



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE  
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA

**PROCESOS NO LOCALES ASOCIADOS A LOS FLUJOS  
TURBULENTOS EN CAMPOS AGRÍCOLAS DE ZONAS  
SEMIÁRIDAS**

**ARLET JOHANA LUQUE GÓMEZ**

Tesis para optar al grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería,  
Especialidad Ingeniería Hidráulica y Ambiental

Profesor supervisor:

**FRANCISCO SUÁREZ POCH**

Santiago de Chile, enero, 2021

©2021, Arlet Johana Luque Gómez



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE  
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA

**PROCESOS NO LOCALES ASOCIADOS A LOS  
FLUJOS TURBULENTOS EN CAMPOS AGRÍCOLAS  
DE ZONAS SEMIÁRIDAS**

**ARLET JOHANA LUQUE GÓMEZ**

Tesis presentada a la comisión integrada por los profesores:

**FRANCISCO SUÁREZ POCH**

**CARLOS BONILLA MELÉNDEZ**

**FRANCISCO MEZA DABANCENS**

**RICARDO ALCAFUZ QUEZADA**

**SERGIO GUTIÉRREZ CID**

Para completar las exigencias del grado de  
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, enero, 2021

A mis padres, Marco y Yenny,  
hermanos, Naomi y Gabriel, abuelos,  
Jorge y Vilma, y a mi familia en  
general que me apoyaron mucho.

## AGRADECIMIENTOS

En primera instancia agradezco a mi supervisor PhD. Francisco Suárez Poch, quien en todo momento estuvo pendiente de la realización del presente documento, ayudándome a formarme como investigadora en un área difícil como es la ingeniería.

Agradezco a los proyectos, FONDECYT N°1170850: “Measuring evaporative water loss in arid environments using microwave and optical scintillometers”, FONDECYT N°1170429: “Integrating crop simulation models, ground observations, and remote sensing data to improve the estimation of actual evapotranspiration”, FONDEQUIP N°EQM170024: “Fortalecimiento de la actividad multidisciplinaria a través de la implementación de una unidad de experimentación de impactos del cambio climático para la adaptación de agricultura y recursos hídricos”, así también, al Centro de Desarrollo Urbano Sustentable (CEDEUS-ANID/FONDAP/15110020), al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA-ANID/FONDAP/15090013) y a Felipe Lobos, por su apoyo en esta investigación.

Agradezco de manera especial, por la dotación de datos, orientación y enseñanzas, al Profesor Ricardo Alcañuz, Jefe de la Sección de Investigación y de Soporte Tecnológico de la Dirección Meteorológica de Chile, además, al Programa Nacional de Becas y Crédito Educativo de Perú y a Nilton César Gómez Urviola.

Nunca me olvidaré de Marco, Javiera, Lester, Paula, Mauricio, Carolina y Claudia, quienes me acompañaron durante el desarrollo de la maestría, brindándome palabras alentadoras y su amistad. En el mismo sentido agradezco a Gonzalo Cuentas.

Por darme aliento, cobijo y respaldo moral en cada etapa de la maestría, doy las gracias a Rocío, Marcia, Virginia y Juan, reconozco que cumplieron un papel importante durante mi estadía en Santiago de Chile y por esta razón los tendré en mi memoria eternamente.

## ÍNDICE GENERAL

	<b>Pág.</b>
<b>DEDICATORIA</b>	ii
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	iii
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b>	vi
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	vii
<b>RESUMEN</b>	xi
<b>ABSTRACT</b>	xii
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	1
1.1 Objetivos	3
1.2 Hipótesis general	4
1.3 Estructura de la tesis	4
<b>2. MARCO TEÓRICO</b>	5
2.1 Capa límite atmosférica	5
2.2 Radiación neta y balance de energía superficial	12
2.3 Flujos turbulentos ( $H$ , $LE$ )	13
2.4 Advección	14
<b>3. METODOLOGÍA</b>	17
3.1 Zona de estudio	17
3.2 Diseño experimental	20
3.3 Mediciones de campo y estimaciones meteorológicas	21
3.4 Modelación con <i>CLASS</i>	26

<b>4.</b>	<b>RESULTADOS</b>	33
4.1	Determinación de los tipos de superficies de suelos aledaños al área de estudio	33
4.2	Balance energético y caracterización meteorológica	35
4.3	Capa límite atmosférica	45
4.4	Modelación	49
<b>5.</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	64
<b>6.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	66
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	67

## ÍNDICE DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 1.</b> Relación de los datos recolectados en la campaña de terreno de Pirque con módulos del software <i>CLASS</i>	29
<b>Tabla 2.</b> Distribuciones de probabilidad de los parámetros de entrada utilizados en la simulación de Montecarlo	31
<b>Tabla 3.</b> Espesor de la capa límite para el día 15 de enero de 2019 en diferentes horas utilizando los perfiles verticales. Notar que también se presenta la altura de la capa límite inicial ( $h_0$ ) a las 09:00 hora local (12:00 UTC)	47
<b>Tabla 4.</b> $\theta_0$ , $\Delta\theta$ , $\gamma_\theta$ estimados para diferentes horas del día 15 de enero de 2019	48
<b>Tabla 5.</b> Temperatura potencial inicial ( $\theta_0$ ), salto de temperatura ( $\Delta\theta$ ), gradiente vertical de temperatura ( $\gamma_\theta$ ), humedad específica inicial ( $q_0$ ), salto de humedad ( $\Delta q$ ) y gradiente vertical de humedad ( $\gamma_q$ ) calculado para los días 10 y 11 de junio de 2009 (Muñoz y Undurraga, 2010)	49
<b>Tabla 6.</b> Parámetros de entrada en el modelo <i>CLASS</i> para el caso control sin incluir procesos no locales a través del término de advección.	50

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
<b>Figura 1.</b> (a) Sección transversal de la distribución espacial de la humedad específica en una capa límite convectiva, producida por una simulación del tipo <i>Large Eddy Simulation (LES)</i> , (b) El perfil promedio horizontal de la humedad específica ( $q$ ) basada en la sección transversal (línea negra) con la superposición de la representación del modelo de capa mixta de ese perfil (línea roja) (van Heerwaarden et al., 2011; Modificado de Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015)	5
<b>Figura 2.</b> Representación de los perfiles y flujos verticales de: (a) $\theta$ ; y (b) un escalar con concentración $c$ , que en este caso representa $q$ . Las capas relevantes que forman la capa límite convectiva también están incluidas (Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015)	7
<b>Figura 3.</b> Balance de radiación de la Tierra (ITE, 2020)	12
<b>Figura 4.</b> Ubicación del área de estudio	18
<b>Figura 5.</b> Izquierda: Ubicación del sistema de Eddy Covariance ( <i>EC</i> ), donde también están instalados los sensores meteorológicos. Derecha: Superficie heterogénea que rodea el sitio de estudio	18
<b>Figura 6.</b> Fuentes de datos para el diseño experimental. Modificado de Vilá - Guerau de Arellano et al. (2015)	21
<b>Figura 7.</b> Ubicación de los instrumentos instalados en la zona de estudio	22
<b>Figura 8.</b> Diagrama del flujo de datos a través del sistema <i>AMDAR</i> (Grooters, 2008)	24
<b>Figura 9.</b> Ubicación de los puntos donde se tomaron perfiles verticales y las mediciones de terreno	25

<b>Figura 10.</b> Esquema de los principales procesos y variables involucradas en el suelo y atmósfera. $\theta$ representa el perfil de temperatura potencial y $q$ el de humedad específica, mientras que $\theta_{adv}$ corresponde a la presencia de una advección de temperatura potencial y $q_{adv}$ a la advección de humedad específica (Modificado de De Groot, 2019)	28
<b>Figura 11.</b> Tipos de superficies de suelos aledaños a la zona de estudio calculadas con el índice de vegetación de diferencia normalizada ( <i>NDVI</i> )	33
<b>Figura 12.</b> Balance de energía ( $W/m^2$ ) obtenido para las diferentes superficies	34
<b>Figura 13.</b> Balance de energía ( $W/m^2$ ) de la superficie homogenizada (escala regional)	35
<b>Figura 14.</b> Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de <i>EC</i> (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para	37
<b>Figura 15.</b> Datos de viento tomados por el <i>EC</i>	43
<b>Figura 16.</b> Datos de presión y densidad del aire	44
<b>Figura 17.</b> Datos de humedad relativa y específica	45
<b>Figura 18.</b> Perfiles verticales de temperatura potencial, registrados por los aviones del aeropuerto de Pudahuel para el día 15 de enero de 2019	46
<b>Figura 19.</b> Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (línea roja) con <i>CLASS</i> de: a) <i>LE</i> , b) <i>H</i> , c) <i>G</i> y d) la altura de la capa límite, ajustando los flujos de energía en el experimento control (sin considerar procesos no locales)	52
<b>Figura 20.</b> Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (línea roja) con <i>CLASS</i> de: a) <i>LE</i> , b) <i>H</i> , c) <i>G</i> y d) la altura de la	53

capa límite, ajustando la altura de la capa límite experimento control (sin considerar procesos no locales)

<b>Figura 21.</b> Comportamiento de la advección de calor y humedad durante el día	54
<b>Figura 22.</b> Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (líneas azul y roja) con <i>CLASS</i> de a) <i>LE</i> , b) <i>H</i> , c) <i>G</i> y d) la altura de la capa límite incluyendo la advección (la cual integra distintos procesos no locales)	55
<b>Figura 23.</b> Comportamiento de la advección de calor en relación con el viento	56
<b>Figura 24.</b> Comportamiento de la advección de humedad en relación con el viento	57
<b>Figura 25.</b> Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire seco	58
<b>Figura 26.</b> Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire caliente	59
<b>Figura 27.</b> Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire frío	60
<b>Figura 28.</b> Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire húmedo	61
<b>Figura 29.</b> Altura de la capa límite atmosférica obtenida a través de la simulación de Montecarlo	62

## RESUMEN

En la región central de Chile se vienen desarrollando actividades productivas funcionales a los mercados externos, como lo es el cultivo de vides de mesa. Sin embargo, en este lugar existe escases de agua, por lo que se planteó determinar cómo los procesos no locales están asociados a los flujos turbulentos en campos agrícolas de zonas semiáridas ubicadas en la localidad de Pirque, región Metropolitana de Santiago, valle central de Chile, en la temporada estival. La zona de estudio fue un viñedo de 12 ha, donde se evaluó el balance de energía de la superficie en una campaña de terreno, utilizando mediciones realizadas por un sistema de covarianza de vórtices [flujos turbulentos (calor sensible ( $H$ ) y latente ( $LE$ ), este último conocido como evapotranspiración ( $ET$ ) en términos de energía] y una estación meteorológica [radiación neta ( $RN$ ), flujo de calor hacia el suelo ( $G$ ), temperatura y humedad relativa]. También se estimó la altura de la capa límite atmosférica ( $ABL$ ) mediante perfiles verticales registrados por los aviones del aeropuerto de Pudahuel, y la advección de energía aplicando un modelo teórico de capa límite completamente mezclada, considerando la contribución de los flujos turbulentos, el tipo de superficie de suelo aledaño al área de estudio y la altura de la  $ABL$  a escala regional. Durante la campaña de terreno  $LE$  osciló cuando no hay nubes entre 100 a 300  $Wm^{-2}$  y cuando hay nubes entre 50 a 170  $Wm^{-2}$ . En el caso de  $H$  y  $G$ , las mediciones oscilaron entre 50 a 350  $Wm^{-2}$  y 0 a 50  $Wm^{-2}$ , respectivamente. La radiación neta máxima de 750-800  $Wm^{-2}$  fue observada alrededor de las 14:00 horas. La altura de la capa límite fue de 900 m. La advección de calor fue estimada en -0,00017  $Ks^{-1}$  (aire más frío), mientras que la advección de humedad fue de -0,0043  $gkg^{-1}s^{-1}$  (aire más húmedo). Se concluyó que las mejores estimaciones de flujos turbulentos y de altura de la capa límite se logran al incorporar procesos no locales, como lo es la advección de calor y humedad, en la teoría de capa límite completamente mezclada.

**Palabras clave:** Recursos hídricos, advección, evapotranspiración, procesos no locales.

## ABSTRACT

In the central region of Chile, productive activities are being developed that are functional to external markets, such as vines cultivation. However, in this place there is a water scarcity, so it was proposed to determine how non-local processes are associated with turbulent flows in agricultural fields of semi-arid areas located in of Pirque, Metropolitan Region, central valley of Chile, in the dry season. The study area was a 12-ha vineyard, where the surface energy balance was evaluated in a field campaign, using measurements made by an eddy covariance system [turbulent flows (sensible ( $H$ ) and latent ( $LE$ ) heat), the latter known as evapotranspiration ( $ET$ ) in terms of energy] and a meteorological station [net radiation ( $RN$ ), soil heat flux ( $G$ ), temperature and relative humidity]. The height of the atmospheric boundary layer ( $ABL$ ) was estimated using vertical profiles recorded by airplanes near the Pudahuel airport, and advection was estimated using the mixed layer theory, considering the contribution of turbulent flows, the type of soil surface surrounding the study area and the  $ABL$  height on a regional scale. During the field campaign  $LE$  oscillated between 100 a 300  $Wm^{-2}$  in clear days and between 50 to 170  $Wm^{-2}$  in cloudy days. In the case of  $H$  and  $G$ , the measurements oscillated between 50 to 350  $Wm^{-2}$  and 0 to 50  $Wm^{-2}$ , respectively. The maximum net radiation of 750-800  $Wm^{-2}$  was observed at 2:00 p.m. The height of the boundary layer was 900 m. Heat and humidity advection were estimated on  $-0,00017 Ks^{-1}$  (cool air) and  $-0,0043 gkg^{-1}s^{-1}$  (moist air), respectively. It was concluded that the best estimations of the turbulent fluxes and  $ABL$  height were obtained when non-local processes, such as heat and humidity advection, are included in the mixed layer theory.

**Keywords:** Water resources, advection, evapotranspiration, non-local processes.

## 1 INTRODUCCIÓN

El cambio climático, aunado a la escasez de recursos hídricos, incremento demográfico y necesidades de servicios del ecosistema pueden llevar a variaciones dramáticas en el régimen hidrológico, comprometiendo la seguridad hídrica a nivel mundial (Vicuña et al., 2011; WWAP, 2018). Diferentes instituciones científicas coinciden en que la vulnerabilidad de las poblaciones humanas al efecto del cambio climático está directamente relacionada con la gestión del recurso hídrico (García et al., 2012).

El agua usada para el riego es crucial para la agricultura, sobre todo en lugares con escasa precipitación. Sin embargo, los recursos hídricos están siendo sobreexplotados, y esto se evidencia, cuando el consumo supera los recursos renovables, originándose así una situación insostenible. Uno de los signos que evidencian lo mencionado, es que algunos ríos (Huanghe, Colorado, Shebelli y Amu Darya) desaparecen antes de llegar al mar (FAO, 2002).

En la región central de Chile se vienen desarrollando actividades productivas funcionales a los mercados externos, como son los cultivos de vid de mesa presentes en zonas semiáridas, que requieren agua. No obstante, Chile desde el año 2010, ha estado afectado por una aguda y sostenida sequía, con un déficit medio de precipitaciones entre 20 y 40%, y considerando que las mayores anomalías ocurrieron en el sector semiárido del norte de Chile central (Apey et al., 2017; Garreaud et al., 2017; Garreaud et al., 2019), es imprescindible en esta zona estudiar los flujos turbulentos (calor sensible ( $H$ ) y calor latente ( $LE$ ), este último conocido como evapotranspiración ( $ET$ ) en términos de energía), como parte de un conjunto de alternativas para optimizar el uso del recurso hídrico, ya que por largos periodos se viene observando en estas zonas suelos desérticos, debido a un régimen hidrológico que oscila entre siete y once años, comprendiendo sequías y creces (Finstorpusch, 1954; Núñez et al., 2011; Ortega et al., 2012).

La estimación de la *ET* que forma parte del ciclo hidrológico es importante para poder mejorar el cálculo de las demandas de agua de los cultivos, así también, determinar los balances hídricos en las cuencas con datos más cercanos a la realidad y poder realizar una gestión eficiente (Allen et al., 2007).

La *ET* usualmente se mide de forma puntual o en un área determinada a escala de parcela sin considerar la influencia de los alrededores del campo (Miranda-García, 2019). Sin embargo, es necesario considerar que en las zonas semiáridas los cultivos están rodeados de terrenos con superficies de suelo diferentes, suelos desnudos, superficies no vegetadas, ciudades, etc. (Figuerola y Berliner, 2005), que aportan calor al sistema (Hämmerly, 2001) y tienen influencia en la estimación de los flujos turbulentos dentro de la escala espacial, teniendo en cuenta las diferentes circulaciones en estos campos donde las masas de aire son fuertemente modificadas y transportan calor o humedad con el viento (De Bruin et al., 2005), provocando que las propiedades de la capa límite atmosférica (*ABL*) cambien (Miranda - García, 2019).

En la atmósfera existen masas de aire que se mueven verticalmente (convección) y horizontalmente (advección). La advección traslada mediante el viento, entre las diversas zonas geográficas, energía o alguna propiedad atmosférica (Allen et al., 2006; Gonzáles y Alomar, 2011). No existe un modo simple para evaluar los efectos de la advección sobre la *ET*, debido a que está relacionado con las masas de aire caliente/frío y húmedo/seco proveniente de los alrededores que pasan por los campos regados desprendiendo o reteniendo calor y humedad. Cabe considerar que la advección, cambios en la velocidad y dirección del viento, temperatura del aire y suelo, y de la humedad relativa, provocan el aumento de la *ET* (De Bruin et al., 2005).

Dentro del sistema suelo-atmósfera, que es representado casi siempre por un promedio espacial (Raupach y Finnigan 1995), el desarrollo de la capa límite convectiva (*CBL*), depende de la variación de los flujos turbulentos que son influenciados por la

temperatura y humedad ambiental, y las propiedades del suelo y vegetación (Moene et al., 2014; Miranda - García, 2019; Geli et al., 2020), así como también de la topografía del terreno (Whiteman, 2000).

Por lo tanto, a causa de la gran variedad de factores ligados a la *ET* existen muchos métodos directos e indirectos para su medición, no obstante, no existe consenso sobre cual utilizar en regiones semiáridas que presenten procesos no locales, como lo es la advección, considerado un componente más en las fórmulas empíricas y en los diferentes métodos *in situ*. Es importante destacar que el aumento de la *ET* se produce a escalas temporales sub-horarias, y a escalas espaciales que son típicamente mucho más grandes que las de métodos tradicionales *in situ* (por ejemplo, tanques de evaporación, lisímetros) pero mucho más pequeñas que las basadas en imágenes remotas tomadas por satélites de detección. Por las razones anteriores, se realizó un estudio enfocado a comprender los procesos turbulentos en viñedos, con el propósito de comprender los factores que afectan la *ET*, que permitan mejorar la gestión del recurso hídrico en estos cultivos.

## **1.1 Objetivos**

El objetivo general de esta investigación fue determinar cómo los procesos no locales están asociados a los flujos turbulentos en campos agrícolas de zonas semiáridas ubicadas en la localidad de Pirque, región Metropolitana de Santiago, valle central de Chile.

Los objetivos específicos fueron:

- Identificar los tipos de superficies de suelos aledaños a un viñedo ubicado en una zona semiárida de la localidad de Pirque y estimar los flujos turbulentos, el balance de energía y la altura de la capa límite a escala regional.

- Determinar la advección respecto a un viñedo ubicado en una zona semiárida de la localidad de Pirque, mediante un modelo teórico de la capa límite completamente mezclada (Chemistry Land-surface Atmosphere Soil Slab, *CLASS*), considerando la contribución de los flujos turbulentos, el balance de energía, el tipo de superficie de suelo aledaño y la altura de la capa límite atmosférica a escala regional.
- Determinar el efecto de la advección sobre los flujos turbulentos en diferentes escenarios respecto a una zona semiárida de la localidad de Pirque.

## **1.2 Hipótesis general**

Los procesos no locales afectan el comportamiento de los flujos turbulentos en campos agrícolas de zonas semiáridas ubicadas en la localidad de Pirque, región Metropolitana de Santiago, valle central de Chile.

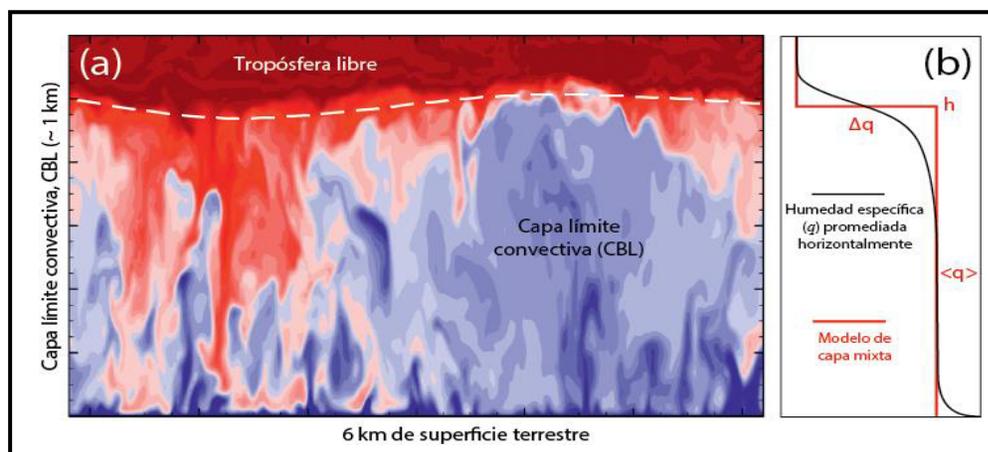
## **1.3 Estructura de la tesis**

La presente tesis contiene seis capítulos (introducción, marco teórico, metodología, resultados, discusión y conclusiones) además de la bibliografía.

## 2 MARCO TEÓRICO

### 2.1 Capa límite atmosférica

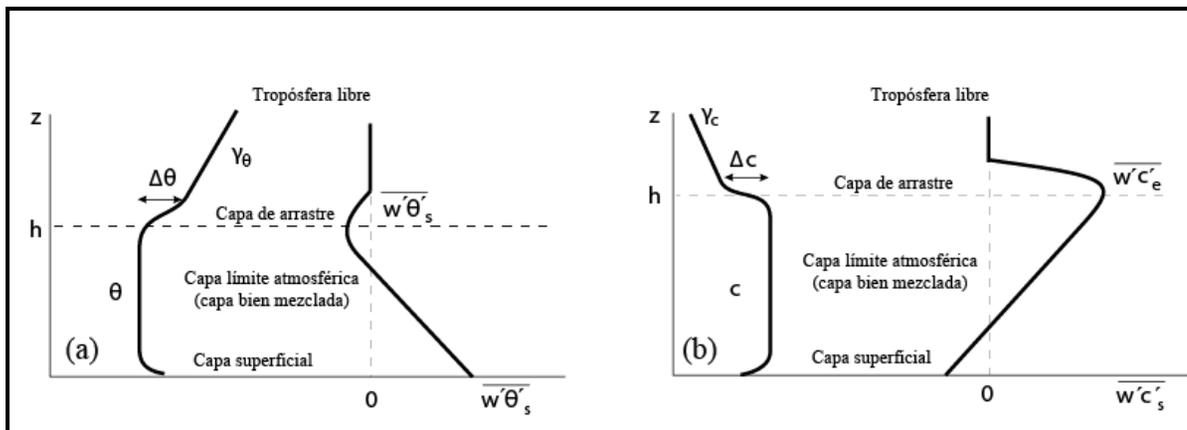
La *ABL*, también llamada capa límite convectiva (*CBL*), está en contacto directo con la superficie terrestre (Figura 1). La *CBL* se caracteriza por una fuerte variabilidad de factores diurnos, principalmente impulsada por los flujos de calor sensible y latente originados en la superficie. Estos flujos turbulentos generan remolinos o vórtices responsables del transporte de calor y humedad desde la superficie terrestre hacia la capa mixta. Como resultado, la *CBL* crece desde unos pocos cientos de metros temprano en la mañana, hasta más de un kilómetro por la tarde (Stull, 1988; Garratt, 1994; Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015).



**Figura 1.** (a) Sección transversal de la distribución espacial de la humedad específica en una capa límite convectiva, producida por una simulación del tipo *Large Eddy Simulation* (*LES*), (b) El perfil promedio horizontal de la humedad específica ( $q$ ) basada en la sección transversal (línea negra) con la superposición de la representación del modelo de capa mixta de ese perfil (línea roja) (van Heerwaarden et al., 2011; Modificado de Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015).

El transporte desde la superficie hasta la parte superior de la *ABL* crea una capa mixta, donde las cantidades de calor, humedad y los componentes atmosféricos tienen una distribución uniforme en la dirección vertical, tal como se presenta en la Figura 2. Por lo tanto, dentro de la *ABL*, la temperatura potencial ( $\theta$ ), la humedad específica ( $q$ ) y otros componentes atmosféricos no varían con la altura, pero pueden cambiar a medida que transcurre el tiempo. Esta es la característica principal que rige los procesos dentro de la capa límite (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015; Wouters et al., 2019; Miranda - García, 2019).

La Figura 2 muestra el comportamiento diferente de los perfiles temperatura potencial ( $\theta$ ) y humedad específica ( $c = q$ ), y de sus flujos, i.e.,  $\overline{w'\theta'}$  y  $\overline{w'c'}$ , respectivamente, donde  $w$  es la componente vertical de la velocidad del aire. Por encima de la *CBL* se encuentra la capa de inversión o de arrastre, donde  $\theta$  aumenta con la altura, mientras que  $q$  disminuye con esta. Por un lado, en términos térmicos, la interfaz entre la *ABL* y la capa de arrastre se representa por un salto de temperatura ( $\Delta\theta$ ), y el gradiente de la temperatura potencial en la troposfera libre ( $\gamma_\theta$ ). Por otro lado, esta interfaz también se puede representar a través de un salto de humedad específica ( $\Delta q$ ) y un gradiente de humedad específica ( $\gamma_q$ ).



**Figura 2.** Representación de los perfiles y flujos verticales de: (a)  $\theta$ ; y (b) un escalar con concentración  $c$ , que en este caso representa  $q$ . Las capas relevantes que forman la capa límite convectiva también están incluidas (Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015).

Para la comprensión y representación de la atmósfera diurna (*CBL*), también llamada capa mixta, se debe conocer que el flujo dentro de esta se rige por las leyes de conservación de masa, momentum, calor, vapor de agua, componentes atmosféricos y la ley de los gases ideales. La variabilidad temporal del flujo atmosférico se determina al calcular las variaciones tridimensionales en el espacio ( $x_1 = x$ ,  $x_2 = y$ ,  $x_3 = z$ ) y el tiempo ( $t$ ) de las variables de masa (densidad,  $\rho$ ), momentum ( $u_1 = u$ ,  $u_2 = v$ ,  $u_3 = w$ ), calor (representado por la temperatura potencial,  $\theta$ ) y vapor de agua (representado por la humedad específica,  $q$ ). Al utilizar una variable genérica ( $\psi$ ) para representar estas cantidades atmosféricas, las leyes de conservación de momentum, energía y de los componentes atmosféricos se puede escribir como (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015):

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} + u_j \frac{\partial \psi}{\partial x_j} = \begin{cases} F/m \\ S \end{cases} \quad (1)$$

donde,  $F/m$  es la fuerza por unidad de masa y  $S$  representa las fuentes específicas o sumideros. En la ecuación (1) no se considera la difusión molecular, ya que la *CBL* está dominada por la turbulencia atmosférica. La ecuación (1) se puede resolver utilizando la descomposición de Reynolds, donde las variables se expresan como una cantidad

promedio ( $\bar{\psi}$ ) y un componente fluctuante aleatorio ( $\psi'$ ):  $\psi = \bar{\psi} + \psi'$  (Stull, 1988; Garratt, 1994; Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015):

$$\frac{\partial \bar{\psi}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j \psi'}}{\partial x_j} = \begin{cases} \bar{F}/m \\ \bar{S} \end{cases} \quad (2)$$

Las condiciones de la capa mixta de la *CBL* ofrecen la posibilidad de obtener soluciones simples de la ecuación (2) sin perder su representatividad. Tal como se mencionó anteriormente, se puede describir la *CBL* como una capa donde los escalares son uniformes en la dirección vertical. Por lo tanto, para cualquier cantidad  $\psi$ , su valor medio volumétrico  $\langle \psi \rangle$  está definido por:

$$\langle \psi(t) \rangle = \frac{1}{h} \int_{z_0}^h \bar{\psi}(z, t) dz \quad (3)$$

En la ecuación (3),  $t$  representa el tiempo,  $h$  la altura de la capa mixta,  $z_0$  la altura de referencia donde la variable específica toma el valor de la superficie y  $dz$  es el diferencial de altura; para el momentum esta altura referencial se llama longitud de rugosidad. El operador  $\langle \cdot \rangle$  representa el promedio espacial de la variable.

Con la suposición que el flujo en la *ABL* tiene propiedades horizontalmente homogéneas para todas las variables, i.e.,  $\left(\frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x}\right) = \left(\frac{\partial \bar{\psi}}{\partial y}\right) = 0$ , de la ecuación (2) se infiere que la velocidad vertical media ( $w$ ) es nula dentro de la *CBL* y solo toma en cuenta el flujo turbulento vertical ( $\overline{w' \psi'}$ ). Reordenando la ecuación (2) se obtiene:

$$\frac{\partial \bar{\psi}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{w' \psi'}}{\partial z} = \begin{cases} \bar{F}/m \\ \bar{S} \end{cases} \quad (4)$$

Para obtener una expresión matemática acorde a la evolución de las cantidades en la capa mixta, la ecuación (4) se integra sobre el espesor de la capa límite, entre  $z_0$  y  $h$ . Teniendo en cuenta las propiedades bien mezcladas se obtiene:

$$\frac{\partial \langle \psi \rangle}{\partial t} = \frac{(\overline{w'\psi'})_s - (\overline{w'\psi'})_e}{h} + \begin{cases} \langle F \rangle / m \\ \langle S \rangle \end{cases} \quad (5)$$

En la ecuación (5) los subíndices  $s$  y  $e$  representan el flujo de la superficie a la altura de referencia  $z_0$  y el flujo en la zona de arrastre “ $h$ ”, respectivamente;  $\langle F \rangle / m$  y  $\langle S \rangle$  son fuentes o sumideros promediados sobre toda la *ABL*. El significado físico de la ecuación (5) es que las variaciones temporales de  $\langle \psi \rangle$  en la capa mixta se deben a un flujo turbulento en la superficie  $(\overline{w'\psi'})_s$  y los flujos en la parte superior de la *ABL*  $(\overline{w'\psi'})_e$ , dependen de la altura alcanzada por esta ( $h$ ).

Vilá - Guerau de Arellano et al. (2015) plantean ecuaciones que rigen la evolución de la *ABL* y se derivan utilizando el supuesto de la teoría de capas mixtas. Ellos proponen para efectos de cálculo las siguientes fórmulas:

### **Altura de la capa límite ( $h$ )**

La altura de la capa límite se conceptualiza como la sección de un fluido, que está en contacto con la superficie terrestre, donde ocurren intercambios de momentum, calor o humedad entre la superficie y atmósfera; en esta capa la escala de tiempo oscila entre segundos y horas, y su altura varía de metros hasta un par de kilómetros, dependiendo del calentamiento de la superficie, fuerza del viento, características rugosas y topográficas de la superficie, movimientos verticales a gran escala y de la advección horizontal de calor y humedad, entre otros factores (Buenestado, 2003). La variación temporal de la altura de la capa límite se puede expresar como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\Delta\theta} \left( w_s \Delta\theta - (\overline{w'\theta'})_e + \frac{1}{\bar{\rho}C_p} \Delta F_{ze} \right) \quad (6)$$

donde,  $\Delta F_{ze}$  corresponde a fuerzas externas dentro de la ABL,  $w_s$  representa la velocidad media vertical,  $(\overline{w'\theta'})_e$  es el flujo de arrastre y  $C_p$  es el calor específico del aire seco a presión constante.

### Temperatura potencial ( $\theta$ )

La temperatura potencial es la variable impulsora en la evolución de la ABL y se define como la temperatura que la parcela de aire tendría si se expande o comprime seco-adiabáticamente desde su presión existente. Se puede expresar como:

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{p} \right)^{R_d/c_p} \quad (7)$$

donde,  $T$  es la temperatura absoluta,  $p$  es la presión atmosférica,  $P_0$  es una presión estándar (usualmente 1000 hPa),  $R_d$  es la constante de gas para aire seco ( $287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ) y  $C_p$  es el calor específico del aire seco a presión constante ( $1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ). El valor integrado del perfil vertical de temperatura potencial sobre toda la ABL representa adecuadamente la temperatura potencial dentro de la CBL. Al incluir la temperatura potencial variable en la ecuación (5) resulta:

$$\frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} = \frac{(\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_e}{h} \quad (8)$$

### Salto de temperatura potencial en la zona de arrastre ( $\Delta\theta$ )

La ecuación para el salto de temperatura potencial se relaciona con el flujo de intercambio con las condiciones de discontinuidad entre la troposfera libre y capa límite.

Para representar esta discontinuidad, se necesita una expresión que represente la variación de temperatura  $\Delta\theta_h$  con el tiempo.

$$\Delta\theta_h = \theta_{h+} - \langle\theta\rangle \quad (9)$$

donde,  $\theta_{h+}$  y  $\langle\theta\rangle$  representan la temperatura potencial en la troposfera libre y en la capa mixta, respectivamente; la variación de  $\Delta\theta_h$  con el tiempo se describe mediante la siguiente fórmula:

$$\frac{\partial\Delta\theta_h}{\partial t} = \frac{\partial\theta_{h+}}{\partial t} - \frac{\partial\langle\theta\rangle}{\partial t} = \gamma_\theta \left( \frac{\partial h}{\partial t} - w_s \right) - \frac{\partial\langle\theta\rangle}{\partial t} \quad (10)$$

donde,  $\gamma_\theta$  es el gradiente vertical de temperatura potencial.

### **Gradiente vertical de temperatura ( $\gamma_\theta$ )**

El gradiente vertical de temperatura potencial determina las condiciones térmicas en la parte superior de la *ABL*, donde se incluye la influencia de flujos a gran escala en condiciones sinópticas caracterizadas como un sistema de alta presión. En este sistema el aire caliente se transporta lentamente hacia abajo (subsistencia). El valor de  $\gamma_\theta$  se puede estimar como (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015):

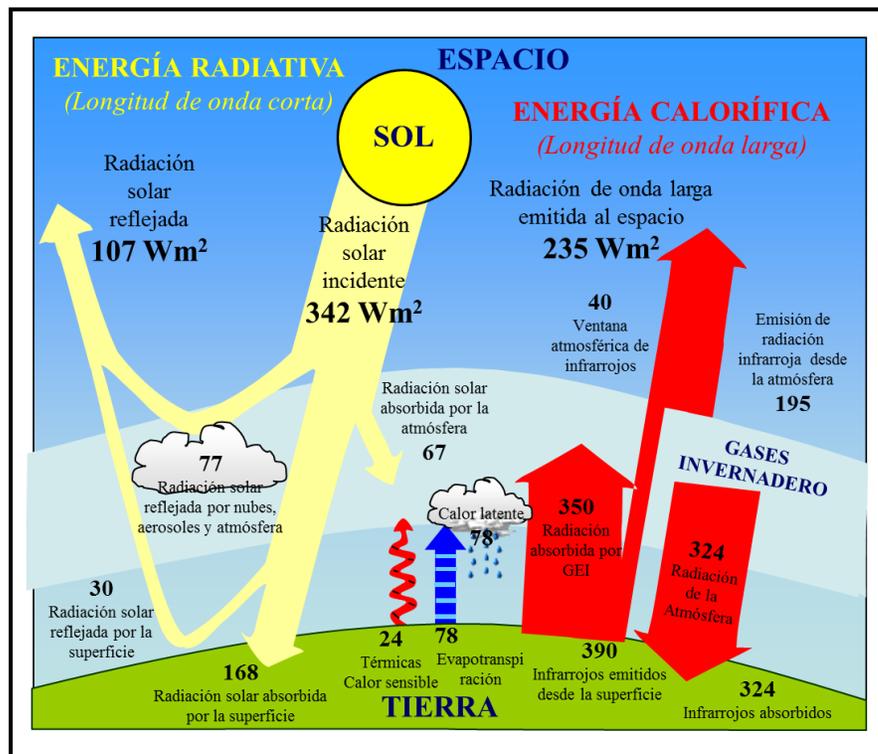
$$\gamma_\theta = \frac{\theta_2 - \theta_1}{z_2 - z_1} \quad (11)$$

donde, los subíndices 1 y 2 corresponden a dos puntos ubicados en la troposfera libre.

Las características atmosféricas están determinadas en gran medida por sus balances de calor, momentum y humedad. A escalas pequeñas (<1 km) la turbulencia es el principal impulsor de estos balances (Moene et al., 2014).

## 2.2 Radiación neta y balance de energía superficial

Analizar el balance de energía en una superficie agrícola sirve para entender y manejar los flujos de masa, energía y su efecto sobre el rendimiento de las plantas (Moguel et al., 2001). La cantidad de energía en la atmósfera se determina por la radiación solar de onda corta y onda larga, que a su vez están determinadas por las propiedades de la superficie del suelo, vegetación y de las nubes (Moene y Van Dam, 2014; Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015).



**Figura 3.** Balance de radiación de la Tierra (ITE, 2020).

Para introducir los principales componentes y procesos representados en la Figura 3 se define el balance de radiación en la superficie como:

$$RN = S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out} \quad (12)$$

donde,  $RN$  es radiación neta,  $S_{in}$  y  $S_{out}$  representan respectivamente la radiación de onda corta entrante y saliente, y  $L_{in}$  y  $L_{out}$  representan similarmente la radiación de onda larga.

La  $RN$  corresponde a la energía disponible para ser utilizada en el calentamiento de la atmósfera y del suelo (Moene y van Dam, 2014; Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015). Esta energía se particiona en tres componentes: calor sensible ( $H$ ), calor latente ( $LE$ ) y flujo de calor hacia el suelo ( $G$ ). Esta partición se expresa como un balance de energía superficial en unidades de energía ( $Wm^{-2}$ ).

$$RN = H + LE + G \quad (13)$$

La  $ET$  está fuertemente relacionada por la conexión entre la superficie terrestre y la atmósfera, a través del calor latente. Las mediciones de los componentes del balance se utilizan en la agricultura y meteorología para estudiar distintos procesos que podemos relacionar con la  $ABL$ .

### 2.3 Flujos turbulentos ( $H$ , $LE$ )

Un flujo es la variable que define el intercambio de una variable física entre la superficie y atmósfera (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015), como el calor que puede asociarse al flujo neto de agua y cambio de fase de ésta (Garreaud y Meruane, 2005). La turbulencia puede definirse como la disipación de energía en un área. Se presenta evidencia de que en la capa de la superficie atmosférica estable, los flujos turbulentos de calor y momentum pueden determinarse a partir de las desviaciones estándar de la velocidad y temperatura longitudinal del viento (De Bruin y Hartogensis, 2005). Estos flujos forman remolinos que suben desde de la superficie por fricción en el aire hacia la atmósfera durante el día, mientras esta sea calentada por la radiación solar (Stull, 1988).

Es importante destacar que al calcular explícitamente el flujo de calor sensible y latente, se puede asociar la evolución atmosférica de temperatura potencial y humedad

específica a las características de la superficie como el estado del suelo y la vegetación (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015):

$$H = \rho c_p (\overline{w'\theta'})_s \quad (14)$$

$$LE = \rho L_v (\overline{w'q'})_s \quad (15)$$

donde,  $L_v$  es el calor latente de vaporización. Notar que la  $ET$  corresponde a la cantidad de agua perdida hacia la atmósfera, determinada a partir del calor latente:  $ET = LE/L_v$ .

Notar que los flujos superficiales son importantes, pero los flujos radiativos producen fuentes locales de calefacción o enfriamiento dentro del interior de la  $ABL$  y por lo tanto, puede influir mucho en su turbulencia, estructura y dinámica (Garratt, 1994).

## 2.4 Advección

En meteorología se estudian los movimientos de masas de aire de forma vertical (convección) y horizontal (advección). La cantidad de energía que se transporta por el mecanismo de advección es compleja de medir y estimar. Sin embargo, este mecanismo podría ser más importante en comparación con el resto de los flujos del balance energético en muchas situaciones (De Bruin et al., 1993). Se suele distinguir entre la advección horizontal de calor sensible (temperatura), cuando el transporte de energía neta se produce al cambiar la temperatura del aire a su paso por una superficie y la advección horizontal de calor latente (humedad específica), cuando el transporte de energía neta depende del flujo neto de vapor de agua a su paso por una superficie (De Bruin et al., 1993; De Santa Olalla et al., 2005). Cuando la advección de calor sensible es muy intensa en las zonas regables, provoca que la demanda de agua de los cultivos sea especialmente alta. La mayoría de las técnicas de estimación y medida de los flujos de vapor de agua, calor

sensible y cantidad de movimiento se basan en los supuestos de homogeneidad horizontal de la superficie terrestre (De Bruin et al., 1991).

Hanks et al. (1971) describen el fenómeno advectivo a tres escalas: microadvección, advección local y regional. Respecto a los cultivos irrigados por goteo, la advección local describe el flujo entre dos campos adyacentes o áreas desnudas del espacio entre hileras de los cultivos, que aportan aire caliente (Figuerola y Berliner, 2005) y la advección regional ocurre a una escala mayor a cientos de kilómetros (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015).

El incremento advectivo de la *ET* de cultivos, ocurre cuando el aire más seco y caliente o húmedo y frío, es transportado horizontalmente al cultivo por el viento, y puede ser un factor importante en el balance hídrico de cultivos irrigados en un clima semiárido (Tolk et al., 2006). La advección local puede causar grandes variaciones en la evapotranspiración desde el borde hasta el medio del cultivo, por lo que hacer estimaciones de evapotranspiración basadas en mediciones realizadas en una sola ubicación en el campo, resulta poco fiable (Lang et al., 1974). Físicamente, se puede representar la advección de la siguiente forma:

$$\theta_{adv} = \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} - \frac{(w'\theta')_s - (w'\theta')_e}{h} \quad (16)$$

donde,  $(w'\theta')_s$  es el flujo cinemático de calor,  $(w'\theta')_e$  es el flujo de arrastre de calor y  $h$  es la altura de la *ABL*.

$$q_{adv} = \frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t} - \frac{(w'q')_s - (w'q')_e}{h} \quad (17)$$

donde,  $(w'q')_s$  es el flujo cinemático de humedad y  $(w'q')_e$  es el flujo de arrastre de humedad.

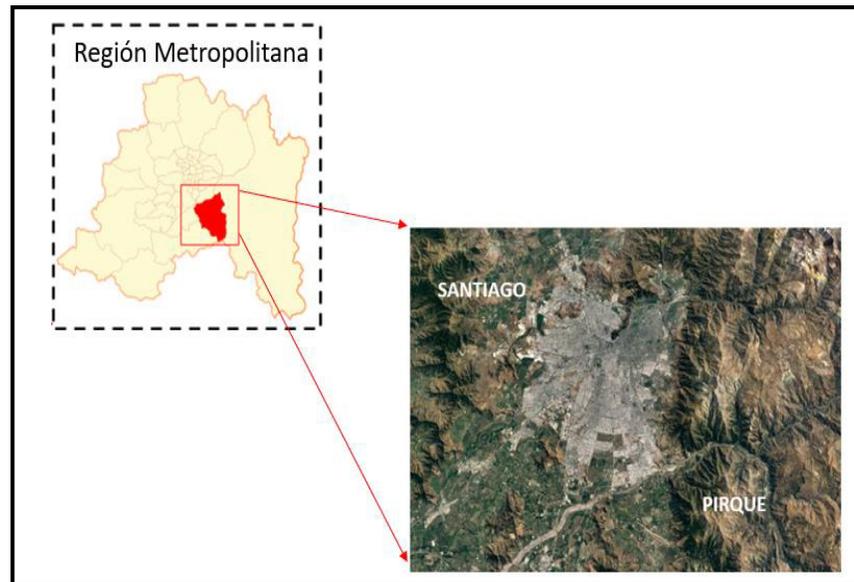
La ecuación de advección de calor representa la evolución del incremento de la temperatura potencial  $\langle \theta \rangle$  con el tiempo. Esto depende de la cantidad de calor que se transporta desde la superficie a la atmósfera como flujo turbulento  $(w'\theta')_s$  y de la troposfera libre como flujo de arrastre  $(w'\theta')_e$ . La advección combina en un solo término, el viento a gran escala que mueve el aire más cálido o frío/seco o húmedo de zonas aledañas al sitio de estudio y viceversa, y los gradientes horizontales de temperatura potencial (Miranda - García, 2019). Del mismo modo, la ecuación de advección de humedad representa la evolución temporal del balance de humedad específica en un sistema, afectado por el cambio en el flujo de humedad cinemática superficial con la altura que nos da una estimación de la capa de humedad del entorno y viento a gran escala que mueve aire más seco y húmedo desde otros campos al sitio de estudio.

### 3 METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos de esta investigación, se realizaron mediciones en terreno en un campo agrícola con cultivo de vid, en la localidad de Pirque, región Metropolitana de Santiago, Chile. El cultivo se encontraba en período de crecimiento, es decir, durante su etapa de formación de bayas, y contaba con un sistema de riego por goteo con un intervalo de 7 días. Por ende, el terreno estaba constantemente irrigado. La campaña de medición tuvo una duración de 10 días (del 8 al 17 de enero de 2019), lo que permitió incluir un ciclo completo de irrigación.

#### 3.1 Zona de estudio

La zona de estudio fue un viñedo del fundo “Los Arcaya” de 12 ha, ubicado en la localidad de Pirque a 30 km al sur de la ciudad de Santiago de Chile (33,6° S - 70,6° O, altitud promedio 688 m.s.n.m.), valle central de Chile (Figuras 4 y 5). Esta es una zona semiárida donde el clima es cálido y templado, con una temperatura media anual de 14,2 °C y precipitaciones anuales de 230 mm concentradas en el invierno (AGROCLIMA, 2019). Durante el mes de junio ocurre la mayor parte de la precipitación anual, mientras que julio es descrito como el mes más frío, con una temperatura promedio mensual de 8,1 °C (CLIMATE-DATA, 2019). El mes de enero se caracteriza por ser más seco, con 1 mm de lluvia, temperatura promedio mensual de 20,7 °C y temperatura máxima media de 30 °C. Esta localidad pertenece a la cuenca del río Maipo, subcuenca río Maipo medio, abarca la mayor área de producción de cultivos de vid de la región Metropolitana de Santiago, con una superficie irrigada para cultivos de viñas y parronales viníferos de 6347 ha (Dirección General de Aguas, 2015). En esta viña se cultiva *Vitis vinífera Cabernet Sauvignon*, con hileras orientadas de norte a sur y separadas por 2,5 m. La distancia entre plantas es de 1,20 m y la altura promedio del cultivo es de 1,60 m.



**Figura 4.** Ubicación del área de estudio.



**Figura 5.** Izquierda: Ubicación del sistema de Eddy Covariance (*EC*), donde también están instalados los sensores meteorológicos. Derecha: Superficie heterogénea que rodea el sitio de estudio.

La zona de estudio está rodeada de diferentes tipos de superficies, como por ejemplo, superficies vegetadas con distintas clases de cultivos, superficies semi-vegetadas (áreas mixtas de suelo desnudo y vegetación) y superficies de suelo desnudo (Figura 5). Se utilizó el índice de vegetación de diferencia normalizada (*NDVI*) se empleó para diferenciar los tipos de superficie antes mencionados. Cabe indicar que las observaciones a escala local no representan adecuadamente la variabilidad espacial de la superficie de influencia total (escala regional). En muchos casos son necesarias varias observaciones a gran escala sobre superficies espacialmente heterogéneas (Geli et al., 2020).

Para obtener una superficie de suelo homogénea, que permitió estandarizar las escalas de capa límite (escala regional), se utilizó un área de 100 km<sup>2</sup> tomada como referencia desde el punto de medición (Figura 5). Se identificaron diferentes tipos de superficies de suelo (vegetados, semi-vegetados y desnudos) de acuerdo con el índice de vegetación de diferencia normalizada (*NDVI*), cuyo valor más alto representó las condiciones de superficie más vegetadas y el más bajo, superficies escasamente vegetadas.

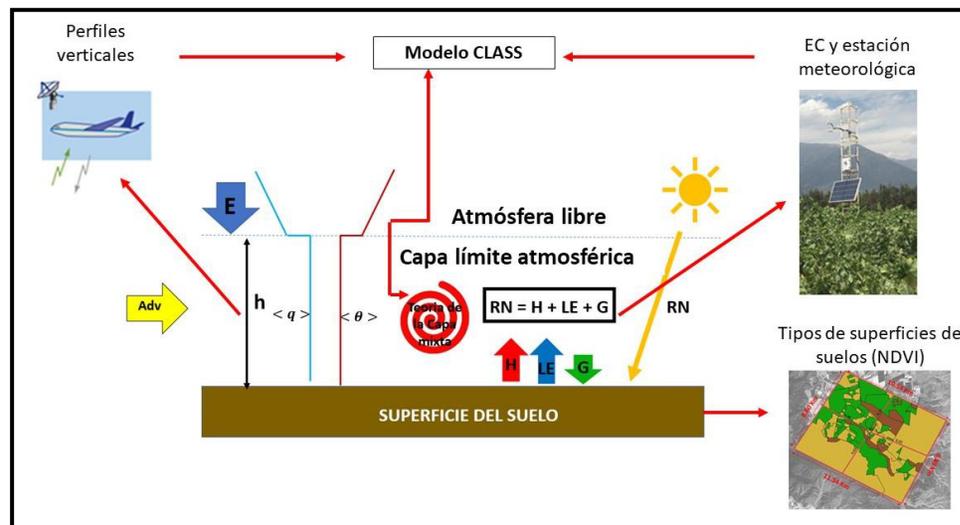
La extrapolación de la evaluación de una escala local a una escala regional, requirió de observaciones de temperatura potencial y presión a distintas alturas registradas a gran escala a través de teledetección por los aviones que despegan y aterrizan en el aeropuerto de Pudahuel (Geli et al., 2020). Estos perfiles fueron relacionados con los flujos de energía de un área homogénea calculada a partir del *NDVI*, las mediciones del *EC* y de la estación meteorológica, con la finalidad de estandarizar los datos de la capa límite y superficie en estudio. Los detalles metodológicos de estas aproximaciones se presentan en las siguientes subsecciones.

### 3.2 Diseño experimental

Las mediciones meteorológicas, flujos de energía en la superficie, perfiles verticales, altura de la capa límite, gradiente vertical de temperatura, humedad específica, gradiente vertical de humedad y estimaciones de advección, se llevaron a cabo del 9 al 17 de enero de 2019, justo antes de la maduración del fruto.

La Figura 6 muestra una representación conceptual del diseño experimental para el campo, en la que se señala la ubicación donde se instaló un sistema de *EC* acoplado a una estación meteorológica. El sistema *EC* y la estación meteorológica están instalados a 4 m de altura (Figura 6).

Para integrar los datos del sistema *EC* de la superficie con la altura de la *ABL* se tomaron los datos de los perfiles verticales registrados por aviones del aeropuerto de Pudahuel el día 15 de enero de 2019. Las mediciones a diferentes escalas de campo, se promediaron respecto a un área superficial de 100 km<sup>2</sup> a escala de capa límite/regional (Miranda - García, 2019) utilizando el modelo *CLASS* sobre una superficie heterogénea para resolver las ecuaciones de la teoría de la capa límite totalmente mezclada (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015). Además, se contó con los sensores térmicos para determinar el flujo de calor del suelo en el campo irrigado. Estas mediciones, combinadas con los datos de radiación y los recogidos por el sistema de *EC*, permitieron analizar el balance de energía de la superficie, que se usa como condición de borde en el modelo simplificado *CLASS* (Vila-Guerau de Arellano et al., 2015). El análisis de los datos *in situ* transformados a escala regional y los modelados por *CLASS*, permitieron cuantificar la advección de humedad y calor. La Figura 7 presenta un esquema que combina la teoría de la capa límite de mezcla con las distintas fuentes de información utilizadas en esta investigación.



**Figura 6.** Fuentes de datos para el diseño experimental. Modificado de Vilá - Guerau de Arellano et al. (2015).

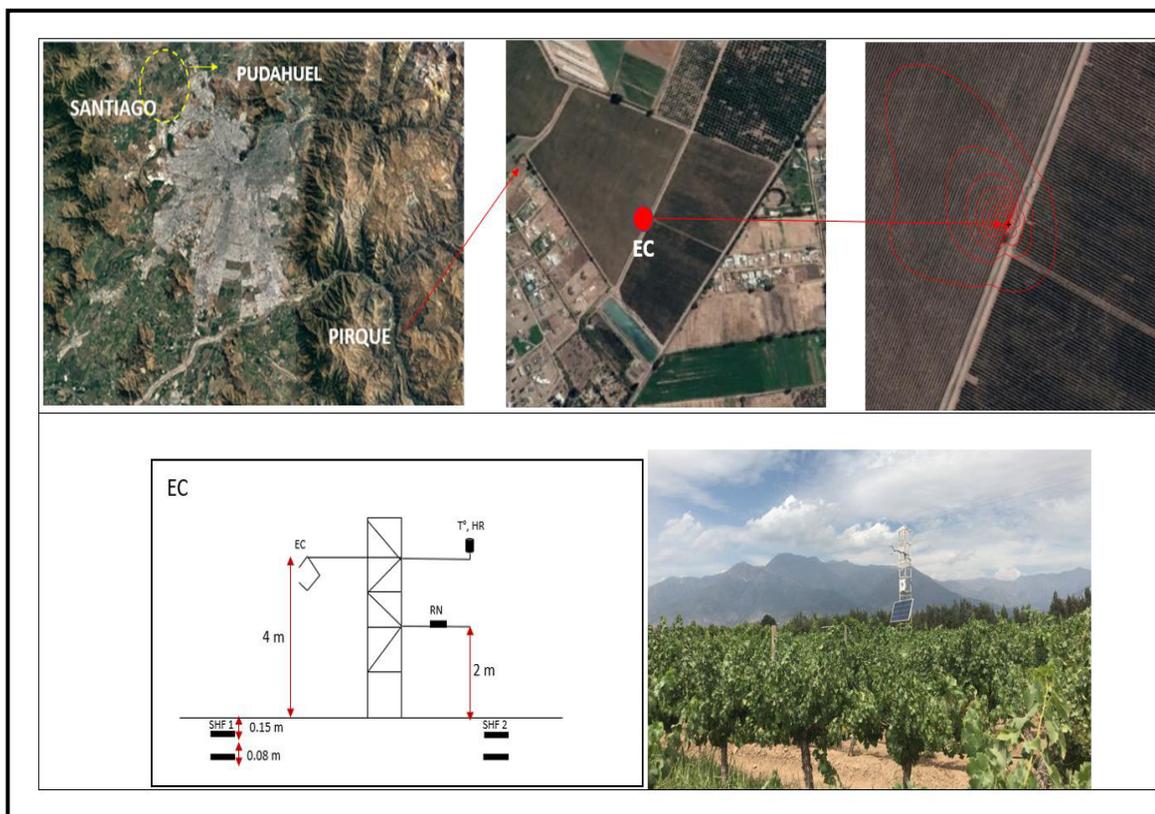
Con el propósito de comprender cómo afecta la advección de calor y humedad obtenidos a una escala regional en los procesos superficiales a escala local (Miranda-García, 2019), se crearon cuatro escenarios: advección de aire seco, advección de aire caliente, advección de aire frío y advección de aire húmedo. En estos escenarios se mantuvieron los datos iniciales del terreno estudiado (caso control), variando solamente las condiciones de advección de calor y humedad.

### 3.3 Mediciones de campo y estimaciones meteorológicas

#### VARIABLES METEOROLÓGICAS Y FLUJOS DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE

Las variables meteorológicas se midieron mediante una estación meteorológica instalada en medio del viñedo (Figura 7). La estación está acondicionada con diferentes sensores: un sensor de temperatura del aire y humedad relativa (HMP45C, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA); un radiómetro neto (NR Lite 2, Kipp & Zonen, Delft, Holanda); cuatro placas de flujo de calor hacia el suelo (HFP01-L, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA) enterradas a 15 y 8 cm de la superficie; dos termocuplas para medir

la temperatura promedio del suelo (TCAV, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA); un sensor de contenido de humedad del suelo (CS616, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA). Además, la estación cuenta con un sistema de *EC* (IRGASON, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA). Los sensores atmosféricos están instalados a una altura de 4 m por sobre el nivel del terreno. Todos los sensores están integrados a un datalogger (CR3000, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA).



**Figura 7.** Ubicación de los instrumentos instalados en la zona de estudio.

Los componentes del balance de energía evaluados incluyeron  $RN$ ,  $H$ ,  $LE$  y  $G$ . Los datos obtenidos por el sistema de *EC* permitieron las mediciones directas de  $H$  y  $LE$ . Estas mediciones, combinadas con los datos de  $RN$  y  $G$ , permitieron estudiar el balance de energía en la superficie.

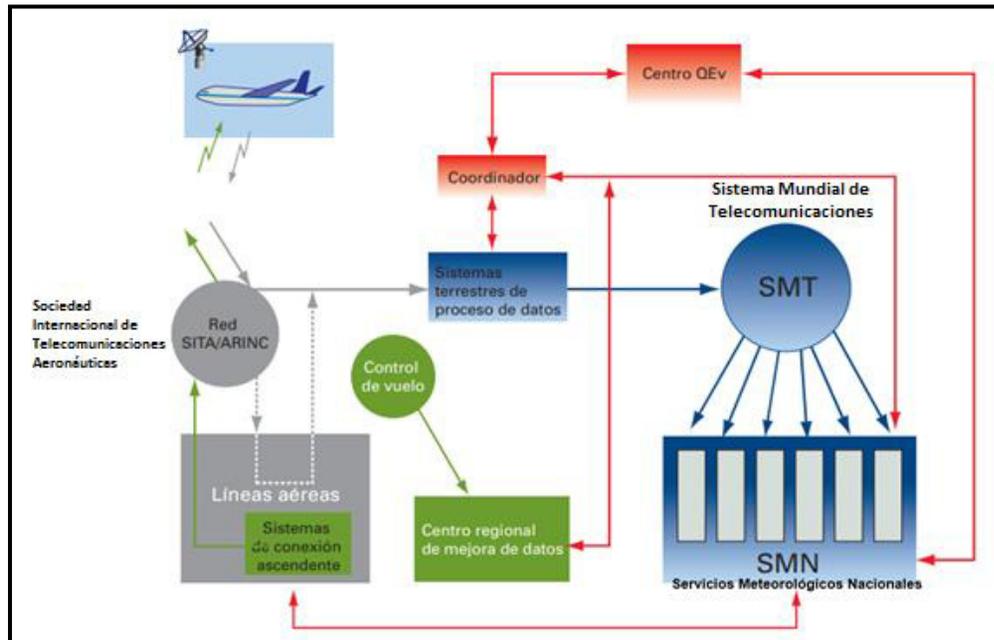
### Perfiles verticales

Se consideraron los datos de  $\theta$  y altitud (m.s.n.m.) registrados durante la mañana del día 15 de enero de 2019 para el cálculo de la evolución de la altura de la capa límite, el gradiente vertical de temperatura y el salto de temperatura, además, según el criterio sugerido por Sullivan et al. (1998), se estableció la altura de la capa límite como el promedio de altura donde el cambio en la pendiente de  $\theta$  es máximo.

$$h = \frac{d\theta}{dz} \quad (18)$$

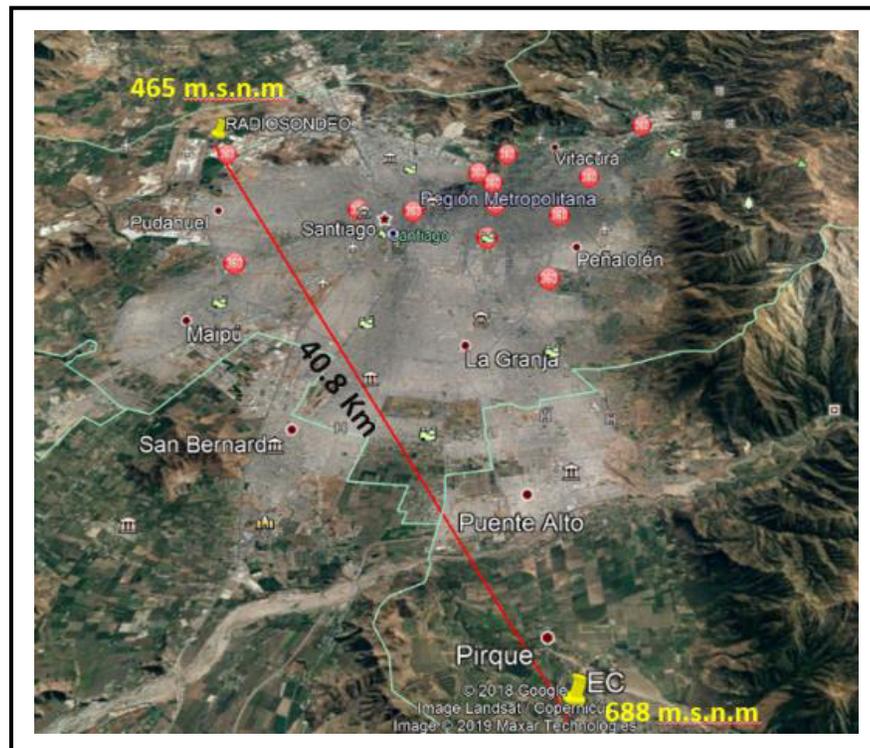
La temperatura potencial se estimó con los datos de los perfiles verticales del programa mundial de retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves (*AMDAR*). Estas aeronaves utilizan predominantemente sensores a bordo, computadoras y sistemas de comunicaciones para recolectar, procesar, formatear y transmitir datos meteorológicos a estaciones terrestres (aerolíneas y organizaciones de aviación) a través de enlaces satelitales o de radio. La información recabada por las aeronaves es gestionada por la Organización Meteorológica Mundial (*OMM*).

El sistema *AMDAR* facilita en forma automatizada, la transmisión y recopilación de información producto de las observaciones meteorológicas (perfiles atmosféricos o pseudo sondeos en tiempo real) efectuadas desde aeronaves comerciales cuando ascienden y descienden (Figura 8; Grooters, 2008).



**Figura 8.** Diagrama del flujo de datos a través del sistema *AMDAR* (Grooters, 2008).

Se utilizaron los datos obtenidos en el aeropuerto de Pudahuel, ubicado a 40,8 km del lugar de estudio (Figura 9), por ser más efectivos para la predicción meteorológica en el sistema *AMDAR* en comparación con los obtenidos por Muñoz y Undurraga (2010) y Muñoz y Alcañuz (2012) con radiosondeos y celiómetros, respectivamente.



**Figura 9.** Ubicación de los puntos donde se tomaron perfiles verticales y las mediciones de terreno.

### **Altura de la capa límite ( $h$ )**

Para estimar correctamente  $h$  a una escala regional, se tomaron los datos de  $\theta$  y altura ( $z$ ) (m.s.n.m.) durante 8 horas del día. Esta información se obtuvo a partir de los perfiles verticales recopilados por los aviones en el aeropuerto de Pudahuel. Específicamente, para el día 15 de enero de 2019 se obtuvieron los parámetros de altura inicial de la capa límite  $h_0$ , temperatura potencial inicial de la ABL  $\theta_0$ , salto de temperatura  $\Delta\theta$  y gradiente vertical de temperatura  $\gamma_\theta$ .

### **Gradiente vertical de temperatura ( $\gamma_\theta$ )**

El cálculo del gradiente vertical de temperatura también se obtuvo a partir de los perfiles verticales recopilados por los aviones al despegar en el aeropuerto de Pudahuel.

El gradiente se calculó utilizando la información capturada a una altura de 4000 m desde la superficie el día 15 de enero de 2019. Los perfiles verticales también permitieron estimar  $\theta_0$  (a las 9:00 am) y  $\Delta\theta$  en el techo de la capa límite. Estos parámetros son requeridos para ejecutar el modelo CLASS.

**Humedad específica inicial en la capa mixta ( $q_0$ ), salto de humedad en  $h$  ( $\Delta q$ ), gradiente vertical de humedad ( $\gamma_\theta$ )**

Dado que los perfiles verticales recolectados por los aviones no cuentan con información de humedad, se utilizaron como referencia los perfiles verticales obtenidos por Muñoz y Undurraga (2010) mediante celiómetros y radiosondeos los días 10 y 11 de junio de 2009 para la cuenca de Santiago. Estos investigadores utilizaron para el cálculo, los datos de temperatura de la estación de Lo Prado. Sus estimaciones estuvieron sustentadas con base a lo descrito por Rutllant y Garreaud (1995), quienes demostraron que existe una buena correlación entre la temperatura de la estación de Lo Prado y la troposférica libre a 900 hPa. Esta información es de gran utilidad para obtener los parámetros  $h_0$ ,  $q_0$ ,  $\Delta q$  y  $\gamma_\theta$ .

**Advección**

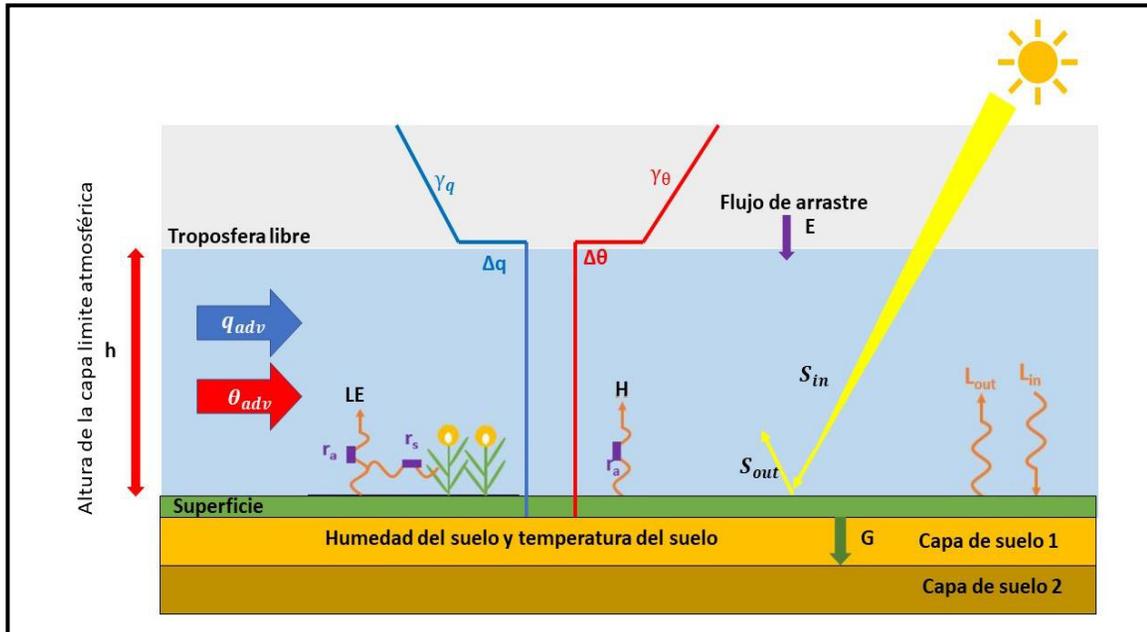
La advección se estimó a través del modelo CLASS, utilizando la información de los perfiles verticales, la información meteorológica y los datos de los flujos superficiales. Los detalles de la modelación se describen en la siguiente sección. Además, se utilizaron las ecuaciones (16) y (17) para explicar el no cierre del balance energético.

**3.4 Modelación con CLASS**

Se usó el modelo CLASS, que utiliza la teoría de la capa mixta para representar los procesos dentro de la ABL, para investigar los procesos no locales que pueden estar ocurriendo en Pirque. La modelación se realizó el 15 de enero de 2019, dado que fue un día despejado donde se contaba con los datos de los perfiles verticales. Se modelaron dos

escenarios: (i) el caso control y (ii) el caso advección. En ambos casos se consideraron como condiciones iniciales los flujos de energía en la superficie a las 9:00 am, así como también el perfil de  $\theta$  obtenido de los perfiles verticales. Las condiciones de borde a lo largo de las simulaciones son calculadas por el modelo *CLASS*, por lo que se procedió a comparar los resultados modelados con las observaciones *in situ*. El primer caso consistió en representar los procesos dentro de la *ABL* sin considerar procesos no locales con el propósito de describir los flujos superficiales y la evolución temporal del espesor de la capa límite, mientras que el segundo caso investigó cómo procesos no locales, incorporados dentro del término de advección de calor o humedad, afectan los flujos superficiales y la evolución temporal del espesor de la capa límite.

La Figura 10 muestra los principales procesos y variables que intervienen en el sistema atmósfera – suelo que fue modelado en *CLASS*, donde  $E$  es el flujo externo,  $h$  es la altura de la capa límite,  $\theta$  es la temperatura potencial,  $\theta_{adv}$  y  $q_{adv}$  son la advección de calor y humedad respectivamente. La Tabla 1 muestra un resumen de las mediciones y los módulos de *CLASS* que se utilizan en la modelación.



**Figura 10.** Esquema de los principales procesos y variables involucradas en el suelo y atmósfera.  $\theta$  representa el perfil de temperatura potencial y  $q$  el de humedad específica, mientras que  $\theta_{adv}$  corresponde a la presencia de una advección de temperatura potencial y  $q_{adv}$  a la advección de humedad específica (Modificado de De Groot, 2019).

**Tabla 1.** Relación de los datos recolectados en la campaña de terreno de Pirque con módulos del software *CLASS*.

<b>Escala</b>	<b>Mediciones</b>	<b>Módulo de <i>CLASS</i></b>
Capa límite	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mediciones de temperatura potencial y altura de capa límite, perfiles verticales tomado por aviones en el aeropuerto de Pudahuel.</li> <li>- Mediciones de humedad dentro de la capa límite con los radiosondeos obtenidos por Muñoz y Undurraga (2010).</li> <li>- Mediciones de <i>EC</i> para el flujo de calor cinemático en la superficie, flujo de humedad cinemático y presión en la superficie.</li> </ul>	Mixed Layer
Viento	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Medidas de <i>EC</i> para la velocidad de fricción, velocidad del viento a la hora que empieza el crecimiento de la capa mixta.</li> <li>- Cálculo del parámetro de Coriolis con la latitud.</li> </ul>	Wind
Capa superficial	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Longitud de rugosidad calculado a partir de la altura del cultivo.</li> <li>- Medidas de <i>EC</i> y estación meteorológica de temperatura superficial, temperatura del suelo, contenido de agua en el suelo.</li> </ul>	Land surface scheme
Radiación solar	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Datos de longitud y latitud obtenidos de Google Earth.</li> <li>- Datos del <i>EC</i> del día juliano y tiempo <i>UTC</i>.</li> </ul>	Radiation
Advección de superficie	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>LAI</i>, obtenido según la fórmula de la <i>FAO</i></li> <li>- Resistencia mínima de transpiración obtenida del manual de la <i>FAO</i>.</li> <li>- Cobertura vegetal obtenida del manual de la <i>FAO</i>.</li> <li>- Albedo</li> <li>- Conductividad de la superficie (Vilá - Guerau de Arellano et al., 2015)</li> </ul>	Adv. Surface

Dado que el modelo *CLASS* requiere de un gran número de parámetros para representar la evolución de la *ABL*, se realizó un análisis de incertidumbre mediante una simulación de Montecarlo. Esta es una herramienta útil para la identificación de la incertidumbre mediante el uso de variables aleatorias; se le define como una técnica cuantitativa para obtener la respuesta más probable de un evento por medio de un modelo matemático, que dada su complejidad requiere muchas veces de un programa computarizado con la finalidad de entender el comportamiento de un sistema. La simulación de Montecarlo usa funciones de distribución de probabilidades para cada uno de los parámetros de entrada de un modelo, cuyos resultados después de un determinado número de iteraciones pueden predecir lo que pasaría en un sistema real.

Para la simulación de Montecarlo, se realizó el siguiente procedimiento:

- Para los 26 parámetros de entrada del modelo *CLASS*, se estimaron las distribuciones de probabilidad y sus parámetros. Se asumió que los parámetros de entrada siguen una distribución normal.
- Se corrieron 10000 simulaciones, ya que este número lleva a resultados estables en las distribuciones de la simulación. No se eliminaron los valores atípicos porque podrían ser componentes importantes del conjunto de datos (McMurray et al., 2017).
- Se calcularon la media y desviación estándar de los resultados.

La Tabla 2 presenta las variables, distribuciones de probabilidad y parámetros de entrada utilizados en la simulación de Montecarlo.

**Tabla 2.** Distribuciones de probabilidad de los parámetros de entrada utilizados en la simulación de Montecarlo

<b>Variables</b>	<b>Distribución de probabilidad</b>	<b>Parámetros</b>
Altura <i>ABL</i> inicial (m)	Normal	$\mu = 346$ ; $\sigma = 69,2$
Temperatura potencial inicial $\theta$ (K)	Normal	$\mu = 295,31$ ; $\sigma = 0,515$
Salto inicial de temperatura $\Delta\theta$ (K)	Normal	$\mu = 8,17$ ; $\sigma = 1,0$
Gradiente vertical de temperatura $\gamma_\theta$ ( $\text{Km}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,003$ ; $\sigma = 0,0006$
Advección de calor ( $\text{Ks}^{-1}$ )	Normal	$\mu = -0,00017$ ; $\sigma = 0,000034$
Flujo de calor cinemático ( $\text{Kms}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,0752$ ; $\sigma = 0,01504$
Humedad inicial $q_0$ ( $\text{gkg}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 5,79$ ; $\sigma = 0,53$
Salto inicial de humedad $\Delta q$ ( $\text{gkg}^{-1}$ )	Normal	$\mu = -1,85$ ; $\sigma = 0,37$
Gradiente vertical de humedad $\gamma_q$ ( $\text{gkg}^{-1}\text{m}^{-1}$ )	Normal	$\mu = -0,00047$ ; $\sigma = 0,000094$
Advección de humedad $q$ adv ( $\text{gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ )	Normal	$\mu = -0,0043$ ; $\sigma = 0,00086$
Flujo de humedad cinemático ( $\text{gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,017233$ ; $\sigma = 0,0034466$
Velocidad del viento inicial ( $\text{ms}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,27$ ; $\sigma = 0,054$
Velocidad de fricción ( $u^*$ ) ( $\text{ms}^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,24$ ; $\sigma = 0,048$

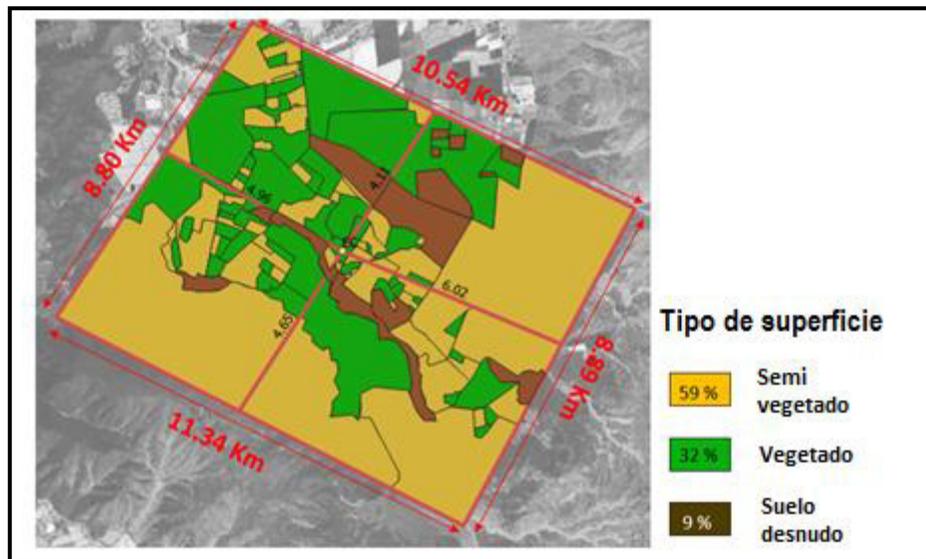
**Tabla 2.** (Continuación) Distribuciones de probabilidad de los parámetros de entrada utilizados en la simulación de Montecarlo

<b>Variables</b>	<b>Distribución de probabilidad</b>	<b>Parámetros</b>
Parámetro de Coriolis ( $s^{-1}$ )	Normal	$\mu = 0,0000955$ ; $\sigma = 0,000004775$
Longitud de rugosidad zom (m)	Normal	$\mu = 0,09$ ; $\sigma = 0,009$
Longitud de rugosidad zoh (m)	Normal	$\mu = 0,009$ ; $\sigma = 0,0009$
Contenido de humedad capa superior	Normal	$\mu = 0,2398$ ; $\sigma = 0,04796$
Contenido de humedad capa más profunda	Normal	$\mu = 0,2398$ ; $\sigma = 0,04796$
Temperatura de la capa superior del suelo (K)	Normal	$\mu = 291,3$ ; $\sigma = 0,3$
Temperatura del suelo más profundo (K)	Normal	$\mu = 291,3$ ; $\sigma = 0,1$
Capacidad de campo ( $cm^3 cm^{-3}$ )	Normal	$\mu = 0,323$ ; $\sigma = 0,0646$
LAI (-)	Normal	$\mu = 0,53$ ; $\sigma = 0,106$
Resistencia mínima de transpiración ( $S m^{-1}$ )	Normal	$\mu = 100$ ; $\sigma = 20$
Albedo (-)	Normal	$\mu = 0,22$ ; $\sigma = 0,022$
Fracción de cobertura vegetal (-)	Normal	$\mu = 0,3$ ; $\sigma = 0,06$
Conductividad térmica del suelo ( $W m^{-2} K^{-1}$ )	Normal	$\mu = 4,39$ ; $\sigma = 0,439$

## 4 RESULTADOS

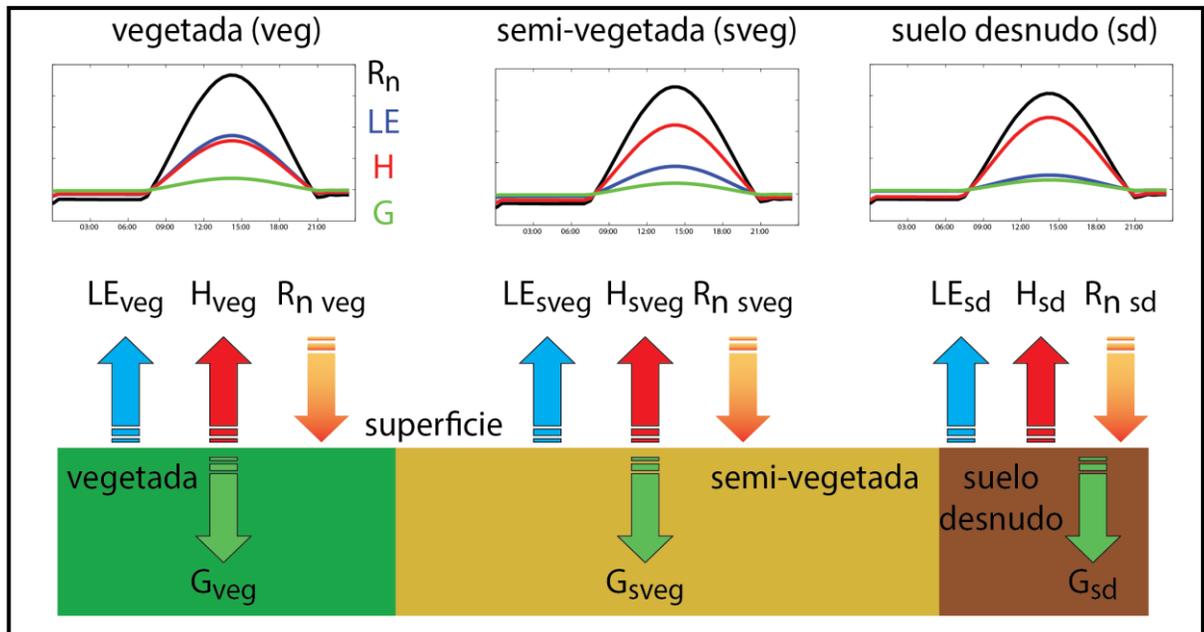
### 4.1 Determinación de los tipos de superficies de suelos aledaños al área de estudio

Se determinaron los siguientes tipos de superficies en la zona de estudio: vegetadas ( $0,6 \leq NDVI \leq 0,8$ ), semivegetadas ( $0,11 \leq NDVI \leq 0,4$ ), y superficies de suelos desnudos ( $0 \leq NDVI \leq 0,1$ ) (Figura 11).



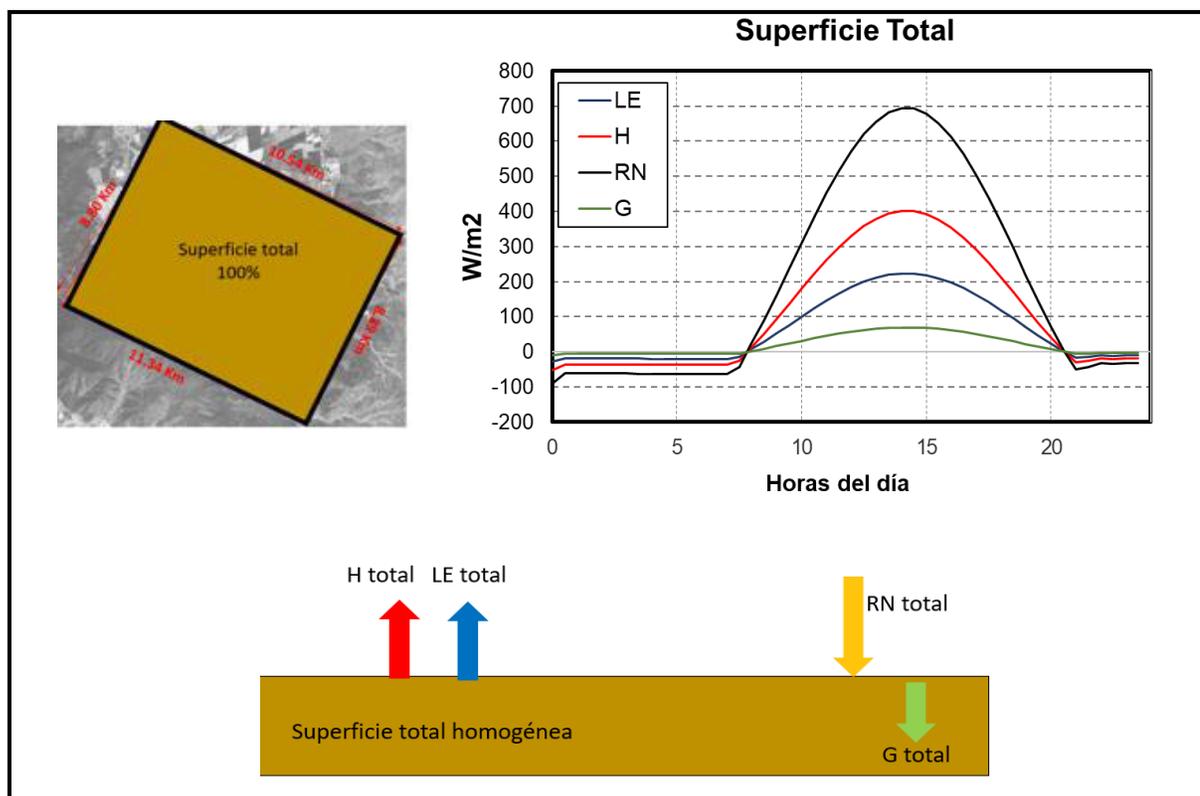
**Figura 11.** Tipos de superficies de suelos aledaños a la zona de estudio calculadas con el índice de vegetación de diferencia normalizada (*NDVI*).

Según el tipo de superficie, radiación, albedo, *NDVI* y número de Bowen, se calculó el balance energético (Figura 12).



**Figura 12.** Balance de energía ( $W/m^2$ ) obtenido para las diferentes superficies.

Se integraron los datos de la capa límite y las áreas de diferentes superficies relacionadas con el sitio en estudio, a partir de lo calculado con el *NDVI*, las mediciones del *EC* y la estación meteorológica, pasando de una escala local a una escala regional, obteniendo como resultado el promedio de las tres superficies ponderadas de acuerdo con el porcentaje ocupado del área total (Figura 13).



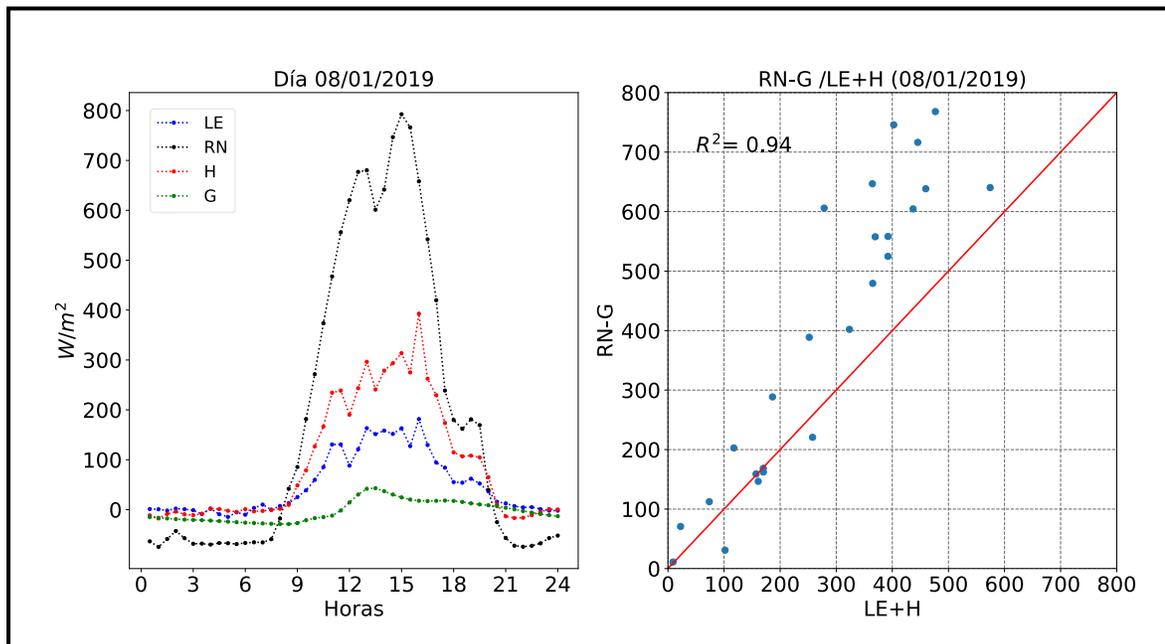
**Figura 13.** Balance de energía ( $W/m^2$ ) de la superficie homogenizada (escala regional).

#### 4.2 Balance energético y caracterización meteorológica

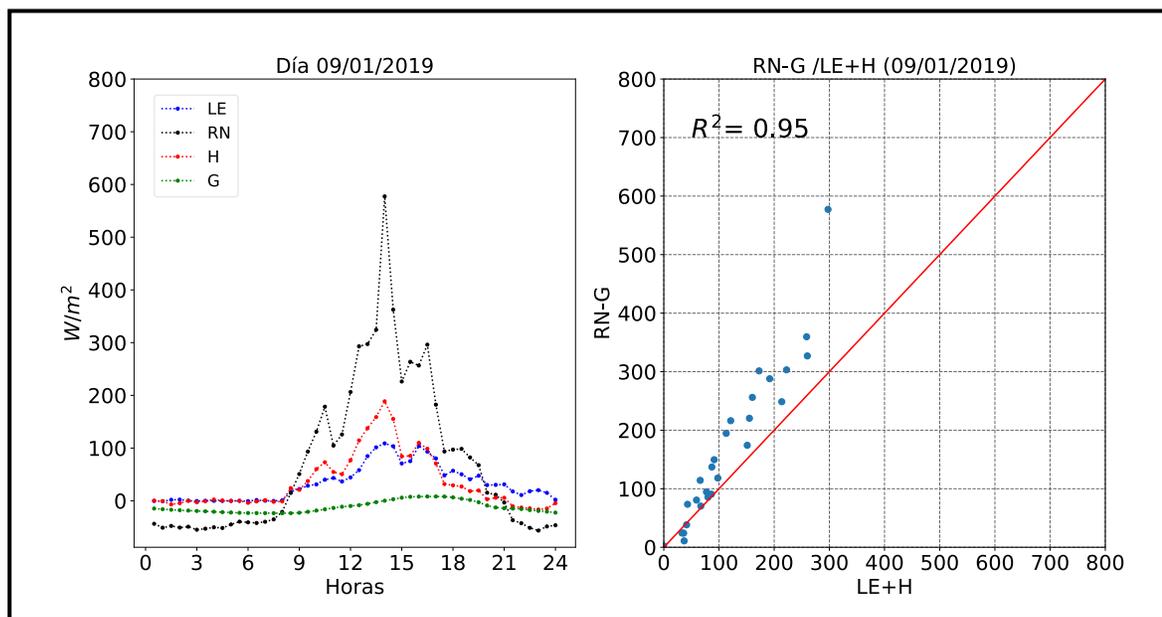
El ciclo diurno promedio de los flujos de energía en la superficie del viñedo se presenta en la Figura 14. El comportamiento de las variables promedio de los 10 días de la campaña de energía en la superficie vegetada (viñedo) registro coeficientes de correlación ( $R^2$ ) mayores a 0,9; que contribuyeron a definir una ecuación de la recta expresada matemáticamente como  $y = 0,6346x + 32,197$ .

En la Figura 14 se aprecia que el calor latente en los diez días de campaña no sobrepasa la *RN*. Sin embargo, en este periodo, no se produjo un cierre de balance energético perfecto, lo que es común (Allen et al., 2007; Moene y Van Dam, 2014). Además, los datos indican que en la mayoría de las horas del día existe un régimen

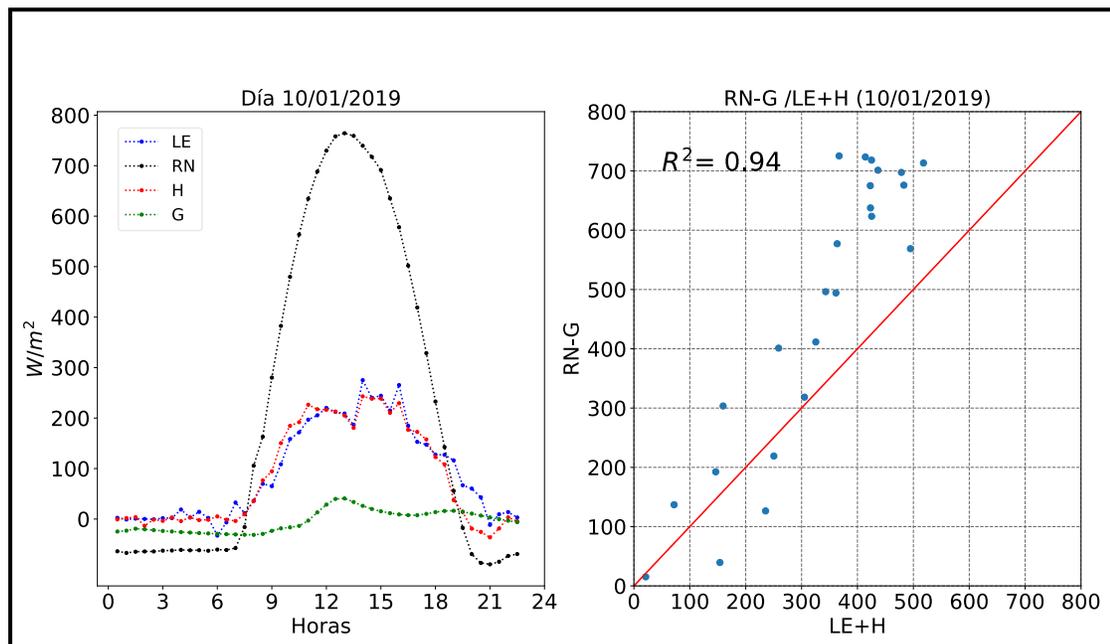
radiativo, donde  $RN-G > LE+H$ . Cabe resaltar que en el día 15 de enero de 2019 se observó un número mayor de observaciones bajo la línea roja. Es decir, en este día se tuvo un régimen advectivo donde  $RN-G < LE+H$ . Sobre este punto, De Bruin et al. (2005) señalan que en algunas horas del día, especialmente al momento del ocaso, es común encontrar que  $LE$  y  $H$  sean mayores a la radiación disponible.



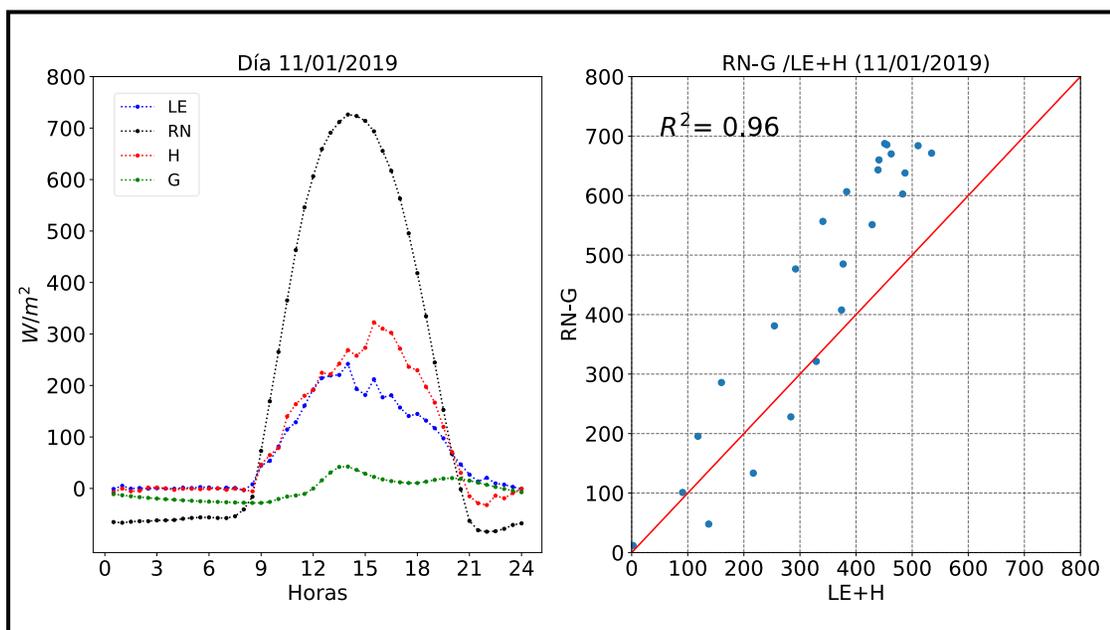
**Figura 14 (a).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 08 de enero.



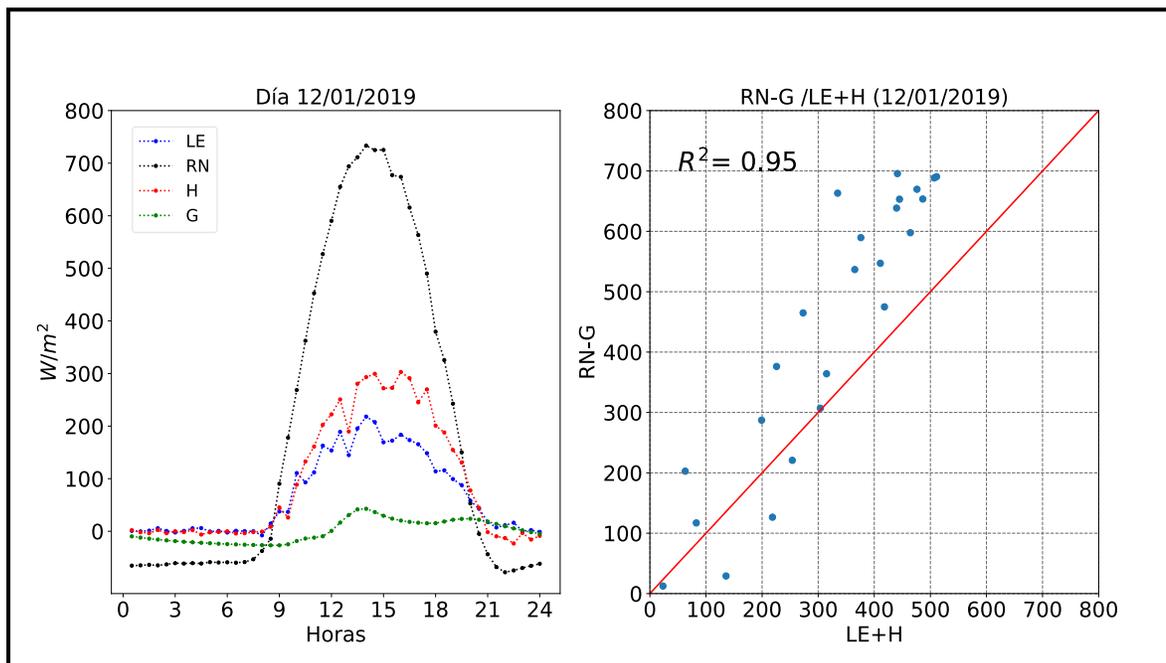
**Figura 14 (b).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 09 de enero.



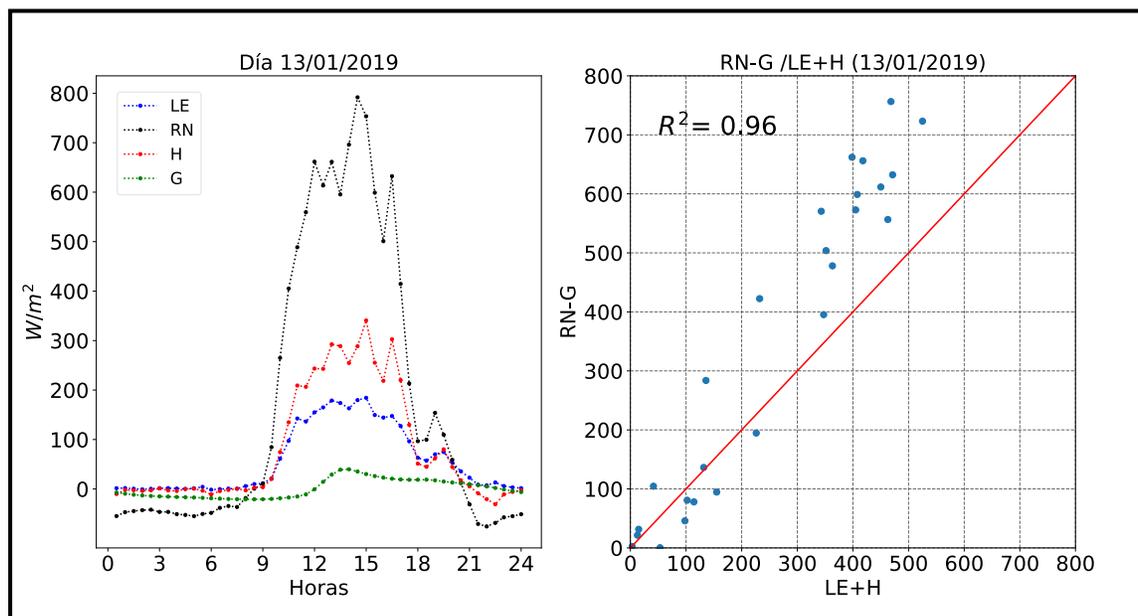
**Figura 14 (c).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 10 de enero.



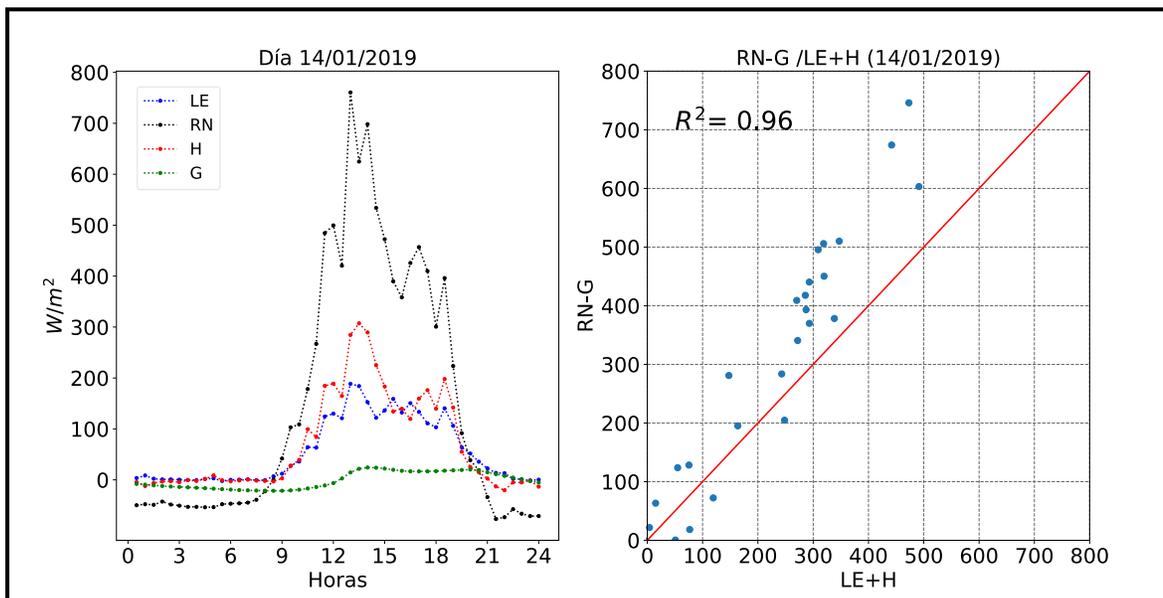
**Figura 14 (d).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 11 de enero.



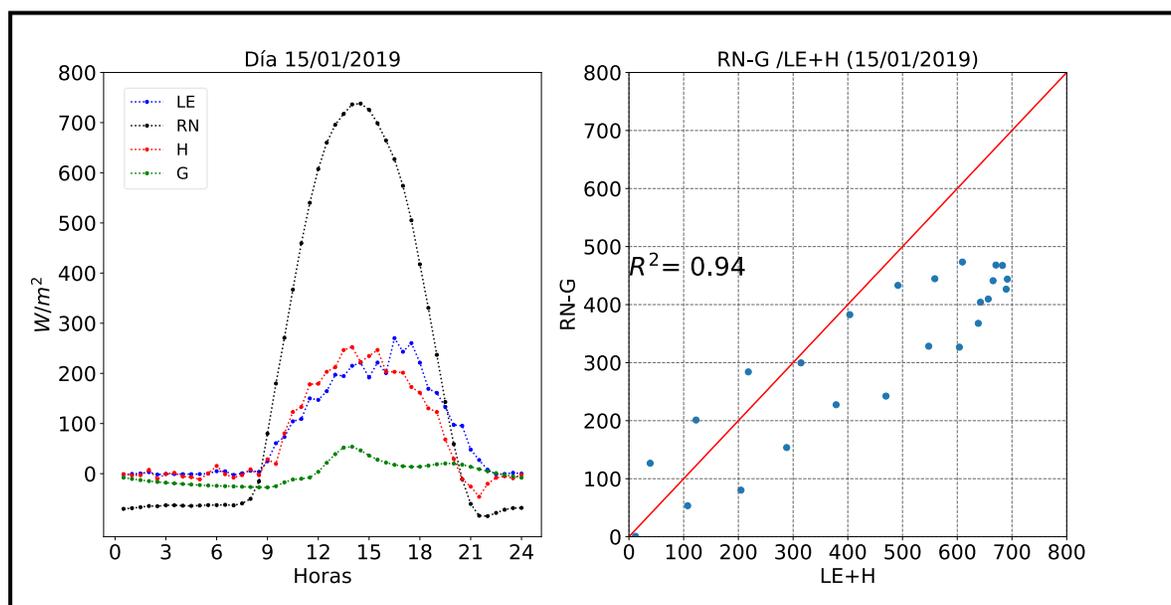
**Figura 14 (e).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 12 de enero.



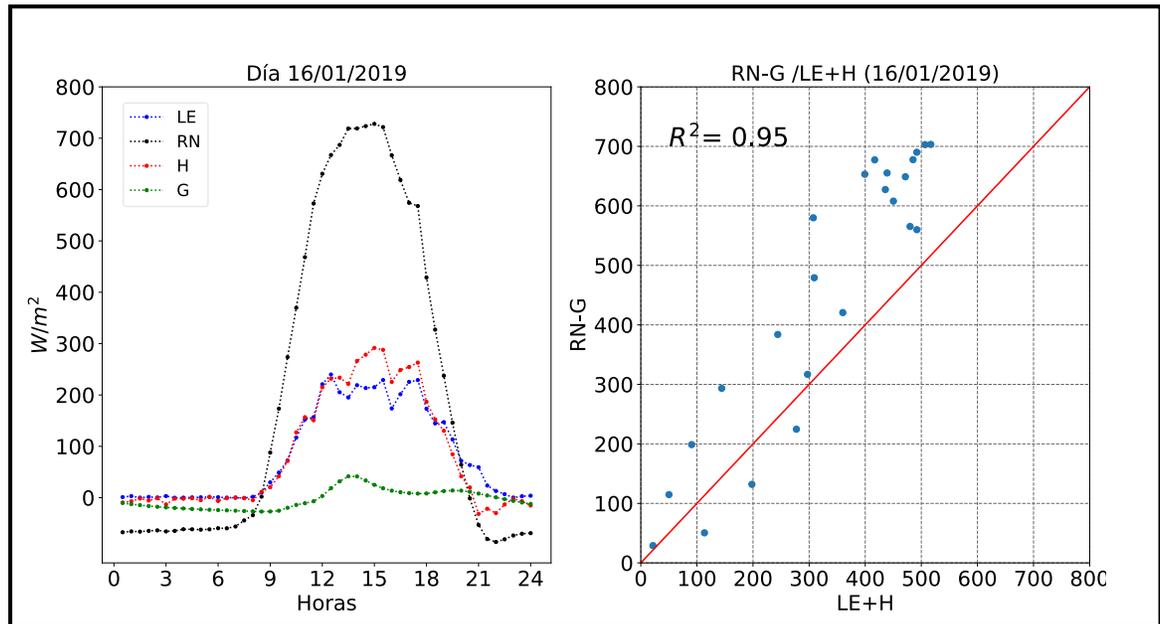
**Figura 14 (f).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 13 de enero.



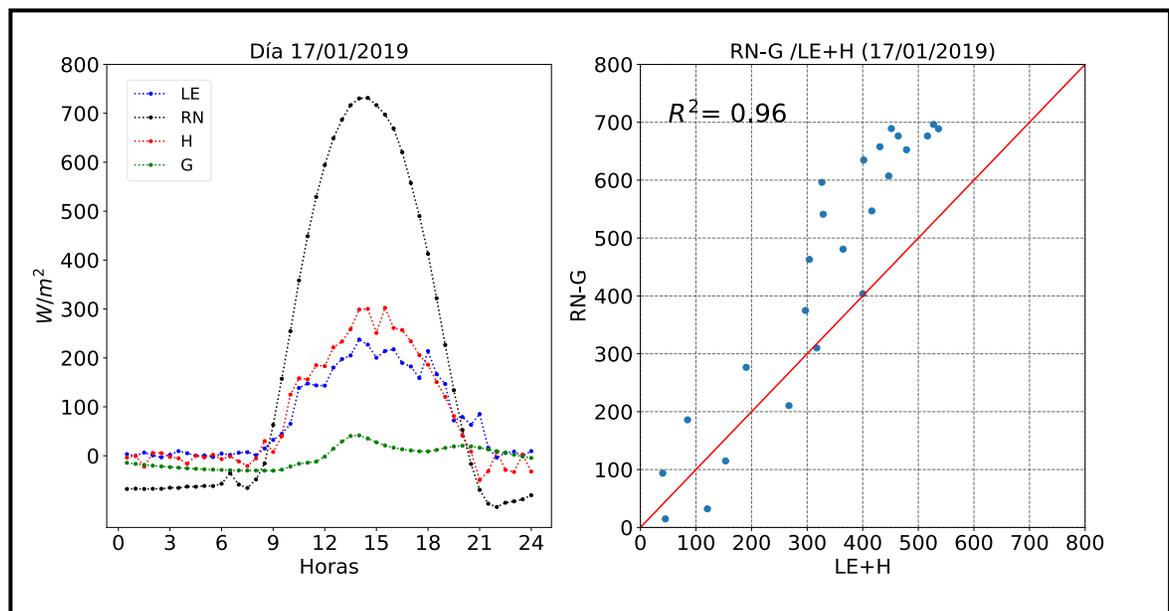
**Figura 14 (g).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 14 de enero.



**Figura 14 (h).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 15 de enero.



**Figura 14 (i).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 16 de enero.



**Figura 14 (j).** Ciclo diario del balance de energía obtenido del sistema de *EC* (Eddy Covariance), radiación neta y flujo de calor hacia el suelo para el día 17 de enero.

### **Caracterización de la radiación**

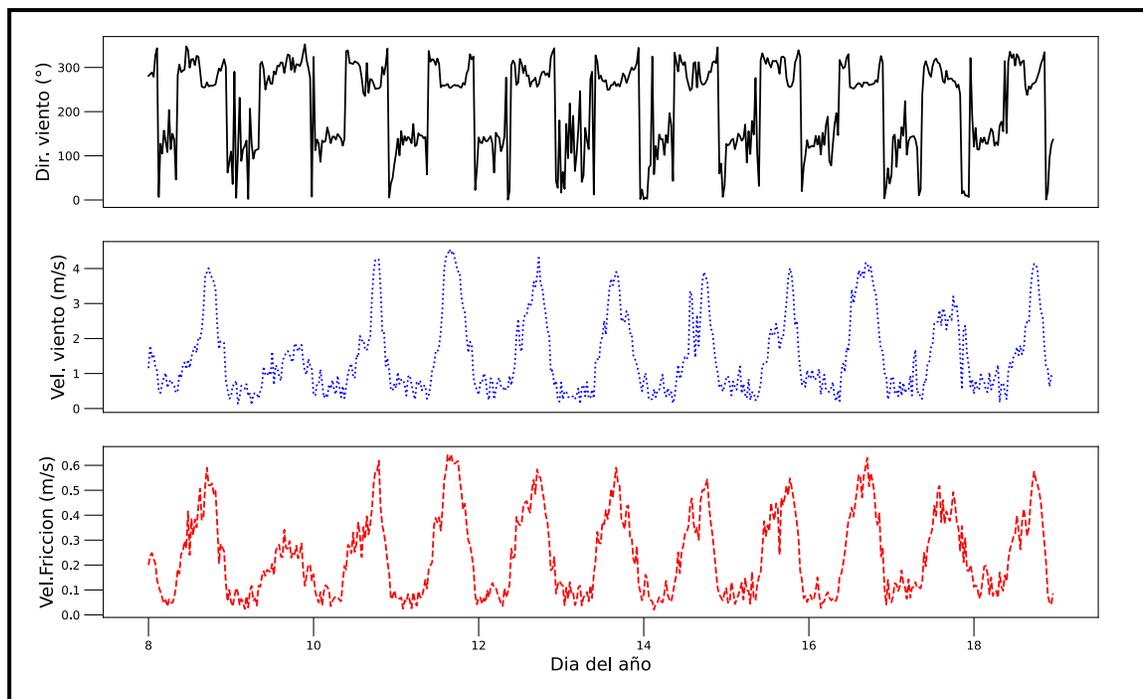
A lo largo de la campaña se observó, en los días despejados, una radiación neta máxima promedio de  $780 \text{ Wm}^{-2}$  alrededor de las 14:00. Esta osciló entre los 600 a  $780 \text{ Wm}^{-2}$ . En los días nublados, la radiación neta osciló entre 200 y  $600 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 14).

### **Caracterización de los flujos de energía ( $H$ , $LE$ y $G$ )**

Se observó que  $H$  y  $LE$  aumentaron a partir de las 12:00 horas. Esto se puede explicar a través de los datos de velocidad y dirección del viento (Figura 15), que en la tarde cambian y producen un aumento ligero de estos flujos de energía. Durante la campaña de terreno,  $LE$  osciló entre 100 y  $300 \text{ Wm}^{-2}$  en días despejados, y entre 50 y  $170 \text{ Wm}^{-2}$  en días nublados. Estos valores también cambian en los días de riego; en el caso de  $H$  las mediciones oscilaron entre 50 y  $350 \text{ Wm}^{-2}$  y  $G$  osciló entre 0 y  $50 \text{ Wm}^{-2}$ , tal como se observa en la Figura 14. A partir de las 12:00 p.m. los flujos empiezan aumentar cuando cambia la dirección del viento y aumenta su velocidad (Figuras 15 y 16).

### **Caracterización meteorológica (viento, temperatura, humedad)**

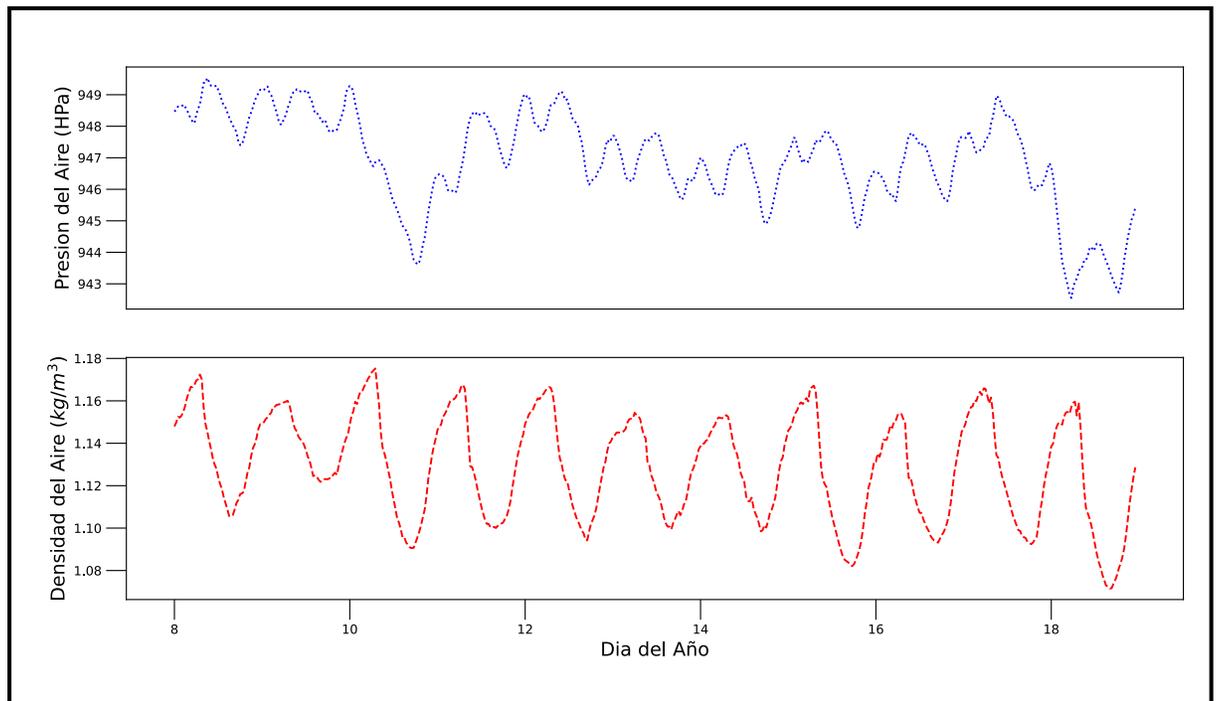
Según las mediciones meteorológicas, se observó que el viento cambia de dirección en la tarde, de la misma forma que aumenta su velocidad desde alrededor de 2 hasta 4 m/s. La velocidad de fricción ( $u^*$ ) se utilizó para evaluar la turbulencia.



**Figura 15.** Datos de viento tomados por el *EC*.

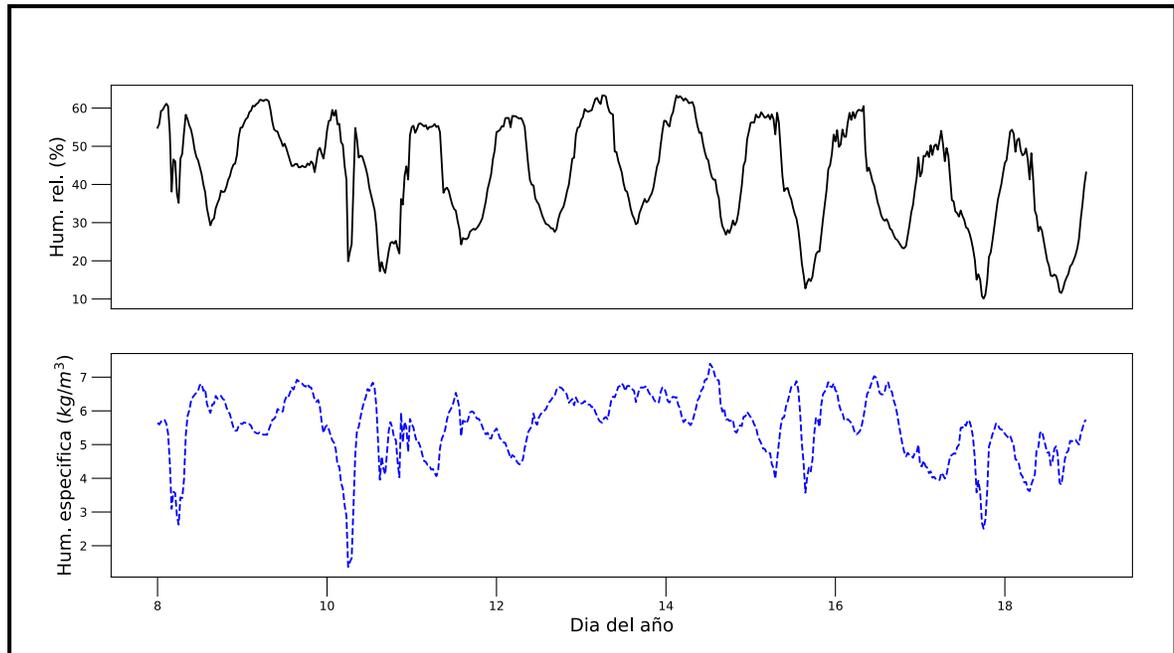
Se determinó que la dirección Noroeste (*NW*) del viento fue la más predominante de acuerdo al análisis efectuado con la rosa de vientos.

Durante los días de la campaña la presión del aire osciló, entre 944 a 948 hPa y la densidad del aire, entre  $1,075$  y  $1,1075 \text{ kgm}^{-3}$  (Figura 16).



**Figura 16.** Datos de presión y densidad del aire.

Los datos de humedad relativa oscilaron entre 10 y 60%, observando más humedad en el ambiente los días de riego (7, 10 y 15 de enero de 2019). Por otro lado, se estimó una humedad específica de 1 a 7  $\text{kgm}^{-3}$ , utilizando la densidad del aire seco, estimado de acuerdo a los datos de la presión y temperatura del aire (Figura 17).

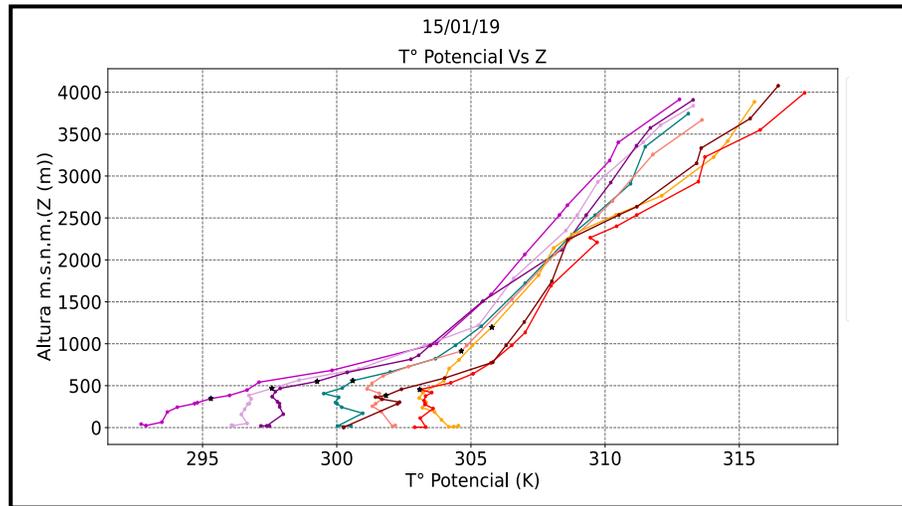


**Figura 17.** Datos de humedad relativa y específica.

### 4.3 Capa límite atmosférica

#### Perfiles verticales y altura de la capa límite

Según los perfiles verticales registrados por los aviones del aeropuerto de Pudahuel, considerando 8 horas del día (horas de sol) y la ecuación (18), se calculó la altura de la capa límite a diferentes horas del día (Figura 18).



**Figura 18.** Perfiles verticales de temperatura potencial, registrados por los aviones del aeropuerto de Pudahuel para el día 15 de enero de 2019.

Se determinó una altura de la capa límite inicial de 346 m a las 9:00 horas y una altura máxima de 1248 m a las 15:00 horas, donde la radiación también es máxima (Tabla 3). Al respecto, Muñoz y Undurraga (2010), hallaron que, para enero de los años 2008 y 2009, las alturas de la *ABL* se ubicaron entre 800 y 1200 m en Santiago de Chile. Es decir, similares a los resultados presentados en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Espesor de la capa límite para el día 15 de enero de 2019 en diferentes horas utilizando los perfiles verticales. Notar que también se presenta la altura de la capa límite inicial ( $h_0$ ) a las 09:00 hora local (12:00 UTC).

<b>Hora UTC</b>	<b>Hora local</b>	<b><math>h</math> (m)</b>
12:00	09:00	346
13:00	10:00	468
14:00	11:00	551
15:00	12:00	663
16:00	13:00	913
17:00	14:00	1196
18:00	15:00	1248
19:00	16:00	1216
20:00	17:00	982
21:00	18:00	663
22:00	19:00	453
23:00	20:00	382

### **Temperatura potencial, salto de temperatura, gradiente vertical de temperatura**

La Tabla 4 presenta los resultados de  $\theta_0$ ,  $\Delta\theta$  y  $\gamma_\theta$ . Estos resultados fueron considerados como parámetros de entrada en *CLASS*.

**Tabla 4.**  $\theta_0$ ,  $\Delta\theta$ ,  $\gamma_\theta$  estimados para diferentes horas del día 15 de enero de 2019.

N°	Hora UTC	Hora Local	$\Delta\theta$	$\gamma_\theta$ estimado	$\theta_0$
1	12:00	09:00	8,17	0,0033	295,31
2	13:00	10:00	7,69	0,0031	
3	14:00	11:00	4,21	0,0035	
4	15:00	12:00	2,43	0,0031	
5	16:00	13:00	0,2	0,0033	
6	17:00	14:00	1,74	0,0039	
7	18:00	15:00	2,85	0,0034	
8	19:00	16:00	1,26	0,0023	
9	20:00	17:00	2,76	0,0038	
10	21:00	18:00	1,30	0,0023	
11	22:00	19:00	3,93	0,0030	
12	23:00	20:00	3,97	0,0032	

#### **Humedad específica inicial en la capa mixta, salto y gradiente vertical de humedad**

Los valores de  $\theta_0$  (295,31),  $\Delta\theta$  y  $\gamma_\theta$  presentados en la Tabla 4 son similares a los estimados por Muñoz y Undurraga (2010) (Tabla 5), para los días de junio ( $\theta_0 = 294,5$  K y 297,8 K). Al no contar con datos propios de perfiles de humedad específica durante la

campana de terreno, se decidió usar en la modelación los perfiles estimados por Muñoz y Undurraga (2010).

**Tabla 5.** Temperatura potencial inicial ( $\theta_0$ ), salto de temperatura ( $\Delta\theta$ ), gradiente vertical de temperatura ( $\gamma_\theta$ ), humedad específica inicial ( $q_0$ ), salto de humedad ( $\Delta q$ ) y gradiente vertical de humedad ( $\gamma_q$ ) calculado para los días 10 y 11 de junio de 2009 (Muñoz y Undurraga, 2010).

Día	Z (m)	$\theta_0$ (K)	$\Delta\theta$ (K)	$\gamma_\theta$ (km <sup>-1</sup> )
10-06-2009	350	294,5	2,1	0,00618182
11-06-2009	320	297,8	3,7	0,0045
	Z	$q_0$	$\Delta q$	$\gamma_q$
10-06-2009	300	2,9	-0,92	-0,00046667
11-06-2009	300	2,8	-1,85	-0,0008871

#### 4.4 Modelación

##### **Validación de los flujos turbulentos para simular el balance energético y crecimiento de la capa límite con observaciones de superficie y de los perfiles verticales en CLASS**

Para validar los flujos turbulentos con el modelo CLASS, se utilizaron los parámetros de entrada indicados en la Tabla 6. Los resultados fueron comparados con los obtenidos con el sistema EC y perfiles verticales (Figuras 20, 21 y 23).

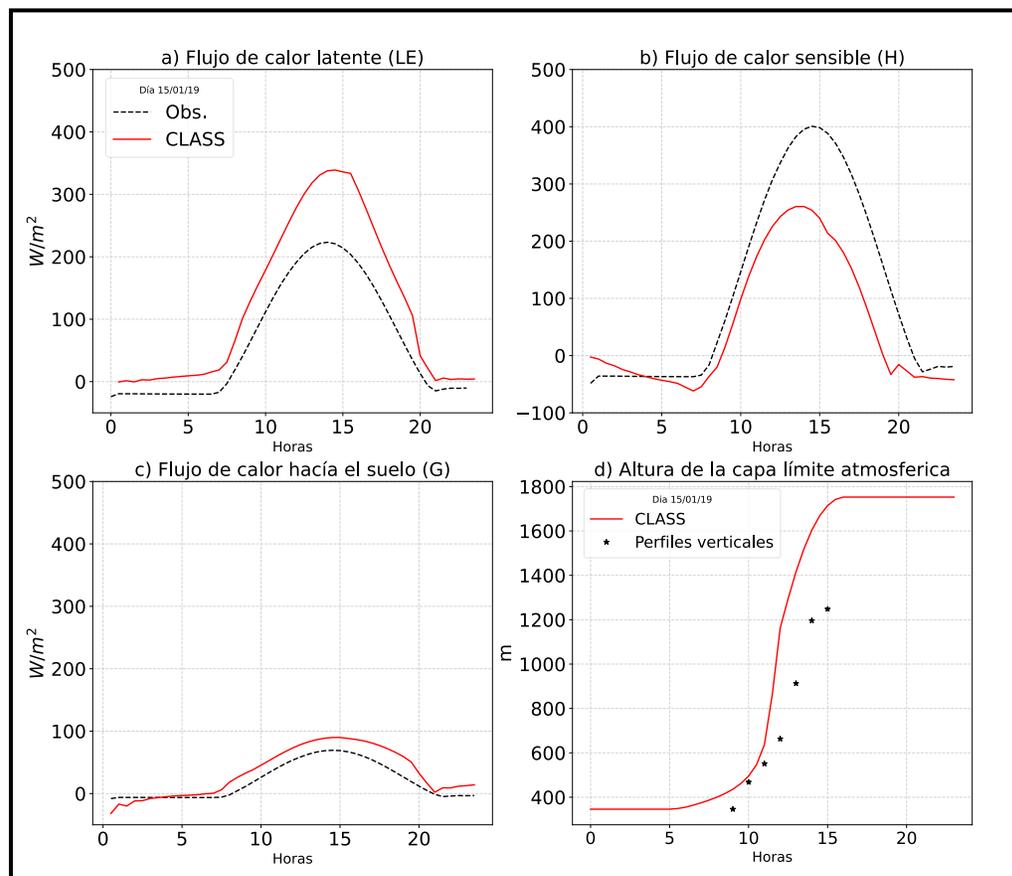
**Tabla 6.** Parámetros de entrada en el modelo *CLASS* para el caso control sin incluir procesos no locales a través del término de advección.

<b>Variable</b>	<b>Valor</b>
Altura <i>ABL</i> inicial (m)	346
Temperatura potencial inicial $\theta$ (K)	295,31
Salto inicial de temperatura $\Delta\theta$ (K)	8,17
Gradiente vertical de temperatura ( $\gamma_\theta$ )(Km <sup>-1</sup> )	0,0030
Advección de calor (Ks <sup>-1</sup> )	0
Flujo de calor cinemático (Kms <sup>-1</sup> )	0,0752
Humedad inicial $q_0$ (gkg <sup>-1</sup> )	5,79
Salto inicial de humedad $\Delta q$ (gkg <sup>-1</sup> )	-1,85
Gradiente vertical de humedad( $\gamma_q$ ) (gkg <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )	-0,00047
Advección de humedad $q$ adv (gkg <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> )	0
Flujo de humedad cinemático (gkg <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> )	0,017233
Velocidad del viento inicial (ms <sup>-1</sup> )	0,27
Velocidad de fricción $u^*$ (ms <sup>-1</sup> )	0,24
Parámetro de Coriolis (s <sup>-1</sup> )	9,55e-05

**Tabla 6.** (Continuación) Parámetros de entrada en el modelo *CLASS* para el caso control sin incluir procesos no locales a través del término de advección

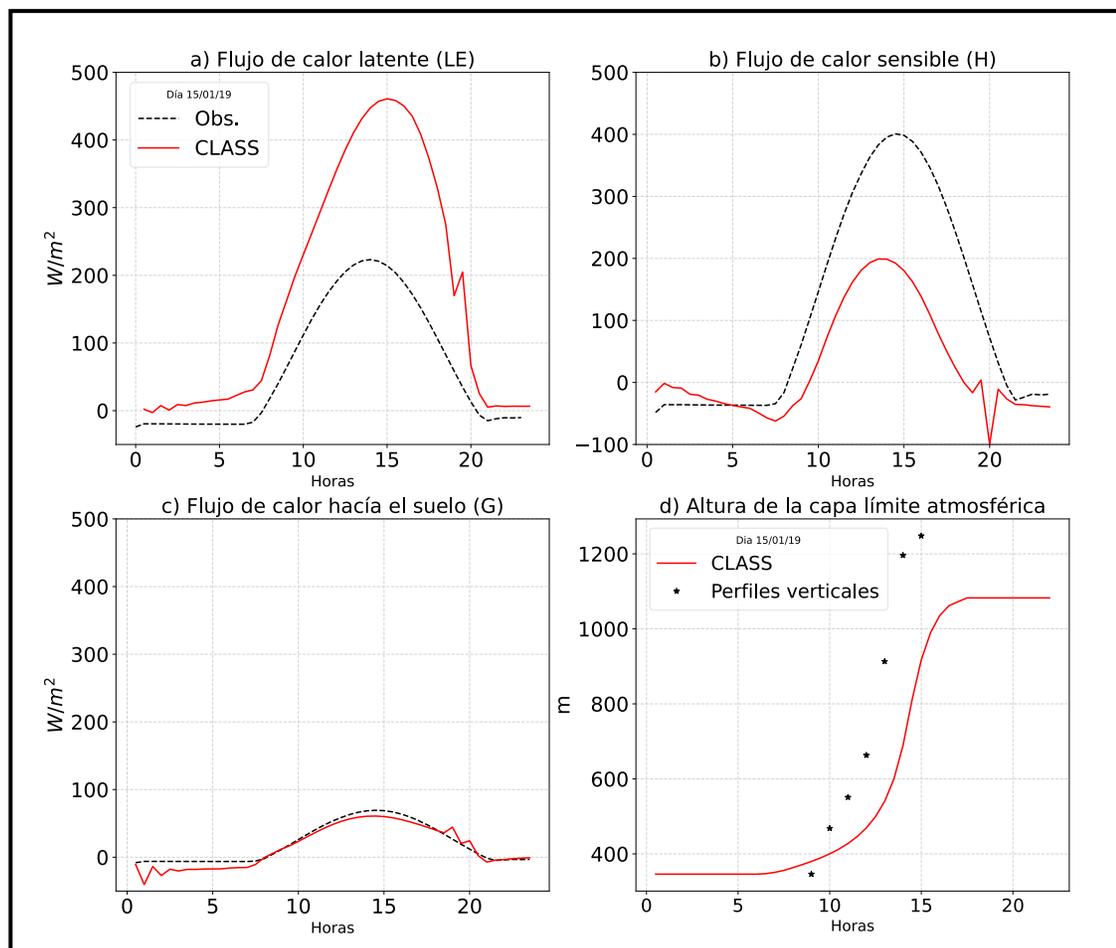
<b>Variable</b>	<b>Valor</b>
Longitud de rugosidad $z_{oh}$ (m)	0,009
Contenido de humedad capa superior	0,2398
Contenido de humedad capa más profunda	0,2398
Temperatura de la capa superior del suelo (K)	291,3
Temperatura del suelo más profundo (K)	291,3
Capacidad de campo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ )	0,323
LAI (-)	0,53
Resistencia mínima de transpiración ( $\text{Sm}^{-1}$ )	100
Albedo (-)	0,22
Fracción de cobertura vegetal (-)	0,3
Conductividad térmica del suelo ( $\text{Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$ )	4,39

La Figura 19 presenta los datos simulados con *CLASS* y los estimados a nivel regional ( $100 \text{ km}^2$ ). Estos resultados corresponden al mejor ajuste logrado al intentar reproducir los flujos de energía superficiales ( $LE$ ,  $H$ ,  $G$  y  $RN$ ). Al no incluir procesos no locales, los flujos de calor latente modelados sobreestimaron las estimaciones, mientras que el calor sensible modelado las subestimó. Por otro lado, el flujo de calor hacia el suelo modelado se ajustó bien a las observaciones. Sin embargo, la altura de la capa límite modelada sobreestima en alrededor de 500 m las estimaciones de los perfiles verticales.



**Figura 19.** Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (línea roja) con CLASS de: a)  $LE$ , b)  $H$ , c)  $G$  y d) la altura de la capa límite, ajustando los flujos de energía en el experimento control (sin considerar procesos no locales).

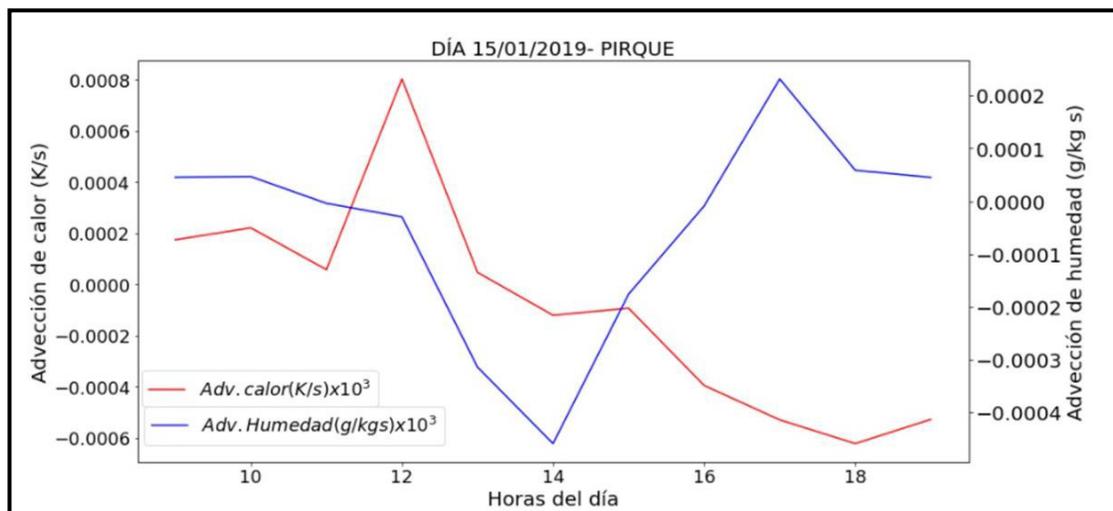
La Figura 20 presenta el mejor ajuste logrado con el modelo al intentar replicar la altura de la capa límite estimada con los perfiles verticales, sin incluir procesos no locales. En este caso, a pesar de que la altura de la capa límite modelada representa mejor las estimaciones obtenidas de los perfiles verticales (con una subestimación de alrededor de 200 m), los flujos de energía se ven altamente alterados.



**Figura 20.** Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (línea roja) con CLASS de: a)  $LE$ , b)  $H$ , c)  $G$  y d) la altura de la capa límite, ajustando la altura de la capa límite experimento control (sin considerar procesos no locales).

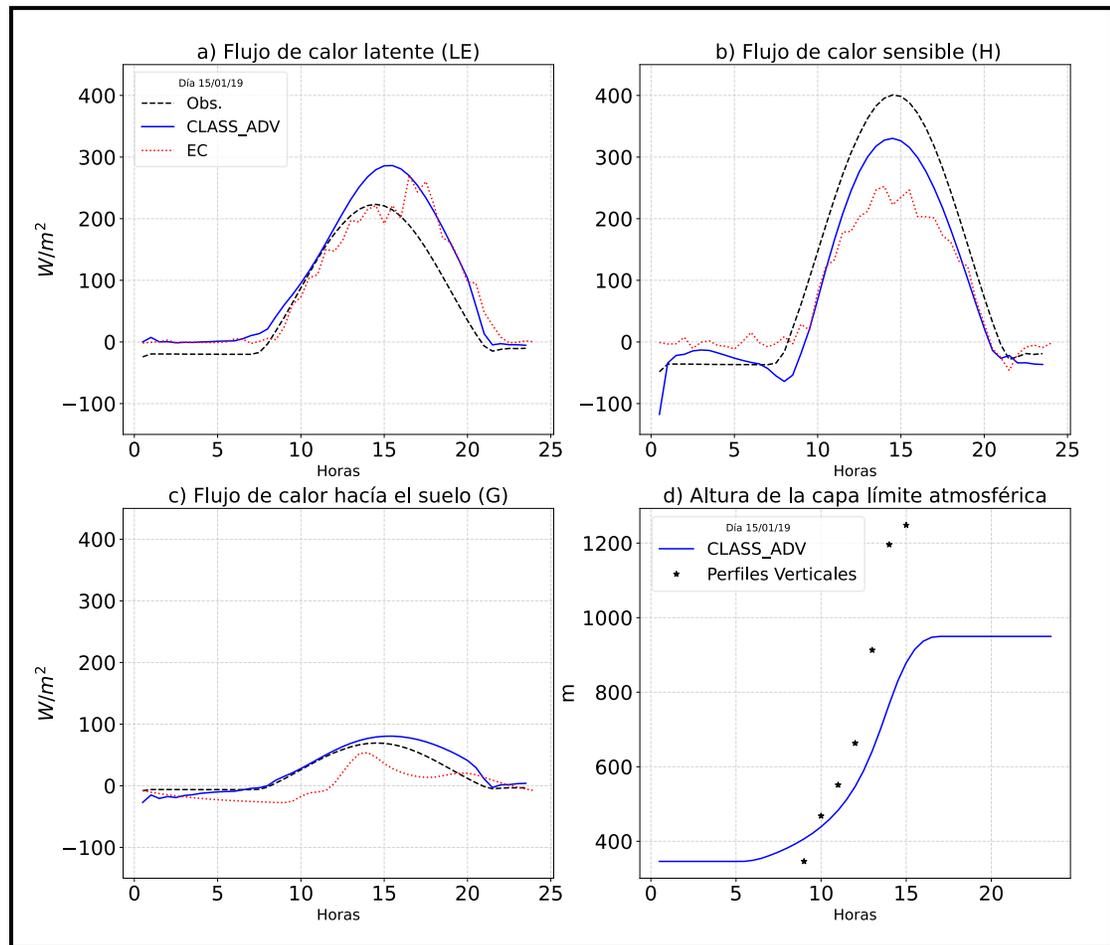
### Cálculo de la advección

Se estimó la advección de calor en  $-0,00017 Ks^{-1}$  y la advección de humedad en  $-0,0043 gkg^{-1}s^{-1}$  (Figura 21). Estos valores fueron incorporados al modelo, considerando diferentes horas del día (Figura 21).



**Figura 21.** Comportamiento de la advección de calor y humedad durante el día.

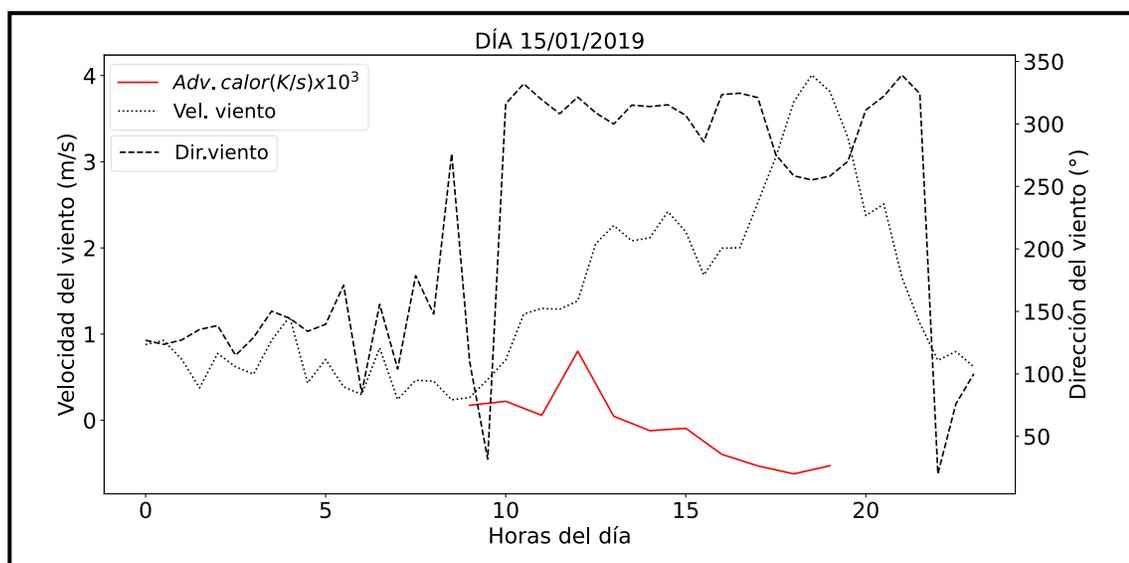
Al incorporar los valores de advección calculados dentro del modelo *CLASS\_ADV* los valores modelados se ajustan mejor a los valores observados sin que cambie la magnitud de los flujos turbulentos y tampoco la altura de la capa límite (Figura 22).



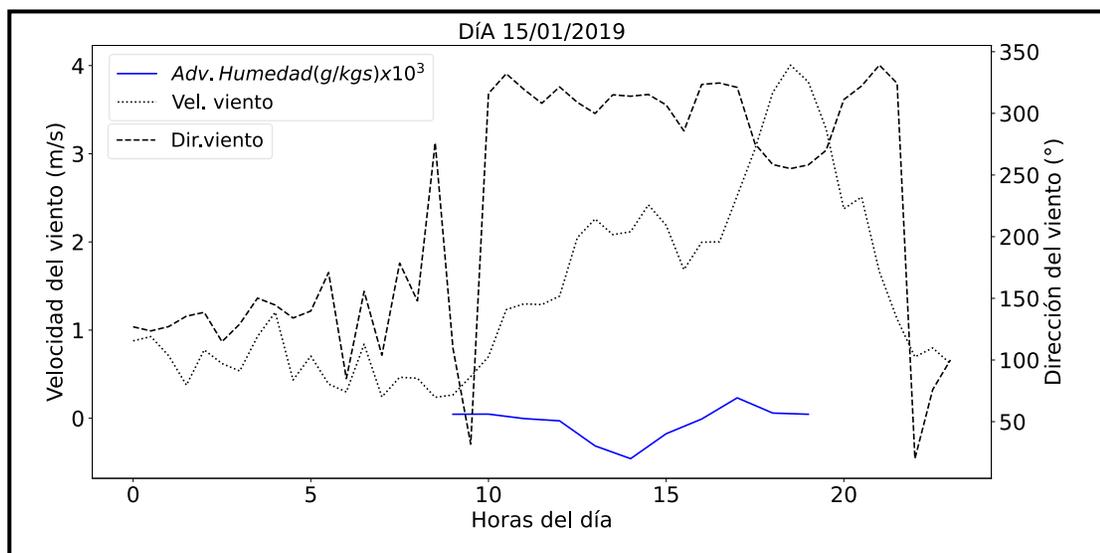
**Figura 22.** Comparación de los datos observados (línea punteada) y simulados (líneas azul y roja) con *CLASS* de a) *LE*, b) *H*, c) *G* y d) la altura de la capa límite incluyendo la advección (la cual integra distintos procesos no locales).

Se consideró en las Figuras 23 y 24, la velocidad y dirección del viento, debido a que generan procesos no locales, como la advección de calor y humedad, desde las porciones de suelo desnudo ubicado entre hileras, montañas y diferentes superficies heterogéneas aledañas al sitio de estudio. Se observa que cuando el viento cambia de dirección, su velocidad aumenta. Es posible que lleguen ráfagas de vientos asociados a algún tipo de circulación atmosférica, concordante con el cambio de dirección del viento

que se da según avanzan las horas, posiblemente provocado por procesos radiativos, como el calentamiento de las laderas que rodean la zona de estudio. El valor del término de advección de calor se torna más negativo a partir de las 16:00 horas. En el caso de la advección de humedad los valores empiezan a decrecer concomitantemente al aumento de la velocidad del viento.



**Figura 23.** Comportamiento de la advección de calor en relación con el viento.



**Figura 24.** Comportamiento de la advección de humedad en relación con el viento.

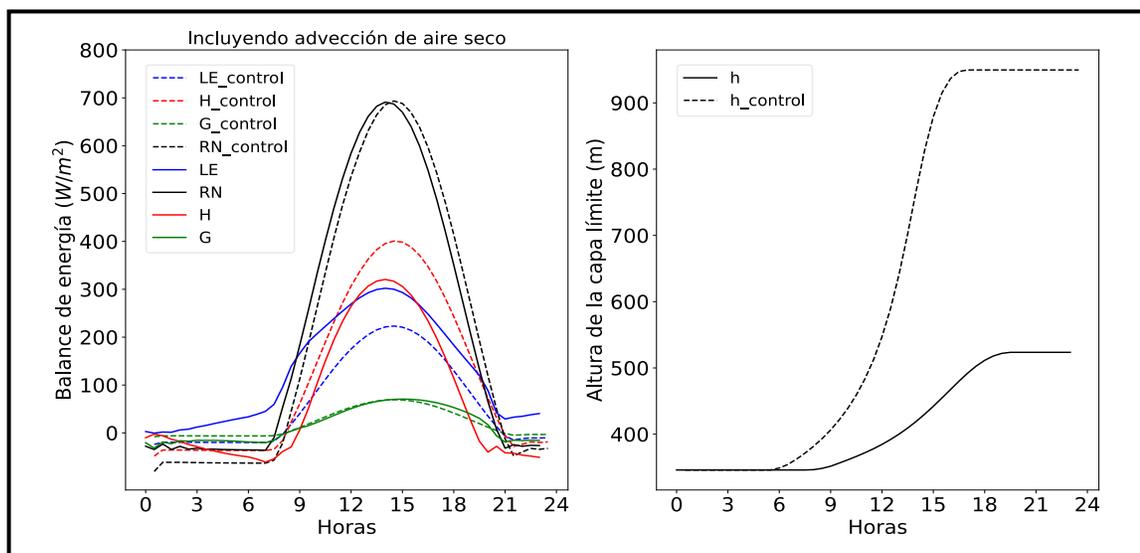
Se demostró que la altura de la capa límite modelada supera a la de los datos medidos en 300 m, esto se podría deber a que en el área estudiada hay vegetación y en el aeropuerto de Pudahuel solo existe suelo desnudo, lo que provocaría que el espesor de la *ABL* se desarrolle mucho más.

### **Análisis de sensibilidad del balance de energía respecto a la advección**

Debido a que la advección afecta fuertemente al balance de energía y a la altura de la capa límite, fue considerada para evaluar el comportamiento del balance de energía bajo distintos escenarios, donde se incluyó: a) aire seco, b) aire cálido, c) aire frío y d) aire húmedo.

### **Sensibilidad de los flujos turbulentos a la advección de aire seco**

Para modelar este escenario se consideraron los mismos valores del caso advección, modificando la advección de aire seco utilizando los siguientes valores de  $\theta_{adv} = -0,0002018 \text{ Ks}^{-1}$  y  $q_{adv} = -0,0003089 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Figura 25.



**Figura 25.** Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire seco.

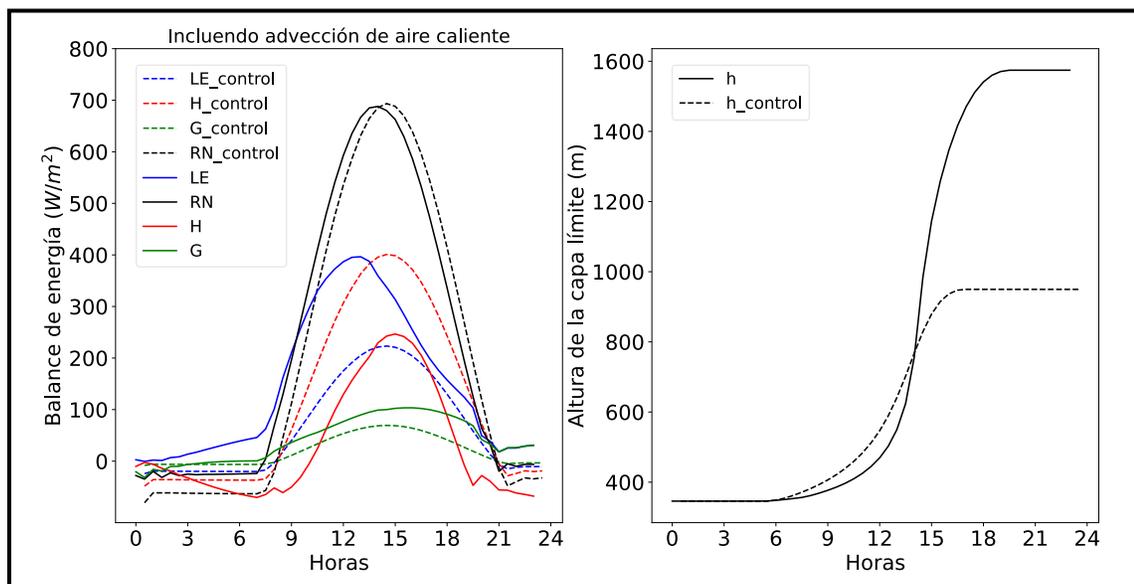
En la zona de estudio,  $LE$  aumentó como consecuencia de la presencia de aire más seco en la capa límite. Se puede observar en la madrugada que los valores de  $LE$  son positivos, esto indicaría que aporta energía hacia la superficie y aumenta cuando empieza a salir el sol. Además, este incremento de valores de  $LE$  en las primeras horas de la mañana se debería a que los estomas de las plantas se abren con la luz solar y al tener contacto con el aire seco empieza a evapotranspirar. Los valores son similares a los de calor sensible entre las 12:00 a 16:00 horas donde se produce mayor radiación.

La altura de la capa límite llega a 520 m, empezando a desarrollarse a partir de las 09:00 horas cuando empieza aumentar  $H$ .

### **Sensibilidad de los flujos turbulentos a la advección de aire caliente**

Para modelar este escenario se consideraron los mismos valores del caso advección, modificando la advección de aire caliente utilizando los siguientes valores de

$\theta_{adv} = 0,0002018 \text{ Ks}^{-1}$  y  $q_{adv} = -0,0003089 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Figura 26.

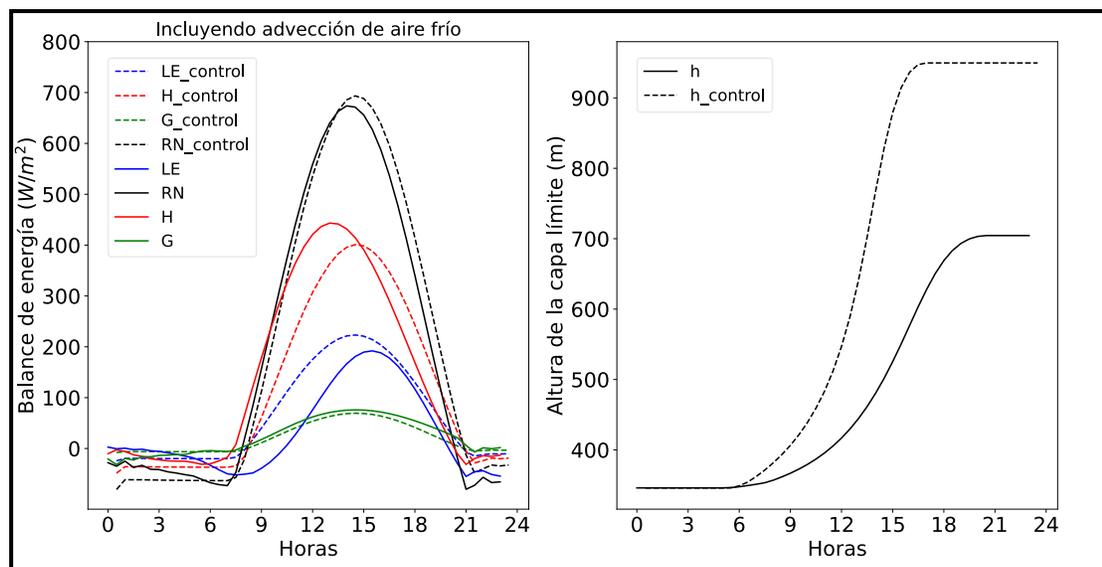


**Figura 26.** Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire caliente.

Al incorporar la advección de aire caliente a una escala de la capa límite, se disminuye la transferencia de calor de la superficie ( $H$ ), mientras la temperatura va aumentando cuando la radiación aumenta, se va reteniendo calor de la atmósfera y facilitando el aumento de  $LE$ , la superficie recién empieza a calentarse a partir de las 09:00 horas. Se observa que  $H$  empieza a aumentar al mismo tiempo que el espesor de la capa límite empieza a desarrollar llegando a una altura de 1590 m.

### Sensibilidad de los flujos turbulentos a la advección de aire frío

Para modelar este escenario se consideraron los mismos valores del caso advección, modificando la advección de aire frío utilizando los siguientes valores de  $\theta_{adv} = -0,0004018 \text{ Ks}^{-1}$  y  $q_{adv} = 0,0003089 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Figura 27.

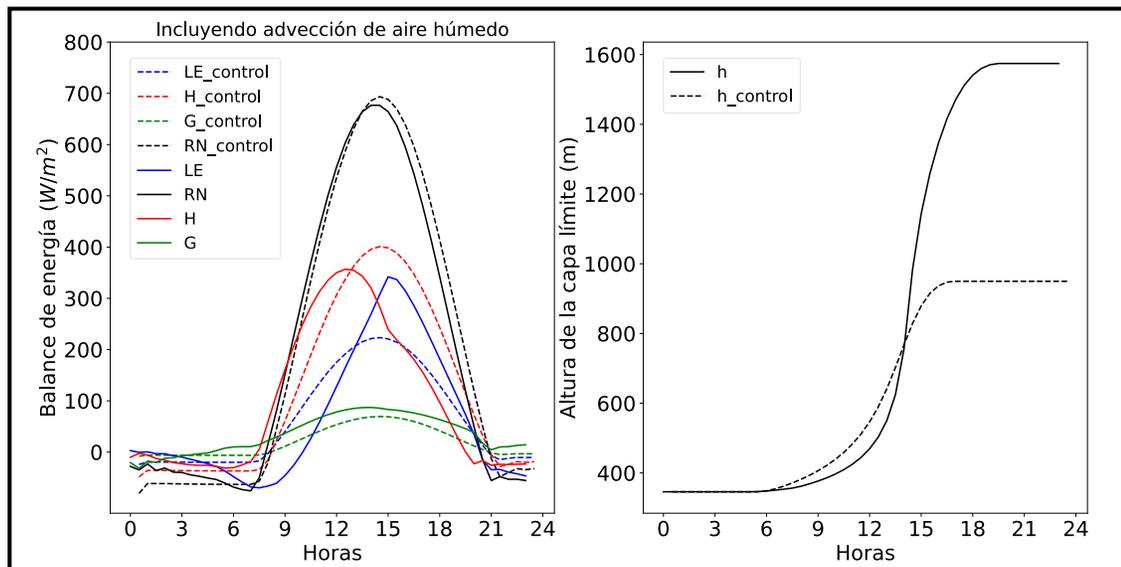


**Figura 27.** Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire frío.

Al incorporar la advección de aire frío se observa que  $H$  es mucho mayor que  $LE$  y se mantiene así durante el día. Al ser más denso el aire frío desciende y se introduce como una cuña debajo del aire caliente empujándolo hacia arriba, generando movimiento e inestabilidad atmosférica. Igualmente, se observa que  $LE$  es negativo en horas de la mañana. De la misma manera, se observa que  $LE$  llega a ser menor que  $G$  porque al salir el sol la superficie terrestre empieza a calentarse.

### Sensibilidad de los flujos turbulentos a la advección de aire húmedo

Para modelar este escenario se consideraron los mismos valores del caso advección, modificando la advección de aire húmedo utilizando los siguientes valores de  $\theta_{adv} = -0,0002018 \text{ Ks}^{-1}$  y  $q_{adv} = 0,0005089 \text{ gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Figura 28.

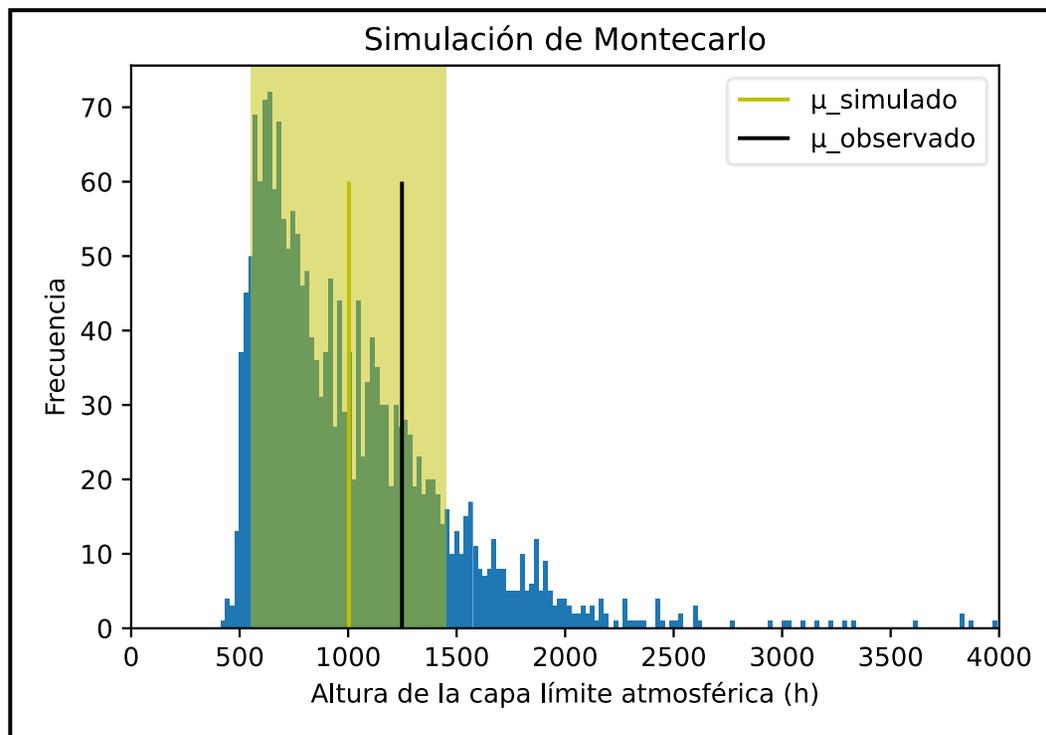


**Figura 28.** Balance de energía y altura de la capa límite, incluyendo la advección de aire húmedo.

Al incorporar la advección de aire húmedo se observa que en las primeras horas del día,  $H$  es mayor que  $LE$  hasta las 14:00 horas, y desde ahí  $LE$  empieza a aumentar, esto se relaciona con el aumento de la temperatura según la radiación solar.

Los resultados de la simulación de Montecarlo se presentan en las Figuras 29 y 30. La Figura 29 muestra el histograma de frecuencias de la altura máxima de la capa límite. Se observa que, a pesar de que las distribuciones de probabilidades usadas en los parámetros de entrada del modelo *CLASS* son simétricas (i.e., distribuciones normales presentadas en la Tabla 2), la altura de la capa límite es asimétrica. El promedio de la altura máxima de la capa límite simulada (línea amarilla) es de  $1003 \pm 450$  m (media  $\pm$  desviación estándar), mientras que la altura máxima observada (línea negra) en base a los perfiles verticales del día 15 de enero del 2019 es de 1248 m. Se observa que hay una diferencia de  $\sim 244$  m entre ambos valores, lo que representaría el 19,6 % del valor observado. El valor máximo de la altura de la *ABL* calculado a través de los perfiles verticales registrados por aviones del

aeropuerto de Pudahuel, está dentro del rango de valores de dispersión en torno al valor medio estimado por simulación con el método de Montecarlo.



**Figura 29.** Altura de la capa límite atmosférica obtenida a través de la simulación de Montecarlo.

La Figura 30 presenta los flujos superficiales ( $H$ ,  $LE$ ,  $RN$  y  $G$ ) estimados con las simulaciones de Montecarlo, y su comparación con los datos estimados a escala regional.

## 5 DISCUSIÓN

Con esta investigación se aprendió sobre la importancia de tener mediciones detalladas a diferentes escalas con base a la metodología de Miranda – García (2019). Los datos recolectados en la campaña de terreno realizada en Pirque al ser analizados ayudan a mejorar la comprensión y representación del acoplamiento entre superficie y atmósfera. El desafío de este trabajo fue lograr que a partir de información a escala local se pueda inferir lo que ocurre a escala regional (capa límite) modelando en *CLASS*.

La causa del no cierre del balance de energía, podría deberse a tener un paisaje heterogéneo alrededor de nuestro sitio de estudio y la escala de la capa límite. De Bruin et al. (2005) indican que el viento es el único generador de turbulencia y que el calor sensible ( $H$ ) está directamente relacionado con la velocidad del viento. En ese sentido, en Pirque se pudo observar que a partir de las 14:00 horas la velocidad y dirección del viento cambian, aumentando los flujos turbulentos y disminuyendo los flujos boyantes.

En el presente estudio se encontró una altura de la capa límite de 900 m aproximadamente para el día 15 de enero del 2019, modelado con *CLASS* y 1248 m con los datos de los perfiles verticales. Esta diferencia se debería al efecto del tipo de zona de medición, en esta parte cabría considerar que el aeropuerto de Pudahuel tiene una superficie de suelo desnudo, y, por lo tanto, en ese lugar habría más inestabilidad atmosférica, respecto a la temperatura y crecimiento de la *ABL*. Tómese en cuenta que la altura determinada está en el rango que indican Muñoz y Undurraga (2010) y Muñoz y Alcañal (2012), siendo las tasas de crecimiento de la altura en la capa mixta durante el día de  $50 \text{ mh}^{-1}$  en invierno y  $100 \text{ mh}^{-1}$  en verano, e inclusive se pudo apreciar una diferencia de cuatro veces entre los meses fríos (200 m) y los meses cálidos (800 m).

Los resultados después de la adición de la advección de aire más frío y húmedo muestran que son comparables a las observaciones obtenidas del *EC* y los perfiles verticales, asimismo, conducen a una buena representación de las variables de la superficie

y la escala de capa límite. Al analizar los casos sin/con advección se observó que los cambios en la escala de la capa límite tienen efectos en la temperatura potencial, humedad específica y flujos de calor en la superficie. Esto muestra la retroalimentación constante entre la superficie y la dinámica de la capa límite.

La validez y confiabilidad de este estudio puede mejorarse con una mayor recopilación de datos no solo a nivel local sino a una escala regional, referidos a la humedad específica inicial en la capa mixta, salto y gradiente vertical de humedad, radiosondeos, etc.

## 6 CONCLUSIONES

- Los flujos  $H$  y  $LE$  monitoreados con un sistema de Eddy Covarianza en un viñedo de Pirque, oscilan entre 100 y 250  $Wm^{-2}$  hasta las 12:00 horas y en horas de la tarde al incrementarse la velocidad del viento, estos flujos aumentan sus valores,  $H$  llega hasta 200  $Wm^{-2}$  más que  $LE$  y solamente en los días después del riego,  $H$  y  $LE$  tienen valores semejantes.
- Las mediciones de los flujos de energía en los diferentes tipos de superficie de suelo a escala local estandarizados y de la  $ABL$  a escala regional, permiten cuantificar procesos no lineales, que en este caso fueron modelados usando el término de advección, y su influencia en los flujos turbulentos.
- El balance energético de las diferentes superficies es distinto por el tipo de cobertura (superficie vegetada, semivegetada y suelo desnudo), reportándose valores por debajo de la energía disponible y de acuerdo con la literatura establecida.
- En Pirque, los flujos de calor y la altura de la capa límite no pueden representarse correctamente en el modelo  $CLASS$  sin incluir procesos no locales equivalentes a advección de aire frío y húmedo, ya que estos procesos juegan un papel fundamental en el balance de energía superficial, y permiten que los resultados modelados (flujos de calor y altura de la capa límite) concuerden mejor con los observados.
- La altura de la capa límite y la temperatura potencial aumentan de manera significativa a partir del mediodía, cuando la velocidad y dirección del viento cambian y producen más inestabilidad atmosférica.
- La altura de la capa límite está fuertemente relacionada a los flujos de energía y la advección de calor y humedad, que inclusive en valores muy pequeños afectan el balance energético y comportamiento de los flujos turbulentos.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGROCLIMA (2019). Pirque. En: <http://agroclima.cl/InfoEstacionv2.aspx?IdEst=217&Ubi=13> (Consulta: 15 de enero de 2019).
- Allen, R.G. (1986). A Penman for all seasons. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112 (4), 348–368. En: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1986\)112:4\(348\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(348)).
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D. & Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo; guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Servicio de Recursos, Formento y Aprovechamiento de Aguas. Estudio FAO Riego y Drenaje N° 56. Roma, Italia.
- Allen, R.G., Tasumi, M. & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (metric) - model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133 (4), 380-394.
- Angus, D.E. & Watts, P.J. (1984). Evapotranspiration - How good is the Bowen ratio method?. *Agricultural Water Management*, 8 (1–3), 133–150. En: [https://doi.org/10.1016/0378-3774\(84\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0378-3774(84)90050-7)
- Apey, A., Barrera, D. & Rivas, T. (2017). Agricultura chilena. Reflexiones y desafíos al 2030. Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (ODEPA). Andrés Impresores, Chile.
- Barco, J., Cuartas, A., Mesa, O., Poveda, G., Vélez, J., Mantilla, R., Hoyos, C., Mejía, J., Botero, B. & Montoya, M. (2000). Estimación de la evaporación en Colombia. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 7, 43-51.

- Beyrich, F., Bange, J., Hartogensis, O.K., Raasch, S., Braam, M., van Dinter, D., Gräf, D., van Kesteren, B., van den Kroonenberg, A.C., Maronga, B., Martin, S. & Moene, A.F. (2012). Towards a validation of scintillometer measurements: The LITFASS-2009 experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, 144, 83-112. En: <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9715-8>
- Buenestado, P. (2003). Análisis y caracterización de la capa superficial atmosférica. Tesis doctoral de la Universidad de Barcelona, España.
- Campbell, G.S. & Norman, J.M. (1998). An introduction to environmental biophysics. 2nd Edition. Springer. New York.
- CLIMATE-DATA (2019). Pirque clima. En: <https://es.climate-data.org/americadel-sur/chile/region-metropolitana-de-santiago/pirque-21678/> (Consulta: 15 de enero de 2019).
- Damario, E.A. & Cattáneo, C.L. (1982). Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Penman 1948. *Rev. Facultad de Agronomía*, 3 (3), 271-292.
- De Bruin, H.A.R., Bink, N.J. & Kroon, L.J.M. (1991). Fluxes in the surface layer under advective conditions. In: T.J. Schmugge and J.C. André (Eds.), *Land Surface Evaporation*. Springer, New York, pp. 157-171.
- De Bruin, H.A.R., Kohsiek, W. & Van Den Hurk, B.J.J.M. (1993). A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Boundary-Layer Meteorology*, 63 (3), 231–257. <https://doi.org/10.1007/BF00710461>

- De Bruin, H.A.R. & Hartogensis, O.K. (2005). Variance method to determine turbulent fluxes of momentum and sensible heat in the stable atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 116(2), 385–392. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-1986-2>
- De Bruin, H.A.R., Hartogensis, O.K., Allen, R.G. & Kramer, J.W.J.L. (2005). Regional advection perturbations in an irrigated desert (RAPID) experiment. *Theoretical and Applied Climatology*, 80, 143–152. <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0096-x>
- De Groot, G.E. (2019). Evaporation hysteresis over vegetation. The impact of surface processes and boundary layer dynamics. Tesis de maestría de la Universidad Tecnológica de Delf. En: <http://resolver.tudelft.nl/uuid:8284f137-2c64-48ab-ba8d-bf099d70c70c>
- De Santa Olalla, F., López, P. & Calera, A. (2005). Agua y agronomía. Ediciones Mundi Prensa, Barcelona, España.
- Dirección General de Aguas [DGA]. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca Salar de Atacama. En Cade-Idepe Consultores en Ingeniería. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas. Gobierno de Chile.
- Dirección General de Aguas [DGA]. (2015). Diagnóstico plan maestro de recursos hídricos Región Metropolitana de Santiago. Arrau Ingeniería E.I.R.L. en Ingeniería. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas. Gobierno de Chile.

- Domingo, F., Villagarcía, L. & Were, A. (2002). ¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración?: Estado actual y evolución. *Ecosistemas*, 12 (1), 1-15. En: <https://www.revistaecosistemas.net/index.php/ecosistemas/article/view/251> (Consulta: 15 de octubre de 2018).
- Eichinger, W., Cooper, D., Kao, J., Chen, L.C., Hipps, L., Prueger J., Cooper, D., Kao, J., Chen, L.C., Hipps, L. & Prueger, J. (2000). Estimation of spatially distributed latent heat flux over complex terrain from a Raman lidar. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105, 145-159. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00183-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00183-0)
- FAO (2002). Agua y cultivos, logrando el uso óptimo del agua en la agricultura. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y Alimentación. Roma, Italia. En: <http://www.fao.org/docrep/005/Y3918S/y3918s00.htm#TopOfPage> (Consulta: 1 de septiembre de 2018).
- Figuerola, P.I. & Berliner, P.R. (2005). Evapotranspiration under advective conditions. *International Journal of Biometeorology*, 49(6), 403-416. <https://doi.org/10.1007/s00484-004-0252-0>
- Finstorpusch, C.A. (1954). Tierras semiáridas. *Revista Geográfica*, 15 (41), 33-44.
- García, M.C., Piñeros, A., Bernal, F.A. & Ardila, E. (2012). Variabilidad climática, cambio climático y el recurso hídrico en Colombia. *Rev. de Ingeniería*, 36, 60-64.
- Garratt, J.R. (1994). Review: the atmospheric boundary layer. *Earth Science Reviews*, 37(1-2), 89-134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90026-4)
- Garreaud, R. & Meruane, C. (2005). Flujos radiativos. Modulo 2. Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.

- Garreaud, R., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J.P., Christie, D.A., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J. & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010-2015 megadrought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud, R., Boisier, J.P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. & Veloso-Águila, D. (2019). The Central Chile mega drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 1-19. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Geli, H.M.E., González-Piqueras, J., Neale, C.M.U., Balbontín, C., Campos, I. & Calera, A. (2020). Effects of surface heterogeneity due to drip irrigation on scintillometer estimates of sensible, latent heat fluxes and evapotranspiration over vineyards. *Water*, 12, 81. <https://doi.org/10.3390/w12010081>
- Gonzáles, J.J. & Alomar, M. (2011). Convección atmosférica. Material de la asignatura, "Dinámica de Fluidos" de la licenciatura en Ciencias Físicas en la Universidad Complutense de Madrid, España. En: <http://www.acanmet.org/portal/media/formacion/trabajo%20conveccion.pdf> (Consulta: 10 de enero de 2021).
- Gonzáles, J.R. (2015). Introducción del factor humano al análisis de riesgo. Departamento de Ingeniería Química. Centro de Estudios del Riesgo Tecnológico. Tesis de doctorado de la Universidad Politècnica de Catalunya. España.
- Grooters, F. (2009). Observaciones desde aeronaves. *Boletín de la Organización Meteorológica Mundial*, 57 (1), 41-44.

- Hämmerly, R. (2001). Modelación de la evapotranspiración con métodos de balance de agua. Tesis de post grado. Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Argentina.
- Hanks, R.J., Allen, L.H. & Gardner, H.R. (1971). Advection and evapotranspiration of wide-row sorghum in the Central Great Plains. *Agron. J.*, 63 (4), 520-527. <https://doi.org/10.2134/agronj1971.00021962006300040002x>
- Instituto de Tecnologías Educativas (ITE) (2020). Temas de ecología. Balance de radiación neta. Ministerio de Educación. España. En: [https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/5\\_balance\\_de\\_radiacin\\_neta.html?fclid=IwAR0M54g2KH\\_TNytNyzXvI7HP\\_nZvDym4N\\_tuFEZIxar8Gsxm3hPLOKpZwc](https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/5_balance_de_radiacin_neta.html?fclid=IwAR0M54g2KH_TNytNyzXvI7HP_nZvDym4N_tuFEZIxar8Gsxm3hPLOKpZwc) (Consulta: 10 de diciembre de 2020).
- Lang, A.R.G., Evans, G.N. & Ho, P.Y. (1974). The influence of local advection on evapotranspiration from irrigated rice in a semi-arid region. *Agricultural Meteorology*, 13, 5-13. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(74\)90060-0](https://doi.org/10.1016/0002-1571(74)90060-0)
- Leijnse, H., Uijlenhoet, R. & Stricker, J.N.M. (2007). Hydrometeorological application of a microwave link: 1. Evaporation. *Water Resources Research*, 43 (4), 1-9. <https://doi.org/10.1029/2006WR004988>
- Lüdi, A., Beyrich, F. & Mätzler, C. (2005). Determination of the turbulent temperature–humidity correlation from scintillometric measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 117, 525–550. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-1751-1>

- Meijninger, W.M.L., Green, A.E., Hartogensis, O.K., Kohsiek, W., Hoedjes, C.B., Zuurbier, R.M. & de Bruin, H.A.R. (2002). Determination of area-averaged water vapour fluxes with large aperture and radiowave scintillometers over a heterogeneous surface – flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, 105: 63-83. <https://doi.org/10.1023/A:1019683616097>
- McMurray, A., Pearson, T. & Casarim, F. (2017). Guía para aplicar el enfoque Montecarlo al análisis de incertidumbre en la contabilidad forestal y de gases de efecto invernadero. Winrock Internacional. 27 p.
- Miranda, G.G. (2019). CloudRoots: An integrated measurement and 0-D modelling approach of vegetation-atmosphere interactions. Master Thesis. Wageningen University. Países Bajos.
- Moene, A.F., van Dam, J.C., Moene, A.F. & van Dam, J.C. (2014). Turbulent transport in the atmospheric surface layer. En *Transport in the Atmosphere-Vegetation-Soil Continuum*. pp. 69-132. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139043137.004>
- Moguel, E., Tijerina, L., Quevedo, A., Crespo, G. & Haro, G. (2001). Evapotranspiración y balance de energía en el cultivo de alfalfa. *Agrociencia*, 35 (1), 13-21
- Muñoz, R.C. & Alcafuz, R.I. (2012). Variability of urban aerosols over Santiago, Chile: Comparison of surface PM 10 concentrations and remote sensing with ceilometer and lidar. *Aerosol and Air Quality Research*, 12(1), 8–14. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2011.08.0133>

- Muñoz, R.C. & Undurraga, A. A. (2010). Daytime mixed layer over the Santiago Basin: Description of two years of observations with a lidar ceilometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(8), 1728–1741. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2347.1>
- Núñez, J.H., Verbist, K., Wallis, J.R., Schaefer, M.G., Morales, L. & Cornelis, W. M. (2011). Regional frequency analysis for mapping drought events in north-central Chile. *Journal of Hydrology*, 405, 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.035>
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J.A., Jackson, D. & Méndez, C. (2012). Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research (United States)*, 78 (3), 513–527. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.08.002>
- Raupach, M.R. & Finnigan, J.J. (1995). Scale issues in boundary-layer meteorology: Surface energy balances in heterogeneous terrain. *Hydrological processes*, 9, 589–612. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090509>
- Ronda, R.J., de Bruin H.A.R. & Holtslag, A.A.M. (2001). Representation of the canopy conductance in modeling the surface energy budget for low vegetation. *J Appl Meteorol*, 40, 1431–1444.
- Rutllant, J. & Garreaud, R. (1995). Meteorological air pollution potential for Santiago, Chile: Towards an objective episode forecasting. *Environ. Monit. Assess.*, 34, 223–244.
- Seoáñez. M. (2002). Tratado de climatología aplicada a la ingeniería ambiental. Mundi Prensa. Madrid.

- Smid, J.H., Verloo, D., Barker, G.C. & Havelaar, A.H. (2010). Strengths and weaknesses of Monte Carlo simulation models and bayesian belief networks in microbial risk assessment. *International Journal of Food Microbiology*, 139, 57–63.
- Stull, R.B. (1988). Mean boundary layer characteristics. In: Stull R.B. (eds) *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Springer, Dordrech., 3, 1–27. doi:10.1007/978-94-009-3027-8\_1
- Shuttleworth, W.J. (2008). Evapotranspiration measurement method. *Southwest Hydrology*, 7(1), 1–23.
- Sullivan, P.P., Moeng C.H., Stevens, B., Lenschow, D.L. & Mayor, S. (1998). Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *J Atmos Sci*, 55, 3042–3063.
- Tolk, J.A., Evett, S.R. & Howell, T.A. (2006). Advection influences on evapotranspiration of alfalfa in a semiarid climate. *Agron. J.*, 98, 1646–1654. <https://doi.org/10.2134/agronj2006.003>
- van Heerwaarden, C.C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Gounou, A., Guichard, F. & Couvreaux, F. (2011). Understanding the daily cycle of evapotranspiration: a method to quantify the influence of forcings and feedbacks. *J. Hydromet*, 11,1405–1411.
- Vicuña, S., Garreaud, R.D. & McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*, 105, 469–488. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9888-4>
- Vila-Guerau de Arellano, J., van Heerwaarden, Ch. C., van Stratum, B.J.H. & van den Dries, K. (2015). A dynamic representation of carbon dioxide exchange from the vegetation and soil. *Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions*, pp. 138–147. <https://doi.org/10.1017/cbo9781316117422.013>

- Whiteman, D. (2020). *Mountain meteorology: Fundamentals and applications*. Ed. Oxford University Press. Inglaterra.
- Wouters, H., Petrova, I.Y., Heerwaarden, C.C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Teuling, A., Meulenbergh, V., Santanello, J.A. & Miralles, D.G. (2019). Atmospheric boundary layer dynamics from balloon soundings worldwide: CLASSGL v. 1.0. *Geosci. Model Dev.*, 12, 2139–2153. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2139-2019>.
- WWAP (Programa Mundial de las Naciones Unidas de Evaluación de los Recursos Hídricos)/ONU-Agua. (2018). Informe mundial de las Naciones Unidas sobre el desarrollo de los recursos hídricos 2018: Soluciones basadas en la naturaleza para la gestión del agua. París, UNESCO.
- Zeweldi, D.A., Gebremichael, M., Wang, J., Sammis, T., Kleissl, J. & Miller, D. (2010). Intercomparison of sensible heat flux from large aperture scintillometer and Eddy covariance methods: Field experiment over a homogeneous semi-arid region. *Boundary-Layer Meteorology*, 135(1), 151–159. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9460-9>