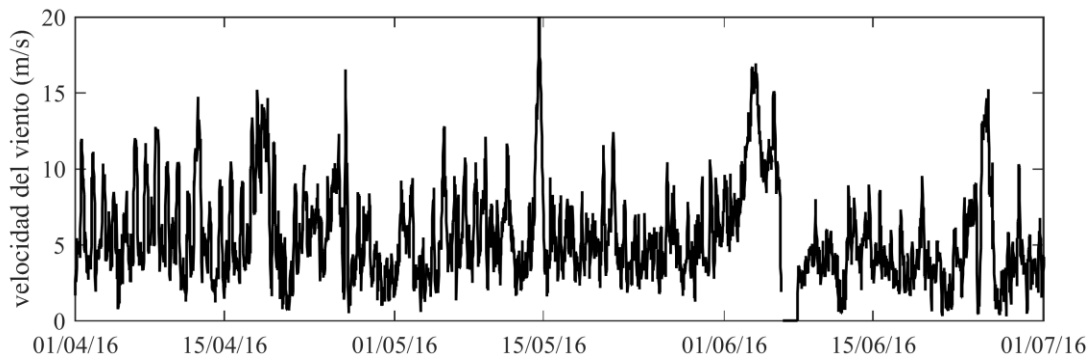
### Resultados modelo de sitio en la Estación La Ollita utilizando CRHM

Los resultados del modelo puntual indican que la evaporación del manto presentó una tasa casi constante, con baja sensibilidad a las condiciones meteorológicas (temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento), promediando en todo el periodo 1.18 mm/día. Mientras que la tasa media de sublimación dinámica fue de 0.87 mm/día, el aumento de la sublimación dinámica se asocia a eventos de vientos sobre los 8 m/s (ver contraste entre **Error! Reference source not found.** y **Error! Reference source not found.**), en estas tormentas esta componente sobrepasa los 2.6 mm/día, presentó una mediana de 0.25 mm/día, por ejemplo en los eventos 15/05/2016 y al 05/06/2016.

Las componentes del balance de masa nival, respecto a los 146 mm de nieve caída en la temporada 2016, fueron de evaporación del manto (34 %), sublimación dinámica (29 %), transporte neto de nieve (23 %) y derretimiento (14 %).



**Figura 2.** Serie modelada de los procesos acumulados del balance de nieve en La Ollita. El SWE se presenta con signo negativo.



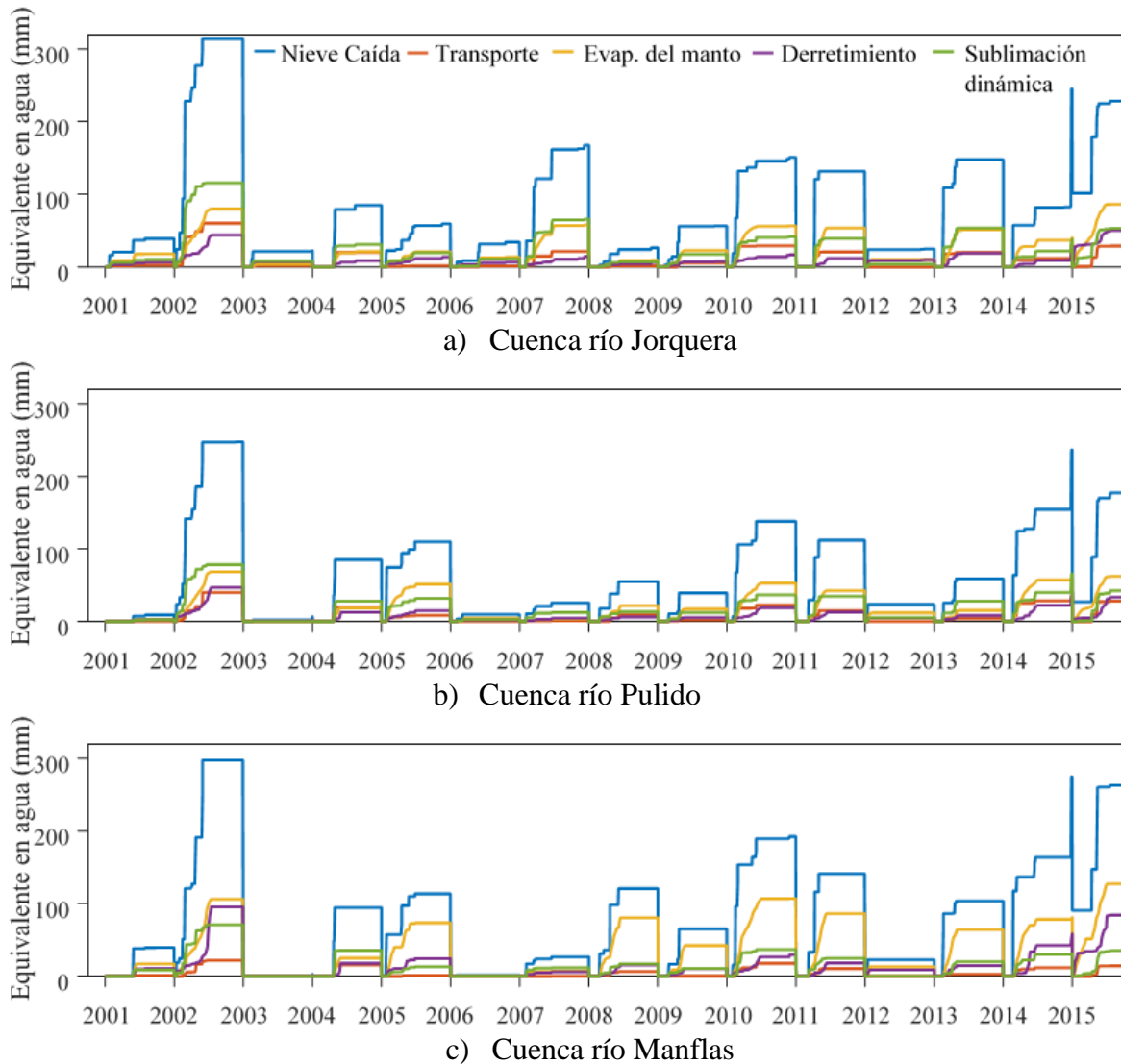
**Figura 3.** Serie horaria de la magnitud del viento el La Ollita.

### Resultados modelo semi-distribuido de la cuenca alta del río Copiapó

Respecto a la distribución espacial del manto, se observa una gran variabilidad de la nieve caída, siendo un gran porcentaje de la precipitación total, la modelación indica que la nieve promedió un 77 % en Jorquera y Manflas, y un 87 % en Pulido de la masa total de precipitación. Las principales componentes másica de la nieve corresponde a la evaporación y sublimación, mientras que el transporte y el derretimiento son de menor magnitud como se observa en la Figura 4.

La evaporación del manto modelada promedió el 36 %, 37 % y 46 % de la nieve caída en la cuenca Jorquera, Pulido y Manflas, respectivamente. Mientras que la sublimación promedió un 32 %, 33 % y 21 % en Jorquera, Pulido y Manflas, respectivamente, como se observa en la Figura 5. Estos porcentajes que son coherentes con sitios de estudios en otras latitudes, pero con condiciones de temperatura similar, escasa vegetación y sobre todo con viento de magnitudes sobre los 5 m/s promedio (DeWalle & Rango, 2008; Pomeroy et al., 1993). Es por lo mismo que la magnitud de sublimación dinámica esperada en Manflas es menor, dado que la magnitud del viento es menor (promedio de 4.4 m/s durante invierno), comparada con las cuencas adyacentes (promedio de 6.2 y 5.6 m/s en Jorquera y Pulido, respectivamente). Además, en la cuenca Manflas es esperable mayor evaporación del manto y mayor derretimiento, debido a una mayor temperatura media

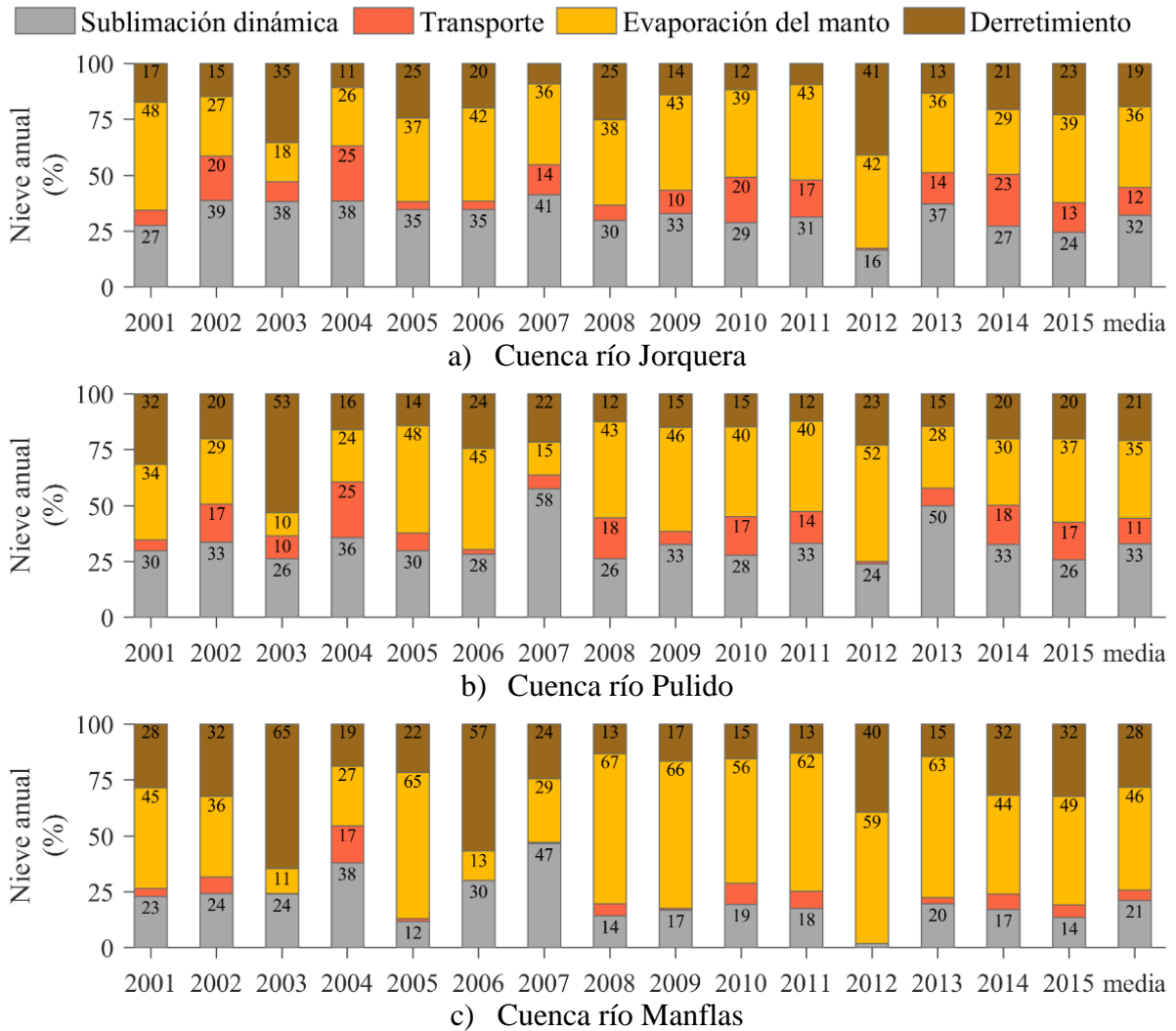
(promedio en Manflas es 4.0 °C, mientras que en Jorquera 2.8 °C y 1.7 °C en Pulido durante el invierno), lo cual aumento la energía del manto.



**Figura 4.** Serie de tiempo de los procesos nivales acumulados anualmente, promediados espacialmente en cada cuenca.

En los años de precipitación sobre los 50 mm, las componentes rondan el promedio de las pérdidas (ver Figura 5). Sin embargo, en años secos (2003, 2006, 2012), existen pocos eventos de precipitación y de baja magnitud, por lo que las condiciones particulares de temperatura y velocidad de viento del(los) evento(s) de precipitación finalmente caracterizan las componentes másicas o porcentajes presentes en esos años, es decir, depende del momento en que precipita, por ejemplo en los años 2003 y 2012 la precipitación ocurrió durante al verano por lo que la temperatura del ambiente es mayor y por lo tanto la evaporación del manto y el derretimiento. Por otro lado, en los años con eventos de mayor magnitud del viento, como el 2007 y 2010, por ejemplo, en Pulido presentaron diferencias de velocidad de +0.7 m/s sobre la media, con lo implicó en un aumento de la proporción de sublimación dinámica o transporte (ver Figura 5).

El derretimiento, promedió el 19, 21 y 28 % de la nieve anual, en Jorquera, Pulido y Manflas, respectivamente. El análisis de sensibilidad mostró que, tanto al aumentar la temperatura del aire, como al reducir de la magnitud del viento, habría un notorio aumento en el porcentaje de derretimiento. El manto reduciría al aumentar la temperatura, pero aumentaría al disminuir la velocidad del viento, en ambos casos implicaría en un cambio en el régimen de los caudales.



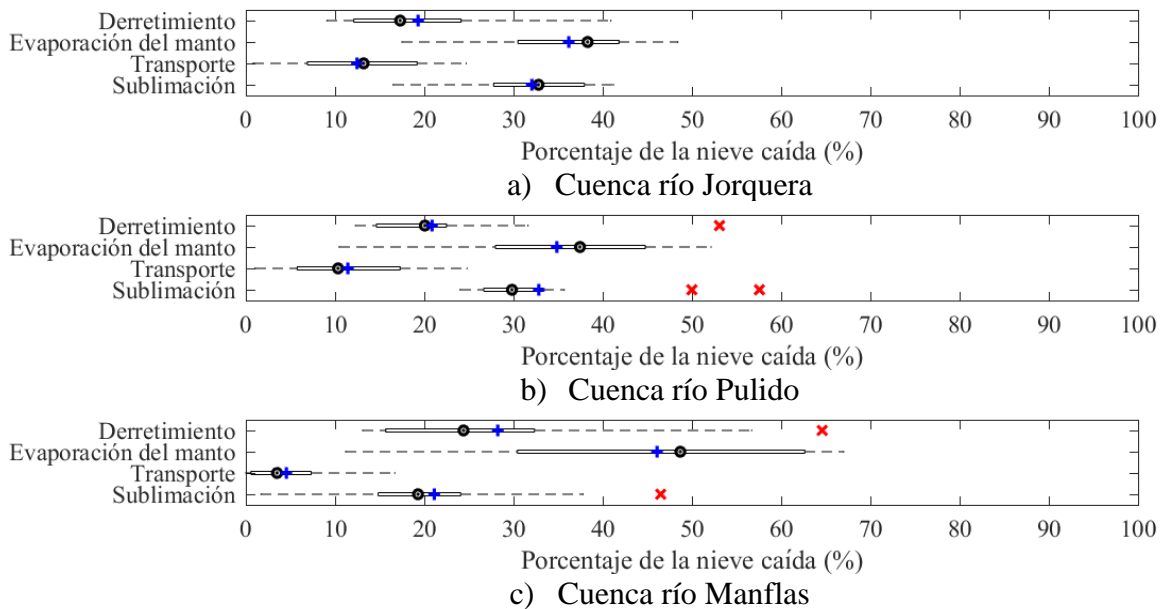
En la Figura 6 se presentan las estadísticas en box-plot de las componentes nivales de todos los años. En la cuenca del río Jorquera se observa una variabilidad de todas las componentes entorno al 12 % entre el percentil 25 % y 75 %, aunque entre el máximo y el mínimo puede existir una diferencia sobre el 30 %, lo cual ocurre especialmente por las condiciones particulares de las tormentas, el derretimiento superó el 8 % y puede alcanzar hasta el 40 % de la masa total de nieve.

En la cuenca del río Pulido, la variabilidad de la evaporación del manto es cercana al 20 % entre el percentil 25 % y 75 %, y hay una diferencia sobre el 40 % entre el máximo y el mínimo. El



derretimiento supera el 12 % de la masa y general alcanza hasta el 20 % de la nieve, aunque el supera el 30 % de la masa (Figura 6).

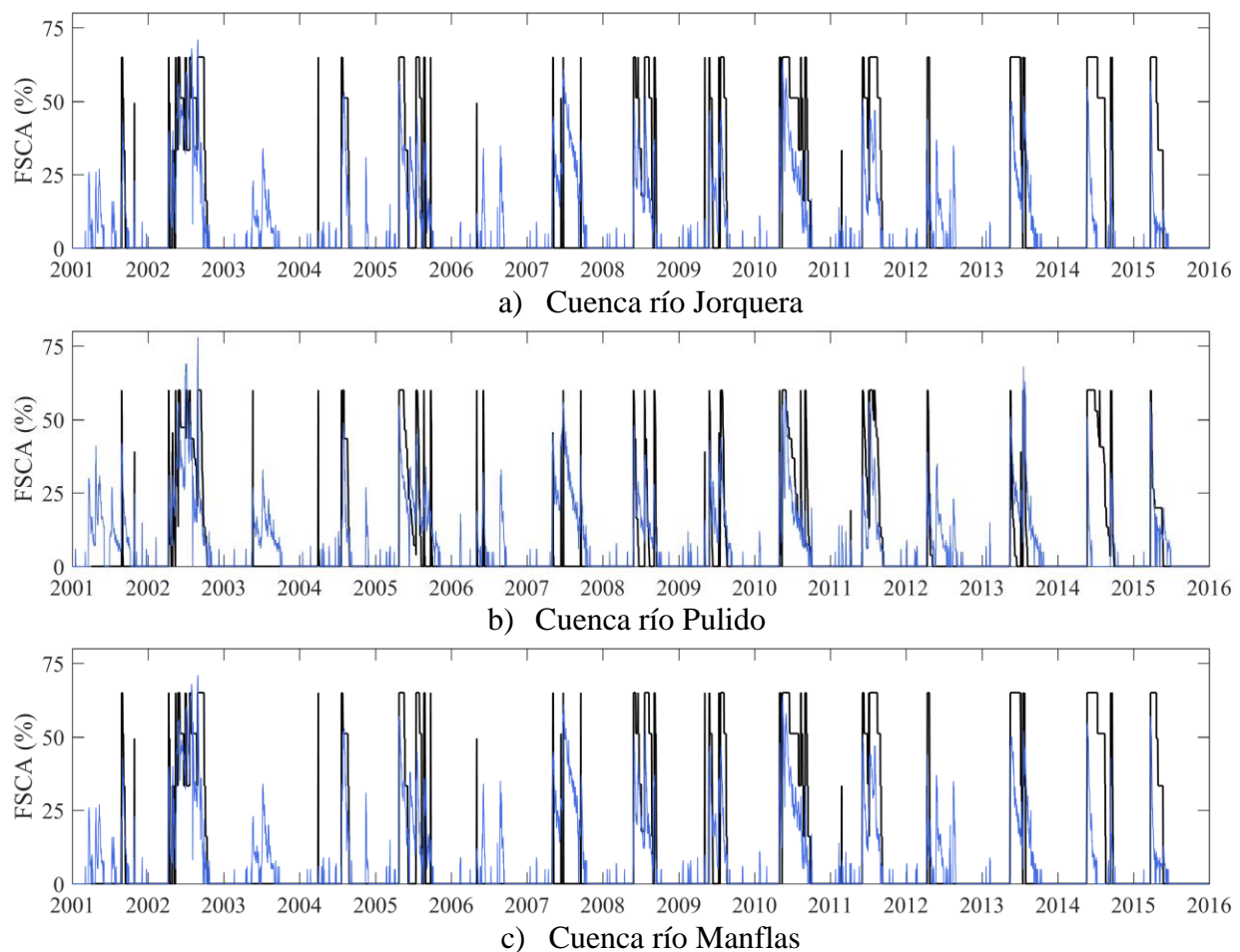
Por otro lado, en la cuenca del río Manflas, se presentan las mayores variabilidades de evaporación del manto, el cual varía entre el 30 % y el 60 % para los percentiles 25 % y 75 %, respectivamente (ver Figura 6). Aunque en años excepcionales como el 2003 la evaporación del manto puede llegar al 11 % de la masa. El derretimiento en la cuenca suele encontrarse entre el 15 % y el 30 % de la masa nival anual, aunque puede llegar a ser sobre el 55 % en años secos como los años hidrológicos 2003 y 2006.



**Figura 6.** Boxplot de los procesos nivales anuales por subcuenca. Donde el signo suma (+) significa el promedio de la muestra, el círculo (o) representa la mediana, y las cruces (x) corresponden a los outliers de la muestra.

Para validar los resultados de nieve, se utiliza el porcentaje de cobertura nival (FSCA), obtenido del producto MOD10A1 y promediando espacialmente en cada subcuenca. Por otro lado, se determina indirectamente la cobertura nival a partir de la presencia de nieve modelada en CRHM en cada URH, es decir, cuando el SWE es mayor a cero entonces la cobertura nival en la URH es 100 %, en este caso también se realiza un promedio a nivel de subcuenca. La comparación de las coberturas nivales de las 3 subcuencas se muestran en la Figura 7. La cobertura nival del modelo tiende a sobreestimar la cantidad inicial de área con presencia de nieve, sin embargo, tanto la tasa de decaimiento de la cobertura, como el inicio y de temporada coinciden en la mayoría de los años.

Los coeficientes Nash-Sutcliffe (NSE) al comparar las coberturas son 0.48, 0.54 y 0.61 para Pulido, Manflas y Jorquera, respectivamente. Las diferencias observadas respecto de MODIS, se pueden deber a la menor resolución de las URHs (con áreas variables entre 9 km<sup>2</sup> a 235 km<sup>2</sup>), mientras que MOD10A1 presenta una grilla cuadrada de 500 m, es esperable que a una mayor resolución en el modelo CRHM, más similar sea el FSCA al producto MODIS. Otra fuente de error puede ser la capacidad de detección de nieve del producto MODIS. De acuerdo con Ault et al. (2006) la precisión de MOD10 puede ser del 41 % (n=1447 observaciones), cuando la altura de nieve no sobrepasa los 10 mm y 80 % para alturas entre 10-50 mm, lo cual es frecuente en la cuenca (altura=SWE/densidad relativa). La dificultad de recolección de MODIS, se asocia a un derretimiento rápido entre las horas de colección de datos satelitales y las mediciones, además de la no uniformidad en la cobertura nival.



**Figura 7.** Serie de tiempo diaria de la cobertura nival (FSCA), determinado a partir del SWE>0 en el modelo CRHM contrastado con el promedio espacial del producto MOD10A1 de MODIS.

## **5. CONCLUSIONES**

Los resultados del balance de masa de nieve indican que los procesos de pérdidas nivales son altamente influyente en el balance hídrico de la cuenca alta del río Copiapó, en especial la evaporación del manto y la sublimación dinámica. Los resultados indican que el proceso de sublimación no puede ser despreciado al determinar el balance másico dado que las condiciones de temperatura del aire, velocidad del viento, radiación y escasa vegetación de la zona propician que la nieve caída pase al estado gaseoso. Esto también implica una oportunidad para discutir sobre la utilización responsable del suelo en la región y los efectos esperables ante escenarios de cambios climático.

El efecto de una reducción de la masa nival antes del escurrimiento implica en una menor cantidad de agua a la salida de la cuenca, por lo tanto, la reducción del caudal en el río Copiapó en los últimos años se puede explicar en parte por aumento en las componentes de la sublimación, una mayor frecuencia de tormentas de baja magnitud y un aumento en la temperatura del aire.

## **AGRADECIMIENTOS**

Los autores desean agradecer al proyecto FONDEF Regional D13R20005 por financiar parcialmente este trabajo. Además, se reconoce el valioso aporte de la Junta de Vigilancia del Río Copiapó y sus afluentes, así como de la Compañía Minera Lumina Copper S.A. – Proyecto Caserones. Los autores agradecen asimismo la labor de los revisores anónimos de este trabajo, cuyos comentarios contribuyeron a mejorar significativamente la calidad del mismo.

## **REFERENCIAS**

Ault, T. W., Czajkowski, K. P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., Templin, M., & Gross, C. (2006). Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment*.

Cade-Idepe. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Copiapó. Ministerio de Obras Públicas.

CONAMA-DGA. (2009). Plan de gestión para la cuenca del río Copiapó (Vol. 1). Comité Técnico Mesa del Agua Cuenca río Copiapó.

Cornwell, Molotch, & McPhee. (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.

Dee, Uppala, Simmons, Berrisford, Poli, Kobayashi, ... others. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.

DeWalle, & Rango. (2008). Principles of snow hydrology. Cambridge University Press.  
DGA. (1987). Balance Hídrico de Chile. Dirección General de Aguas.

Fang, Pomeroy, Ellis, MacDonald, DeBeer, & Brown. (2013). Multi-variable evaluation of hydrological model predictions for a headwater basin in the Canadian Rocky Mountains. Hydrology and Earth System Sciences.

Gao. (2013). Validation and statistical downscaling of ERA-Interim reanalysis data for integrated applications. Imu.

Hidromas. (2013). Actualización de la modelación integrada y subterránea del acuífero de la cuenca del río Copiapó (Vol. 1). Ministerio de Obras Públicas.

Juliá, Montecinos, & Maldonado. (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. Libro Rojo de La Flora Nativa Y de Los Sitios Prioritarios Para Su Conservación: Región de Atacama.

Krogh, Pomeroy, & McPhee. (2015). Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia. Journal of Hydrometeorology.

MacDonald, Pomeroy, & Pietroniro. (2010). On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. Hydrology and Earth System Sciences, 14(7), 1401–1415.

MacDonell, Kinnard, Mölg, Nicholson, & Abermann. (2013). Meteorological drivers of ablation processes on a cold glacier in the semi-arid Andes of Chile. The Cryosphere.

Pomeroy, Fang, Ellis, & Guan. (2012). Sensitivity of snowmelt hydrology on mountain slopes to forest cover disturbance. Hydrological Processes, 26(12), 107.

Pomeroy, Gray, & Brown. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. Hydrological, 21(19), 2650–2667.

Pomeroy, Gray, & Landine. (1993). The Prairie Blowing Snow Model: characteristics, validation, operation. Journal of Hydrology.

Schlumberger. (2008). Proyecto Caserones, modelo numérico hidrogeológico. Schlumberger Water Service.

Trefry, Mcfarlane, Moffat, Littleboy, & Norgate. (2012). Copiapó River Basin Water Management: Terms of Reference for Future Governance and Research Activities A report submitted to AusAID as part of the study: Copiapó River Basin, Chile – analysis study of shortfalls in water rights, industrial usage and s.

Videla. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software “Cold Region Hydrological Model” (2008-2012). Memoria Para Optar Al Título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura Y Urbanismo, Carrera de Geografía, Universidad de Chile.