

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

**TEMPERATURA SUPERFICIAL EN LOS ANDES SUBTROPICALES  
OCCIDENTALES BAJO CONDICIONES DE CLIMA HÚMEDO Y SECO Y SU  
COMPARACIÓN CON LA TEMPERATURA DE LA ATMÓSFERA LIBRE**

**MARÍA DE LOS ÁNGELES IBAÑEZ<sup>1</sup>,  
JORGE GIRONÁS<sup>2</sup>,  
RENE GARREAU<sup>3</sup>,  
RICARDO MUÑOZ<sup>4</sup>,  
CHRISTIAN OBERLI<sup>5</sup>,  
CRISTIÁN CHADWICK<sup>6</sup>,  
CLAUDIO MEIER<sup>7</sup>**

**RESUMEN**

Las temperaturas del aire superficial (SAT) en las regiones montañosas son muy relevantes para comprender y modelar los procesos hidrológicos, como lluvia escorrentía, la acumulación y el derretimiento de la nieve. Debido a la falta de información en cuencas de alta montaña se suele estimar la SAT en ambientes montañosos con mediciones al aire libre (FAT), a pesar de que estas difieren debido a la topografía, vientos y nubes. En este trabajo, se caracteriza empíricamente la variación de SAT, gradiente térmico superficial (STLR) y altitud de isoterma 0°C (H0) en la ladera oeste de los Andes subtropicales y se compara con FAT. Los datos de SAT se obtienen durante tres años cada 10 minutos de una red de sensores de alta densidad en la Quebrada de Ramón (878-3250 msnm). Para FAT, se usan meteorológicos de aeronaves estandarizados horariamente entre 600-4000 msnm, y datos diarios de radiosonda en Santo Domingo. Tanto el STLR como el H0 en la cordillera presentan variaciones a lo largo del año como sub-diarias, presentando diferencias bajo condiciones de precipitación (CP) y secas. La estimación de H0 antes y después de CP tienden a sobreestimarla. El gradiente atmosférico horario presenta un sesgo positivo con respecto al STLR. Para registros no continuos de H0 atmosférico, sin información durante CP, la mínima de las mediciones disponibles tiene menores diferencias que media o máxima de las mediciones; cuando hay mediciones, la media es una mejor estimación.

---

<sup>1</sup> Master en Ingeniería Civil en Hidrología y Candidata a Doctor, PUC –mdibanez2@uc.cl

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

<sup>3</sup> Profesor Titular, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile –rgarreau@uchile.cl

<sup>4</sup> Profesor Asociado, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile –rmunoz@dgf.uchile.cl

<sup>5</sup> Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Eléctrica, PUC –obe@ing.puc.cl

<sup>6</sup> Profesor Asistente, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez –cristian.chadwick@uai.cl

<sup>7</sup> Profesor Asociado, Department of Civil Engineering, University of Memphis –cimeier@memphis.edu

## 1. INTRODUCCIÓN

La temperatura del aire en la superficie (SAT) en las regiones montañosas es muy relevante para varios procesos hidrológicos (Ibanez et al., 2021) como lluvia-escorrentía, acumulación y derretimiento de nieve, y variación de masa de glaciares, entre otros (Pepin et al., 2015), y ecosistemas montañosos. Dos variables importantes en el estudio de SAT son el gradiente de temperatura superficial (STLR), y la altura de la isoterma de 0°C (H0), que delimita aproximadamente el área que produce la escorrentía directa (Immerzeel et al., 2014).

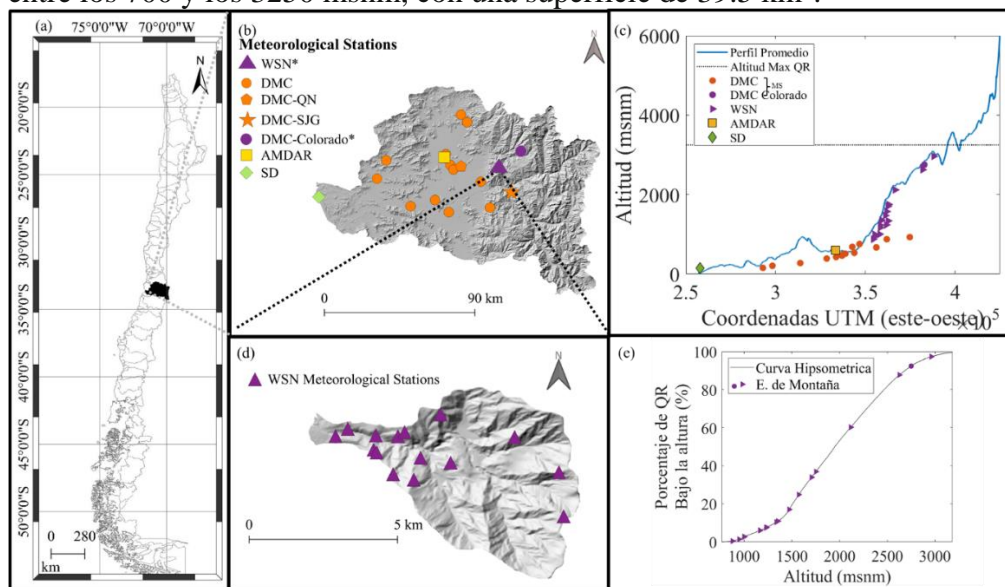
La instalación y el mantenimiento de instrumentos meteorológicos en terrenos montañosos son un desafío (Chae et al., 2012). Para tener una cobertura completa de las mediciones en diferentes rangos de altitud, el número de estaciones meteorológicas, especialmente en altitudes elevadas, suele ser insuficiente (Wang et al., 2017). Además, para describir la evolución temporal de STLR es necesaria una red de sensores densa con alta resolución temporal (Ibanez et al., 2021; Minder et al., 2010). Debido a la falta de datos meteorológicos en grandes altitudes, comúnmente se extrapola el SAT desde la cuenca baja a diferentes elevaciones usando SLTR para modelar diferentes procesos hidrológicos (Blandford et al., 2008). No obstante, los valores, que suelen oscilar entre -7,0 y -6,0 °C/km (Hamlet & Lettenmaier, 2005), suelen utilizarse sin observaciones in situ. Otra alternativa para estimar la SAT en regiones montañosas es la extrapolación espacial y temporal de las mediciones de la temperatura del aire libre (FAT) por radiosonda o información satelital (Pepin et al., 2003). Sin embargo, el perfil de FAT y SAT en regiones montañosas difiere (Pepin et al. 2005) debido a la topografía, línea de nieve, nubes y vientos (Pepin et al., 2011). La extrapolación puede generar errores significativos en los modelos hidrológicos y la estimación de la escorrentía (Minder et al. 2010; Ibañez et al. 2021). Además, en muchos casos, no hay lanzamientos continuos de radiosondas cerca de la zona de estudio, o las nubes afectan la calidad de la información satelital, especialmente durante eventos de precipitación (Pepin et al., 2015)

El SAT ha sido estudiado en diferentes montañas alrededor del mundo, como el Himalaya (Kattel et al., 2018), la montaña BaekduDaegan de Corea (Chae et al., 2012), los Alpes europeos (Rolland, 2003), las Montañas Rocosas (Blandford et al., 2008), las Montañas Cascade (Minder et al., 2010). Los estudios han medido STLR y H0, algunos de ellos incluyen ciclos estacionales y diarios como también variabilidad. La Cordillera de los Andes, especialmente el lado occidental, ha recibido poca atención con respecto a los estudios de SAT, existen pocos estudios de la variación diaria y horaria de STLR y H0 (Ibañez et al., 2021). Hasta donde sabemos, solo existen estudios para los Andes tropicales ecuatorianos (Córdova et al., 2016) y para algunos glaciares específicos en los Andes chilenos (Hanna et al., 2017; Petersen & Pellicciotti, 2011) y se basan registros menores a año. Ibañez et al. (2021) realizaron el primer estudio de STLR en una precordillerana chilena de los Andes subtropicales (WSA), analizaron la variación estacional, mensual y diaria utilizando una red de sensores alta densidad temporal y espacial en la montaña, sin considerar la capa de inversión térmica, con dos años de datos. Además, comparan el STLR y el H0 estimados in situ durante eventos de precipitación con estaciones meteorológicas externas en el valle y radiosondas lanzados en la costa. Debido a que, en el mejor de los casos, había dos mediciones por evento, se realizó una comparación entre el perfil FAT y SAT con pocos datos y no compararon los datos en condiciones de clima seco.

Este trabajo presenta un estudio empírico de SAT, específicamente de STLR y H0, en el WSA (33-34°S) y un análisis de las diferencias entre SAT con FAT medidos horariamente en el valle (a 30 km), y los de radiosonda en medidos en la costa (150 km) dos veces al día. Se utiliza una red de sensores de alta densidad temporal de 15 estaciones meteorológicas en una cuenca en la WSA que mide cada 10 minutos durante tres años (abril 2017- marzo 2020), con elevaciones entre ~878 a 2964 msnm. La variación horaria y estacional de STLR y H0 en la WSA se analiza teniendo en cuenta sobre la capa de inversión térmica y se compara en condiciones de precipitación y seco.

## 2. ANTECEDENTES

El área de estudio se ubica en la zona central de Chile (32°55'S - 34°15'S y 69°46'- 71°43'W), en la cuenca del río Maipo, que se extiende desde el nivel del mar hasta los 6.500 msnm y tiene 15.304 km<sup>2</sup> de superficie (Figura 1). El río Maipo es una de las principales fuentes de agua para la agricultura, minería, industria, medio ambiente (Pellicciotti et al., 2014), y agua potable de la cuenca, donde el agua abastece aproximadamente al 60% de los hogares (~1.440.000) (Sarmiento et al., 2018; SISS, 2018) del área metropolitana. Durante las últimas décadas, la ciudad ha tenido un rápido desarrollo y ha expandido hacia la WSA, hacia la precordillera. Esto, representa un riesgo para la población debido a que existen más de 30 subcuencas que son drenadas por quebradas, con escasa vegetación, cañones profundos y fuertes pendientes (Comin et al., 2018), que forman abanicos aluviales (Lara et al., 2018). El cerro más alto de la Precordillera es San Ramón a 3250 msnm, en la cuenca de la Quebrada de Ramón (QR) la cual (Figura 1c) oscila entre los 700 y los 3250 msnm, con una superficie de 39.5 km<sup>2</sup>.



**Figura 1.** Zona de Estudio. (a) Chile (b) Cuenca del Maipo (CM) (c) Quebrada de Ramón (QR)(d) Perfil de elevación promedio de la CM con la posición de las estaciones (e) curva hipsométrica de la QR con la posición de las estaciones

Durante las últimas tres décadas, más de 15 eventos de inundaciones han afectado a miles de personas, causando muertes y pérdidas materiales por más de 17.5 millones de dólares (Sernageomin, 2017). La predicción y modelación de estos eventos hidroclimáticos, que

dependen fuertemente de STLR y H0, estos son clave para prevenir y tomar políticas públicas para disminuir el riesgo y la vulnerabilidad de la población. Uno de los eventos más importantes ocurrió en mayo de 1993, donde las altas temperaturas durante el evento arroz H0 hasta ~4000 msnm. Debido a estas condiciones anormales en las dos quebradas de Santiago, Quebrada de Macul y Quebrada de Ramón, se produjeron crecidas y aluviones.

El clima de la zona de estudio está mayormente influenciado por el anticiclón subtropical del Pacífico Sureste y es clasificado como mediterráneo semiárido (Kottek et al., 2006). De mayo a septiembre es la estación fría y lluviosa, y de octubre a abril es la estación seca y cálida. La temperatura está influenciada principalmente por la radiación solar, existe un claro ciclo diario, más fresco durante la noche y la mañana (3:00-9:00 h) y más cálido al mediodía y por la tarde (12:00-9:00 h) (Muñoz et al., 2022). Existe una alta variabilidad interanual influenciada principalmente por ENSO (Montecinos & Aceituno 2003). Durante la temporada de lluvias, en el valle (Santiago a 550 msnm), la precipitación promedio es de 286 mm/año, y aumenta hasta 1300 mm/año en la cima de los Andes (Viale & Garreaud, 2015). No obstante, desde 2010 el centro de Chile ha presentado condiciones más secas de lo normal conocidas como Mega Sequía. La acumulación de nieve en la parte alta de los Andes durante las tormentas de invierno es común debido a que el H0 promedio histórico es ~2300 msnm. Durante la estación húmeda, los ríos atmosféricos (AR) se asocian con eventos de precipitación intensa y extrema (Viale et al., 2018). A veces producen tormentas invernales cálidas, con temperaturas del aire superiores a 10,5°C en el valle, lo que eleva la H0 sobre de los 3.000 msnm, aumentando el área aportante generando caudales instantáneos mayores que pueden causar inundaciones (Garreaud, 2013). Durante el verano, las tormentas convectivas provocan eventos de precipitación poco comunes en condiciones cálidas con el potencial de desencadenar deslizamientos de tierra y eventos de turbidez.

La topografía confinada de la cuenca del Maipo, junto con la influencia del anticiclón subtropical del Pacífico Sureste crean las condiciones ideales para la generación una capa de inversión térmica persistente en la troposfera baja (Burger et al, 2018); cuyo tope se mantiene alrededor de los 1.000 msnm (Garreaud, 2009). Muñoz et al (2022) muestran el ciclo diario de inversión durante la estación fría que oscila entre los 500 y 1600 msnm. La inversión se presenta con mayor frecuencia durante la noche y la mañana, mientras que disminuye entre el mediodía y las 18:00 h

### **3. DATOS Y MÉTODOS**

Se utilizan cuatro conjuntos de datos. Primero, WSN es una red inalámbrica de sensores de alta densidad compuesta por 15 microestaciones meteorológicas en la QR, con área de 39 km<sup>2</sup> con un rango de elevación de 878 y 2962 msnm que mide la temperatura del aire superficial cada 10 min. Es una red experimental por lo que no todas las estaciones informan todo el tiempo. Las estaciones están expuestas y orientadas al norte debido al uso de paneles solares; sin embargo, los sensores de temperatura están instalados dentro de una pantalla Stevenson. La ubicación de la estación permite capturar el comportamiento de H0 durante las tormentas invernales en Chile central. Se aplicó el mismo preproceso informado por Ibáñez et al (2021) para eliminar valores atípicos y mediciones duplicadas y establecer una base de tiempo común y regular de 10 min.

Como segundo conjunto de datos, la red de estaciones meteorológicas de la DMC en la cuenca del río Maipo está compuesta por 15 estaciones meteorológicas automáticas operativas con elevaciones entre 154 y 2750 msnm que miden cada minuto. Los datos de temperatura superficial se obtuvieron de las 14 estaciones. Los datos de precipitación se obtuvieron de la estación más cercana a QR (22.3 km) con mayor registro de datos, ubicada en la precordillera a 982 msnm, San José de Guayacán. Los sensores de temperatura se instalan utilizando una pantalla Stevenson y se instalan a 2 m del suelo. Los conjuntos de datos de temperatura y precipitación no tienen control de calidad, y los *outliers* se eliminaron y establecieron en la misma base de tiempo de 10 minutos utilizando el mismo preprocesamiento de Ibanez et al. (2021).

La tercera base de datos son los datos de temperatura del aire atmosférico del DMC se obtienen a partir de datos de radiosondas lanzadas diariamente en la costa a 110 km al oeste del QR en Santo Domingo (Figura 1b; SD). Muchas de veces se lanzan dos veces al día (00 y 12 UTC); no obstante, hay veces que se lanzan una vez. La sonda durante la ascensión se mueve hacia la WSA por los vientos del oeste. Las mediciones de las sondas son representativas de la atmósfera de la cuenca del Maipo (Yáñez-Morroni et al., 2018).

Finalmente, la cuarta base de datos son datos atmosféricos de AMDAR, estos se basan en datos meteorológicos de aeronaves adquiridos en las fases de ascenso y descenso (Muñoz et al., 2022). Aplicaron filtros adicionales para estandarizar la altura; entre 600-6000msnm. En cuanto a la resolución vertical, Muñoz et al. (2022) interpolan linealmente cada perfil de temperatura vertical en una cuadrícula vertical regular con una resolución de 25 m. Luego, se promediaron todos los sondeos en cada hora para producir la base de datos básica por hora.

Este documento analiza y compara tres años hidrológicos de diferentes conjuntos de datos desde abril de 2017 hasta marzo de 2020. En estos tres años de estudio se presentaron 38 eventos de precipitación en San José de Guayacán, los cuales se definen cuando el volumen total de precipitación es mayor a 1 mm y el tiempo entre llegadas para separar eventos independientes es de al menos 14 h (Zeipi y Fernandez, 2010). El índice ENSO fue principalmente neutral, con algunas anomalías frías que no son lo suficientemente fuertes como para llamar a una fase "Niña".

Para analizar los datos de temperatura de la superficie con un rango más amplio de altitudes, los conjuntos de datos WSN y DMC se consideraron juntos (154 a 2962 msnm). Las estaciones en la cordillera, (las 15 estaciones WSN y la estación superior DMC a 2750 msnm) en adelante, se denominan Estaciones de Montaña (MS). Uno de los principales desafíos de este estudio fue que no todos los MS estuvieron operativos todo el tiempo debido al estado experimental de las estaciones WSN. No obstante, al menos una estación cada 150 m entre 870 y 1770 msnm y una de las cuatro estaciones más altas (2110-2962 msnm), reportan en cada instante de tiempo, lo cual es muy importante para analizar el STLR y H0 en la montaña (Ibanez et al., 2021). El principal objetivo de este trabajo es analizar el perfil de temperatura (PTS), el STLR y H0 cada 10 minutos, por lo que se consideran todas las mediciones disponibles en cada instante de tiempo.

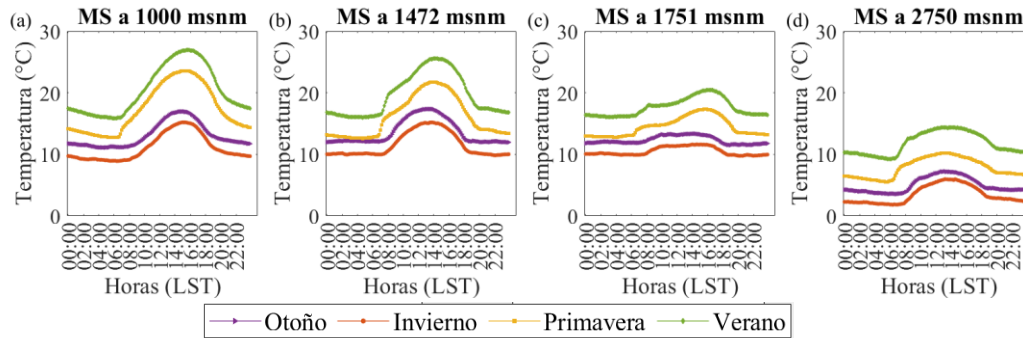
El PTS se clasificó principalmente en tres casos diferentes. Primero, cuando hay inversión térmica, donde en los primeros metros la temperatura aumenta con la altitud y luego disminuye, y si es que hay tres o más mediciones en el MS sobre la parte superior de la capa de inversión (TIL). En segundo caso, hay inversión térmica, sin embargo, hay dos o una medición de la MS

sobre la TIL. El tercer caso es cuando la temperatura disminuye con la altitud; la mayoría de los casos son bajo condiciones de precipitación. En el primer y segundo caso, el perfil no es lineal; tal ha sido reportado en otras montañas (Frei et al. 2014). Se programó un algoritmo para estimar el STLR de montaña y H0 de montaña (en adelante STLR y H0), considerando diferentes casos del perfil de temperatura superficial. Siendo el STLR la pendiente resultante del ajuste lineal entre la altitud y temperatura. La H0 se estimó mediante interpolación o extrapolación (sobre o bajo de 2962 msnm) del ajuste lineal y encontrando H0. Los valores atípicos bajo 500 y sobre de 10000 msnm fueron eliminados. Por lado, el gradiente de temperatura del aire libre (FTLR) para cada paso de tiempo se estimó utilizando de los datos de temperatura del aire del conjunto de datos AMDAR con la misma altitud que la estimación STLR. Para H0 se interpoló entre la altitud del último valor de temperatura sobre 0°C y el primero bajo él. El mismo procedimiento se realizó para estimar H0 con sondeos de SD.

#### **4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

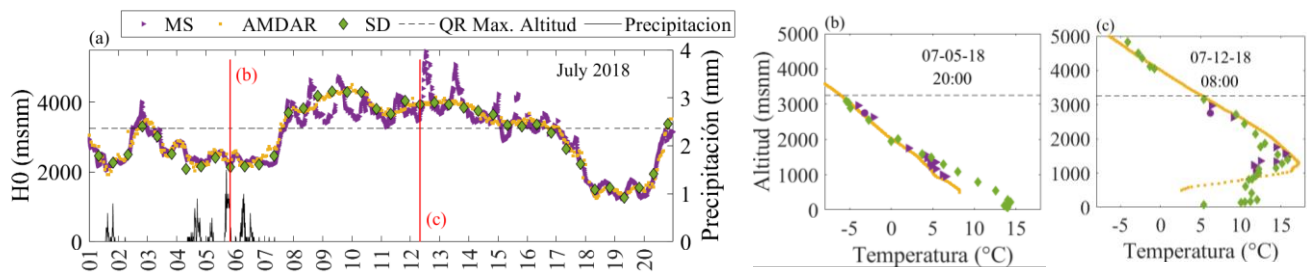
La temperatura en QR depende principalmente de la radiación solar. La Figura 2 presenta la temperatura media horaria para las diferentes estaciones (otoño, invierno, primavera y verano) de cuatro MS a diferentes altitudes (1000, 1450, 1751 y 2962 msnm). En todas las altitudes, la curva de invierno muestra las temperaturas más bajas debido a la menor radiación solar, luego el otoño, la primavera y las temperaturas más altas se dan durante el verano. En el ciclo diario, en todas las altitudes y todas las estaciones, la temperatura aumenta con la salida del sol (a las ~6:00 h para primavera y verano y a las ~8:00 h para otoño e invierno) cuando la superficie comienza a calentarse. La temperatura máxima ocurre durante la tarde (~14:00-16:00 h), cuando el aire es calentado por la radiación solar y superficial, luego desciende hasta la puesta del sol (~19:00 h), y decrece suavemente hasta el amanecer. Existen algunas particularidades en algunas curvas que pueden ser producidas por efectos topográficos.

La diferencia entre la temperatura máxima y la mínima se denomina amplitud de temperatura. Teóricamente, con la misma radiación solar, la amplitud de la temperatura de la superficie debería aumentar con la altitud debido a la menor presión y densidad del aire en las altitudes más altas. Sin embargo, como se muestra en la Figura 2 en este caso, las estaciones bajas de la ladera presentan una mayor amplitud que las altas. Esto podría deberse a diferentes factores, como la capa límite del valle, la inversión y la exposición a diferentes condiciones de aire. Las estaciones más bajas están influenciadas por el aire del confinado valle de Santiago, mientras que las más altas están influenciadas por los vientos y la troposfera. Además, la amplitud térmica del MS a 2750 msnm es superior a los 1751 msnm por la influencia del valle.



**Figura 2:** Perfil de temperatura promedio por estaciones para cuatro estaciones de montaña (MS)

El H0 estimado con los tres conjuntos de datos diferentes (MS, en triángulos púrpuras, AMDAR, en cuadrados amarillos y SD, en rombos verdes) durante los primeros 20 días de julio de 2018 se presenta en la Figura 3a. En general, los tres conjuntos de datos presentan un comportamiento similar en la estimación de H0. No obstante, sobre la altitud máxima de la cuenca QR (3250 msnm, la línea punteada en la Figura 3), existen diferencias entre las estimaciones de aire libre (AMDAR y SD) y la estimación de superficie (MS). Cuando el MS H0 es una extrapolación (por encima de los 2962 msnm) tiende a presentar un ciclo diario, lo que se debe a la mayor amplitud de temperatura de las altitudes más bajas durante el día que las altitudes más altas, diferencias similares en amplitud de temperatura a lo largo del día y altitud también están presentes en la temperatura del aire libre (Muñoz et al., 2022). En la Figura 3c se muestra un ejemplo de perfil de temperatura cuando H0 está por encima de la altitud máxima QR. En este caso, los tres perfiles de temperatura son similares porque se miden justo después del amanecer (8:00 h). Debido a esto, aún no están influenciados por la radiación y el calentamiento de la superficie. Dado que no hay mediciones de SD durante la tarde, no es posible comparar los tres perfiles de temperatura cuando hay más diferencias en la estimación de H0. Por otro lado, cuando el H0 MS está por debajo de los 3250 msnm AMDAR y SD presentan valores similares, especialmente durante el evento de precipitación (7/4-7/7), donde los perfiles de temperatura son similares, como se muestra en la Figura 2b. Más detalles se explicarán en las Figuras 4 y 5.

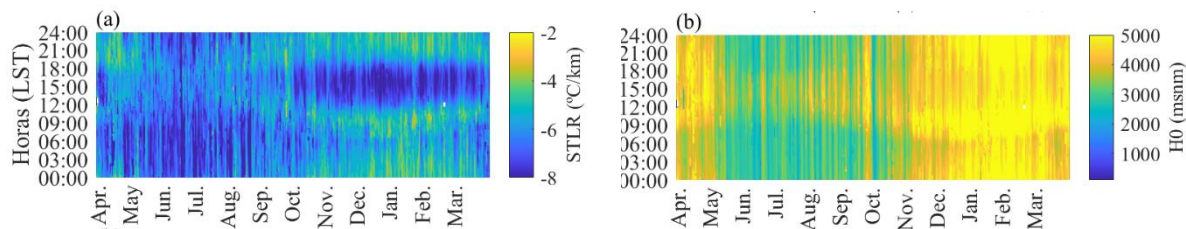


**Figura 3:** (a) Ejemplo de H0 estimada con MS, AMDAR, y SD 55z(b) Perfil de temperatura durante condiciones de precipitación. (c) Perfil de temperatura para condiciones secas.

#### 4.1: STLR y H0 en la WSA

El STLR medio horario y H0 a lo largo del año estimado con MS en la WSA se muestra en la Figura 4. El STLR y H0 presentan una marcada estacionalidad, con menor variabilidad diaria durante las estaciones frías (abril-septiembre) que las cálidas (octubre-marzo). El STLR (Figura 4a) es menos variable durante el día durante la estación fría debido a menores diferencias en la amplitud térmica entre la temperatura diaria a diferentes elevaciones. Por otro lado, se presenta un marcado ciclo diario del STLR durante las estaciones cálida y seca, influenciado por mayores diferencias de amplitud térmica entre las temperaturas diarias a diferentes altitudes. Entre el mediodía y las primeras horas de la noche (~18:00 h) son las horas de máxima radiación. La temperatura en el MS inferior, influenciada principalmente por el aire del valle, aumenta más que la temperatura en las MS más altas (sobre 1700 msnm), influenciada principalmente por la troposfera; por lo tanto, hay STLR más empinados (la temperatura disminuye más con la altitud). De lo contrario, las STLR suaves (la temperatura disminuye menos con la altitud) ocurre cuando la radiación disminuye y, como consecuencia, la temperatura en las MS más bajas disminuye más que en el MS más altas.

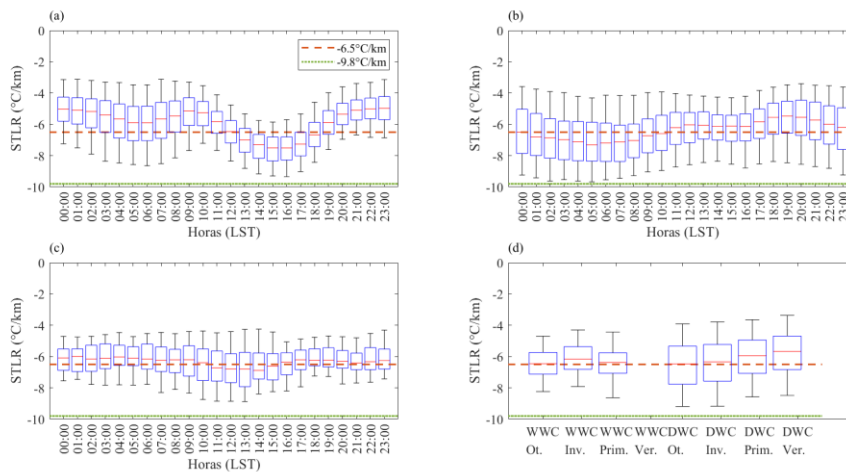
Durante las estaciones frías H0 presentan valores más bajos que las estaciones cálidas (Figura 4b). Entre abril y septiembre, H0 presenta un ciclo diario con la mayor H0 durante la tarde, las horas de mayor radiación y la menor H0 antes del amanecer. No obstante, para las estaciones cálidas, los valores más bajos de H0 ocurren durante la tarde (Figura 4b). La principal razón de este comportamiento es que el H0 sobre los 2962 msnm se extrapola con el STLR. Debido a esto, la H0 depende de la SLTR, con SLTR más empinada (durante la tarde), la estimación de H0 disminuye, y cuando es más suave, aumenta.



**Figura 4:** Termoisopleta de la variación del promedio horario del STLR (a) and H0 (b) a lo largo del año estimada en WSA con las MS

El comportamiento de STLR en la WSA difiere en condiciones de precipitación (WWC, por sus siglas en inglés) y condiciones de clima seco (DWC, por sus siglas en inglés) (Ibañez et al., 2021). El STLR bajo DWC durante las estaciones cálidas (Figura 5a) presenta un ciclo diario, con los valores más altos durante la tarde, los menos empinados durante la noche y un segundo ciclo suave durante la mañana, también mostrado en la Figura 4a. Las medianas de los valores más pronunciados oscilan entre  $-7,0$  y  $-7,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  durante la tarde (13:00-17:00 h). Mientras que las medianas de los valores más suaves se encuentran entre  $-5,0$  y  $-5,2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  durante la noche entre las 22:00-02:00 h cuando no hay influencia de la radiación solar. El STLR bajo DWC durante las estaciones frías (Figura 5b) presenta un ciclo diario más estable que durante las estaciones cálidas, con medianas entre  $-7,1$  y  $-5,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . El ciclo diario es lo opuesto a las estaciones cálidas; los valores más pronunciados ocurren durante la noche, con el mínimo a las 6:00 h antes del amanecer y los valores más bajos durante la noche. Después del amanecer, la

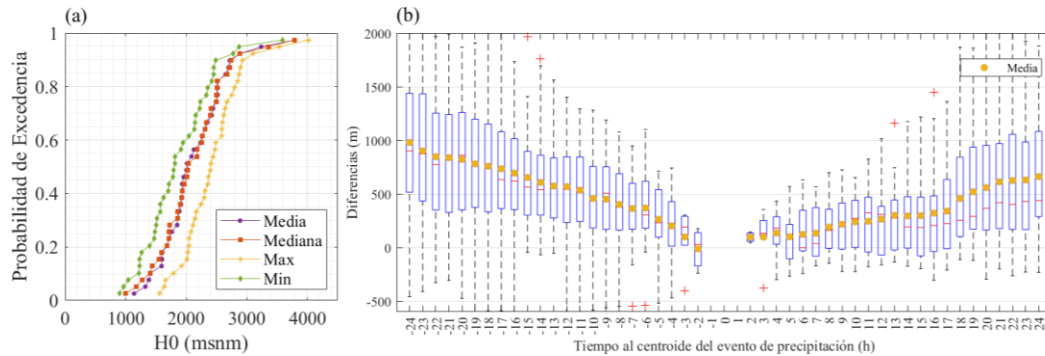
temperatura sube en todas las elevaciones; no obstante, la baja influencia de la radiación y su consecuencia más baja amplitud térmica que la estación cálida, el STLR se mantiene más suave con medianas entre  $-6.0$  y  $-5.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$  durante la tarde y al final de la noche. Por la noche (21:00 h) hasta el amanecer (6:00-7:00 h), la temperatura en las alturas más altas se vuelve más fría que en las alturas más bajas, que tienen más inercia térmica por la influencia del valle. Debido a esas diferencias de enfriamiento, los STLR son más pronunciados entre las 5:00 y las 6:00 h con medianas de  $-7,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Durante WWC, el SLTR tuvo menos variación a lo largo del día (Figura 5c), manteniéndose cerca de  $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , el gradiente térmico adiabático (la línea de puntos roja en la Figura 5). La variación en el STLR bajo DWC y WWC entre las diferentes estaciones del año se presenta con los *boxplots* en la Figura 5d. Los diagramas de caja de los STLR de DWC tienen un rango mayor que los de WWC.



**Figura 5:** Boxplots del STLR horario bajo condiciones secas durante: (a) primavera y verano (b) otoño e invierno (c) Boxplots del STLR horario bajo WWC durante otoño e invierno (d) Boxplots de los STLR para condiciones de precipitación y secas para otoño, invierno, primavera y verano.

La curva de probabilidad de excedencia de la media, mediana, mínima y máxima de  $H_0$  estimada durante cada evento de precipitación se muestra en la Figura 6a. El  $H_0$  medio de los eventos de precipitación estimados en la WSA (puntos morados) con el MS tiene un promedio de 2126 msnm, con un 45% de los eventos de precipitación teniendo su  $H_0$  promedio por encima de este valor, incluso con un evento que alcanza los 3790 msnm (Figura 6a). La mayoría de los eventos (35 de los 38) tuvieron su  $H_0$  promedio en el rango de 1139 y 3000 msnm. La curva mediana  $H_0$  de los eventos de precipitación (cuadrados rojos) presenta valores similares a la curva promedio, con valores ligeramente inferiores al inicio de la curva. Los valores mínimos (rombos verdes) estimados en WSA oscilan entre 897 y 3585 msnm, con una media de 1873 msnm, con un 39% de los eventos por encima de los 2000 msnm. Por su parte, los valores máximos van desde los 1559 hasta los 4024 msnm, una media de 2433 msnm, y el 87% de ellos superan los 2000 msnm. Comprender la variación temporal de  $H_0$  antes y después de los eventos de precipitación conduce a mejorar la modelación hidrológico en zonas donde no existen mediciones continuas. La Figura 6c muestra los *boxplots* de diferencias (m) entre la media horaria  $H_0$  estimada horas antes (valores negativos en los ejes x) y después (valores positivos en los ejes x) del tiempo del centroide de cada evento y la media  $H_0$  de cada evento. En general, hay un sesgo positivo, sobrestimando la  $H_0$ , y las diferencias aumentan a medida que aumenta el tiempo desde el

centroide. No obstante, la H0 estimada antes de los eventos de precipitación presenta mayores diferencias que la estimada después.



**Figura 6:** (a)Curvas de probabilidad de excedencia de máximo, media, mínimo y mediana de H0 durante los eventos de precipitaciones. (b) Boxplot de las diferencias (m) entre la media horaria de H0 estimada horas antes y horas después del centroide cuando no está precipitando.

#### 4.2 Comparación entre MS y medidas de aire libre en el valle cada hora.

Los datos de temperatura del aire libre suelen tener registros más largos, pero con menor cantidad de mediciones que los datos de temperatura de la superficie de la montaña. Comprender el sesgo y las diferencias en la estimación de H0 y la gradiente de temperatura (TLR) entre ambas condiciones permite mejorar el modelado hidrológico. Las tormentas cálidas en Chile central son definidas por Garreaud (2013) como cuando la temperatura promedio durante el evento de precipitación en el valle, en Quinta Normal es superior a  $10,5^{\circ}\text{C}$  ( $\sim 30\%$ ); los demás eventos se denominarán eventos fríos. El conjunto de datos AMDAR proporciona mediciones de la temperatura del aire libre por hora que permiten una comparación de alta resolución de tiempo de H0 y TLR.

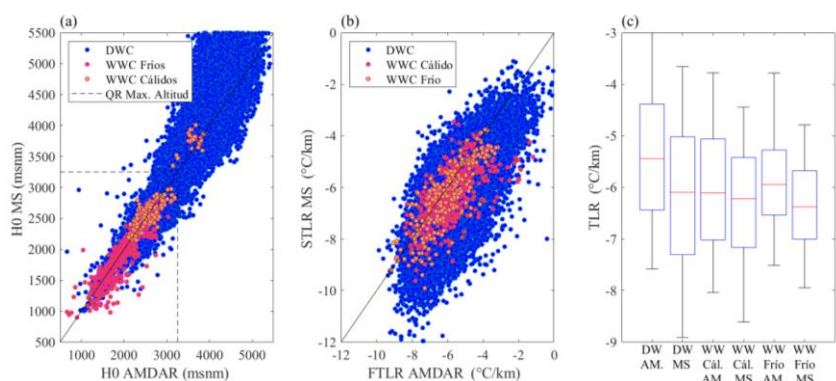
La Figura 7 muestra una comparación de la estimación de H0 y TLR estimada con MS y los AMDAR durante DWC, WWC para eventos cálidos y eventos fríos WWC (puntos azules, naranja y rojos en la Figura 7a y b). No hay un sesgo aparente en la estimación de H0 (Figura 7a) por debajo de los 4000 msnm, especialmente bajo WWC. Sin embargo, cuando la altitud está por encima de la altitud máxima del QR (3250 msnm) la estimación bajo DWC presenta más dispersión y sesgo positivo que WWC porque el H0 MS es una extrapolación. Para eventos cálidos, el H0 promedio estimado con los conjuntos de datos MS y AMDAR es de 2645 y 2664 msnm, mientras que 1878 y 1952 msnm para eventos fríos. La diferencia media entre H0 MS durante eventos cálidos y fríos es de  $\sim 760$  m, lo que implica una duplicación del área contribuyente.

El FTLR muestra un sesgo positivo, con mayores valores, con respecto al STLR (Figura 7b) para DWC y WWC. En otras palabras, la temperatura del aire libre en el mismo rango de altitud disminuye más lentamente que en la superficie de la montaña. DWC presenta un mayor rango de valores para FTLR y STLR que WWC, donde no hay una tendencia clara según se trate de eventos de precipitación cálida o fría (Figura 7b y 8c). Para DWC, las medianas difieren en  $-0,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  entre FTLR y STLR, y los promedios difieren en  $-0,7^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Tabla 1). Por otro lado,

bajo WWC, los eventos de precipitación cálida presentan un amplio rango de valores que los fríos (Figura 7c), donde los valores de STLR son más pronunciados que los de FTLR. Para eventos cálidos, la media STLR es  $-0.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$  más baja que la FTLR, mientras que la mediana es  $-0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Tabla 1); mientras que para eventos fríos presentan más diferencias.

**Tabla 1:** Diferencia entre del gradiente térmico para datos superficiales y datos de atmosfera.

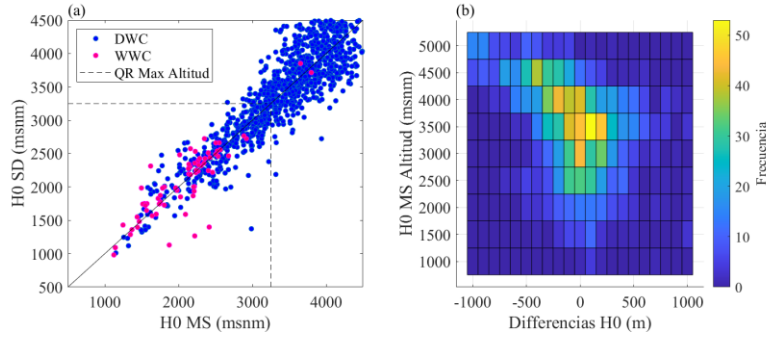
	DWC		WWC			
	FTLR	STLR	FLTR-Warm	STLR-Warm	FTLR-Cold	STLR-Cold
Media ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )	-5.4	-6.1	-6.0	-6.3	-5.8	-6.3
Desviación Estándar ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )	1.5	1.7	1.3	1.3	1.1	1.0
Median ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )	-5.5	-6.0	-6.1	-6.2	-6.0	-6.4



**Figura 7:** (a) Scatterplot de las estimaciones de H0 y (b) TLR usando MS y AMDAR, durante DWC (azul) y WWC, para eventos cálidos (amarillo) y fríos (rojos) (c) Boxplots de TLR.

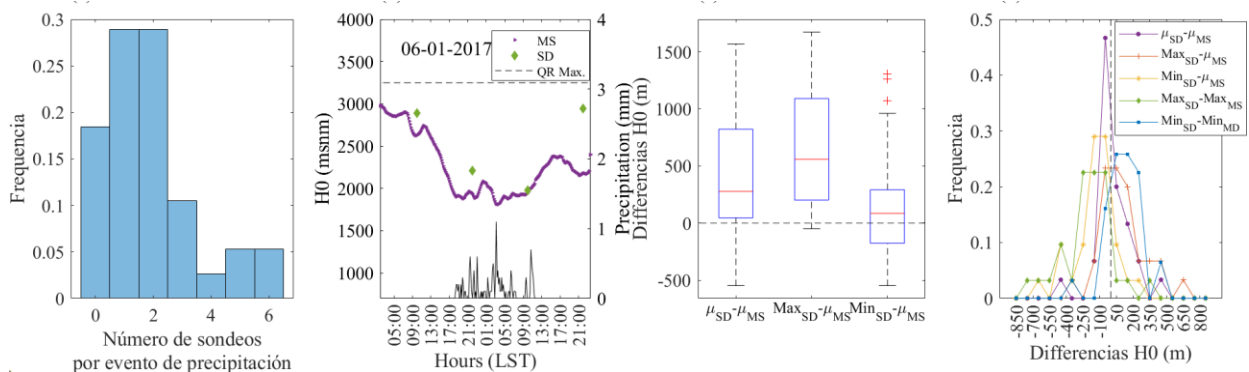
### 4.3 Comparación entre MS y medidas al aire libre en la costa.

Comprender y medir las diferencias y el sesgo entre las mediciones de temperatura superficial y las temperaturas del aire libre lanzadas diariamente permite analizar los errores que se pueden cometer y mejora la modelización hidrológica en zonas montañosas. La Figura 8 presenta una comparación entre SD y MS. No hay un claro sesgo en la estimación de H0 independientemente de que sea WWC o DWC (Figura 8a), especialmente cuando la estimación está en el rango de altitud de la cuenca QR (la línea punteada). Por otro lado, la Figura 8b muestra las diferencias entre la estimación de H0 con las mediciones de temperatura del aire libre en una cuenca costera y la temperatura superficial en una cuenca de montaña en el mismo paso de tiempo (es decir, Diferencias =  $H0_{SD} - H0_{MS}$ ) para diferentes rangos de altitud. Por debajo de los 3500 msnm, no existen claras subestimaciones o sobrestimaciones de la estimación de H0, sin embargo, por encima de este umbral, la H0 estimada con MS presenta valores superiores a la estimada con SD.



**Figura 8:** (a) Scatterplot entre SD y Ms en condiciones DWC y WWC. (b) Termoisopleta de las diferencias entre H0 estimados con MS y SD

En varios casos durante los eventos de precipitación no hay información sobre H0, sin embargo, hay información antes o después. En la Figura 9a se muestra un histograma del número de radiosondas lanzadas por eventos de precipitación, mientras que en la Figura 9b se muestra un ejemplo del evento con cuatro mediciones de SD. Se estimaron las diferencias entre la media, máxima y mínima de la H0 SD estimada antes y después de cada evento, siendo la H0 media durante cada evento estimada con MS ( $\text{Diferencias} = \text{Min}(\text{H0 SD}) - \text{Mean}(\text{H0 MS})$ ) que se presentan en tres diagramas de caja en la Figura 9c. Las diferencias calculadas con el mínimo H0 presentan el *boxplot* más pequeño y la menor mediana con un valor de 85 m. En los casos en que hay una o más mediciones de H0 SD durante el evento de precipitación, las diferencias se calcularon considerando la media, máxima y mínima de H0 estimada con SD contra la media de H0 MS; y la máxima H0 SD con la máxima H0 MS, y la mínima H0 SD con la mínima H0 MS. La frecuencia de las diferencias para cada caso se muestra en la Figura 9d, donde la estimación con la media de la H0 estimada con las mediciones de temperatura de la radiosonda presenta mayor frecuencia a pequeñas diferencias.



**Figura 9:** (a) Histograma del número de lanzamientos de radiosonda por evento de precipitación. (b) Ejemplo de evento de precipitación. (c) Boxplot de las diferencias entre la media H0 estimada con MS durante el evento de precipitación y la media, máxima y mínima H0 estimada con SD antes y después del evento. (d) Frecuencia de las diferencias de H0 estimadas para diferentes casos.

## 5. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realiza un análisis empírico del perfil de temperatura superficial, con enfoque en la variación del gradiente de temperatura (STLR) y la altitud de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  ( $H_0$ ) en la ladera oeste de la cordillera de los Andes subtropicales. Se usan datos de temperatura cada 10 min obtenidos de una red de sensores (15 estaciones) en la Quebrada de Ramón en la cuenca del Maipo, durante 3 años (2017-2020). Además, se compara con datos atmosféricos medidos horariamente en el valle, y diariamente en la costa. Las principales conclusiones son:

- A pesar de que el ciclo diario de las temperaturas es influenciado por la radiación, las estaciones meteorológicas más bajas de la QR se ven mayormente influenciadas por las condiciones atmosféricas del valle. Por otro lado, las estaciones más altas son más influenciadas por los vientos de la troposfera. Debido a lo anterior, las estaciones más bajas tienen una mayor amplitud térmica a lo largo del día que las estaciones instaladas en mayor altitud.
- El  $H_0$  estimado con estaciones en QR en condiciones secas tiene un ciclo diario y estacional. En los meses fríos presenta mayores valores durante la tarde. Sin embargo, durante las épocas calurosas debido a que se extrapoló con el STLR, presenta una gran variabilidad subdiaria. Para condiciones de precipitación, el  $H_0$  tiene una media de 2126 msnm.
- El  $H_0$  estimado antes y después de los eventos de precipitación presenta un sesgo positivo, sobreestimando el  $H_0$  estimado durante los eventos. Sin embargo, el sesgo es mayor antes que después de los eventos.
- El STLR presenta un ciclo diario y estacional, siendo el ciclo diario menos pronunciado durante los meses fríos que durante los más cálidos. A su vez, el comportamiento del STLR difiere cuando hay condiciones secas o de precipitación, siendo más constante durante las condiciones de precipitación, manteniendo medianas alrededor de  $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .
- Las estimaciones de  $H_0$  con las bases de datos de temperatura en superficie de montaña y en la atmósfera presentan un comportamiento similar. No obstante, sobre la altitud máxima de la cuenca QR, existen diferencias, debido a que con las MS se estiman extrapolando el STLR. Durante los eventos de precipitación las estimaciones con AMDAR y MS no hay un sesgo significativo.
- El gradiente térmico del aire presenta mayores valores que el STLR, es decir la temperatura en el aire disminuye más lentamente que en la superficie de la montaña. No hay una tendencia clara entre eventos de precipitación cálidos (temperatura promedio del evento en Quinta Norma  $>10.5^{\circ}\text{C}$ ) o fríos.
- No hay un sesgo claro con respecto a la estimación de  $H_0$  en la costa (SD). En especial cuando se encuentra dentro del rango de altura de QR. Cuando no se dispone de datos de  $H_0$  durante eventos de precipitación, el mínimo entre las mediciones antes y después, tiene menor sesgo con respecto a  $H_0$  promedio estimada con MS. Por otro lado, cuando se dispone de uno o más mediciones de  $H_0$  en SD durante el evento, la media de las mediciones presenta menores errores con respecto a  $H_0$  estimada con MS.

## AGRADECIMIENTOS

En este trabajo agradecemos a FONDECYT 1161439, FONDECYT 1200135, FONDECYT 1170214 y FONDECYT 1221511 CONICYT, Chile, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (151 10 017 FONDAP 2011), Centro de Desarrollo Urbano Sustentable (CEDEUS, ANID FONDAP 1522A0002). Beca Doctorado Nacional 21191527, ANID.

## REFERENCIAS

Blandford, T, Humes, K, Harshburger, B, Moore, B, Walden, V & Ye, H. 2008. 'Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 249-261.

Chae, H, Lee, H, Lee, S, Cheong, Y, Um, G, Mark, B & Patrick, N. 2012. 'Local variability in temperature, humidity and radiation in the BaekduDaegan Mountain protected area of Korea', *Journal of Mountain Science*, 9(5), 613-627

Córdova, M, Céleri, R, Shellito, C, 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.

Comin, A, 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.

Garreaud, R. 2009 The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11

Garreaud, R 2013, 'Warm winter storms in Central Chile', *Journal of Hydrometeorology*, 14(5), 1515-1534.

Hanna, E, Mernild, S, Yde, J & Villiers, S 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.

Hamlet, A & Lettenmaier, D 2005, 'Production of temporally consistent gridded precipitation and temperature fields for the continental United States', *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 330-336.

Ibañez M., Gironás J., Oberli C., Chadwick C., Garreaud R. (2021) Daily and seasonal variation of the surface temperature lapse rate and 0°C isotherm height in the western subtropical Andes. *Int J Climatol*;1–20.

Immerzeel, W, Petersen, L, Ragetti, S & Pellicciotti, F 2014, 'The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas'. *Water Resources Research*, 50(3).

Kattel, D, Yao, T & Panday, P 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), 1129-1141.

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.

Minder, J, Mote, P & Lundquist, J 2010, 'Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D14).

Muñoz, R.C., Whiteman, C.D., Garreaud, R.D. et al. Using Commercial Aircraft Meteorological Data to Assess the Heat Budget of the Convective Boundary Layer Over the Santiago Valley in Central Chile. *Boundary-Layer Meteorol* 183, 295–319 (2022).

Pellicciotti, F, Ragettli, 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.

Pepin, N., Losleben, M., and Hartman, M. (2003) A comparison of free-air and surface temperature trends at high elevations in the mountainous west of the US. In Pacific Climate Conference Proceedings. Pacific Grove, CA.

Pepin, N., Losleben, M., Hartman, M., and Chowanski, K. (2005) A comparison of SNOTEL and GHCN/CRU surface temperatures with free-air temperatures at high elevations in the western United States: Data compatibility and trends. *Journal of climate*, 18(12), 1967-1985.

Pepin, N., Daly, C., and Lundquist, J. (2011) The influence of surface versus free-air decoupling on temperature trend patterns in the western United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D10).

Pepin, N., Bradley, R., Diaz, H., Baraër, M., Caceres, E., Forsythe, N., ... and Miller, J. (2015) Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature climate change*, 5(5), 424-430.

Petersen, L & Pellicciotti, F 2011, Spatial and temporal variability of air temperature on a melting glacier: atmospheric controls, extrapolation methods and their effect on melt modeling, Juncal Norte Glacier, Chile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D23).

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

Sarmiento, C, Molina, M & Jaque, J 2019, 'Emergencias en los servicios sanitarios chilenos. Análisis técnico-regulatorio a la luz de los eventos de turbiedad extrema.' *Revista de Derecho Administrativo Económico*, (27), 167-193.

SISS (Super intendencia de Servicios Sanitarios (SISS)) 2018, *Informe de Gestion del Sector Sanitario 2018. Gobierno de Chile*

Sernageomin 2007, *Principales desastres ocurridos desde 1980 en Chile. Gobierno de Chile.*

Viale, M & Garreaud, R 2015, 'Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds', *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 120, 4962-4974.

Yáñez-Morroni, G, Gironás, J, Caneo, M, Delgado, R & Garreaud, R 2018, 'Using the weather research and forecasting (WRF) model for precipitation forecasting in an Andean region with complex topography', *Atmosphere*, 9(8), 304.

Wang, G, Zhao, M, Kang, M, Xing, K, Wang, Y, 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.