

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXIV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**VARIACIÓN DIARIA Y ESTACIONAL DEL GRADIENTE TÉRMICO
SUPERFICIAL Y DE LA ISOTERMA 0°C EN LA CORDILLERA DE
LOS ANDES DE CHILE CENTRAL**

MARÍA DE LOS ÁNGELES IBAÑEZ¹
JORGE GIRONÁS²
CHRISTIAN OBERLI³
CRISTIÁN CHADWICK⁴

RESUMEN

Una buena estimación del gradiente térmico superficial (STLR) y de la ubicación de la isoterma 0°C es fundamental para la descripción y modelación hidrológica en cuencas montañosas, en especial de procesos como transformación lluvia-escorrentía, acumulación y derretimiento de nieves, variación de glaciares y sistemas ecológicos. La cordillera de los Andes, el cordón montañoso continental más grande del mundo ha sido poco estudiada en este aspecto, en especial en zonas precordilleranas susceptibles a crecidas rápidas, aluviones e inundaciones. En estas zonas, la rápida y descontrolada urbanización pone en riesgo a la población, con eventuales grandes consecuencias económicas y sociales. En este estudio se caracterizó *in situ* la dinámica temporal del STLR y de la ubicación de la isoterma 0°C en la Cordillera de los Andes en Chile central. Estas variables se calcularon utilizando datos de temperatura de una densa red de sensores medidos cada 10 min durante dos años en la Quebrada de Ramón y se compararon con los valores obtenidos usando los registros de estaciones DMC y DGA en la cuenca del Maipo, así como con los registros de globo sonda en Santo Domingo, V región. Se encontró variaciones significativas del STLR a distintas escalas temporales. Durante los eventos de precipitación los STLR *in situ* tienden a ser menores y más constantes, independiente de la estación del año, con una media anual de -5,7°C/km. Para los eventos cálidos el STLR promedio es -5,6°C/km, mientras que para los no cálidos es -5,9°C/km. La estimación de esta elevación usando fuentes de datos *ex situ* es muy sensible a la presencia de una estación en elevaciones altas. Los datos radiosonda dan una buena estimación de la elevación de la isoterma para eventos lluviosos, pero no del STLR.

¹Master en Ingeniería Civil en Hidrología y Doctoranda, PUC –mdibanez2@uc.cl

²Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, PUC –jgironas@ing.puc.cl

³Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Eléctrica, PUC –obe@ing.puc.cl

⁴Profesor Asistente, Facultad de Ciencias Forestales y de la Conservación de la Naturaleza, Universidad de Chile –cristian.chadwick@uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

La temperatura es una variable climática clave en las regiones montañosas (Wang et al., 2017). Cuantificar la relación que existe entre la altitud y la temperatura en la superficie, mediante el gradiente térmico superficial (STLR, por sus siglas en inglés) es fundamental para entender y modelar los procesos y fenómenos hidrometeorológicos que ocurren en dichas regiones (Minder et al., 2010; Rolland, 2003). Algunos de estos procesos incluyen la transformación de lluvia-escorrentía, acumulación de nieve y deshielo, distribuciones de ecosistemas y variaciones de glaciares.

La modelación hidrológica, junto con otras aplicaciones, comúnmente consideran un STLR constante en el perfil de elevación, con valores típicos que oscilan entre -7 y $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Hamlet & Lettenmaier, 2005). Sin embargo, estos valores a menudo se utilizan sin el apoyo adecuado de observaciones empíricas (Minder et al., 2010). Se sabe que la STLR varía en el tiempo y el espacio, especialmente en terrenos complejos con topografía altamente variable (Minder et al., 2010; Wang et al., 2017). Esta variabilidad se ha estudiado en diferentes regiones mediante el uso de redes de sensores de temperatura (Minder et al., 2010) en distintas zonas montañosas que incluyen los Himalaya (Kattel et al., 2018), la cordillera Qinling (Wang et al., 2017), los Alpes Europeos (Rolland, 2003) y *Cascade Mountains* (Minder et al., 2010). La cordillera de los Andes ha recibido poca atención a este aspecto, existiendo estudios en los Andes ecuatorianos (Córdova et al., 2016), y en algunos glaciares específicos en los Andes chilenos (Hanna et al., 2017). Los períodos de observación de estos estudios son 12 meses, menos de dos semanas y menos de tres meses, respectivamente. Como mostraremos, períodos más largos de observación proporcionan una valiosa información adicional sobre la variación de STLR de una temporada a otra.

Otra variable fundamental relacionada con el comportamiento de la temperatura en zonas montañosas es la elevación de la isoterma 0°C . Esta elevación se relaciona directamente con el área aportante de escorrentía directa (Minder et al., 2010), por lo que una estimación inexacta de esta puede afectar en gran medida la estimación de los caudales y volúmenes de escorrentía asociados a una tormenta. A modo de ejemplo, Lundquist et al. (2008), reportó una variación del 5% en el área aportante ($\sim 960 \text{ km}^2$) frente a un error de 100 m en la estimación de la elevación de la isoterma 0°C en una cuenca en California, EE.UU. Por otra parte, White et al. (2002) estima que la escorrentía se triplica con un aumento de 610 m en la elevación de la isoterma 0°C , en otra cuenca de California.

Este artículo presenta una caracterización empírica de la dinámica temporal de la STLR y la elevación de la isoterma 0°C , en los Andes de Chile central. La zona de estudio se ubica en la cuenca del río Maipo, donde esta caracterización es de gran interés debido a la presencia de grandes glaciares y un manto nival estacional que suministra agua para el medio ambiente, riego y consumo humano (Pellicciotti et al., 2014). Además, los sectores precordilleranos de la ciudad de Santiago están expuestos a aluviones y crecidas rápidas típicamente asociadas a eventos cálidos de precipitación. Para la caracterización se utilizó datos recopilados *in situ* cada 10 min durante dos años por una red de sensores inalámbricos desplegados en la Quebrada de Ramón (QR), con elevaciones que oscilan entre ~ 700 y 3.000 msnm . Se estudian las dinámicas temporales a nivel estacional, mensual, diaria y horaria de STLR, así como el comportamiento de STLR y la isoterma 0°C durante los días con y sin precipitación. Estos resultados se comparan con las estimaciones a partir de datos *ex situ*, es decir, datos públicos registrados por estaciones meteorológicas cercanas dentro de la cuenca del Maipo, pero fuera de la QR, además de datos registrados un sondeo atmosférico regional.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Zona de Estudio

La cordillera de los Andes en Chile se caracteriza por ser un terreno complejo (Comin et al., 2018), con fuertes pendientes y poca cubierta vegetal. Los eventos de lluvia en la región son generados por el paso de frentes fríos y tormentas cálidas de invierno (Garreaud, 2013). En particular, los eventos de lluvia cálida con isoterma 0°C alta, influenciados por El Niño-Oscilación del Sur, hacen que la pre-cordillera Andina en esta región sea susceptible a crecidas rápidas (Lara y Sepúlveda, 2010). El rápido desarrollo urbano ha provocado una proximidad alarmante entre las zonas propensas a inundaciones y las áreas densamente pobladas, lo que aumenta el riesgo de exposición de la población y el entorno construido (Sepúlveda et al., 2006).

La cuenca del río Maipo, se encuentra ubicada en el centro de Chile (Figura 1a) entre -32,91° y -34,25° de latitud. Esta cuenca tiene una superficie de 15.304 km² y se extiende desde el nivel del mar hasta los 6.500 msnm, en la cordillera de los Andes (Figura 1b). El clima en la cuenca se clasifica como mediterráneo (Kottek et al., 2006). Dentro de la cuenca se encuentra Santiago, con más de 7 millones de habitantes en su área metropolitana (aproximadamente el 40% de la población del país) (INE, 2018). Durante las últimas décadas, la ciudad ha crecido hacia zonas precordilleranas de los Andes, donde más de 30 subcuencas forman los abanicos aluviales (Lara et al., 2018) que ponen en riesgo a la población.

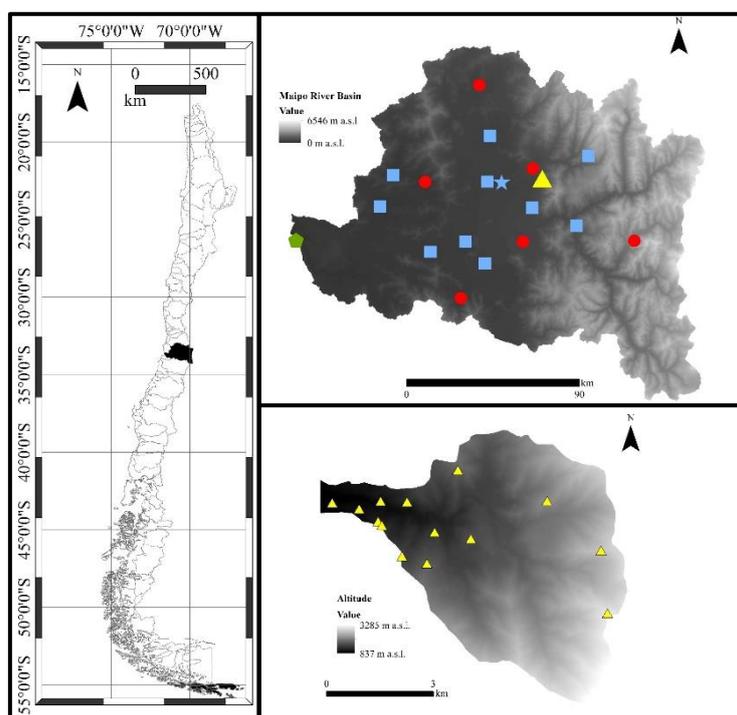


Figura 1. Chile (a), Cuenca de Río Maipo (b) Quebrada de Ramón (c). En triángulos amarillos las estaciones WSN (nuestra red de sensores), en celeste las DMC, con Quinta Normal como una estrella. En círculos rojos las DGA y pentágono verde la ubicación de ASUW (Universidad de Wyoming), en Santo Domingo.

Las inundaciones y los aluviones son comunes en la zona. Desde 1980 más de 15 eventos han afectado a miles de personas (e.g, febrero de 1980, mayo de 1993 y abril de 2016), causando

más de 80 muertes y pérdidas materiales superiores a los 17,5 millones de USD (Sernageomin, 2017). Particularmente, la isoterma 0°C durante el evento de mayo de 1993 se encontraba a ~ 4.000 msnm (Sepúlveda y Padilla, 2008). Para este evento se produjeron aluviones principalmente en dos quebradas: Quebrada de Macul y Quebrada de Ramón. Esta última, tiene un área contribuyente total de 39,5 km² y elevaciones que oscilan entre 700 y 3.200 msnm, y corresponde al área de estudio de este trabajo (Figura 1c).

Datos

En este trabajo se utilizan cuatro sets de datos. El primero proviene de nuestra propia red de sensores inalámbricos (WSN), mientras que los otros tres son públicos y mantenidos por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), la Dirección General del Agua (DGA) y la Universidad de Wyoming (ASUW). Los datos de WSN fueron recopilados por una red de sensores desplegada en la Quebrada de Ramón (Figura 1c). La red está compuesta por 15 estaciones que miden temperatura cada 10 min, y están ubicadas a elevaciones entre 878 y 2.962 msnm. Dos de estas estaciones (Reforestación y Provincia bajo), ubicadas a 948 y 2.254 msnm respectivamente también registran precipitaciones (Tabla 1). En el análisis se utilizaron dos años de registros: de septiembre de 2016 a agosto de 2018.

Tabla 1: Nombre, Latitud, Longitud y Elevación de las Estaciones WSN.

ID	Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Elevación (msnm)
WSN 1	Reforestación ^a	-33,43	-70,51	948
WSN 2	Diego	-33,43	-70,50	1.000
WSN 3	Estanque	-33,44	-70,51	1.003
WSN 4	QR 04	-33,44	-70,50	1.167
WSN 5	QR 05	-33,44	-70,50	1.236
WSN 6	QR 07	-33,45	-70,50	1.472
WSN 7	QR 08	-33,45	-70,49	1.706
WSN 8	Acumulador QR	-33,43	-70,52	878
WSN 9	Repetidor Los Peumos	-33,43	-70,49	1.229
WSN 10	Repetidor Confluencia	-33,44	-70,49	1.338
WSN 11	Alto las Vizcachas	-33,43	-70,48	1.751
WSN 12	Repetidor Apoquindo	-33,44	-70,47	1.573
WSN 13	Tambor Bajo	-33,45	-70,44	2.627
WSN 14	Mirador Los Maquis	-33,46	-70,43	2.962
WSN 15	Provincia Bajo ^a	-33,43	-70,45	2.117

Nota: ^a denota las estaciones que también miden precipitación.

La DMC tiene 13 estaciones meteorológicas en la cuenca del río Maipo (Figura 1b) ubicadas a elevaciones entre 145 y 2.750 msnm. Estas miden temperatura cada 1 min desde diciembre de 2016. Se utilizaron los registros de 12 de las 13 estaciones a medida que estas se hicieron operativas a lo largo del tiempo. La estación restante "Lo Prado" no se utilizó debido a su ubicación en la Cordillera de la Costa. Por otro lado, utilizamos las seis estaciones DGA que registran temperaturas diarias máximas y mínimas (T_{max} y T_{min}) en el periodo de estudio, que se ubican a elevaciones entre 190 y 2.567 msnm (Figura 1b). Finalmente, se utilizó las temperaturas de aire libre de ASUW registradas dos veces al día en la estación de Santo Domingo, ubicada en la costa de la V región (-34,08° Lat., -72,01° Long). La Quebrada de Ramón (Figura 1) se encuentra a ~ 110 km de esta estación, dentro del área de representatividad

de las mediciones (150 km). Debido a las elevaciones en la cuenca de estudio, solo se consideran las mediciones de ASWU dentro de los primeros 5.000 m.

Pre-Procesamiento de Datos

Los sets de datos WSN y DMC se pre-procesaron para eliminar *outliers* y datos duplicados, además de establecer una base de tiempo común y regular. Los *outliers* de temperatura se eliminaron utilizando un filtro para detectar cambios repentinos y oscilaciones excesivas. Para los datos de precipitación, se consideró como *outliers* magnitudes que excedían los 15 mm en 10 min, una magnitud que supera con creces los 8,3 mm en 10 min de precipitación, correspondiente a un período de retorno de 100 años en el área (PHI-LAC, 2013). Finalmente, se utilizaron interpolaciones lineales y cúbicas para garantizar un paso de tiempo constante de las series de temperatura y precipitación acumulada, y el relleno de hasta 30 min de datos faltantes. Por otra parte, la serie de temperatura DMC se remuestrearon cada 10 min para homologarlas con los registros WSN. Luego de esto, ambas series se suavizaron utilizando una media móvil central. Las series resultantes se utilizan para todos los cálculos posteriores. Finalmente, se extrajeron T_{max} y T_{min} diarios, así como las temperaturas promedio (T_{avg}) de las series WSN y DMC. Para los datos DGA se estimó T_{avg} como el promedio entre T_{max} y T_{min} .

Estimación del Gradiente Térmico e Isoterma de 0°C

Usando los datos WSN se estimó el STLR (STLR *in situ*) y la elevación de la isoterma 0°C (Z_{InSitu}^0) cada 10 min. Para cualquier instante de tiempo dado, los cálculos se realizaron solo cuando había disponible un mínimo de cinco estaciones. El STLR *in situ* corresponde a la pendiente de la regresión lineal simple utilizando todos los valores de temperatura y altitud disponibles en ese momento. Los valores negativos de STLR implican que la temperatura disminuye con la altura.

En la estimación de la Z_{InSitu}^0 se consideraron dos casos:

- a) Si la isoterma de 0°C se ubica sobre o bajo todas las estaciones con mediciones disponibles de temperatura, su elevación se estima a partir de la extrapolación de la regresión lineal de acuerdo con el STLR *in situ*. Dada a la precisión de los sensores ($\pm 0,1^\circ\text{C}$) y al rango de elevaciones involucrado, se espera un error máximo en la estimación de ± 20 m.
- b) Si la isoterma 0°C se encuentra entre las estaciones WSN, su altitud se estima con la interpolación lineal entre las estaciones consecutivas que registran temperaturas sobre y bajo 0°C. En unos pocos casos, una capa de inversión térmica produjo estas dos condiciones, lo que llevo a considerar el par de estaciones más altas para el cálculo.

La estimación el STLR con los datos DMC se realizó de la misma manera anteriormente descrita, mientras que la elevación de la isoterma 0°C siempre se realizó con una regresión lineal según el caso a). Adicionalmente, la elevación de la isoterma 0°C también se estimó utilizando la estación meteorológica Quinta Normal y gradientes térmicos constantes entre $-8^\circ\text{C}/\text{km}$ y $-4^\circ\text{C}/\text{km}$, en pasos de $0,5^\circ\text{C}/\text{km}$.

Usando los datos de la DGA se calcularon tres valores de STLR diarios a partir de regresiones lineales ajustadas independientemente a los sets de T_{max} , T_{min} y T_{avg} , considerando al menos tres estaciones. La elevación de la isoterma 0°C se estimó mediante la interpolación o extrapolación de la regresión lineal ajustada. Finalmente, con los datos ASUW se estimó el gradiente térmico del aire libre (FTLR) mediante una regresión lineal simple de los datos de cada lanzamiento.

La elevación de la isoterma 0°C se estimó por interpolación lineal directa de los valores de altitud con temperaturas sobre y bajo de 0°C.

3. RESULTADOS

STLR mensual y horario

En la Figura 2 se compara el promedio mensual del STLR calculados con los valores diarios de T_{max} , T_{min} y T_{avg} de los datos WSN, DMC y DGA. Independiente del set de datos, los valores calculados con T_{max} son los más negativos, lo cual se condice con lo reportado por la literatura en otras cordilleras (Minder et al., 2010). Además, se observa que los STLR estimados con los datos DMC y DGA presentan una menor variación durante el año que los datos WSN (las desviaciones estándar asociadas con T_{max} son 0,8, 1,9 y 2,4°C/km respectivamente). Además, en los tres sets de datos entre mayo y agosto los valores mensuales estimados tienden a ser más similares, particularmente para los datos WSN y DMC.

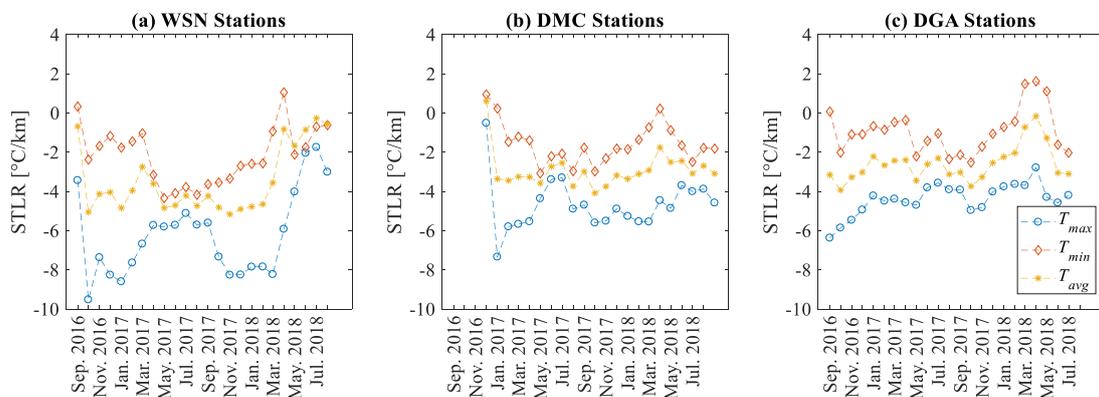


Figura 2. Promedio mensual del STLR calculados utilizando los valores diarios de T_{max} , T_{min} y T_{avg} para los datos de WSN, DMC y DGA.

Para el mismo mes de diferentes años, se observan diferencias significativas entre los valores de STLR, en especial para los datos WSN. Esto indica que la caracterización a largo plazo de la dinámica de STLR requiere un monitoreo continuo durante varias temporadas. Para los datos de DMC, los valores de diciembre de 2016 son los mayores, pero se debe tener en cuenta que muchas estaciones no estaban operando, particularmente la más alta (Colorado), ubicada a 2.750 msnm. Esta estación comenzó a operar en enero de 2017. Las implicancias que surgen al considerar esta estación se estudian en detalle más adelante.

El comportamiento a escala horaria de STLR se resume en la Figura 3. En la primera fila de esta figura se presentan los valores promedio mensuales para cada hora (en UTC) de los STLR estimados con los datos WSN y DMC. La segunda fila presenta el coeficiente de determinación promedio mensual correspondiente (R^2) de las regresiones lineales ajustadas a los datos. Durante el otoño, los datos DMC y WSN proporcionan valores de STLR similares para mayo y junio, los que oscilan entre -1,9°C/km y -5,8°C/km para los datos WSN, y -1,4°C/km hasta -5,6°C/km para los datos DMC. Sin embargo, las diferencias son más notorias en verano y en el primer mes del otoño (abril), con una diferencia mayor a 1°C/km (10:00 UTC). Para ambos sets los valores STLR son menos negativos o incluso positivos durante la mañana (6:00 a 12:00 UTC) que durante la tarde-noche (17:00 a 22:00 UTC). Por el contrario, los coeficientes R^2 son más bajos durante la mañana y mayores durante la tarde-noche. Este comportamiento se explica

por una capa de inversión térmica (valores STLR positivos) durante las horas de la mañana dentro de la zona de monitoreo, lo que causa peores ajustes de regresión lineal. Los valores del STLR estimados con los datos DMC tiende a presentar una menor variación a lo largo del día que los estimados con los datos WSN, esto se debe al efecto isla de calor de la ciudad. Las estaciones DMC

Los valores máximos horarios de STLR ($STLR > 0^{\circ}C/km$) de los datos WSN se producen en marzo (7:00-13:30 UTC) y abril (6:30- 14:00 UTC). Por otra parte, el STLR máximo horario de los datos DMC es más bajo, con valores menores a $1^{\circ}C/km$ entre 6:10 y 11:00 UTC en enero y 6:00 y 12:00 UTC en abril. De acuerdo a los datos WSN, el valor STLR máximo por hora más bajo ($-2,0^{\circ}C/km$) ocurre en mayo, y el más alto en abril ($1,2^{\circ}C/km$). De acuerdo con los datos de DMC, estos valores y meses son $-2,3^{\circ}C/km$ en octubre y $-0,6^{\circ}C/km$ en enero y abril. Por otro lado, los valores mínimos por hora de STLR según los datos WSN ($STLR < -7^{\circ}C/km$) ocurren por la noche entre octubre y abril, con valores cercanos a $-8,5^{\circ}C/km$ en diciembre y enero alrededor de las 20:00 UTC. De acuerdo los datos DMC, los valores mínimos ocurren en los mismos meses y horarios, en especial durante octubre, noviembre, febrero y marzo, meses en los cuales $STLR < -6^{\circ}C/km$. En general, los valores horarios de STLR menores a $-8,5^{\circ}C/km$ y mayores a $-4,3^{\circ}C/km$ ocurren en diciembre/enero y junio según los datos WSN. Estos valores se producen durante la noche, es decir, entre las 19:10 UTC y a las 20:30 UTC para los datos WSN, y entre las 18:10 y 20:40 UTC para los datos DMC. Los valores promedio mensuales de STLR varían entre $-4,9^{\circ}C/km$ en octubre y $-2,2^{\circ}C/km$ en julio y abril para los datos WSN, y $-4,1^{\circ}C/km$ en octubre y $-2,6^{\circ}C/km$ en enero para el conjunto de datos DMC. Los rangos de los valores promedio revelan que el gradiente térmico pseudo-adiabático teórico de uso común de $-6,5^{\circ}C/km$ (Brunt, 1933) es un valor que no representa toda la dinámica temporal del STLR *in situ*.

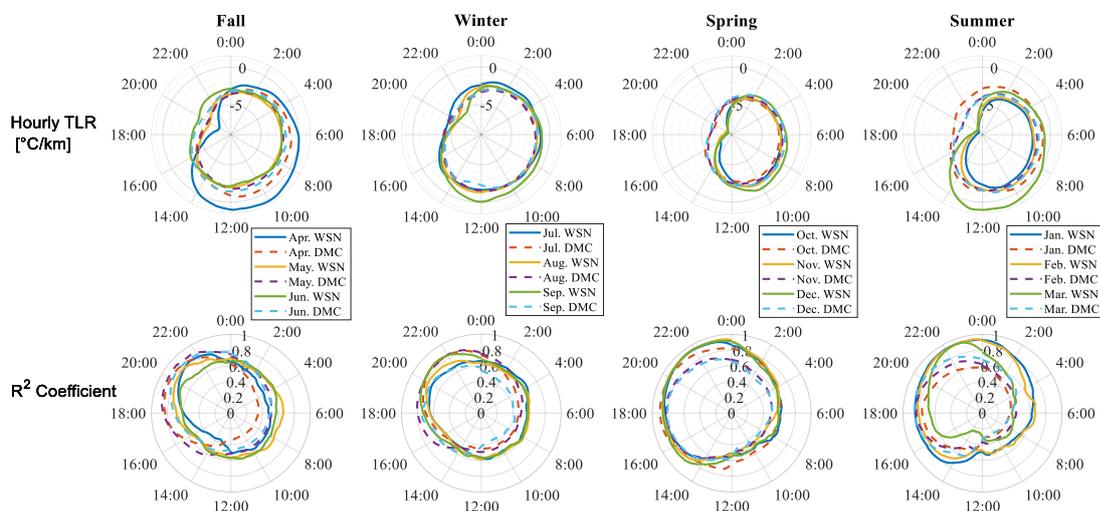


Figura 3: Valores promedio mensuales de los STLR ($^{\circ}C/km$) estimados con los datos WSN y DMC (primera fila). Y el coeficiente de determinación promedio mensual (segunda fila)

Variación estacional de STLR con y sin precipitación

La Figura 4 muestra las curvas de excedencia de los valores de STLR *in situ* para el año y sus estaciones. La Figura 4a muestra las curvas obtenidas usando valores de STLR durante la

ocurrencia de eventos de precipitación, mientras que en la Figura 4b se construyen usando valores obtenidos cuando no hay precipitación. Un evento de precipitación independiente implica un volumen precipitado superior a 1 mm el cual debe ocurrir con al menos 14 h de diferencia con respecto al evento anterior y posterior (Zegpi y Fernández, 2010).

Las probabilidades de excedencia asociadas con los valores de STLR para los eventos de precipitación son muy similares para todas las estaciones, especialmente para probabilidades entre 0,11 y 0,80, con valores entre $-7,8$ y $-4,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Los valores medios de STLR oscilan entre $-5,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y $-5,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para todas las estaciones (Tabla 2). Por otro lado, las colas de las curvas difieren entre sí (Figura 4a), aunque se observan formas similares para las curvas de otoño, invierno y anuales. Sin embargo, dado que el periodo de estudio comprende a solo dos temporadas de primavera y verano, es posible que las correspondientes curvas de excedencia puedan variar con registros más largos. Finalmente, cabe mencionar que las inversiones térmicas ($\text{STLR} > 0^{\circ}\text{C}/\text{km}$) muy rara vez se producen durante los eventos de precipitación.

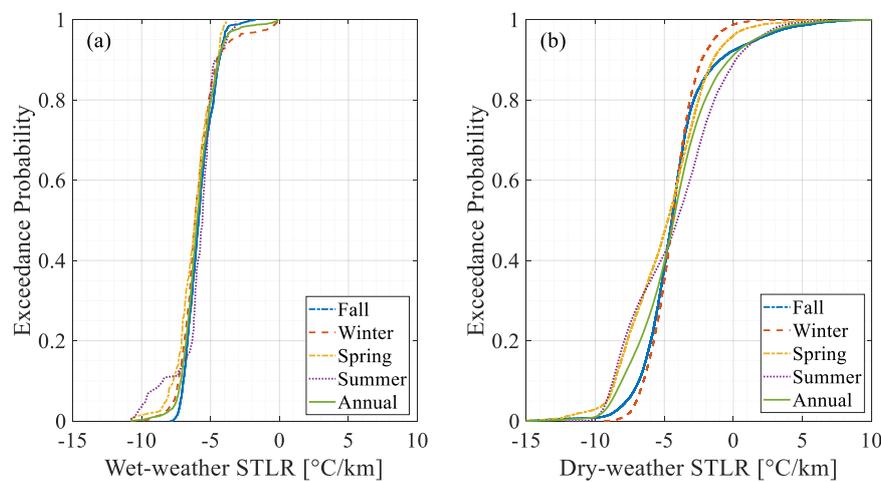


Figura 4. Curvas de excedencia anual y estacionales para STLR calculadas a partir de los datos WSN, con y sin precipitación (a y b respectivamente)

Tabla 2. Estadísticos de los STLR *in situ* con y sin precipitación

Estadísticos [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Anual
Media Con Precipitación	-5,6	-5,7	-6,3	-5,9	-5,7
Media Sin Precipitación	-2,6	-2,5	-4,9	-4,1	-3,4
Media Todo el Clima	-2,8	-2,8	-4,9	-4,1	-3,5
Mediana Con Precipitación	-5,8	-6,0	-6,1	-5,6	-5,9
Mediana Sin Precipitación	-3,3	-3,6	-4,7	-4,0	-3,7
Mediana Todo el Clima	-3,5	-3,8	-4,8	-4,0	-3,9
σ Con Precipitación	1,5	1,8	1,3	1,5	1,6
σ Sin Precipitación	3,8	3,8	3,0	3,5	3,8
σ Todo el Clima	3,7	3,8	3,0	3,5	3,7

Por otra parte, las curvas de excedencia difieren claramente cuando no hay precipitación, con valores de STLR más bajos durante el verano y primavera (Figura 4b). Durante el invierno y otoño estas curvas son similares, aunque ambas cubren un rango de STLR más altos que cuando hay precipitación. Los valores promedio sin precipitación oscilan entre $-4,9$ y $-2,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Tabla

2), siendo estos mayores que cuando ocurre precipitación debido a la ocurrencia de la inversión térmica, registrada durante un 4% del tiempo en primavera, y el 24% en otoño.

Comportamiento del STLR y la Isotherma 0°C durante Eventos de Precipitación

Los eventos de precipitación se clasificaron como "cálidos" y "no cálidos", según la clasificación dada por Garraud (2013). Este define un evento cálido en el cual la temperatura promedio del evento en la estación DGF (-33,4° Lat., -70,7° Long.) sea mayor a 10,5°C. Debido a que no disponemos de los datos de dicha estación se consideró como estación de referencia, la estación Quinta Normal de la DMC, la cual se encuentra en las mismas coordenadas (-33,4° Lat., -70,7° Long.). La Figura 5 presenta los *boxplots* de los STLR *in situ* y de la posición de la Z^0_{InSitu} durante los eventos según esta clasificación. Se observa que claramente la posición de la isoterma 0°C durante los eventos cálidos es mayor, con una media y mediana de 2.775 y 2.484 msnm, respectivamente, mientras que para los no cálidos son de 2.120 y 1.962 msnm, respectivamente. Estas diferencias implican un gran cambio en el área aportante de la cuenca, llegando a incrementar hasta un tercio el área total, entre un promedio y otro. Por otro lado, los STLR presentan valores con media y mediana de -5,6 y -5,9°C/km, para los eventos cálidos y -5,9 y -6,0°C/km, para los no cálidos. Según el test Kolmogorov-Smirnov se obtiene que los datos de STLR de los eventos cálidos y no cálidos no pertenecen estadísticamente a la misma población, con un 1% de significancia. Es importante notar que para la simulación de los eventos cálidos no solo implica que hay mayor temperatura en la cuenca baja, sino que también que el gradiente térmico es mayor.

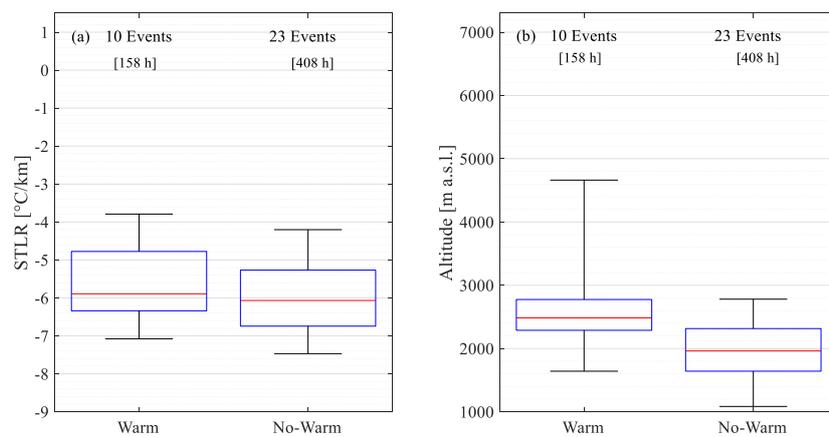


Figura 5. Boxplot de los valores de STLR *in situ* y de la posición de la Z^0_{InSitu} calculados para los eventos cuando la temperatura promedio del evento en Quinta Normal es sobre 10,5°C eventos cálidos (warm) y no cálidos (no-warm).

Aunque STLR varía temporal y espacialmente, varios modelos hidrológicos como HEC-HMS (Scharffenberg y Fleming 2010), utilizan un valor constante de STLR para simular los procesos de lluvia-escorrentía y derretimiento de nieve. De hecho, el uso de valores constantes en la zona está documentado (e.g. Ríos et al., 2019). Por lo tanto, es de interés evaluar el uso de STLR constante utilizando la información *in situ* disponible. La Figura 6a presenta nueve *boxplots* del error absoluto e_i con respecto a Z^0_{InSitu} en la estimación de la isoterma 0°C ($Z^0_{QN,i}$) obtenida por extrapolación de las temperaturas en la estación Quinta Normal (QN) usando nueve diferentes valores constantes de STLR, indexados por i .

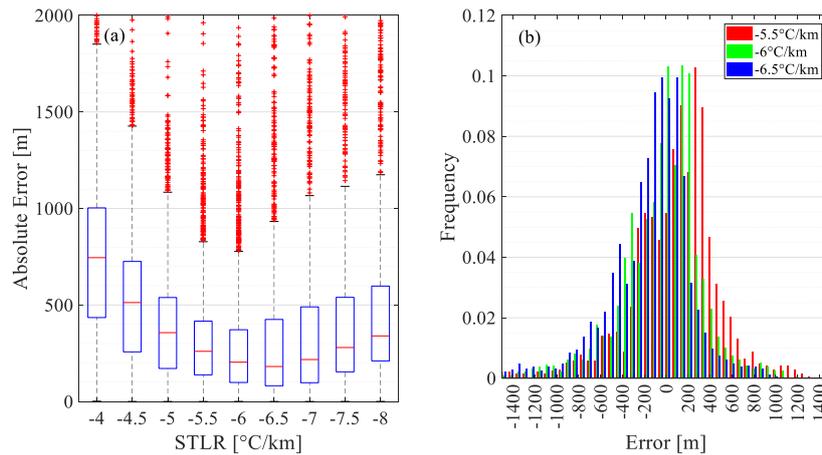


Figura 6: (a) *Boxplot* de los errores absolutos de la estimación de la isoterma 0°C. (b) histograma de frecuencia de los errores asociados a diferentes STLRS (b)

Los menores errores de estimación se obtienen con los STLRS de -5,5, -6,0 y -6,5°C/km. Las medianas de estos errores son 264, 204 y 181 m, respectivamente. Además, el 62%, el 51% y el 47% de los errores asociados con los valores de STLRS superan los 200 m, mientras que el 19,5%, el 16,6% y el 20,2% de los errores exceden los 500 m. La Figura 6b muestra el histograma de frecuencia relativa de los errores utilizando los STLRS de -5,5, -6,0 y -6,5°C/km. Se obtienen errores positivos y negativos bastante centrados alrededor de cero para los tres casos, con un sesgo hacia la sobreestimación cuando se usa -5,5°C/km, y la subestimación cuando se usa -6,5°C/km. En general, un valor de -6,0°C/km permite la mejor estimación de la isoterma 0°C durante los eventos de precipitación. No obstante, los errores de ± 200 a ± 400 m son comunes bajo este valor lo que puede tener consecuencias importantes al estimar la escorrentía superficial directa. Esto será analizado más a fondo en la Sección 4.

Estimación de STLRS, FTLS y la elevación de la isoterma 0°C durante eventos de precipitación utilizando diferentes sets de datos

La Figura 7a presenta los *boxplots* de los STLRS calculados durante eventos de precipitación obtenidos de los datos WSN, DMC y DGA, así como el *boxplot* del FTLS estimado con ASUW. Para estudiar la implicancia de tener una estación de temperatura en elevaciones altas, se muestran también los *boxplots* de DMC calculados con y sin la estación Colorado. Además, como las estaciones DGA solo registran T_{max} y T_{max} diarias, consideramos tres *boxplots* calculados a partir de estas mediciones, denominados DGA T_{min} , DGA T_{avg} y DGA T_{max} . La Figura 7b compara nueve estimaciones de la isoterma 0°C asociadas con los diferentes sets de datos, así como tres extrapolaciones de temperaturas utilizando la estación QN como referencia y valores STLRS constantes de -5,5, -6,0 y -6,5°C/km.

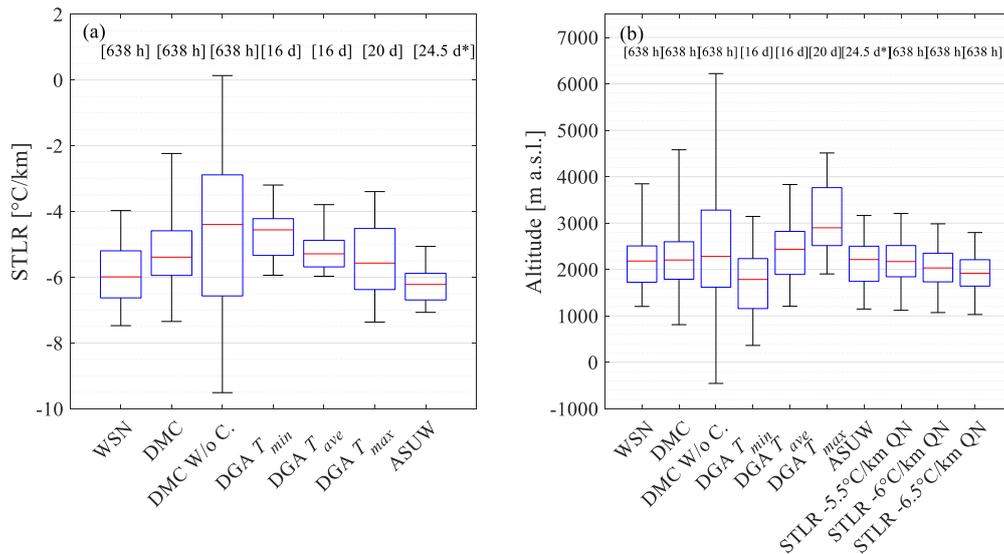


Figura 7. *Boxplots* comparando valores de STLR (a) y de la isoterma 0 °C (b) d y d* denotan si había una o dos mediciones por día correspondientemente

Se obtienen valores de STLR similares a partir de los datos DMC y WSN (Figura 7a), aunque el rango intercuartil para el primero es más pequeño y la mediana es mayor (-5,3 v/s -5,9°C/km). Sin embargo, los *boxplots* para las correspondientes isotermas 0°C (Figura 7b) son casi idénticos, con rangos y medianas inter-cuartiles similares (2.198 msnm para datos DMC frente a 2.208 msnm para WSN). Si no se considera Colorado, se observan rangos inter-cuartil y mínimo-máximo mucho mayores para STLR y la isoterma 0°C. Además, las medianas correspondientes aumentan hasta -4,3°C/km y 2.282 msnm. Por lo tanto, es evidente que el uso de mediciones de temperatura en alturas elevadas es esencial para la buena estimación de STLR y la isoterma 0°C cuando el resto de las estaciones están en elevaciones más bajas.

Los *boxplots* del STLR e isoterma 0°C obtenidos con los datos DGA (Figura 7a y 7b) difieren claramente según se use T_{min} , T_{avg} o T_{max} para la estimación. Los STLR calculados con el DGA T_{min} son mayores que los calculados con los datos WSN, mientras que el rango del *boxplot* calculado con T_{max} de DGA es mayor. Las medianas para DGA T_{min} , DGA T_{avg} y DGA T_{max} son -4,4, -4,6 y -5,2°C/km respectivamente, valores claramente mayores a la mediana de STLR *in situ* (-5,9°C/km). Los valores de STLR de DGA T_{min} llevan a estimaciones más bajas de la elevación de la isoterma 0°C, con una mediana de 1.785 msnm., mientras que los estimados con DGA T_{avg} tienden a ser similares a las obtenidas con WSN, con tendencia a sobreestimar la mediana (2.436 v/s 2.174 msnm). Las estimaciones de la isoterma 0°C con DGA T_{max} difieren de las calculadas con WSN (Figura 7b). Sin embargo, se debe interpretar cuidadosamente estos resultados, ya que el set de datos diarios DGA permite contar con uno o a lo más dos registros por evento. Los valores FTLR calculados con los datos ASUW tienden a ser menos dispersos (Figura 7a), teniendo un valor medio de -6,2°C/km, similar al valor obtenido *in situ*. Finalmente, los rangos de los *boxplots* de la isoterma 0°C obtenidos con las temperaturas de QN usando STLR constantes son más pequeños que los estimados con los datos WSN (Figura 7b). La mediana de la isoterma 0°C obtenida de la extrapolación con -6,5°C/km (2.034 msnm) es menor que la obtenida con -6,0°C/km (2.170 msnm) y -5,5°C/km (2.214 msnm). Cabe señalar que la mediana obtenida con -6,0°C/km difiere en menos de 4 m de la calculada con los datos WSN, aunque las diferencias para los percentiles 25 y 75 son mayores (121 m y 45 m).

4. IMPLICANCIAS SOBRE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA Y SU MODELACIÓN.

El impacto hidrológico de distintas estimaciones de la elevación de la isoterma 0°C se evaluó calculando la precipitación total líquida caída sobre la Quebrada de Ramón durante cuatro eventos acaecidos el 2017 (Tabla 3). Esta se calcula como la acumulación temporal de la integral de la precipitación puntual sobre el área en la que se produce lluvia. La precipitación puntual en toda la cuenca se calcula usando interpolación y extrapolación lineal con un único gradiente para cada tormenta, obtenido de los registrados de precipitación en dos pluviómetros WSN ubicados a baja y alta elevación (Reforestación y Provincia Bajo, Tabla 1). Se asumió que el área contribuyente con escorrentía directa corresponde al área bajo la isoterma 0°C obtenida a partir de la curva hipsométrica de la cuenca (Pérez, 2011).

La Tabla 3 presenta el porcentaje de error en las estimaciones de la precipitación líquida total con respecto a la cantidad estimada con la Z^0_{InSitu} . Los menores errores se obtienen al utilizar los datos DMC, lo que es esperable dada su resolución temporal y la existencia de una estación en alta elevación (Colorado) que permite rastrear mejor la dinámica de la isoterma 0°C. La mayor sobreestimación se produce al utilizar los datos DGA T_{max} , con errores que oscilan entre el 26,3% y el 45,0% para los diferentes eventos. Además, se obtienen sobreestimaciones entre 22,7% y 32,5% cuando se usan los datos DGA T_{avg} . Por otro lado, los volúmenes de lluvia se subestiman para tres de los eventos cuando se utilizan los datos DGA T_{min} , con un error máximo del -85,2%. Cuando se utiliza los datos ASUW se subestima hasta en un 10% la magnitud de tres eventos, mientras que para el evento restante la sobreestimación es de un 13,1%. Finalmente, para tres de los cuatro eventos, el error asociado con la extrapolación de la temperatura de Quinta Normal con un STLR constante de -6,5°C/km es menor que cuando se usa -6,0°C/km y -5,5°C/km. Sin embargo, para el evento del 26 de mayo, se producen grandes subestimaciones, con errores mayores a un -38,0%. La subestimación más alta en este caso se obtiene cuando se usa un STLR de -6,5°C/km. Estos resultados ilustran la relevancia del uso de mediciones *in situ* de la isoterma 0°C al modelar la respuesta hidrológica en zonas montañosas, donde pueden ocurrir tanto precipitaciones líquidas como sólidas. Las aproximaciones teóricas u otras basadas en información *ex situ* pueden llevar a errores que afectan significativamente la estimación de caudales y volúmenes de escorrentía.

Tabla 3. Porcentaje de error en el total de agua precipitada calculada usando diferentes sets de datos para cuatro eventos del 2017, de diferentes duraciones y magnitudes

Fecha	Magnitud (mm)	Duración (h)	DMC	DGA T_{max}	DGA T_{avg}	DGA T_{min}	ASUW	QN -5,5 °C/km	QN -6,0 °C/km	QN -6,5 °C/km
8/5/17	11,6	6,1	7,4%	26,4%	26,4%	26,4%	-1,9%	12,7%	2,5%	-7,5%
11-12/5/17	44,9	23,6	11,5%	35,2%	31,4%	-6,8%	13,1%	21,2%	10,3%	-0,8%
26/5/17	1,6	7,1	-7,3%	45,0%	32,5%	-85,2%	-0,7%	-38,5%	-49,0%	-58,4%
26-27/6/17	6,9	30,5	7,8%	39,4%	22,7%	-62,9%	-9,9%	25,2%	14,0%	3,6%

5. CONCLUSIONES

Este trabajo estudia empíricamente la dinámica temporal del gradiente de temperatura superficial (STLR) *in situ* y la isoterma 0°C en la cordillera de los Andes en Chile central. Se utilizaron 2 años de temperaturas medidas en la Quebrada de Ramón cada 10 min en 15 estaciones ubicadas entre 878 y 2.962 msnm. Los resultados se compararon con los obtenidos

de registros DMC, DGA y ASUW. Finalmente, las implicaciones hidrológicas de las distintas estimaciones de la isoterma 0°C se evaluaron estimando la precipitación total líquida en la cuenca para cuatro eventos ocurridos el 2017. Las siguientes son las principales conclusiones:

- Se observan variaciones significativas dentro y entre días de la STLR *in situ*. Se detectan grandes diferencias entre las estaciones para diferentes momentos del día, con el STLR más alto (i.e. un valor menos negativo) durante la mañana y más bajo durante la noche.
- Debido al efecto de isla de calor de la ciudad, lleva a que los STLR estimados con estaciones meteorológicas instaladas en la ciudad (DMC) no sea capaz de capturar la variabilidad horaria del STLR estimado con estaciones instaladas en la cordillera (WSN). Está generando una curva notoriamente más constante que, en especial durante las horas de la noche.
- Los valores de STLR *in situ* difieren cuando hay y no hay precipitación. Durante los eventos, los valores de STLR son más similares independiente de la temporada, con un promedio anual de -5,7°C/km. Además, las regresiones lineales son peores debido a la inversión térmica en la zona.
- Durante los eventos de lluvia, cuando hay mayores temperaturas en la cuenca baja (i.e. eventos cálidos), se presentan diferencias estadísticamente significativas entre los valores del STLR, con valores promedio de STLR *in situ* de -5,6°C/km y -5,9°C/km para eventos cálidos y no cálidos, respectivamente. La variación del promedio de las isotermas (2.775 y 2.120 msnm, eventos cálidos y no cálidos) lleva a un aumento de más de un 30% en el área aportante de la cuenca. Esto es crítico ya que los eventos cálidos generalmente causan crecidas rápidas y aluviones en el área.
- Las estimaciones de STLR y elevación de la isoterma 0°C a partir de datos *ex situ* son muy sensibles a la existencia de registros en elevaciones altas. Esto es evidente cuando no se utilizan las temperaturas de la estación más alta DMC (2.750 msnm) en las estimaciones.
- El gradiente térmico del aire libre estimado utilizando datos de sondeo atmosférico regional (ASUW) no es representativa del STLR *in situ*; sin embargo, permite una buena estimación de la elevación de la isoterma 0°C.
- Las temperaturas mínimas y máximas diarias no permiten la buena estimación de STLR *in situ* y la elevación de la isoterma 0°C, sin importar la existencia de una estación elevada.
- Si se va a utilizar un único valor constante de STLR para la modelación hidrológica en el área de estudio durante eventos de precipitación, se recomienda utilizar -6,0 o -6,5°C/km. Estos valores son similares al promedio anual de STLR *in situ* para los eventos de precipitación. Sin embargo, estos valores no son representativos del STLR *in situ* durante los eventos cálidos.

Este estudio es uno de los pocos que estudia la dinámica horaria, diaria y estacional del STLR y de la isoterma 0°C en la cordillera de Los Andes. No obstante, se deben tomar ciertas precauciones al usar los resultados pues fueron obtenidos usando dos años de registro en una cuenca en particular. A futuro se propone replicar la campaña de monitoreo y análisis en otras latitudes dentro de los Andes, considerándose periodos de estudio de al menos dos años, dada la variabilidad observada en nuestro trabajo. Además, se propone explorar en más detalle la variabilidad espacial del STLR, ya que su dinámica puede cambiar según condiciones locales.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por los proyectos FONDAP 15110017 y Fondecyt 1161439 así como el Instituto Nacional de Hidráulica. También se agradece a los proyectos FONDEF IT13i20015, FONDAP 15110020, y la Sociedad del Canal de Maipo.

REFERENCIAS

- Brunt, D. (1933). The adiabatic lapse-rate for dry and saturated air. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 59(252), 351-360
- Comin, A. N., Schumacher, V., Justino, F., & Fernández, A. (2018). Impact of different microphysical parameterizations on extreme snowfall events in the Southern Andes. *Weather and Climate Extremes*, 21, 65-75.
- Córdova, M., Célleri, R., Shellito, C. J., Orellana-Alvear, J., Abril, A., & Carrillo-Rojas, G. (2016). Near-surface air temperature lapse rate over complex terrain in the Southern Ecuadorian Andes: implications for temperature mapping. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 48(4), 673-684
- Garreaud, R. (2013). Warm winter storms in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5), 1515-1534
- Hamlet, A. F., & Lettenmaier, D. P. (2005). Production of temporally consistent gridded precipitation and temperature fields for the continental United States. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 330-336.
- Hanna, E., Mernild, S. H., Yde, J. C., & Villiers, S. D. (2017). Surface air temperature fluctuations and lapse rates on Olivares Gamma Glacier, Rio Olivares basin, central Chile, from a novel meteorological sensor network. *Advances in Meteorology*, 2017
- Instituto Nacional de Estadísticas (INE) (2018). *Síntesis de los Resultados Censo 2017*. Retrieved from <https://www.censo2017.cl>, July 2nd, 2019.
- Kattel, D. B., Yao, T., & Panday, P. K. (2018). Near-surface air temperature lapse rate in a humid mountainous terrain on the southern slopes of the eastern Himalayas. *Theoretical and applied climatology*, 132(3-4),
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263
- Lara, M. & Sepúlveda, S. A. (2010). Landslide susceptibility and hazard assessment in San Ramón Ravine, Santiago de Chile, from an engineering geological approach. *Environmental Earth Sciences*, 60(6), 1227-1243.
- Lara, M., Sepúlveda, S. A., Celis, C., Rebolledo, S., & Ceballos, P. (2018). Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills, Chile. *Andean Geology*, 45(3), 433-442.
- Lundquist, J. D., & Cayan, D. R. (2007). Surface temperature patterns in complex terrain: Daily variations and long-term change in the central Sierra Nevada, California. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D11).
- Lundquist, J. D., Neiman, P. J., Martner, B., White, A. B., Gottas, D. J., & Ralph, F. M. (2008). Rain versus snow in the Sierra Nevada, California: Comparing Doppler profiling radar and surface observations of melting level. *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 194-211.
- Minder, J. R., Mote, P. W., & Lundquist, J. D. (2010). Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D14).
- Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M., & McPhee, J. (2014). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493, 1197-1210.
- Pérez, J. (2011). *Riesgo de Inundación Producto del Cambio Climático Caso de Estudio: Quebrada San Ramón*. (Undergraduate's thesis) Retrieved from Repositorio Académico Universidad de Chile (<http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/104319>). Universidad de Chile

Programa Hidrológico Internacional para America Latina y el Cariba (PHI-LAC).(2013). Curvas Intensidad Duración Frecuencia para las regiones Metropolitana, Maule y Biobío. Intensidades desde 15 minutos a 24 horas. Documento técnico N°29, UNESCO PHI, 129 p.

Ríos, V., Gironás, J., Escauriaza, C., Oberli, C., Castro, L., Zuazo, V., et al. (2019). Using continuous simulation for the meteorological characterization of floods in a high-relief peri-urban catchment in central Chile. Submitted to *Journal of Hydrology and Hydromechanics*.

Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7), 1032-1046

Scharffenberg, W., & Fleming, M. (2010). Hydrologic modeling system HEC-HMS user's manual. User Manual, USACE, Washington D.C., 306 p.

Sepúlveda, S., Rebolledo, S., Lara, M., & Padilla, C., (2006). Landslide hazards in Santiago, Chile: an overview. In *Proceedings of the 10th Congress of the International Association of Engineering Geology and the Environment, paper* (No. 105).

Sepúlveda, S. A., & Padilla, C. (2008). Rain-induced debris and mudflow triggering factors assessment in the Santiago cordilleran foothills, Central Chile. *Natural Hazards*, 47(2), 201-215

Sernageomin (2007). Principales desastres ocurridos desde 1980 en Chile. Gobierno de Chile.

Tang, Z., & Fang, J. (2006). Temperature variation along the northern and southern slopes of Mt. Taibai, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3-4), 200-207

Wang, G. Y., Zhao, M. F., Kang, M. Y., Xing, K. X., Wang, Y. H., Xue, F., & Chen, C. (2017). Diurnal and seasonal variation of the elevation gradient of air temperature in the northern flank of the western Qinling Mountain range, China. *Journal of Mountain Science*, 14(1), 94-105.

White, A. B., Gattas, D. J., Strem, E. T., Ralph, F. M., & Neiman, P. J. (2002). An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(5), 687-697.