SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

XXIV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS DE ACUMULACIÓN Y PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE TRANSPORTE DE NIEVE POR VIENTO, CUENCA EX´PERIMENTAL LAS BAYAS

FABIOLA PINTO E.[1]
PABLO MENDOZA Z.[2]
JAMES MCPHEE T.[3]

RESUMEN

El estudio de la disponibilidad del agua en las regiones montañosas es esencial para la toma de decisiones sobre los recursos hídricos ya que en la temporada de deshielo la escorrentía generada depende fuertemente de la acumulación en forma de nieve durante la temporada de invierno, en los Andes Central de Chile no se ha caracterizado completamente la nieve, por lo que en esta investigación se propone analizar eventos de acumulación en una temporada y validar un método estadístico para determinar la existencia de transporte de nieve por viento mediante la disminución de la profundidad de nieve para las tormentas ocurridas. Se cuenta con mediciones de profundidad de nieve medidas con sensores ultrasónicos y velocidad del viento con resolución horaria. Se obtienen correlaciones aceptables para la acumulación asociada a velocidades altas de viento para los eventos de precipitación sólida, las acumulaciones asociadas a velocidades bajas son menores cuando se considera un umbral de profundidad mayor. Al correlacionar la probabilidad con la disminución para las tormentas se obtienen valores aceptables cuando se utiliza la probabilidad máxima, pero las correlaciones empeoran para cada sitio de medición cuando se comparan los valores horarios, por lo que se deben reevaluar los parámetros del método propuesto por Li y Pomeroy (1997).

[1]Estudiante de Mágister, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – fabiola.pinto@ug.uchile.cl
[2]Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile
[2]Profesor Titular, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile

1. INTRODUCCIÓN

La nieve acumulada en los ambientes alpinos tiene un papel clave en el ciclo hidrológico en diferentes regiones montañosas semiáridas del mundo, las cuales ocupan aproximadamente la cuarta parte de la superficie terrestre (Edwards et al., 2007). El almacenamiento temporal de la precipitación en forma de nieve y hielo durante la temporada de invierno es importante ya que la escorrentía generada por el derretimiento representa una contribución dominante al flujo del río durante la temporada primavera y verano, exactamente cuando la demanda del recurso hídrico para la agricultura en las tierras aguas abajo es mayor (Weingartner et al.,2007).

La nieve de los Andes Central de Chile (27°S a 28°S) no se ha caracterizado con suficiente nivel de detalle por lo que quedan dudas sobre las parametrizaciones más apropiadas en la modelación de la dinámica de acumulación y derretimiento. Los desafíos asociados a la predicción precisa de las propiedades de la nieve se ven agravados por la escasa red existente de sitios de observación a lo largo de aproximadamente 1000 km de longitud del domino donde la nieve es más relevante como fuente de agua. Por lo que esta región presenta una oportunidad de investigación ya que en los Andes Central se pueden probar, validar y modificar modelos existentes del comportamiento de nieve, desarrollados en otros lugares del mundo, siempre y cuando las observaciones sean fáciles de obtener.

La cubierta de nieve no se distribuye de manera homogénea en los terrenos alpinos, debido a distribución espacial de la precipitación, características topográficas locales, efecto de la vegetación, la sublimación. En ausencia de vegetación la pendiente y el viento ejercen efectos importantes sobre la nieve, como la deposición preferencial y transporte de nieve por viento (suspensión y saltación) (e.g., Lehning et al., 2008; Montt et al., 2010), generando zonas de erosión donde el viento acelera y zonas de deposición donde el viento desacelera.

Dadic et al. (2010) en base a trabajos previos de Lehning et al. (2008) resumieron los procesos físicos que rigen la influencia del viento sobre la acumulación de nieve en dos procesos principales: 1) el transporte de nieve ya depositada (deriva de nieve) que incluye procesos de suspensión y saltación; 2) deposición preferencial de la precipitación debido a la perturbación del campo de viento inducida por la topografía durante una tormenta de nieve. También hay que considerar la sublimación de la superficie, por lo que los cambios positivos y negativos en la profundidad de la nieve no se pueden asociar a un solo mecanismo.

Por lo que la acumulación de nieve en una región puede ser debido a precipitación sólida o acumulación de la nieve transportada por el viento (deposición). Las mediciones in situ con sensores ultrasónicos de la acumulación de la nieve son útiles para entender la variabilidad espacial y temporal, realizar balance de masa superficial e identificar eventos individuales de acumulación. Separar el registro entre un tipo de acumulación y otra sigue siendo un problema, si bien existen métodos sofisticados para realizar este procedimiento, estos son costosos y requieren observaciones manuales y mantenimiento frecuente (Pramanik et al., 2019).

Particularmente el transporte de la nieve por viento sigue siendo un desafío importante de caracterizar ya que es un proceso complejo y depende de diferentes factores como la exposición topográfica, velocidad del viento, edad de la nieve y propiedades de la nieve (dureza, humedad,

tamaño del grano) (Li y Pomeroy, 1997, Essery et al., 1999). Para representar este fenómeno Li y Pomeroy (1997) desarrollaron un método estadístico para determinar la probabilidad de transporte de nieve por viento, el cual relaciona la velocidad del viento, temperatura del aire y la edad de la nieve.

Dentro de este contexto se estudia la cuenca experimental Las Bayas ubicada en la Región Metropolitana de Chile, la cual consta de una red de sensores inalámbricos que permite monitorear variables meteorológicas y profundidad de nieve en ubicaciones fijas predefinidas en el área de estudio. Permitiendo caracterizar los eventos de acumulación para una temporada, considerando las condiciones de viento. Y validar el modelo propuesto por Li y Pomeroy (1997) para la disminución de la profundidad de la nieve en un cierto periodo luego de ocurrida la tormenta.

2. ZONA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN

Zona de estudio

La cuenca experimental Las Bayas se encuentra en la comuna de lo Barnechea, Región Metropolitana, Chile. Se sitúa en la parte este de la subcuenca del Río Mapocho Alto. Su elevación varia de 3377.5 a 4062.3 msnm, posee una pendiente media de 21.3° y máxima igual 68.3°, el área de la cuenca es igual a 2.45 km^2. En la parte superior de la cuenca se cuenta con un glaciar rocoso.

En la Figura 1 se presenta la ubicación de la cuenca y los sensores instalados, la orientación predominante de la cuenca correspondiente a la ladera oeste es hacia el norte y la ladera este cuya área se encuentra orientada hacia el suroeste.

Información

En la cuenca experimental se instalaron 11 nodos con sensores inalámbricos en el año 2018. En la Tabla 1 se presenta la ubicación y elevación de cada nodo.

Tabla 1. Coordenadas nodos instalados.

Nodo	Elevación (m.s.n.m.)	Este (m)	Norte (m)
1	3884	382031.9	6313777.5
2	3875	382083.4	6313751.9
3	3865	382135.6	6313721.4
4	3585	382427.2	6312794.5
5	3609	382492.4	6312793.1
6	3593	382610.0	6312914.3
7	3514	383075.0	6313272.5
8	3572	383711.1	6313264.6
9	3602	383804.8	6313283.5
10	3600	383858.7	6313294.1
14	3419	383491.3	6312798.5

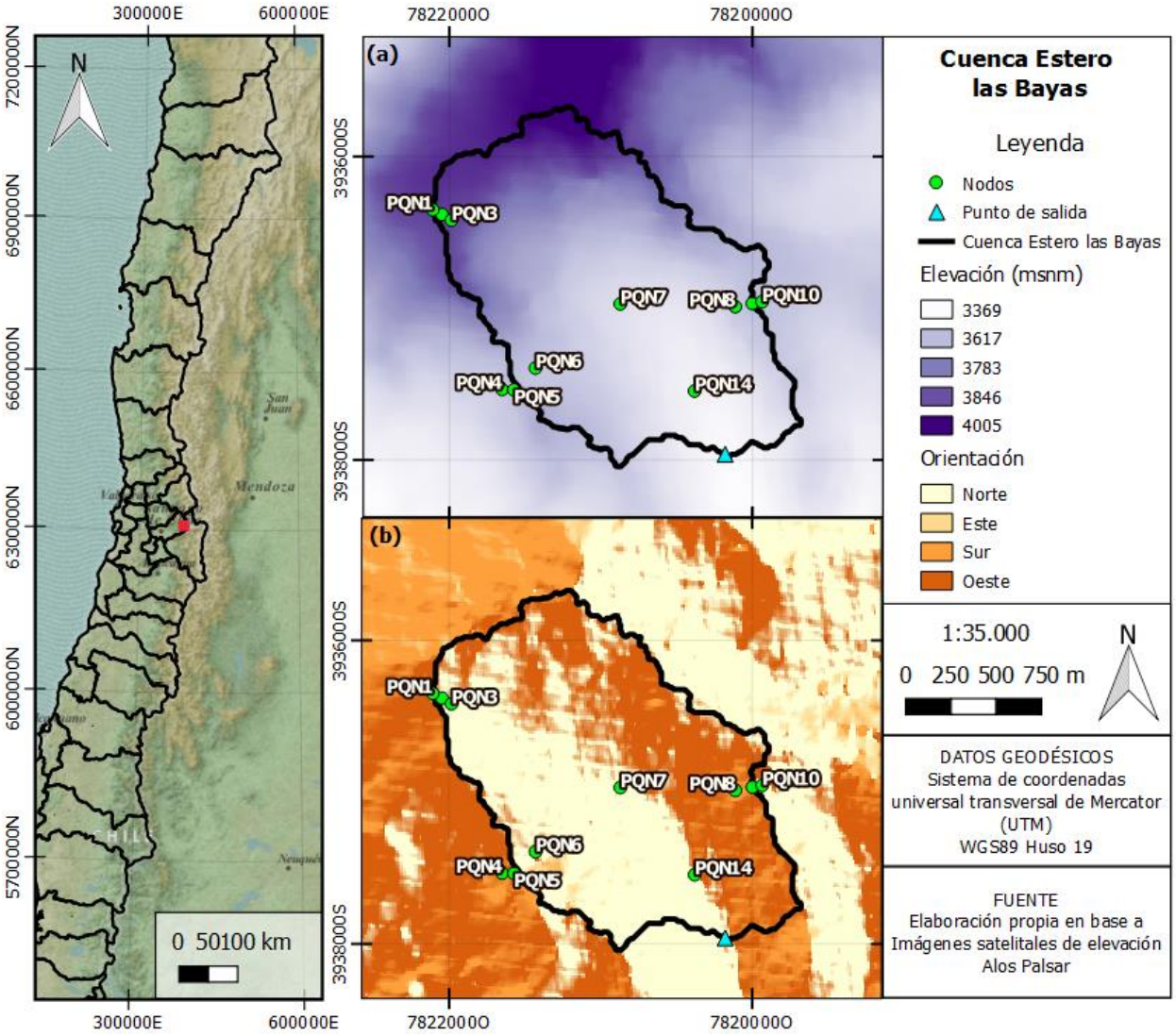

Figura 1. Cuenca Las Bayas, (a) elevación de la cuenca, (b) orientación de la cuenca.

Todos los nodos registran temperatura, humedad y profundidad de nieve, los nodos 1, 5, 9 ,14 también registran presión atmosférica, velocidad y dirección del viento. Los sensores se encuentran instalados a una altura de 3 metros sobre la superficie, la cual es plana y descubierta de vegetación. En la Tabla 2 se presentan los sensores utilizados, junto con el rango y precisión de cada uno. La profundidad de nieve se mide con un sensor ultrasónico, el cual registra la distancia desde el sensor hasta la superficie por lo que la profundidad de la nieve se obtiene de la diferencia entre la altura a la que se instaló el sensor con la distancia registrada.

Se analiza la temporada del 2018 y se utiliza el nodo 5 para la temperatura, velocidad y dirección del viento. La precipitación se obtiene de la estación instalada en Valle Nevado (33.35°S 70.245°O), se encuentra a una elevación de 3038 msnm y una distancia recta desde el nodo 5 de 3.85 km aproximadamente, la precipitación registrada corresponde a precipitación sólida.

Tabla 2. Sensores instalados.

Variable	Nodo	Sensor	Rango	Precisión
Temperatura del aire	1-5-9-14	VP-4	-40 a 80°C	0.1°C
Presión atmosférica	1-5-9-14	VP-4	49 a 109 kPa	0.01 kPa
Humedad relativa	1-5-9-14	VP-4	0 a 100%	0.10%
Distancia	Todos	MB7574	0.5 a 5 m	1%
Velocidad del viento	1-5-9-14	ATMOS22	0 a 30 m/s	0.01 m/s
Dirección del viento	1-5-9-14	ATMOS22	0 a 359°	1°
Humedad relativa	2-3-4-6-7-8-10	SHT21	0 a 100%	2%
Temperatura del aire	2-3-4-6-7-8-10	SHT21	-40 a 125°C	0.3 °C

La información corresponde a registros horarios para cada una de las variables de interés. La profundidad de la nieve utilizada corresponde a los nodos 6, 7 y 10 ya que son los que registran una variación en la profundidad. Los otros nodos dejan de registrar al inicio de la temporada de acumulación o simplemente presentan una altura constante, por lo que se descartan en este análisis.

3. METODOLOGIA

Se analiza la profundidad de la nieve considerando los aumentos a lo largo de la temporada, para lo cual se utiliza la metodóloga empleada por Pramanik et al. (2019) y se valida el modelo propuesto por Li y Pomeroy (1997) para la disminución en la profundidad durante un cierto periodo luego de ocurrida las tormentas.

La información diaria obtenida de los sensores sónicos incluye ruido y pequeños saltos en los datos, esto se asocia a los cambios debido a deposición, erosión o efectos acústicos de la señal a causa del viento que produce errores instrumentales. Cualquier punto fuera del rango de medición o de la tendencia que siguen los datos fueron eliminados como primer paso.

La velocidad del viento sobre la superficie es variable debido a que la altura de nieve aumenta en invierno y disminuye en verano, por lo que se calcula la velocidad a una altura de 10 metros considerando un perfil vertical de la velocidad del viento cerca de la superficie (Li y Pomeroy, 1997).

$$U_z = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{1}$$

Donde U_z corresponde a la velocidad a una altura z, k es la constante de von Karman igual a 0.4, z_0 es la longitud de la rugosidad igual a $0.5 \cdot 10^{-4}$ (m) y u^* es la velocidad de fricción. De esta manera con la distancia para cada hora y la velocidad registrada, se calcula u^* y luego dada una altura z igual a 10 (m) se obtiene la velocidad a dicha altura.

Eventos de acumulación

Los eventos de acumulación en los 3 nodos se dividen en dos categorías:

1) Acumulación con velocidades de viento bajas, las cuales se deben solo a eventos de nevadas (SC)
2) Acumulación con velocidades de viento altas, que se deben a nevadas, erosión y redistribución (SW)

Para reducir el ruido en los datos horarios se realiza un filtro promedio móvil de 6 horas y se obtiene la diferencia de altura (Δd) como la suma de los incrementos positivos en la altura de nieve en periodos de 12 horas. Luego se define la acumulación (A_{cc}) como aquella que supera el umbral Th mediante la ecuación 2. Este umbral se utiliza para eliminar las pequeñas diferencias debido al sensor sónico, se definen umbrales de 0.01, 0.001 y 0.05 metros.

$$A_{cc}(t) = \begin{cases} \Delta d, \Delta d(t) \geq Th \\ 0, \Delta d(t) < Th \end{cases} \tag{2}$$

La acumulación se divide en dos, A_{sc} que corresponde a nevadas con velocidad de viento bajo y A_{sw} a acumulación asociadas a velocidad de viento altas y nevadas con viento. Para determinar cada acumulación se utilizan umbrales para la velocidad del ciento considerando cierto umbral de temperatura. Li y Pomeroy (1997) propusieron el umbral para iniciar el transporte de nieve por viento a 10 metros de altura, igual a 7.7 m/s para la nieve seca y 9.9 para la nieve húmeda, y para la nieve a la deriva es de 4 m/s para la nieve seca y 7 m/s para la nieve húmeda.

Para determinar si es nieve seca o húmeda se utiliza una temperatura igual a -2°C, de manera que la nieve húmeda es aquella cuando la temperatura es mayor a -2°C y la nieve seca es lo contrario. La temperatura utilizada corresponde a la temperatura promedio en el intervalo de 12 horas, al igual que la dirección del viento.

Considerando la velocidad del viento como la máxima ocurrida en el periodo de 12 y a una altura de 10 metros se definen en las acumulaciones como indican la ecuación 3 para acumulaciones debido solo a nevadas (A_{sc}) y la ecuación 4 para acumulaciones asociadas a velocidades de viento altas (A_{sw}).

$$A_{sc} = A_{cc}\ si \begin{cases} T < -2°C\ y\ WS < 4\dfrac{m}{s} \\ T > -2°C\ y\ WS < 7\ \dfrac{m}{s} \end{cases} \tag{3}$$

$$A_{sw} = A_{cc}\ si \begin{cases} T < -2°C\ y\ WS > 4\dfrac{m}{s} \\ T > -2°C\ y\ WS > 7\ \dfrac{m}{s} \end{cases} \tag{4}$$

Para comparar los eventos de acumulación con la precipitación solida caída, se transforma la profundidad a equivalente de agua de nieve en *mm*, considerando la densidad igual a 250 kg/m^3 para A_{sw} y para A_{sc} se obtiene la densidad mediante la ecuación 5 (Pomeroy et al., 1998).

$$\rho = 67.9 + 51.3 \cdot e^{\frac{T}{2.6}} \tag{5}$$

Luego la densidad se multiplica por la acumulación y se divide por la densidad del agua igual a 1000 kg/m^3.

La precipitación sólida se calcula para los mismos periodos de 12 horas, y se comparan cada una de las acumulaciones obteniendo la correlación de Pearson, sesgo y el error cuadrático medio (RMSE), para cada uno de los 3 nodos analizados.

Validación modelo de Li y Pomeroy (1997)

El modelo propuesto para determinar la probabilidad de transporte de nieve por viento sigue una distribución normal acumulativa que relaciona la temperatura, velocidad del viento y edad de la nieve. Esta probabilidad se aproxima mediante la ecuación 6 que depende de la media y varianza de la velocidad del viento.

$$P(u_{10}) = \left[1 + exp\left\{\frac{\sqrt{\pi} \cdot (\bar{u} - u_{10})}{\delta}\right\}\right]^{-1} \quad (6)$$

Donde se hace la diferencia entre la nieve húmeda y seca, considerando un umbral de temperatura igual a 0°C. De esta forma $\bar{u}$ es igual a 21 m/s y δ igual a 7 m/s para la nieve húmeda y para la nieve seca se define mediante la ecuación 7 y 8, donde A corresponde a la edad de la nieve en horas desde que ocurre la precipitación sólida.

$$\bar{u} = 11.2 + 0.365 \cdot T + 0.00706 \cdot T^2 + 0.9 \cdot ln(A) \quad (7)$$

$$\delta = 4.3 + 0.145 \cdot T + 0.00196 \cdot T^2 \quad (8)$$

Se seleccionan las tormentas ocurridas en la temporada y se analiza en un periodo de 72 horas desde que comienza la tormenta para determinar la disminución en la profundidad de la nieve en intervalos de una hora y se obtiene la probabilidad para las diferentes tormentas.

Se obtiene la correlación horaria entre la probabilidad y la diferencia de profundidad (disminución). También se analiza por intervalos en donde la disminución es consecutiva y se obtiene la probabilidad media y máxima en dicho intervalo y se calcula la correlación de Pearson.

4. RESULTADOS

Eventos de acumulación

En la Figura 2 se presenta la altura de nieve para los 3 nodos en análisis, la precipitación sólida para la temporada 2018, velocidad del viento y temperatura. La dirección del viento es solo durante la época de acumulación y derretimiento, se aprecia que la dirección predominante es suroeste.

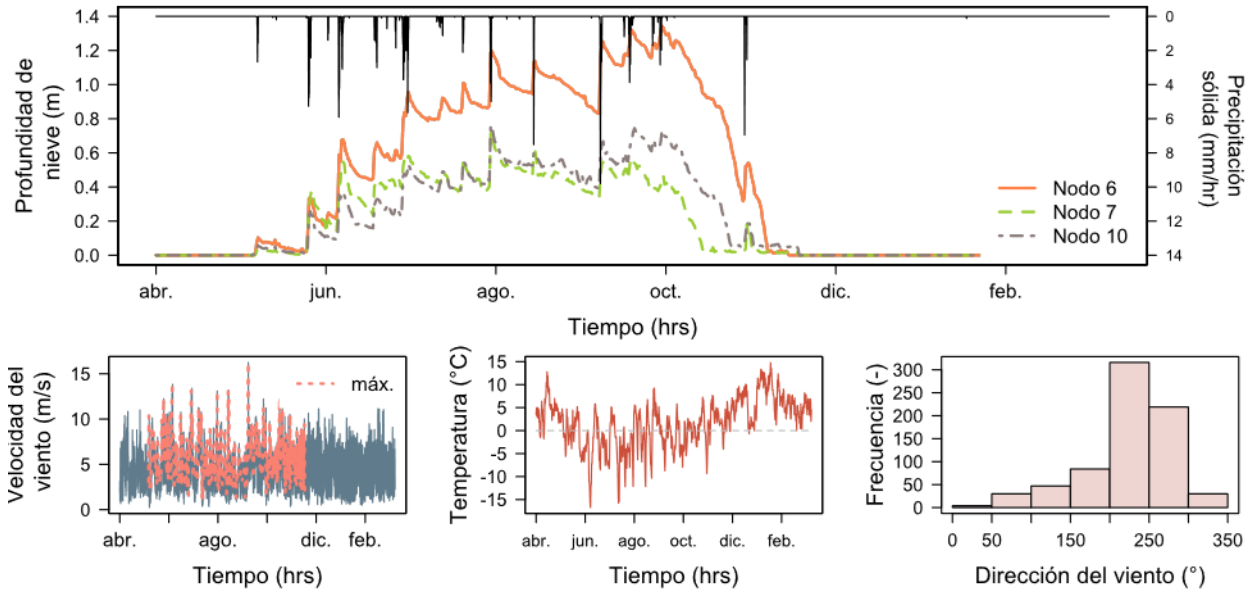

Figura 2. Temporada 2018.

El número total de eventos de acumulación identificados se presentan en la Tabla 3. Para el umbral de 0.001 (m) los eventos son iguales a 346, 392,381 para los nodos 6,7,10 respectivamente. Si el umbral aumenta el número de eventos disminuyen.

Para los diferentes umbrales, la acumulación asociada a altas velocidad del viento es mayor para el nodo 6. Para nodo 7 la relación entre los 2 tipos de acumulación depende el umbral, pero cuando el umbras es de 0.01 y 0.01 (m) la relación es cercana al 50%, pero cuando el umbral aumenta a 0.05 (m) dominan las acumulaciones asociadas a velocidades altas. En el caso del nodo 10, se aprecia que para un umbral de 0.001 (m) las acumulaciones debida a solo nevadas es mayor y para 0.01 (m) la relación se invierte.

Tabla 3. Eventos totales de acumulación.

Umbral (m)	**0.001**			**0.01**			**0.05**		
	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10
N	346	392	381	102	231	158	32	38	29
$\boldsymbol{nA_{sc}}$ **(%)**	55.20	53.83	56.43	36.27	48.48	43.04	28.13	21.05	24.14
$\boldsymbol{nA_{sw}}$ **(%)**	44.80	46.17	43.57	63.73	51.52	56.96	71.88	78.95	75.86

En la Figura 3 se presentan las acumulaciones para cada nodo, se aprecia que las acumulaciones para la temporada se deben principalmente a eventos con velocidades de viento altas, pero debido al tipo de sensor no es posible determinar si se asocia a velocidades de viento altas acompañas de nevadas o solo a transporte de nieve por el viento.

La acumulación mayor ocurrió para el nodo 7 alcanzo un valor máximo de acumulación total de aproximadamente 8.2 (m) para un umbral de 0.001 (m), para el nodo 6 y 10 en el mismo umbral se tienen acumulaciones de 7.4 y 3.5 (m). El porcentaje de la acumulación total oscila entre los 63 a 86 % para le nodo 6, 64 a 77 % para el nodo 7 y 87 a 96 % para el nodo 10.

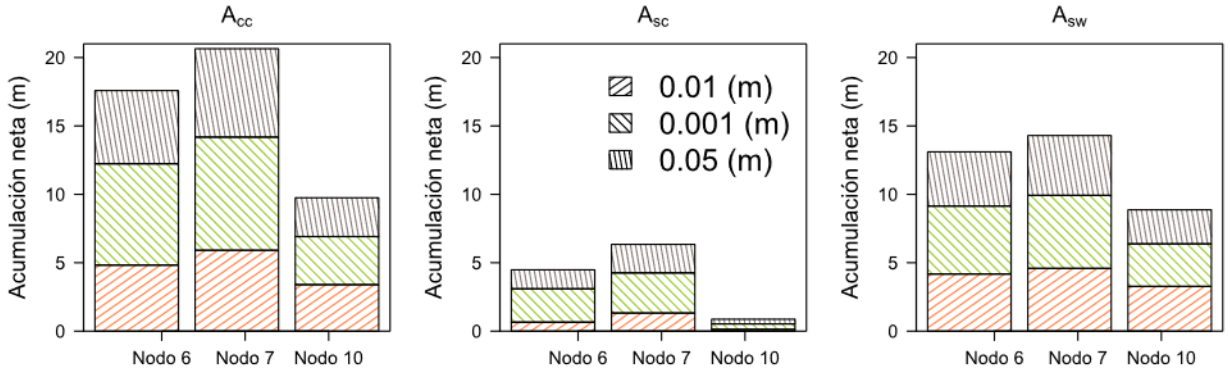

Figura 3. Acumulación para diferentes umbrales.

Los eventos de precipitación solida para los intervalos analizados corresponden a un total de 69, en la Tabla 4 se presenta el porcentaje de los dos tipos de acumulaciones frente a las nevadas ocurridas. Para todos los nodos se tiene que las acumulaciones se deben a nevadas con velocidades altas de viento ya que los porcentajes son mayores a 60% para los umbrale 0.001 y 0.01 (m), a medida que aumenta el umbral disminuye el porcentaje de este tipo de acumulación llegando a valores aproximadamente iguales a 30% para los nodos.

Para el caso de la acumulación debido a nevadas se tienen valores menores al 12 % en todos los nodos y casos, de esta manera las nevadas logran ser capturadas por las acumulaciones definidas cuando se utilizan umbrales menores a 0,01 (m) ya que si se considera la suma de los porcentajes estos logran ser mayores al 90%. Obteniendo que los eventos de precipitación solida se ven influenciados por velocidades del viento altas.

Tabla 4. Porcentaje de acumulación de los 69 eventos de precipitación sólida.

Umbral	**SW (%)**			**SC (%)**		
(m)	**Nodo 6**	**Nodo 7**	**Nodo 10**	**Nodo 6**	**Nodo 7**	**Nodo 10**
0.001	81.16	86.96	76.81	11.59	11.59	15.94
0.01	65.22	73.91	60.87	11.59	10.14	11.59
0.05	33.33	34.78	30.43	4.35	1.45	2.90

Al comparar las acumulaciones y precipitación solida en equivalente de agua de nieve se obtiene una correlación aceptable para las acumulaciones asociadas a velocidades altas, no así para la acumulación debido a nevadas, las correlaciones obtenidas se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5. Correlación de Pearson entre los eventos de precipitación y acumulación.

Umbral	**SW**			**SC**		
(m)	**Nodo 6**	**Nodo 7**	**Nodo 10**	**Nodo 6**	**Nodo 7**	**Nodo 10**
0.001	0.88	0.73	0.84	0.33	-0.66	0.09
0.01	0.86	0.70	0.82	0.33	0.57	-0.17
0.05	0.84	0.57	0.78	NA	NA	NA

En la Tabla 6 y 7 se presenta el sesgo y el RMSE para las acumulaciones, las acumulaciones con velocidades altas presentan un sesgo positivo y valores de RMSE mayores, esto se puede deber a que se utilizo una densidad constante, por lo que se sobrestima el equivalente de agua de nieve o debido a la influencia de la distribución de la nieve por viento.

En el caso de los eventos solo por nevada el sesgo varía dependiendo del umbral, pero se obtiene mejores valores para el sesgo y RMSE, por lo que este tipo de acumulación cuantifica mejor los eventos de precipitación sólida.

Tabla 6. Sesgo entre los eventos de precipitación y acumulación.

Umbral	SW (%)			SC (%)		
(m)	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10
0.001	143.4	116.4	102.5	-31.3	-38.3	-41.8
0.01	147.0	117.7	103.4	-31.3	77.5	-45.0
0.05	152.6	116.7	106.2	34.3	21.5	39.9

Tabla 7. RMSE entre los eventos de precipitación y acumulación.

Umbral	SW (mm)			SC (mm)		
(m)	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10	Nodo 6	Nodo 7	Nodo 10
0.001	16.30	12.89	11.84	7.00	7.97	6.70
0.01	18.17	13.97	13.28	7.00	1.69	7.85
0.05	24.85	19.62	18.08	1.04	0.79	1.55

Validación modelo de Li y Pomeroy (1997)

Para el periodo de análisis se seleccionaron 18 tormentas, en la Figura 4 se presentan 12 tormentas. Se aprecia que cada vez que hay un evento de tormenta los 3 sensores registran un aumento en la profundidad de la nieve. A partir de un análisis preliminar visual, se aprecia que para diferentes tormentas la disminución en la profundidad ocurre para temperaturas menores a 0, por lo que se puede estar en presencia del efecto del viento en la redistribución de la nieve.

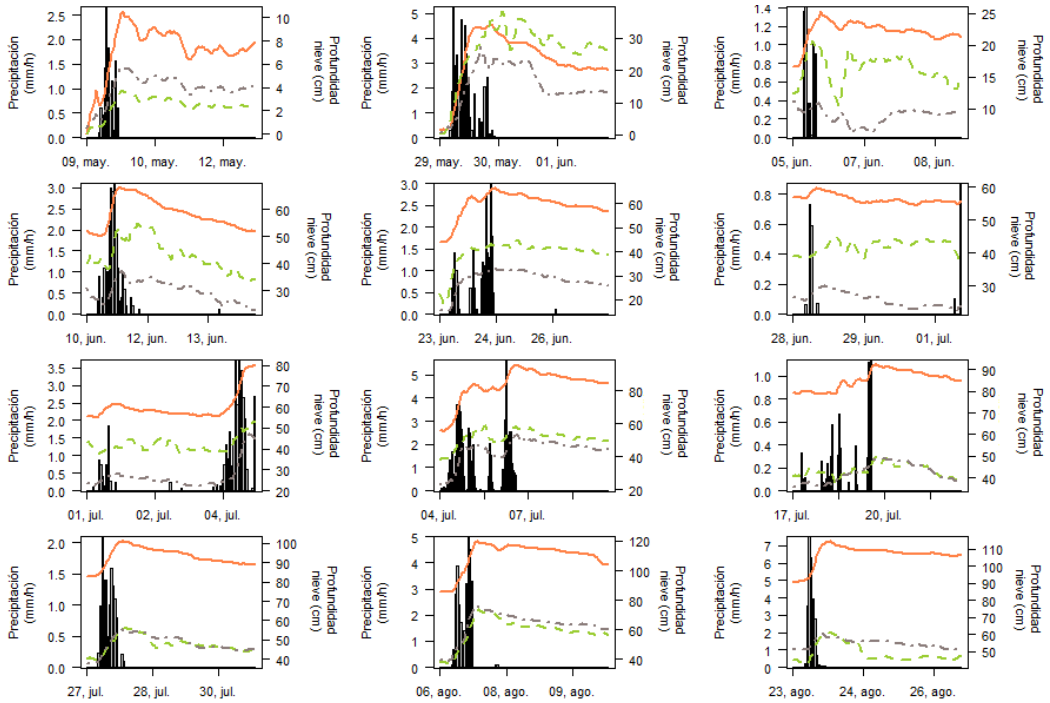

Figura 4. Tormentas, temporada 2018. Línea continua superior: Nodo 6; línea discontinua intermedia: Nodo 7; línea discontinua inferior: Nodo 10.

En la Figura 5, se presentan las correlaciones obtenidas al analizar la disminución en forma horaria, y la diferencia total consecutiva. Se aprecia que las correlaciones para la información horaria no son aceptables debido a que se tienen valores menores a 0.15, además se obtienen valores para la probabilidad de hasta un 100 % para disminuciones de hasta 0.6 cm.

Esta situación cambia al considerar las diferencias consecutivas y el promedio de la probabilidad en dicho periodo, las correlaciones aumentan para los nodos y se observan probabilidades mayores a 0 para las disminuciones. Al considerar la máxima probabilidad las correlaciones mejoran considerablemente obteniendo valores de 0.51, 0.36 y 0.21 para los nodos 6, 7 y 10, respectivamente.

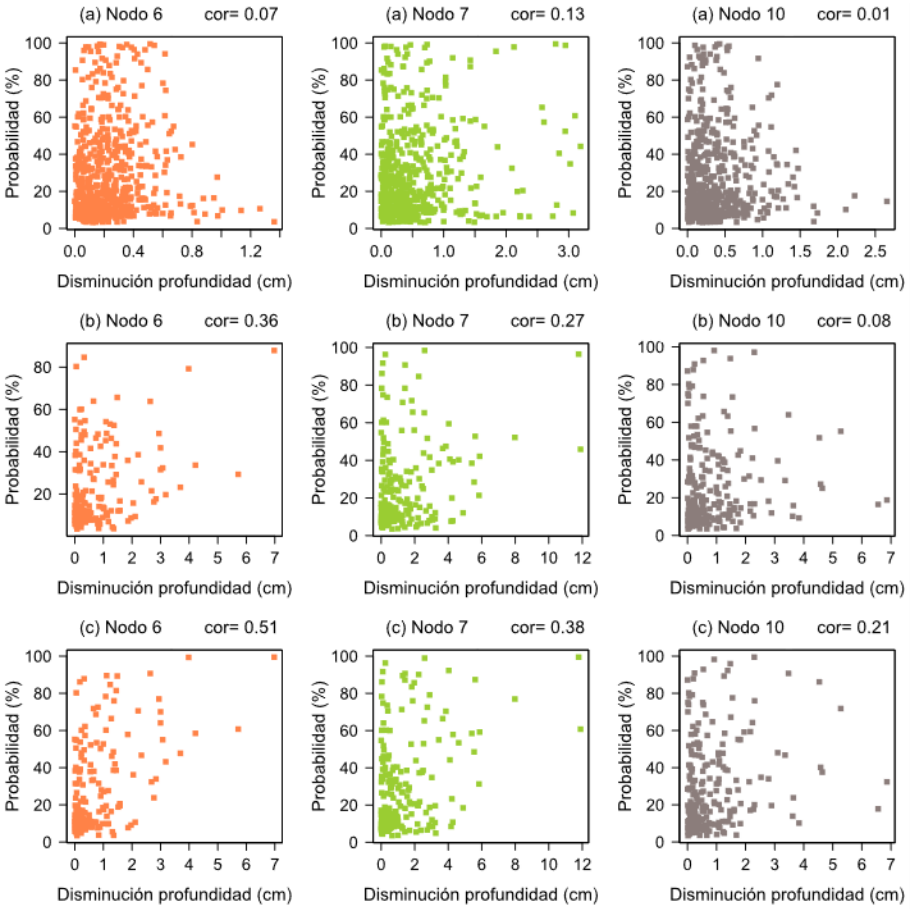

Figura 5. Correlación entre probabilidad y diminución de profundidad. (a) Datos horarios, (b) Probabilidad media, (c) Probabilidad máxima.

Para el nodo 6 se tiene que las diminuciones menores a 2 cm se tienen probabilidades mayores a 0 y para diminuciones mayores a 2 cm las probabilidades son mayores al 20%. En el caso del nodo 7 para diferencias mayores a 6 cm se obtienen probabilidades mayores al 30%. Para el nodo 10 las probabilidades aumentan cuando la disminución de mayor a 3 cm, exceptuando 2 valores.

De esta manera se logra representar el transporte de nieve por viento, pero aún se tienen probabilidades bajas cuando se analizan las profundidades visualmente, es por esto que se debe analizar los parámetros y umbrales de la velocidad del viento del método estadístico desarrollado.

5. CONCLUSIÓN

Utilizando los registros obtenidos de sensores ultrasónicos para la profundidad de la nieve en 3 diferentes nodos ubicados en la cuenca experimental Las Bayas, es posible determinar luego de filtrar los datos dos tipos de acumulación, asociadas a eventos de nevada y a velocidades del viento altas acompaña de nevadas, los que se atribuyeron una mayor acumulación. Al correlacionar con la precipitación solida esta se ve representada con mayor frecuencia por la acumulación asociada a vientos a pesar de que sobreestima el equivalente de agua de nieve. De esta manera los eventos de precipitación y acumulación se ven fuertemente influenciados por el viento, por lo que al representar la dinámica de acumulación se debe considerar el efecto que ejerce en la redistribución de la nieve.

Al validar el método estadístico de probabilidad, se tienen correlaciones aceptables cuando se considera las disminuciones consecutivas y la probabilidad máxima, lo que indica que el modelo si representa el fenómeno de transporte de nieve por viento. Pero al analizar de forma horaria las correlaciones no son aceptables, por lo que para un futuro análisis se debe considerar evaluar los parámetros y umbrales para la función de probabilidad. Los análisis presentados aportan información sobre si el viento es un factor importante en la acumulación de la nieve y en el transporte de nieve luego de ocurrida la tormenta por lo que si se desea tener un análisis más detallado de los procesos de erosión, deposición y precipitación es necesario mediciones más frecuentes y sofisticadas por ejemplo mediciones con LIDAR o bien que los sensores registren correctamente y en posiciones estratégicas la profundidad de la nieve.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el proyecto FONDECYT N°1171032 y N°3170079.

REFERENCIAS

Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., & Burlando, P. (2010). Parameterization for wind–induced preferential deposition of snow. *Hydrological processes*, *24*(14), 1994-2006.

Edwards, A. C., Scalenghe, R., & Freppaz, M. (2007). Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: a review. *Quaternary international*, *162*, 172-181.

Essery, R., Li, L., & Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. Hydrological processes, 13(14-15), 2423-2438.

Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., & Raderschall, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, *44*(7).

Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünewald, T., & Lehning, M. (2010). Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere*, *4*(4), 545-559.

Pramanik, A., Kohler, J., Schuler, T. V., Van Pelt, W., & Cohen, L. (2019). Comparison of snow accumulation events on two High-Arctic glaciers to model-derived and observed precipitation. *Polar Research*.

Weingartner, R., Viviroli, D., & Schädler, B. (2007). Water resources in mountain regions: a methodological approach to assess the water balance in a highland-lowland-system. *Hydrological Processes: An International Journal*, *21*(5), 578-585.