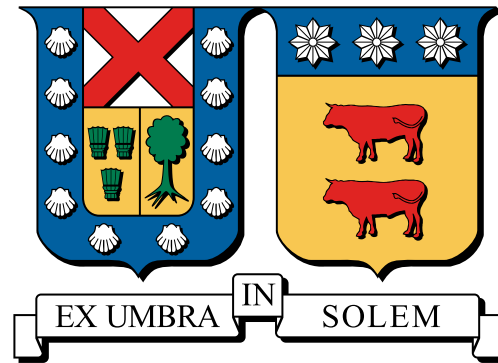


UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA MECÁNICA

VALPARAÍSO- CHILE



**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA CAPA
ATMOSFÉRICA DE SUPERFICIE Y PROPUESTA
METODOLÓGICA PARA LA ESTIMACIÓN DE
LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN CULTIVOS
FRUTALES**

SERGIO DANIEL CASTILLO CALLE

**MEMORIA DE TÍTULACIÓN PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO
CIVIL MECÁNICO**

PROFESOR GUÍA: DR. ING. ALEX FLORES MARADIAGA

PROFESOR CORREFERENTE: DR. SANTIAGO GARCÍA GES

PROFESOR CORREFERENTE EXTERNO: DR. FABIO CARRERA CHAPELA

DICIEMBRE 2020

TÍTULO DE LA MEMORIA:

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA CAPA ATMOSFÉRICA DE SUPERFICIE Y
PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA
EVAPOTRANSPIRACIÓN EN CULTIVOS FRUTALES**

AUTOR:

SERGIO DANIEL CASTILLO CALLE

MEMORIA DE TITULACIÓN, presentada en cumplimiento parcial de los requisitos para el
Título de Ingeniero Civil Mecánico de la Universidad Técnica Federico Santa María.

DR. ING. ALEX FLORES MARADIAGA

DR. SANTIAGO GARCÍA GES

DR. FABIO CARRERA CHAPELA

VALPARAÍSO CHILE- DICIEMBRE 2020

No importa lo que te ocurra en la vida, porque tienes la capacidad de elegir tu reacción. Cuando consigas arraigar el hábito de buscar lo positivo en cada circunstancia, tu vida pasará a sus dimensiones superiores.

Robin S. Sharma

Agradecimientos

Las siguientes líneas de este trabajo van dedicadas a cada una de esas personas que aportaron con su granito de arena a mi desarrollo personal y profesional en esta etapa tan turbulenta y frenética como lo es la Universidad.

En primer lugar, agradezco a mi madre y padre, Carmen y Sergio, por enseñarme el valor del esfuerzo, sacrificio y trabajo, a que las cosas nunca llegan solas, sino que debemos luchar por ellas y sobretodo, por dar la vida en aquellos momentos en donde la salud no estuvo de mi lado. A mi hermano Mauricio por tu apoyo incondicional, brindarme momentos y bromas que solo los dos entendemos, y por ser una persona con un corazón noble y sano. Al conchito Nicolás, por entregar alegría y una luz de esperanza para seguir creciendo en esta vida.

Guardo un enorme cariño y afecto por Gabriela, porque con tu energía y sencillez soy una persona más abierta y alegre. A Bastián, por los innumerables consejos y cuestionamientos que me han llevado ser una persona capaz de valorarse y amarse. A Fernanda, por hacerme parte de tus infaltables y locas ideas, además de tu apoyo constante en nuestra estadía en Valparaíso. A Nicolás, por ser un compañero de miles de aventuras y anécdotas que con el pasar de los años no terminan. Y a Consuelo, Patricio, Sebastián, Matías y Elías(s) por ser parte de un capítulo tan valioso y lindo de mi vida universitaria que me ha transformado en una persona comprensiva, consciente y optimista.

Agradezco a cada uno de esos profesores que plasmaron en mí sus conocimientos y experiencias para ser una persona nutrida de valores y entregada al servicio por la comunidad. Destaco la labor de Alex Flores por la confianza, paciencia y los consejos que llevaron a construir este trabajo.

Finalmente, doy gracias a la vida por llenarme de desafíos, lecciones, caídas, decepciones, alegrías, momentos, bendiciones, pero por sobretodo, rodearme de gente tan linda y sana que me demuestra que cada día se aprende algo. Que a pesar de nacer con una condición, ello me ha dado la fortaleza, ganas de salir adelante, a nunca dejar de volar y a escoger los caminos correctos.

Resumen

La agroindustria chilena enfrenta una grave crisis hídrica que limita la disponibilidad de agua para cultivos frutales, genera un deficiente crecimiento de los árboles y obliga a los productores a mejorar los procesos de riego tecnificado.

La evapotranspiración estima el suministro de agua adecuado que deben recibir estos cultivos a través de modelos basados en balances energéticos o de masa. Actualmente, el método con mayor validez y aplicación corresponde a la ecuación de Penman-Monteith. Sin embargo, no considera la topografía del lugar, los efectos de la turbulencia ni la advección como transporte de las partículas del aire.

El análisis evalúa un cultivo de cerezos de Viveros de Copequén parametrizado y simulado con un modelo RANS-SST en Ansys Fluent en un dominio microescalar, con un flujo estacionario, debido a que las velocidades del viento son bajas y por lo tanto, es posible asumir el aire como un fluido Newtoniano incompresible. Se observa que la geometría de los árboles y la estación del año controlan la dimensión de la capa límite de superficie, los procesos de mezcla turbulenta y la presencia de una zona de inversión térmica. En este método alternativo se incluye la advección horizontal de las masas del aire y la difusión turbulenta de calor, que provocan errores de subestimación de hasta un 25 %. Su cálculo se realiza en un algoritmo hecho en lenguaje de programación Python.

En verano, la evapotranspiración es mayor, debido a las altas temperaturas y velocidades del aire. No obstante, en una eventual ola de calor no sufre aumentos notorios, ya que existe un flujo más uniforme, homogéneo y un desacoplamiento de las capas con follaje de los árboles con aquellas en donde no hay.

A futuro, se debe estudiar cómo la capa límite superficial afecta la estimación evapotranspirativa en otros cultivos frutales, cómo varía con el índice de área foliar y características topográficas.

Abstract

Chilean agroindustry deals a serious water crisis that limits its availability in fruit crops, generates poor tree growth and forces main fruit producers to improve drip irrigation processes.

Evapotranspiration estimates right crops water supply through models based on energy and mass balance. Currently, Penman-Monteith equation is the most used and valid method. Nevertheless, it does not consider topography of the place, turbulence effects nor advection.

The analysis evaluates a cherry crop from "Viveros de Copequen", which it is parameterized and simulated by RANS-SST model in Ansys Fluent over a micro-scale domain, with a steady flow, since wind velocities are low and therefore, it is possible to accept air as an incompressible Newtonian fluid. Trees geometry and the current season manage the surface boundary layer dimension, the turbulent mixing processes and the appearance of thermal inversion zone. This alternative method includes air mass horizontal advection and turbulent heat diffusivity that produce sub estimation errors up to 25 %. The computation is carried out in an algorithm made in Python programming language.

During the summer period, evapotranspiration is higher since high temperatures and air velocities. However, in case of a possible heatwave, it does not exist notorious increases since the flux is more uniform, homogeneous and there is a canopy-not canopy layers decoupling.

In the future, how surface boundary layer (SBL) affects evapotranspiration estimation in others fruit crops and how it varies according to leaf area index and topography characteristics must be studied.

Índice general

Agradecimientos	5
Resumen	8
Abstract	10
Nomenclatura	16
1. Introducción	19
1.1. Objetivos	21
1.1.1. Objetivos Generales	21
1.1.2. Objetivos Específicos	21
1.2. Estructura del Documento	21
2. Planteamiento del Problema	23
2.1. Problema	23
2.2. Contextualización	23
2.2.1. Escenario Mundial	23
2.2.2. Escenario Nacional	25
2.3. Influencia del cambio climático y estrés hídrico sobre cultivos frutales	30
2.3.1. Reacción de los cultivos frutales frente al cambio climático	30
2.3.2. Influencia del estrés hídrico	31
2.3.3. Estrategias de adaptación y mitigación	31
2.4. Requerimientos Hidrológicos de la Agroindustria	32
3. Estado del Arte	36
3.1. Modelos de estimación de la evapotranspiración	36
3.1.1. Ecuación de Penman-Monteith	36
3.1.2. Ecuación de Priestley-Taylor	37

3.1.3.	Ecuación de Turc	38
3.1.4.	Ecuación de Hargreaves-Samani	38
3.1.5.	Ecuación de Thornthwaite	39
3.1.6.	Covarianza de los vórtices	39
3.2.	Equipos e instrumentos para la medición de la ETo	41
3.2.1.	Lisímetros	41
3.2.2.	Estaciones Climáticas Automáticas	43
3.2.3.	Sensores de medición para covarianza de vórtices	48
3.2.4.	Sistemas de teledetección	50
3.2.5.	Vehículos Aéreos no Tripulados (UAV)	54
3.3.	Implicaciones de los métodos de estimación de la ETo	56
3.4.	Sensibilidad de los modelos hidrológicos y el cambio climático	57
3.5.	Los desafíos de la evapotranspiración	58
3.6.	Métodos de medición por data meteorológica	59
3.7.	Consideración de la Advección en la Evapotranspiración	61
3.8.	Evapotranspiración sobre terrenos heterogéneos	66
3.9.	Avances en la consideración de la advección en la ET	67
4.	Marco Teórico	70
4.1.	Evapotranspiración	70
4.2.	Influencia del índice superficial de la hoja LAI	71
4.3.	Balance Energético en la Evapotranspiración	73
4.4.	Equipos de medición: Lisímetros	75
4.4.1.	Tipos de Lisímetros	76
4.5.	Cálculo de la evapotranspiración	79
4.6.	Factores meteorológicos	80
4.6.1.	Radiación	81
4.6.2.	Temperatura	81
4.6.3.	Humedad	81
4.6.4.	Viento	81
4.7.	Caracterización de la Atmósfera Terrestre	82
4.7.1.	Estabilidad	82
4.7.2.	Formación y Estructura de la Capa Límite Atmosférica	85
4.7.3.	Turbulencia	87
4.8.	Evapotranspiración bajo la Capa Límite Superficial	88
4.9.	Influencia topográfica en la capa límite atmosférica	90

4.9.1.	Efecto topográfico y advectivo sobre valles	92
4.9.2.	Turbulencia Topográfica	94
4.9.3.	Factor topográfico en la evapotranspiración	97
5.	Metodología de la Simulación	99
5.1.	Ecuaciones gobernantes	99
5.1.1.	Parametrización del cultivo	105
5.2.	Malla Computacional y condiciones de borde	108
5.2.1.	Construcción de la malla computacional	108
5.2.2.	Condiciones de borde	110
5.2.3.	Estabilidad Atmosférica	114
5.2.4.	Metodología de discretización	114
6.	Calidad de simulaciones numéricas	122
6.1.	Convergencia de malla	122
6.2.	Estabilidad numérica	124
6.3.	Eficiencia computacional	124
7.	Metodología de Estimación de la ETo	126
7.1.	Radiación neta	127
7.2.	Flujo de calor sensible	129
7.3.	Flujo de calor superficial	131
7.4.	Flujos advectivos	132
7.5.	Balance energético propuesto	133
7.6.	Consideraciones del método propuesto	134
7.7.	Metodología posterior a resultados de simulación	135
7.7.1.	Radiación solar	136
7.7.2.	Flujo de calor superficial	137
7.7.3.	Flujo de calor sensible	137
7.7.4.	Difusión turbulenta de calor	138
7.7.5.	Advección	138
8.	Resultados	139
8.1.	Resultados de la Simulación	139
8.2.	Escenarios cálidos	140
8.2.1.	Escenarios a diferentes alturas	140
8.2.2.	Escenarios en planos xz	144

8.2.3. Escenarios en plano yz	149
8.3. Escenarios fríos	155
8.3.1. Escenarios en plano xy	155
8.3.2. Escenarios en plano xz	159
8.3.3. Escenarios en plano yz	163
8.4. Análisis con mallas de distintas calidades	169
8.4.1. Escenarios en plano xy	169
8.4.2. Escenarios en plano xz	169
8.4.3. Escenarios en plano yz	169
8.4.4. Análisis general	170
8.5. Cálculo del número de Reynolds	171
8.6. Comentarios generales	172
8.7. Resultados de la ETo	174
8.7.1. Resultados para enero cálido	175
8.7.2. Resultados para una ola de calor	175
8.8. Comparación del método con modelos convencionales	176
8.9. Reposición hídrica en base a la ETo	179
8.10. Consideraciones respecto al método de cálculo	179
9. Conclusiones y Trabajo Futuro	180
9.1. Trabajo Futuro	182
A. Conceptos de evapotranspiración	183
B. Código para cálculo de la ETo	184
C. Análisis con mallas de distintas calidades	187
C.1. Escenarios en plano xy	187
C.2. Escenarios en plano xz	191
C.3. Escenarios en plano yz	196
Bibliografía	201

Nomenclatura

Símbolo	Descripción	Unidades
$A(z)$	Densidad de área floreal	m^{-1}
Adv	Flujo advectivo	Wm^{-2}
$CD_{k\omega}$	Porción positiva del termino de difusión cruzada	-
C_d	Coefficiente de arrastre del canopy	-
$C_{\mu}, \alpha_3, \beta_3$	Constantes de modelo turbulento SST	-
C_p	Capacidad calorífica específica del fluido, a presión constante	$J/(kgK)$
d	Altura de desplazamiento en atmósfera neutral	m
d_{0u}	Altura de desplazamiento en atmósfera estratificada	m
ET	Evapotranspiración	mm/dia
ET_c	Evapotranspiración de cultivo	mm/dia
$ET_{c,adj}$	Evapotranspiración de cultivo bajo condiciones no est.	mm/dia
ET_o	Evapotranspiración Potencial	mm/dia
F_1, F_2	Funciones de pared de modelo SST	-
F_F	Switch a zona forestal	-
$F_{B,i}$	Fuerza de flotabilidad por unidad de volumen, en la dirección i	$kg/(m^2s^2)$
$F_{Cor,i}$	Fuerza de Coriolis por unidad de volumen, en la dirección i	$kg/(m^2s^2)$
$F_{D,i}$	Fuerza de arrastre por unidad de volumen, en la dirección i	$kg/(m^2s^2)$
F_u	Flujo de momento	N/m^2
f	Parámetro de Coriolis	s^{-1}
g	aceleración de gravedad	m/s^2
G	Flujo de calor superficial	Wm^{-2}
H	Altura del cultivo	m

k	Energía cinética turbulenta	m^2s^2
Kc	Coefficiente de cultivo	-
Ks	Coefficiente de estrés hídrico	-
L	Largo de Monin-Obhukov	m
LA	Área de la hoja	m^2
LAD	Densidad de área foliar	m^{-1}
LAI	Índice de área foliar	-
LE	Flujo de calor latente	Wm^{-2}
p	Presión	Pa
P_k	Producción de esfuerzo cortante, por unidad de volumen	$kg/(ms^3)$
P_{kB}	Producción turbulenta de flotabilidad, por unidad de volumen	$kg/(ms^3)$
$P_{\omega B}$	Producción de flotabilidad por frecuencia de los vórtices, por unidad de volumen	$kg/(m^3s^2)$
Ri	Número de Richardson	-
R_n	Radiación solar neta	Wm^{-2}
Q_H	Flujo de Calor sensible	W
S_k	Producción de energía cinética turbulenta por arrastre forestal, por unidad de volumen	$kg/(ms^3)$
S_{ω}	Producción de frecuencia de vórtices por arrastre forestal, por unidad de volumen	$kg/(m^3s^2)$
t	Tiempo	s
U	Módulo de la velocidad del viento	m/s
\bar{U}	Promedio de velocidad de viento en 10 min	m/s
U(z)	Velocidad a la a altura z	m/s
$U_{i,j}$	Velocidad del viento en dirección en i,j	m/s
$U_{i,geo}$	Viento geostrófico en dirección en i	m/s
$U_{i,geo}$	Velocidad del viento en dirección en i,j	m/s
u^*	Velocidad de fricción	m/s

V_G	Volumen del suelo	m^3
x_i	Coordenada espacial, en dirección i	m
y_i	Coordenada espacial, en dirección i	m
z	Altura sobre el suelo	m
z_0	Largo de rugosidad aerodinámica	m
z_{0u}	Largo de rugosidad aerodinámica para atmósfera estratificada	m
z_{max}	Altura máxima de medición de A_{max}	m
α	Coefficiente exponencial de corte	-
β	Coefficiente de expansión térmica	K^{-1}
β^*	Constante utilizada en modelo $k - \omega$	-
$\sigma, \sigma_\theta, \sigma_k,$ $\sigma_{\omega 2}, \sigma_{\omega 3}$	Número de Prandtl turbulento para momentum, temperatura, k y ω	-
σ_u	Derivación estandar de la velocidad de viento, cada 10 min, muestreado a una tasa de 1 Hz	m/s
ϵ	Tasa de disipación turbulenta	m^2s^{-3}
θ	Temperatura potencial	K
κ	Constante de Von Karman	-
λ	Conductividad del fluido	$W/(mK)$
μ	Viscosidad dinámica del fluido	$kg/(ms)$
μ_T	Viscosidad de vórtice	$kg/(ms)$
ν	Viscosidad cinemática del fluido	m^2/s
ρ	Densidad del fluido	$kg/(m^{-3})$
ω	Frecuencia turbulenta de los vórtices	s^{-1}

Capítulo 1

Introducción

El presente trabajo nace de la necesidad de la Fundación para el Desarrollo Frutícola (FDF) en poder comprender los procesos que se dan en cultivos de cerezos en Viveros de Copequén, región de O'Higgins, así como otros cultivos frutales de importancia para el país. Esta organización cumple el objetivo de realizar proyectos en investigación y desarrollo (I-D), aportando servicios y asesoría a la industria agrícola, en las líneas de fruticultura, entomología-cuarentenaria, redclima, desarrollo y servicios para mejorar la competitividad en el exterior. Mediante trabajos anteriores en el área y data meteorológica extraída de la Dirección General de Aeronáutica Civil (DGAC), Explorador Solar y Climático se estudia el desarrollo de la evapotranspiración en distintos períodos del año, con condiciones climáticas altas y bajas. El apoyo de este trabajo se sustenta en la simulación computacional de los cultivos de cerezos en el software Ansys Fluent y el postprocesamiento de los resultados mediante un algoritmo propuesto en lenguaje Python que estima la evapotranspiración potencial.

Existe una problemática en torno a la disponibilidad hídrica en el sector agroindustrial a causa de la actual crisis climática que ha enfrentado a los productores a períodos con sequía, falta de abastecimiento de agua, inseguridad económica y una inestabilidad en el crecimiento de los árboles frutales. Por ello, el desafío que se plantea en este trabajo es la mejora de un método que cuantifique con márgenes de error pequeños el reposicionamiento hídrico que cumpla con la demanda de los cultivos frutales. Además, se requiere que el método propuesto especifique el suministro necesario para cada punto de un área de cultivo, abarque las variables meteorológicas de temperatura, radiación solar, velocidad del viento, humedad y la topología del sector a fin de entregar un análisis ad hoc con el objeto.

En la actualidad, existen métodos validados y de amplio uso basados en balances energéticos y de masa que estiman la evapotranspiración del cultivo que consideran los diversos datos meteorológicos tales como las ecuaciones de Penman-Monteith (referente de la FAO), Priestley-Taylor, Hargreaves-Samani, entre otros. Sin embargo, presentan falencias al no considerar la advección el transporte de las partículas del viento en un campo de temperatura, el efecto de las masas de aire producto de la turbulencia ni la morfología del terreno. Estudios previos indican que los errores de estimación se deben a que estos factores no son parte del cálculo y por lo tanto, produce desviaciones en hasta un 25 %.

Mediante la parametrización del cultivo según las características del follaje, altura, geometría se estudia la injerencia de la turbulencia sobre las fuerzas de arrastre, conducción del calor, humedad y temperatura en la capa límite atmosférica de superficial, en la cual se desarrolla la especie vegetativa y que maneja la demanda evaporativa del agua.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivos Generales

Aplicar, validar y establecer una metodología completa que busque perfeccionar la estimación de la evapotranspiración a diferentes niveles y topografías para su uso en sistemas de riego tecnificado dadas la crecientes crisis hídrica que atraviesa el país.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Documentar la demanda hídrica de los principales cultivos frutales ue se desarrollan en la agricultura nacional.
- Investigar y exponer las principales metodologías de estudio y avances en materia evaluativa y estimativa de la evapotranspiración.
- Establecer un método alternativo que agrupe cada uno de los fenómenos meterológicos que ocurren a nivel de superficie y atmósfera a fin de optimizar la determinación de la evapotranspiración.
- Parametrizar los principales coeficientes e índices de resistencia aerodinámica, estomática, superficial, de emisivad y desarrollo foliar de los principales cultivos frutales del país.
- Estudiar un caso particular de evapotranspiración en un cultivo de cerezos de Viveros de Copequén en la Región de O'Higgins para 3 periodos distintos del año.
- Comprender la influencia de la crisis climática sobre la cuantificación y medición de la evapotranspiración potencial (ET_o).
- Detallar el trabajo futuro.

1.2. Estructura del Documento

La estructura de esta memoria es la siguiente:

- Cap. 2: Se expone el contexto nacional e internacional sobre la problemática de la escasez hídrica, su incidencia en el mundo agroindustrial de los cultivos frutales y la demanda hídrica de estos.
- Cap. 3: Se presentan las principales metodologías de estimación de la evapotranspiración, los instrumentos utilizados para su medición y los principales avances en materia de perfeccionamiento del cálculo.

- Cap. 4: Se fundamenta la influencia de los fenómenos meteorológicos de la capa límite atmosférica sobre la evapotranspiración y la consideración del factor topográfico y advectivo en la estimación evapotranspirativa.
- Cap. 5: Sienta las bases y funcionamiento del métodos de parametrización de cultivos frutales en un software de simulación como Ansys Fluent.
- Cap. 6: Se presentan las diferencias y similitudes relacionadas a la calidad de una malla, así como convergencia y eficiencia computacional.
- Cap. 7: Detalla el método alternativo de estimación evapotranspirativa que considera la advección y difusión turbulenta de calor como innovación en el cálculo.
- Cap. 8: Ahonda en los resultados de la simulación sobre un terreno con cultivos de cerezos para distintos periodos del año en escenarios cálidos como fríos. Además, se presentan los resultados del método de estimación propuesto de la evapotranspiración y comparaciones.
- Cap. 9: Conclusiones y trabajo futuro.

Capítulo 2

Planteamiento del Problema

2.1. Problema

Actualmente, los sistemas de riego tecnificado y de evaluación de los efectos de la crisis climática en la agroindustria se han visto limitados por la aplicación de métodos potencialmente incompletos respecto a la cuantificación de la evapotranspiración, consideración de ciertos flujos energéticos, relevancia en el tipo de terreno y cultivo de los principales frutos del país.

2.2. Contextualización

2.2.1. Escenario Mundial

El agua cubre el 70 % de la superficie de la Tierra, de cual el 2,5 % corresponde a agua fresca (llámese ríos, lagos, acuíferos), pero donde sólo el 0,62 % está disponible para el consumo humano, agrícola e industrial, por lo que se convierte en un recurso vital, pero a la vez, escaso [31].

Como tal, el agua se ha filtrado en la agenda actual de gobiernos y organismos internacionales. Estudios de distintos expertos sobre el cambio climático estiman que, por cada grado de aumento en la temperatura de la Tierra, expondría a un 7 % de la población mundial a la merma de los recursos hídricos renovables en un 20 %.

Productos de las sequías que representan el 35 % de las muertes alrededor del planeta [101], el aumento considerado de la temperatura, las inundaciones y ciclones se ha

agudizado una crisis hídrica que añadido al crecimiento de la población y el aumento de los requerimientos del sector industrial y agrícola, el Foro Económico Mundial prevé un colapso de toda la red de agua y un impacto en el desarrollo económico de las naciones. A este ritmo, al año 2050 más del 40 % de la población mundial habitará en zonas con severo estrés hídrico [104].

Según el economista Luis Torras [144], el grosor de las cuencas hidricas del planeta están siendo explotadas hasta casi el máximo de su capacidad en países en vías de desarrollo. De hecho, 18 ríos estratégicos del mundo que permiten la extracción de agua potable aportan al PIB el equivalente a US\$27 mil millones están en un severo estrés hídrico. En la Figura 2.1, se evidencia condiciones totalmente dispares en cuanto a la distribución del agua y de la población que habita en cada continente, condicionados por el desarrollo de las naciones y actividades económicas.

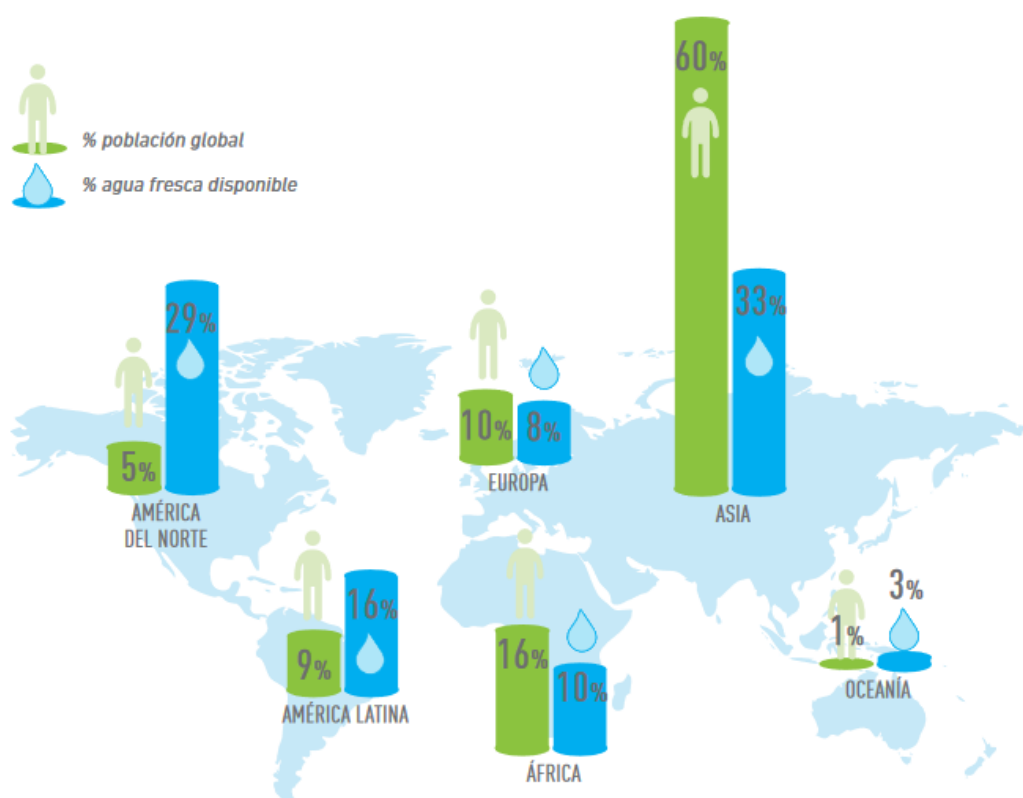


Figura 2.1: Distribución del Agua y Población a Nivel Mundial. [144]

En el sector agroindustrial, se ven marcadas estas tendencias, debido a la creciente demanda de alimentos dado el aumento en la demografía y desarrollo humano del mundo.

Para satisfacer las necesidades de la industria, el conjunto total del sector agrícola debe aumentar su producción un 70 % al año 2050, lo que coloca en serios problemas al uso y manejo del recurso agua.

Estudios del Instituto de Investigación Deltares (ubicado en los Países Bajos), evidencian mediante tomas satelitales la modificación de los territorios en donde se percibía fuentes acuíferas aseverando que 173.000 kilómetros cuadrados de agua se han convertido en terrenos donde prima la presencia de tierra. Los lagos ha visto reducido su tamaño, los ríos su cauce y las composición de las zonas costera se han visto considerablemente afectadas [50].

Por otro lado, a nivel más profundo, 21 de los 37 principales acuíferos en el mundo se están agotando, de los cuales 13 están en el punto crítico de su uso intensivo [48].

Todo lo anterior decanta en los cambios constantes que han sufrido las precipitaciones a lo largo del territorio terrestre y que producto del alza en la temperatura, han incitado al derretimiento de glaciares y al impacto de las principales fuentes de agua potable.

2.2.2. Escenario Nacional

En el ámbito nacional, Chile se posiciona como un país frágil del recurso hídrico, ya que el 76 % de la superficie se encuentra afectada por la sequía, desertificación y suelo degradado (Sud-Austral Consulting SpA, 2016). El consumo nacional del país llega a los 4.710 [m³/s] [10]. A partir de este total, la agricultura se adjudica el 73 % de su uso el cual abastece una superficie de riego de 1,1 millones de hectáreas comprendidas entre la región de Coquimbo a Los Lagos [41]. Le siguen la actividad industrial con un 12 %, la minería que alcanza un 9 % y sólo el 6 % se emplea para el consumo humano.

Dada la alta demanda hídrica de la agricultura que alcanzan un consumo de los 6.500 [m³/ha/año], los costos de transporte y producción de agua potable mediante la desalación se vuelven poco eficientes para que se utilicen para esta actividad. Si bien Chile tiene una capacidad de aguas renovables equivalentes a los 922 [km³] anuales, que lo sitúan en el puesto 14 mundial y 5 a nivel latinoamericano, posee un mercado desequilibrio en la distribución del agua (Cuadro 2.1).

Desde la década del 50, el clima del país se ve fuertemente marcado por el fenómeno de El Niño-La Niña. El Niño es un anticiclón que se marca en la zona norte y austral,

Cuadro 2.1: Disponibilidad de agua en las regiones de Chile. [38]

Macrozona	Región	Región	Caudal[m ³]	Escorrentía per cápita [m ³ /persona/año]
Norte	XV	Arica-Parinacota	5,5	725
	I	Tarapacá	6,4	599
	II	Antofagasta	0,9	47
	III	Atacama	1,9	190
	IV	Coquimbo	22,2	908
Centro	V	Valparaíso	41	703
	RM	Metropolitana	103	444
	VI	O'Higgins	205	7.037
	VII	Maule	767	23.191
Sur	VIII	Biobío	1.638	24.432
	IX	Araucanía	1.041	33.167
	XIV	Los Ríos	1.046	81.563
	X	Los Lagos	4.109	154.058
Austral	XI	Aysén	10.134	2.950.168
	XII	Magallanes	10.124	1.938.956
Total			29.245	5.216.188

permitiendo el ingreso de un frente de precipitaciones favorables para la zona central del país. Contrario es el caso de La Niña, en donde este anticiclón adquiere fuerza en la zona centro y sur del país, produciendo sequías persistentes y que han ido en aumento.

Lo anterior se vuelve de vital importancia, ya que con ello se ha visto afectada la estacionalidad del recurso hídrico que se traduce en la subida de 300 a 500 metros de la isoterma 0[°C] que reduce la capacidad de almacenamiento de nieve de la cordillera y que dada la altura, aumentaría la velocidad de traslado de la escorrentía de los ríos y reduciendo la captación del agua. Esto significa la pérdida de 400 a 450 millones de metros cúbicos de agua que caerían como líquido y no en forma sólida (Figura 2.2)[42].

La manifestación de estos efectos afecta en el descenso de las precipitaciones entre las regiones de Valparaíso y Biobío, que podrían afectar fuertemente a la agricultura de secano costero, es decir, aquella que no necesita la intervención de riego, debida a la acción convectiva de estos frentes que se trasladan cada vez más a las zonas más australes del país [42]. Por consiguiente, se genera una fuerte inestabilidad en el balance hídrico de los ríos de la zona norte y central del país, los cuales se ven en un inminente peligro (Figura 2.3).

Se observan considerables señales de estrés hídrico en los ríos del valle central, en



Figura 2.2: Alza esperada en el límite inferior de las nieves. [42]

donde la relación caudal sobrante/afluente se encuentra sobre el 50 % desde el río Choapa al Sur. El déficit de capacidad hídrica de unas regiones son cubiertas por el superávit de zonas más cercana a la zona sur que permiten de manera macro, establecen la falsa creencia de que el panorama agroindustrial aún es sostenible (Cuadro 2.2). De esta selección, la región del Biobío que además se caracteriza por ser la zona mejor dotada en capacidad potencial de embalse correspondiente a 5 años de consumo agrícola.

Esta situación se puede evidenciar en la evolución de la **Laguna Aculeo**, perteneciente a la cuenca del **Río Maipo**, ubicada a 70 [km] al suroeste de la ciudad de Santiago, utilizado para la actividad agrícola y atractivo turístico. En el año 2015, ha perdido el 55 % de su superficie y tal ha sido el avance de su estrés, que en abril del 2017 sólo contaba con una profundidad de apenas 80 [cm]. Finalmente, en mayo del año 2018 se informa que la laguna se secó en su totalidad [34]. La comparativa es presentada en las fotografías de la Figura 2.4.

La disminución constante de días con precipitaciones y la acentuación de la intensidad, se suman problemas tales como el crecimiento de la ventosidad, que podría constituir un problema de estrés y aumento de la evapotranspiración, lo que dificulta el

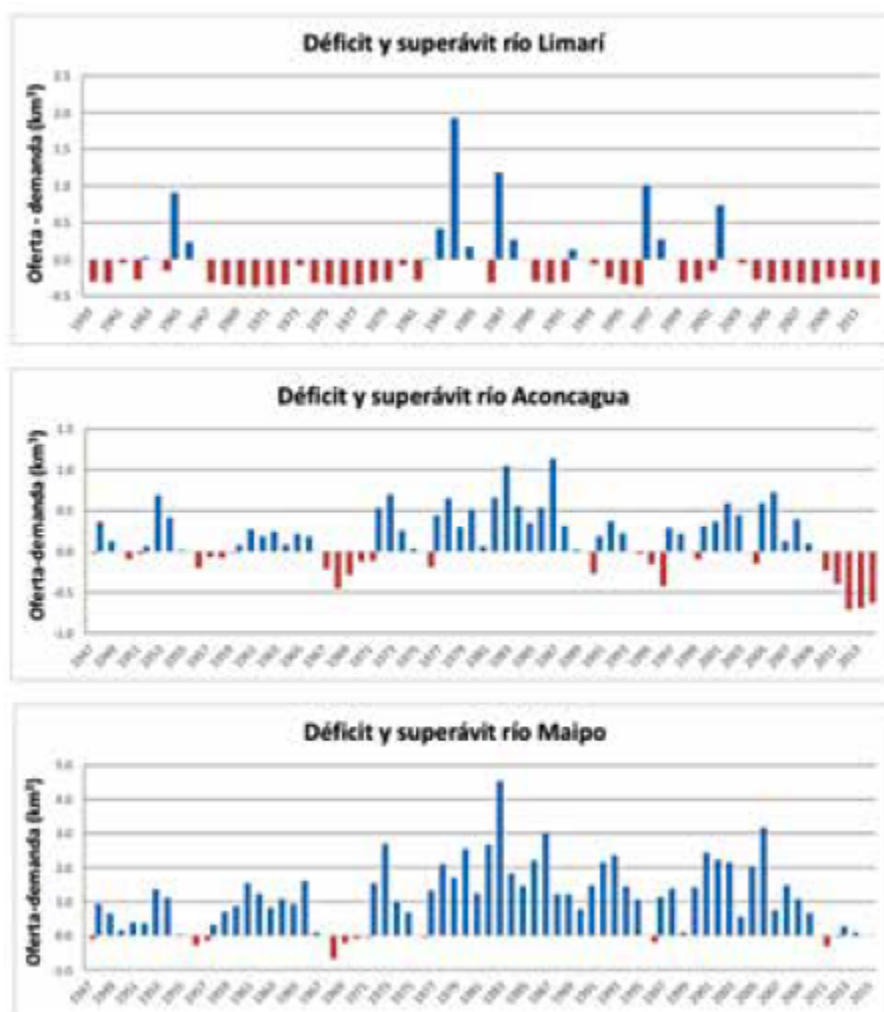


Figura 2.3: Balance de oferta y demanda de agua en tres ríos que comienzan a dar señales de estrés [42].

manejo de los tratamientos por riego que se ven más estabilizados. Por consiguiente, se requieren medidas de mitigación en pos de reducir la velocidad del viento.

El rubro agroindustrial es una actividad que prima en todas las naciones del mundo, no sólo por el producto final que genera, sino por la generación de un número importante de puestos de trabajo y de baja inversión en comparación a la minería. El aporte monetario para el desarrollo de una mayor productividad agrícola requiere de políticas de Estado que en el país se traducen en el logro de 5.000 millones de m^3 de agua de almacenamiento (embalses) [42].

Desde los años 90, el Estado ha puesto énfasis en la tecnificación del riego que



(a) Laguna Aculeo en el año 2011 (Antes). [34]



(b) Laguna Aculeo en el año 2018 (Después) [34]

Figura 2.4: Evolución de la Laguna Aculeo.

Cuadro 2.2: Uso de los recursos por la agricultura entre Atacama y Biobío. [42]

Región	Q_a	Q_s	Agua extraída	Demanda de riego	Disponible para riego	Déficit o Superávit	Déficit o Superávit
	[m ³ /s]				[km ³]		[MMm ³]
Atacama	0,19	0,05	0,13	0,12	0,05	-0,06	-64,22
Coquimbo	1,15	0,57	0,48	0,53	0,43	-0,10	-101,42
Valparaíso	1,20	0,60	0,57	0,65	0,45	-0,19	-192,06
Metropo.	3,66	2,14	1,14	1,03	0,91	-0,12	-117,43
O'Higgins	4,10	4,66	2,05	1,58	1,84	0,26	264,67
Maule	8,10	15,25	4,05	2,24	3,65	1,40	1403,87
Biobío	20,15	26,81	8,06	1,25	4,84	3,59	3587,06
			16,47	7,39	12,17		

permitió que el área cubierta alcance de un 9 a 28 % del total [41]. Pero las técnicas no han sido bien aplicadas por las obsolescencia de los métodos, por lo que queda trabajo por realizar, y es donde mediante estudios, se ha visto un potencial enorme para seguir mejorando la capacidad de las cuencas hidrológicas, ya que se ve un saldo favorable entre la disponibilidad de agua en estos sitios y la demanda de riego, que no obstante, es suplida por el uso de aguas subterráneas, lo que a largo plazo no es conveniente.

2.3. Influencia del cambio climático y estrés hídrico sobre cultivos frutales

El cambio climático afecta directamente la variedad y calidad de las diferentes especies frutales que se tienen a nivel nacional, regional y mundial. Los factores más incidentes en el desarrollo de las plantas engloban la radiación solar, la temperatura del medio y la precipitación anual [100]. Esta modificación de los principales parámetros meteorológicos ha modificado los patrones de lluvia, un aumento del nivel del mar, sequía, entre otros.

Altas temperaturas aumentan la capacidad del aire de absorber vapor de agua y con ello generar una mayor de la demanda hídrica. Este efecto es medible a través de la evapotranspiración que a medida aumenta indica una disminución en las reservas de fuentes de agua. No sólo existe una merma de la producción frutal, sino que además aceleración la madurez del fruto [74].

2.3.1. Reacción de los cultivos frutales frente al cambio climático

Factores como la variabilidad de las precipitaciones locales y el aumento sostenido de la temperatura se ven reflejados directamente en el fruto como:

1. Un terreno potencialmente propicio para el cultivo de alguna especie frutal perdería su característica en 25 años más.
2. Altas temperaturas aceleran la madurez del fruto.
3. La reducción de los períodos de enfriamiento en sitios con climas templados.
4. El incremento de la contaminación en el aire provocaría la marchitez del fruto y con ello su florecimiento.

5. La calidad de los frutos se ven comprometidos ante altas temperaturas y una contaminación atmosférica.

2.3.2. Influencia del estrés hídrico

Una de las consecuencias del cambio climático es el estrés hídrico propiciado por las sequías. La falta del recurso agua sobre cultivos se traduce en la contracción del fruto según la disminución del diámetro ecuatorial del fruto de hasta en un 50 % cuando se tiene o aplica un régimen de estrés hídrico (un 45 % de la cantidad de agua suministrada en regímenes de riego pleno). Como referencia, este hecho ocurre luego de las etapas finales del florecimiento del cultivo y previo a la madurez del fruto [60].

Por otro lado, al existir menor disponibilidad hídrica, existe una limitación del carbono presente en la planta, ya que se produce el cierre estomático (dermis de la hoja) que tiene su consecuencia importante en el crecimiento del fruto [75].

En segundo lugar, el potencial hídrico de la hoja de un cultivo tiene fuerte relación con la contracción del fruto en un régimen de riego pleno y que va disminuyendo su dependencia a medida que al árbol se le entrega menor cantidad de agua.

Por lo general, el déficit de suministro de agua sobre cultivos, como el cerezo, merman las etapas de florecimiento, un crecimiento heterogéneo del fruto y con ello un área foliar bastante más bajo [17].

2.3.3. Estrategias de adaptación y mitigación

Para amortiguar los efectos a corto plazo del estrés hídrico sobre los cultivos frutales se proponen soluciones para cada ámbito:

- a. Selección del cultivo.
 - Selección meticulosa de los cultivos que mejor se adaptan a condiciones climáticas del sitio.
 - Que el fruto tenga una tolerancia a episodios de sequía y altas temperaturas.
 - Propiciar e inducir el florecimiento del fruto a temperaturas elevadas.
- b. Manejo sobre una hilera de cultivos.

- Métodos de riego tecnificado.
 - Microclimas favorables.
- c. Técnicas modernas en el mejoramiento vegetal.

d. En climas tropicales con baja variabilidad entre estaciones, es posible inducir artificialmente la hibernación del árbol a través de la defoliación (corte de las hojas, similar a la poda) después de la época de cosecha [46][68].

e. La aplicación de métodos utilizados tradicionalmente en la agroindustria en ambientes de bajas temperaturas como el riego tecnificado por goteo, aspersión; o la fertirrigación (suministro de fertilizantes a través del método del riego).

f. La aplicación del riego deficitario post-cosecha que permitiría una reducción de hasta un 40 % del agua que se requiere en el caso de cerezos [17].

2.4. Requerimientos Hidrológicos de la Agroindustria

La **agroindustria** se encuentra dentro del sector *silvoagropecuario*, al cual aporta al Producto Interno Bruto del país un 3,1 % (Banco Central, 2018) equivalentes a 8.500 millones de dólares, que en comparación a sus vecinos de la región tiene poca participación, ejemplos son Bolivia y Paraguay, en donde su aporte al PIB es superior al 10 %. A pesar que es una actividad que no aporte en gran medida al desarrollo nacional, existe una heterogeneidad a nivel regional. En regiones del centro como O'Higgins y Maule, la actividad agroindustrial tiene un alcance del 14 % regional y una empleabilidad del sector del 25 % del total nacional; lo que incentiva un desarrollo potente para los años siguientes en estos sitios, en comparación a otras zonas.

De este grupo, se destacan subactividades con porcentajes de participación el PIB del sector y total especificadas en el Cuadro 2.3.

El estudio de la investigación está centrado en atacar los principales problemas de la agroindustria, específicamente en el sector del **cultivo de frutas**, el cual constituye casi el 12 % del PIB silvoagropecuario. Se justifica, debido a que el país es líder a nivel mundial en exportaciones de estos productos como se observa en el Cuadro 2.4.

El sector busca doblar sus exportaciones hacia el año 2030, a pesar del escenario hídrico que enfrenta el país, por ello la ODEPA en su último informe de Marzo del 2020,

Cuadro 2.3: Producto interno bruto silvoagroindustrial [42].

Actividad	Valor Agregado (M\$, 2014)	% sobre PIB Nacional	% sobre PIB del sector
Cultivo de frutas	903.431	0,66	8,26
Elaboración de productos de tabaco	844.752	0,62	7,72
Fabricación de celulosa	758.030	0,55	6,93
Cultivo de hortalizas	475.294	0,35	4,34
Cultivo de uva	401.423	0,29	3,67

Cuadro 2.4: Importancia relativa del país en exportación mundial [42].

Producto	Ránking Mundial
Uvas frescas	1
Cerezas frescas	1
Arándanos frescos	1
Ciruelas deshidratadas	1
Manzanas deshidratadas	1
Nueces de nogal sin cáscara	2
Ciruelas y endrinos, frescos	2
Berries congelados	3
Pasas	3
Manzanas frescas	4
Paltas frescas	4
Kiwis frescos	4
Duraznos, preparados o conservados	4

indagó en la detección de las principales cuencas hidrográficas del país, el tipo de cultivo que se desarrolla en el lugar y el proceso de alimentación de estos frutos, ya sea por riego o por secano. Una **cuenca hidrográfica** está constituida como una: *unidad física bien drenada, donde un área de suelo es drenada por un determinado curso de agua y está limitada periféricamente por el llamado divisor de aguas* [82].

Segun la Dirección General de Aguas (DGA), existen 101 cuencas hidrográficas a nivel nacional, de la cuales 45 señalan presencia de frutales. Un 63,4 % de las 342.654 hectáreas totales de frutales se concentran en 4 cuencas de la zona central: Rapel, Maipo, Maule y Aconcagua. Los nogales, la uva de mesa, cerezos y paltos dominan la densidad superficial en estos sitios [4]. Sólo un 23,8 % de los principales frutales dependen de la

cuenca del sistema Rapel, que se extiende por las regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'Higgins y Maule.

Sin embargo, vuelve a existir la preocupación sobre la gran independencia de estas cuencas a la presencia de precipitaciones, ya que la baja en la frecuencia de ocurrencia anualmente, hace llamar la atención de que el 81 % de estas cuencas dependen prácticamente del riego tecnificado (goteo, cinta y microaspersión) y un 16 % del riego tradicional, mientras que el restante por secano. En el Cuadro 2.5 se resumen las superficies de las principales cuencas por tecnología de riego.

Cuadro 2.5: Superficie de frutales por cuenca según tecnología de riego [ha] [4].

Cuenca	Riego Tecnificado [ha] (%)	Riego Tradicional [ha] (%)	Secano [ha] (%)	Total [ha]
Río Rapel	59.517 (73,1)	21.953 (26,9)	3 (0)	81.527
Río Maipo	41.008 (78,8)	10.988 (21,1)	19 (0)	52.015
Río Maule	39.803 (86,9)	5.989 (13,1)	4 (0)	45.797
Río Aconcagua	31.619 (83,9)	6.037 (16)	34 (0,1)	37.690
Río Mataquito	21.646 (74,7)	7.300 (25,2)	25 (0,1)	28.971
Río Limai	14.775 (98,9)	169 (1,1)	0 (0)	14.944
Río Itata	10.614 (82,7)	1.777 (13,9)	439 (3,4)	12.830

Los requerimientos hidrológicos de las principales cuencas del país se basan en el riego tecnificado o tradicional. De estos, ya se ha estudiado cuánto es la capacidad de reposición de agua que se debe aplicar en los principales cultivos del país a modo de incrementar la producción y calidad de la frutar, manteniendo un adecuado nivel de humedad en la zona radical y minimizar la lixiviación del agua y nutrientes. Zúñiga [156] mediante el estudio de la evapotranspiración, estimó un consumo anual a modo de referencia para la zona central de Chile (clima templado) para diferentes especies (Cuadro 2.6).

Cuadro 2.6: Consumo anual de las principales especies de frutales en Chile [156].

Especie	Consumo anual [m ³ /ha/año]
Uva de mesa	10,712
Nogal	10,390
Kiwi	8,655
Manzano	8,270
Cerezo	8,168
Duraznero	8,026
Ciruelo japonés	6,639

Dado aquello, se observa que especies como la **uva de mesa** son grandes consumidoras de metros cúbicos de agua, y a su vez, son el fruto principal de exportación del país, así como el **cerezo**.

Capítulo 3

Estado del Arte

3.1. Modelos de estimación de la evapotranspiración

El estudio de la evapotranspiración en la actualidad considera estos 4 factores a través de distintos modelos clasificados como: **Métodos de Conversión Integrados** [53].

3.1.1. Ecuación de Penman-Monteith

Uno de ellos es el Método de **Penman-Monteith**, ampliamente utilizado para la evaluación de la ET y considerado el método estándar por excelencia, emplea un análisis de sensibilidad del clima y en la simulación de los ciclos hidrológicos [53], debido a que su mecanismo está basado en la combinación de balances de energía con transferencia de masa que permiten calcular la evapotranspiración potencial ET_o de la forma [56]:

$$\lambda ET_o = \frac{\Delta \left((R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c/r_a)} \quad (3.1.1)$$

Donde:

ET_o : evapotranspiración potencial [$kgm^{-2}dia^{-1}$ ó $mmdia^{-1}$].

λ : calor latente de vaporización [$MJkg^{-1}$].

ρ_a : densidad promedio del aire a presión constante.

c_p : calor específico del aire a presión constante, $1013 [Jkg^{-1}K^{-1}]$.

R_n : radiación neta calculada en la superficie del cultivo [$MJm^{-2}dia^{-1}$].

G : flujo de calor en el suelo [$MJm^{-2}dia^{-1}$].

T : temperatura del aire promedio diaria.

$e_s - e_a$: déficit de presión de vapor del aire a 2 [m].

Δ : pendiente de la curva vapor de saturación en la curva presión-temperatura [kPaK^{-1}].

γ : constante psicométrica. [kPaK^{-1}]

r_c, r_a : resistencia del canopy y aerodinámica, respectivamente [sm^{-1}].

Los valores de λ , Δ , ρ_a , γ , e_s y e_a son funciones de la temperatura y/o la presión, con la presión como función de elevación.

Debido a la dificultad al momento de estimar la resistencia del canopy, se prefiere asumir su valor como cero. Por ello la evapotranspiración diaria se propone como [56]:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \cdot u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (3.1.2)$$

Donde T es la temperatura promedio [$^{\circ}\text{C}$] y u_2 es la velocidad del viento medida a 2[m] de altura en [ms^{-1}].

Los términos de las resistencias (r_s, r_a) están asociados al tipo de vegetación y el índice de área foliar LAI [53]. Para el flujo de radiación neta, se emplea el método energético de la FAO, el cual toma como referencia: la latitud, día en el calendario, albedo (α), nubosidad, temperatura (T_{min} , T_{max} , T_{prom}) y la altura z . En tanto, el flujo de calor del suelo es una componente de menor peso en el balance energético (a menudo menos del 5 %) a escalas diarias o mayores [113] e incluso despreciado para motivos de cálculo [107].

Pendiente de la curva presión de saturación del vapor de agua-temperatura Δ

Este valor según la FAO56 se calcula mediante la relación:

$$\Delta = \frac{2503 \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right)}{(T + 237,3)^2} \quad (3.1.3)$$

Con Δ en [$\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$] y T como la temperatura promedio del aire en [$^{\circ}\text{C}$].

3.1.2. Ecuación de Priestley-Taylor

Priestley y Taylor argumentan que la energía por radiación solar se sobreponen a los efectos advectivos, por lo que estos son ignorados, por lo que resuelven este problema de estimación a través del aporte que hace la energía por radiación a los flujos de calor latente

y sensible. Esta ecuación de acuerdo a Priestly-Taylor (1972) [30] es definida como:

$$ET_o = \frac{\alpha}{\lambda} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (3.1.4)$$

Donde ET_{PT} es la evapotranspiración en [mm día^{-1}]; α como una constante igual a 1,26 para climas húmedos y 1,74 para climas áridos, λ como el calor latente de vaporización [MJ kg^{-1}] y G es el calor de conducción al suelo. Por lo general, esta ecuación aporta buenas estimaciones de la evaporación incluso en áreas en donde no hay condiciones adecuadas de riego. No requiere de la velocidad del viento, en comparación a la ecuación de Penman-Montieth.

3.1.3. Ecuación de Turc

Método propuesto por L. Turc, este se basa en la temperatura del aire y la radiación solar recibida en la superficie, principal fuente de energía que alimenta el proceso de evapotranspiración. Se emplea ante la baja disponibilidad de datos de la radiación global. Sin embargo, este parámetro puede estimarse a partir de datos más comunes como las horas de sol diarias o nubosidad según Burman y Pochop. El método consiste en [146]:

$$ET_o = 0,013 \alpha_T \frac{T_m}{T_m + 15} \cdot \frac{23,8856 R_s + 50}{\lambda} \quad (3.1.5)$$

Donde:

$$\alpha_T = \begin{cases} 1 & \text{si } HR_m \geq 50 \% \\ 1 + \frac{50 - RH}{70} & \text{si } HR_m < 50 \% \end{cases} \quad (3.1.6)$$

HR_m corresponde a la humedad relativa promedio de la zona en cuestión y α_T es una constante y la temperatura se expresa en [$^{\circ}\text{C}$].

3.1.4. Ecuación de Hargreaves-Samani

La ecuación de Hargreaves-Samani (1985) es un método basado en el uso de la temperatura y su relación se basa en el cálculo de la evapotranspiración del cultivo ET_c , es usada como expresión representativa para la evapotranspiración potencial. Emplea también el factor de la radiación solar. Esta expresión se define como [67]:

$$ET_o = 0,0023 \cdot R_a \cdot (T_{max} - T_{min})^{1/2} \cdot (T_m + 17,8) \quad (3.1.7)$$

Donde:

R_a : Radiación extraterrestre [mm/día]

T_m : Temperatura promedio del aire [$^{\circ}$ C]

T_{max} , T_{min} : Temperatura máxima y mínima del mes en estudio [$^{\circ}$ C]

3.1.5. Ecuación de Thornthwaite

Este método de estimación de la evapotranspiración potencial ha sido ocupado ampliamente en el mundo (1939). El método de cálculo de la ecuación de Thornthwaite mensual se da por la relación [37]:

$$ET_o = 1,6 \cdot b \left(\frac{10t}{I} \right)^a \quad (3.1.8)$$

Donde:

I: Índice de calor anual

ET_o : ET potencial mensual [cm]

b: (Horas día mensuales)/360

a: Función cúbica de I expresada como

$$0,49 + 1,79 \cdot 10^{-2}I + 7,711 \cdot 10^{-5}I^2 + 6,751 \cdot 10^{-7}I^3$$

3.1.6. Covarianza de los vórtices

Los vórtices son turbulentos, aire rotacional que fluye y se mueve sobre la superficie de la Tierra transportando vapor de agua y calor entre la superficie y la atmósfera. En flujos de aire turbulentos, los flujos del vapor de agua y calor varían de manera irregular en el tiempo y espacio. Por esta razón, el **análisis estadístico** es utilizado para representar el flujo turbulento. El método de covarianza de remolinos consiste en determinar los flujos turbulentos de calor sensible y latente de la covarianza de la velocidad vertical del viento (v) con la densidad del vapor y con la temperatura del aire [29].

El flujo de calor latente LE se determina con la covarianza de las desviaciones instantáneas de los valores promedio de la velocidad del viento y la densidad del vapor de agua. Mientras que el flujo de calor sensible H se determina con la covarianza de las desviaciones instantáneas de los valores promedio de la velocidad vertical del viento y la temperatura del viento.

$$\begin{aligned} LE &= L_v \overline{\rho'w'} \\ H &= \rho c_p \overline{T'w'} \end{aligned} \quad (3.1.9)$$

Donde:

ρ : Densidad del vapor de agua o aire [kgm^{-3}]

L_v : Calor latente de vaporización [Wm^{-2}]

w : Velocidad vertical del viento [ms^{-1}]

c_p : Calor específico del calor [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]

T : Temperatura [$^{\circ}\text{C}$]

En resumen, cada una de estas 5 ecuaciones requieren valores y parámetros de entrada y datos adicionales resumidos en el Cuadro 3.1.

Cuadro 3.1: Ecuaciones, requerimientos y datos adicionales. Fuente: Elaboración propia.

Ecuación	Datos necesarios	Otros datos
Penman-Monteith	Temperatura, Radiación Solar, Velocidad del Viento y Humedad	Método estándar de estimación de la ETo.
Priestley-Taylor	Radiación Solar Diaria y Temperatura	Simplificación del método PM-FAO.
Turc	Temperatura máxima, mínima y Radiación Solar	Buenas estimaciones para regiones costeras y húmedas.
Hargreaves-Samani	Temperatura y Radiación Solar	Método recomendado para región con clima húmedo y árido.
Thornthwaite	Temperatura	Estima la ETo usando una escala mensual.
Covarianza de vórtica	Temperatura, densidad y velocidad del viento	Estima la ET a partir de mediciones instantáneas.

La ventaja de este método es la medición de la velocidad del viento en tres dimensiones a diferencia de otros métodos tradicional. Con ello, se puede de manera más exacta el contenido del aire en un momento determinado a través de un analizador de gases que mide la cantidad de vapor de agua presente (humedad). Su medición se logra con un anemómetro sónico tridimensional y un analizador de gas infrarojo (o higrómetro de criptón) similar al de la Figura 3.1.

Su medición se realiza en intervalos muy cortos, a menudo entre 10 a 20 mediciones por segundos. Es necesaria esta resolución para capturar los cambios rápidos en la



Figura 3.1: Sistema de medición de covarianza de vórtices que consiste en un anemómetro sónico tridimensional (CSAT-3, Campbell Scientific Inc., Logan, UT) y un analizador de gases infrarrojo (LI-7500, LI-COR Biosciences, Lincoln, NE) [99].

concentración del gas y el movimiento de los vórtices. Aunque en la práctica, los datos son clasificados en intervalos de 30 minutos que son aceptables dentro de los movimientos en la capa atmosférica [62]. La escala espacial de este método se ve directamente afectado por la altura del sensor. Un sensor que mida a 2[m] tendrá una área de cobertura de 150 [m] aproximadamente, mientras que a mayor altura de captación existirá mejor cobertura de los datos [20]. Su error es de aproximadamente entre un 20 a 30 % [98].

3.2. Equipos e instrumentos para la medición de la ETo

La medición de la evapotranspiración ha evolucionado con la sofisticación de equipos basados en los principales métodos de estimación.

3.2.1. Lisímetros

Es un recipiente de medición fundado en un balance hídrico que cuantifica el cambio de masa de un cuerpo de agua en una muestra aislada de la vegetación característica del terreno, mientras se mide el diferencial entre el agua acumulada en un depósito por precipitaciones y la percolación o drenaje por gravedad que sería la evapotranspiración de referencia del lugar. Las suposiciones se basan en una muestra representativa del

terreno que refleje de manera fidedigna la vegetación [132].

Están clasificados en dos grupos, lisímetros de pesada y de drenaje. Los lisímetros de drenaje pueden ser con o sin succión, en donde la diferencia radica en que aquellos sin succión recolectan el agua del suelo que se filtra naturalmente hacia abajo por los suelos, es decir, el agua que se mueve por efecto propio de la gravedad. En tanto, aquellos lisímetros de drenaje con succión aplican una succión para extraer el agua del suelo despacio a través de un material poroso.

Los lisímetros de pesada son los idóneos para la medición de la evapotranspiración y por ello, empleados para esta tarea. Este lisímetro se apoya sobre un sistema hidráulico o una balanza de precisión. Los lisímetros de drenaje tiene una salida en el fondo, de manera que el agua que se infiltra es recogida en un recipiente que se pueda aforar [145]. La diferencia entre ambos lisímetros se da en que los de drenaje miden la evapotranspiración de forma indirecta mediante un balance del suelo, mientras que los de pesada los hacen de manera directa y según la exactitud de la balanza puede dar precisiones de hasta un 0,1 [mm] [66]. Las distinciones se distinguen en la Figura 3.2.

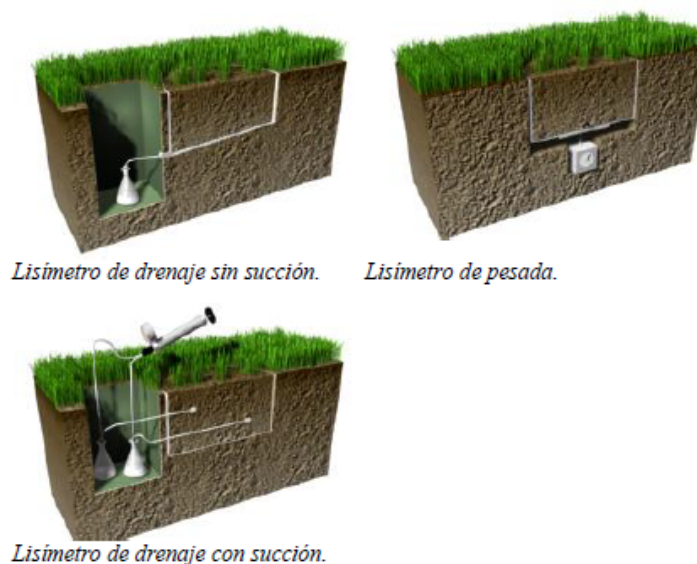


Figura 3.2: Principales tipos de lisímetros [2].

Las desventajas en su aplicación en la actividad agrícola recaen en los altos costos de inversión y la dificultad de instalación [5].

3.2.2. Estaciones Climáticas Automáticas

Una alternativa es el monitoreo completo de las condiciones meteorológicas mediante estaciones climáticas automáticas (*Automatic Weather Stations, AWS*) diseñadas para la cuantificación de la ETo como la cantidad de agua perdida del suelo debido a la evaporación y transpiración de la planta. Simultáneamente, sirve de gran ayuda para el desarrollo de rutinas de riego que apliquen de manera eficiente la cantidad de demanda hídrica. Estas pueden monitorear temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, radiación solar y precipitaciones con sensores integrados y sostenidos sobre mástiles de aluminio. Uno de los modelos con mayor desarrollo y simplificación están a cargo de la empresa Campbell Scientific©ET107 (Figura 3.3) [128].

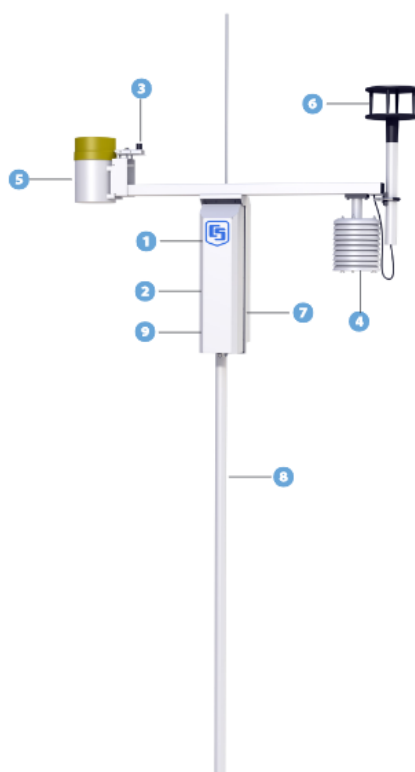


Figura 3.3: Modelo estándar de un estación climática automática (AWS) de la empresa Campbell Scientific©[128].

Donde:

1. Módulo de control y medición.
2. Batería recargable de corriente alterna de 7[Ah] con opción de recarga vía un panel solar de 10[W].

3. Sensor de radiación solar.
4. Sonda para medición de humedad relativa y temperatura del aire.
5. Pluviómetro.
6. Sensor sónico del viento 2D.
7. Módem de trayecto corto.
8. Mástil de aluminio de 3[m] de altura.
9. Recinto Ambiental: Contiene el data logger, suministro de potencia, panel de conexión de sensores, dispositivos de comunicación y un sistema de recuperación de datos.

Especificaciones de las componentes de una estación climática automática se presentan como:

Datalogger de Control y Medición: Su uso abarca una gran rango de medición y funciones de control, con posibilidad de resistencia en condiciones extremas de clima y entornos remotos, así como configuraciones robustas para la adquisición de datos.

Las especificaciones técnicas de este equipo consideran:

- Perfilamiento del viento, estaciones climáticas, medición de calidad de aire, ETo, humedad del suelo, nivel de agua, acuicultura, pronóstico climático, entre otros.
- Comunicación en serie con sensores y dispositivos vía E/S de puertos.
- Recolecta y almacena datos y controla los periféricos.
- Operación por períodos con recarga solar.
- Recolecta los datos siempre y cuando el sistema primario de potencia no baje de los 9,6[V] evitando mediciones imprecisas.
- Los modelos estándar operan en un rango de los -25[°C] a 50[°C].
- Entradas análogas individuales (16) o diferenciales (8).

La capacidad de almacenamiento de información va de los 2 a 4 [MB] de memoria, que equivale aproximadamente a 11832 datos (4 [MB] de referencia). Presenta compatibilidad con cualquier tipo de sensor (de 4 a 20 [mA]), incluyendo termocuplas, entre otros con capacidad de expansión para más conexiones.

Este datalogger se conecta directamente con unidad PC e interfaces Ethernet. La data puede ser revisada en un dispositivo móvil (vía LoggerLink) (Figura 3.4) [127].



Figura 3.4: Datalogger de control y medición de la empresa Campbell Scientific©, modelo CR1000 [127].

Sensor de radiación solar: Piranómetro que mide la radiación solar total y difusa por medio de una fotocélula de silicio con un rango espectral de 300 a 1000 [nm] que engloba la mayoría de la radiación de onda corta. Su rango de medición va de 0 a 2000 [Wm^{-2}]; en temperatura, de 5 a 40[°C] con una sensibilidad de 0,2 [$kWm^{-2}mV^{-1}$] (Figura 3.5) [128].



Figura 3.5: Sensor de radiación solar de la empresa Campbell Scientific©, modelo CS305 [128].

Sensor sónico 2D para medición del viento: Consiste en un anemómetro ultrasónico bidimensional para medición de la dirección y velocidad del viento. Estos sensores utilizan dos pares de transductores orientados de manera ortogonal entre sí para medir el viento horizontal. Los transductores rebotan la señal ultrasónica de una campanilla minimizando los efectos del sombreado de los transductores y distorsión del flujo. Entre sus especificaciones técnicas se encuentran:

- Opera para la humedad relativa entre un rango de 5 a 100 % y para la temperatura, entre los -35 a 70 [°C].
- Frecuencia de medición de 40 [Hz].
- Parámetros de salidas en dirección polar (para la dirección y velocidad) u ortogonales (u_x y u_y).
- Para la dirección de viento, abarca todas las direcciones con una precisión del 3° con una resolución de 1°.
- Para la velocidad del viento presenta un espectro de medición de los 0 a 60 [m/s] con precisión del 2 %.

Este sensor no presenta partes móviles que sean reemplazables, pero que disminuyen los costos de mantención (Figura 3.6) [128].



Figura 3.6: Sensor sónico para medición del viento de la empresa Campbell Scientific®, modelo WindSonic1-ET [128].

Sonda de temperatura y humedad relativa del aire: Esta sonda mide temperatura en un rango de -40° a 60°C con una precisión de $\pm 0,6^{\circ}\text{C}$, y una humedad relativa de 0 a 100 % con precisión que fluctúa entre los ± 3 a ± 7 % según la temperatura. Presenta compatibilidad con los dataloggers. El sensor de temperatura está compuesto de un termómetro con una resistencia de platino de $1000[\Omega]$, mientras que el sensor de humedad relativa consta de un chip capacitivo [24].



Figura 3.7: Sonda de temperatura y humedad relativa de la empresa Campbell Scientific©, modelo HMP60 [24].

Pluviómetro: Consiste en un recipiente que recibe la precipitación canalizada que se inclina al alcanzar un cierto nivel. Presenta un orificio de 6 [in] y mide las precipitaciones en incrementos de 0,01 [in]. Contiene un sensor magnético con láminas de aluminio con operación entre los 0 a 50°C (Figura 3.8) [128].



Figura 3.8: Pluviómetro de la empresa Campbell Scientific©, modelo TE525 [128].

3.2.3. Sensores de medición para covarianza de vórtices

Otro método de medición es a través de equipamiento en base al método de covarianza de vórtices que miden temperatura, presión del aire, humedad y magnitud de las tres componentes de la velocidad del viento (u_x , u_y y u_z), dirección del viento y concentraciones de dióxido de carbono y vapor de agua. Estas mediciones pueden ser usadas para calcular la temperatura sónica, flujo de calor sensible y latente, flujo de dióxido de carbono, momento del flujo de viento, energía cinética turbulenta, ratio de Bowen, largo de Obukhov, estabilidad, presión de vapor, densidad del vapor de agua y aire. Los componentes requeridos para la medición con la técnica de covarianza de vórtices se presentan como:

CSAT3: Anemómetro sónico tridimensional que mide la velocidad del viento y la velocidad del sonido en tres ejes no ortogonales mediante transductores que obtiene la medición al transmitir y recibir una señal ultrasónica. El tiempo de viaje de la señal está directamente relacionado a la velocidad que tenga el viento a lo largos de los ejes del transductor. De estas mediciones se pueden obtener las tres componentes de la velocidad del viento y la temperatura sónica [124] (Figura 3.9).



Figura 3.9: Anemómetro sónico tridimensional de la empresa Campbell Scientific©CSAT3 [124].

LI-7500: Analizador de gas infrarrojo $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ de alta velocidad y no dispersivo que mide in-situ la densidad del dióxido de carbono y vapor del agua en las estructuras turbulentas del aire. Un haz infrarrojo es transmitido a través de una trayectoria óptica que continuamente alterna entre largos de onda de absorción y no absorción. La absorción se relaciona con la densidad que a su vez es función de la presión atmosférica y la absorptividad del agua [80] (Figura 3.10).



Figura 3.10: Analizador de gas infrarrojo CO₂/H₂O de la empresa LICOR©LI-7500 [80].

Radiómetro Q7.1: Sensor de termopila que obtiene las mediciones de la radiación neta (de onda larga y corta) al generar una señal en [mV] proporcional al nivel de radiación neta. La señal de radiación neta es positiva hacia la superficie y negativa fuera de la superficie [123] (Figura 3.11).

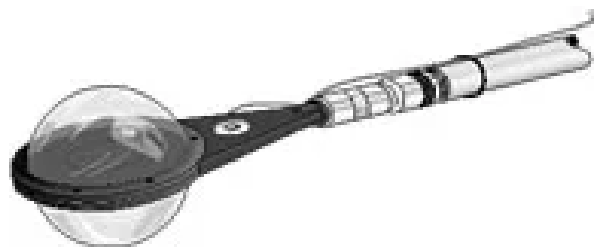


Figura 3.11: Radiómetro de la empresa Campbell Scientific©Q7.1 [123].

HMP45C: Contiene un detector de temperatura formado por una resistencia de platino y un sensor capacitivo de humedad relativa similar a la sonda empleada para una estación climática automática [126] (Figura 3.12).

Datalogger: Análogo al datalogger utilizado en una AWS, puede grabar hasta 5000 mediciones por segundo una resolución de 16-bit. El sistema de operación incluye mediciones, procesamiento e instrucciones de salida para programar el datalogger utilizando un lenguaje de cálculo BASIC. Las instrucciones de medición soportan

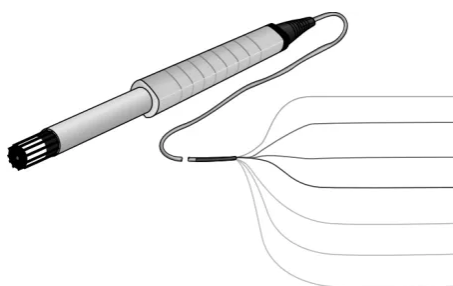


Figura 3.12: Sonda de temperatura y humedad relativa de la empresa Campbell Scientific©HMP45C [126].

distintas configuraciones, voltajes de salida, termocuplas y señal de pulso/frecuencia mientras se procesa la información mediante funciones trascendentales, estáticas y algebraicas. Uno de los modelos utilizados pertenece a la empresa Campbell Scientific©[122] (Figura 3.13).



Figura 3.13: Datalogger de la empresa Campbell Scientific©CR5000 [122].

HUB-SDM8: Un sistema de conexiones para dispositivos sincrónicos para medición (SDM), periféricos y conectores de potencia [125] (Figura 3.14).

3.2.4. Sistemas de teledetección

Una de las alternativas a la medición *in-situ* es a través de la teledetección como respuesta al mejoramiento de la productividad agrícola y la mitigación del estrés hídrico nacional. Esta técnica se basa en el uso de sensores o cámaras capaces de registrar información biológica y física de un objeto determinado sin tener un contacto directo (*Teledetección Satelital*). Posteriormente, estas imágenes se lleva a un procesamiento



Figura 3.14: Sistema de conexiones de la empresa Campbell Scientific©HUB-SDM8 [125].

para filtrar los datos necesarios para el análisis que se necesite.

Los satélites de mayor utilización son el Landsat 7 (perteneciente a la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio *NASA*), y Sentinel 2A y 2B de la Agencia Espacial Europea (*ESA*); con acceso gratuito.

Ambos satélites presentan distinciones, ya que Landsat permite una cobertura en un área de 185×185 [km] con una resolución temporal y espacial de 16 días, y 30 [m], respectivamente. En tanto, Sentinel cubre una escena de 100×100 [km] con una resolución temporal y espacial acotadas de 10 días, y 10 [m], respectivamente [95] (Figura 3.15).



Figura 3.15: Comparación entre los métodos de teledetección de parrón de uva pisquera del valle de Elqui. A la izquierda, la configuración de Landsat y a la derecha, mediante Sentinel [95].

Este procesamiento de la información permite conocer el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado NVDI que contiene información acerca de la vegetación y la fracción de cobertura verde de los cultivos que permite su descripción evolutiva en el tiempo. Su aplicación como tal en la agroindustria tiene relevancia en la identificación de estos cultivos y parcelas para riego, i.e. el estudio de las etapas fenológicas de la uva

de mesa que cubran todos los períodos necesarios para entender su comportamiento y aplicar prácticas eficientes en el tratamiento de ella [11].

Un enfoque relevante es la utilización de estos sensores o satélites para la estimación de la evapotranspiración real ET_c de diversos cultivos y su comparación con métodos de diversa índole. Su aplicación permite mayor entendimiento en la demanda hídrica que sugiere un crecimiento adecuado de los frutos. La evapotranspiración de real o de cultivo ET_c puede ser comparada con la evapotranspiración potencial ET_o mediante el coeficiente de cultivo K_c , que actualmente del cual existe evidencia empírica. Por ello, la medición mediante teledetección permite juntar estimar la ET_c y los modelos matemáticos (i.e. Penman-Monteith, FAO [56]), la ET_o y este coeficiente de cultivo relaciona a ambos y varía según el estado fenológico del cultivo.

Los modelos que emplean el uso de NVDI tienen acoplado a sí el índice de área foliar (LAI), el cual cuantifica el porcentaje de cobertura de una planta con una precisión relativa a la complejidad del modelo y que se prefiere para cultivos con índices de área foliar bajos [11].

Estimación del coeficiente de cultivo mediante NVDI

El coeficiente de cultivo K_c es una relación entre la evapotranspiración real ET_c y la potencial (o referencial) ET_o en ausencia de estrés hídrico desglosadas como:

$$\begin{aligned} ET_c &= K_c \cdot ET_o \\ ET_c &= (K_{cb} + K_e) \cdot ET_o \end{aligned} \tag{3.2.1}$$

Donde el coeficiente de cultivo K_c se distribuye en el coeficiente basal del cultivo K_{cb} y de evaporación, K_e . Si existe una condición de estrés hídrico, se debe multiplicar el coeficiente basal de cultivo K_{cb} por el factor K_s llamado coeficiente de estrés (rango que va de 0 a 1, donde 0 es máximo estrés y 1 ausencia de estrés hídrico).

$$ET = (K_s \cdot K_{cb} + K_e) \cdot ET_o \tag{3.2.2}$$

Si se emplea solamente un único coeficiente de cultivo se debe agregar la evapotranspiración real resulta en:

$$ET = K_s \cdot K_c \cdot ET_o \quad (3.2.3)$$

Donde K_s se estima con el contenido de agua de la capa del suelo en donde se hallan las raíces para aplicaciones de riego tecnificado.

Si bien el uso de datos tabulados para distintos cultivos es una alternativa para conocer el valor de los coeficientes del cultivo, estos no toman en consideración la variabilidad del espacio en el terreno. Mediante la teledetección satelital obteniendo el valor del NDVI a lo largo del estado fenológico de la planta se puede conocer el coeficiente de cultivo K_{cb} , el cual sigue una relación lineal aplicable a distintos cultivos herbáceos [25].

$$K_{cb} = 1,44 \cdot NDVI - 0,1 \quad (3.2.4)$$

Con NDVI como el índice de vegetación por diferencias normalizado según imágenes obtenidas satelitalmente mediante Landsat. El Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) habilita una herramienta gratuita llamada *SPIDER-CAPRA* que permite seleccionar una determinada ubicación y espacio especificando la evolución temporal desde la NDVI a la evapotranspiración y que luego arroja un set de datos procesados con la información que se necesite (Figura 3.16 y 3.17).

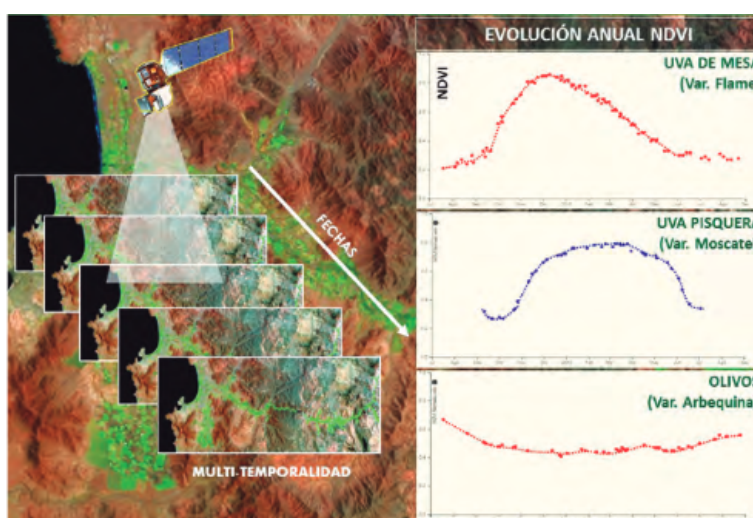


Figura 3.16: Evolución temporal del NDVI para distintos cultivos según información satelital [95].

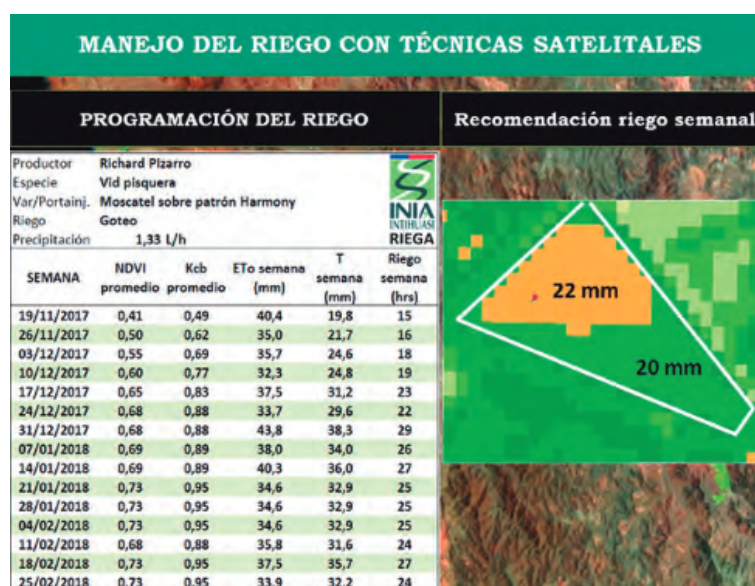


Figura 3.17: Ejemplo de planificación de riego de un cultivo de uva pisquera según información satelital y datos meteorológicos [95].

3.2.5. Vehículos Aéreos no Tripulados (UAV)

Como vía de potenciamiento a la teledetección satelital se ha estudiado la posibilidad de vehículos aéreos no tripulados (UAV) traducidos en el uso de drones que a través de sensores ligeros como cámaras RGB, cámaras multiespectrales e infrarrojas térmicas para obtener imágenes con mejor resolución [103]. Además, mediante algoritmos asociados al estudio del balance energético que estiman los flujos de calor sensible y latente pueden estimar la ET con un error del 5 % y 7 %, respectivamente.

Se emplean diferentes tipos de UAVs como drones de alas fijas que pueden volar alrededor de 2 horas y portar sensores de mayor peso, lo que convierte en una opción para mediciones a larga escala. Por otro lado, se tienen los cuadricópteros que poseen un período de vuelo más corto, de 30 minutos, y a alturas de 90 metros a una velocidad promedio de 60 [km/h] que permite cubrir un área de 400 [m] x 400 [m] en un sólo viaje [76]. La data relacionada a temperatura se mide con cámaras infrarrojas con una precisión de 2 [°C] en condiciones ambientales y en un rango de 7,9 [µm] y resolución de 382 x 288 pixeles.

En aplicaciones agroindustriales, se ha podido medir la ET en un cultivo de duraznos de una región de China usando plataformas de alta resolución como cámaras multiespectrales, cámaras térmicas con resolución de 640 x 512 pixeles [105]. El uso

de cuadricópteros se ha popularizado en la estimación de la evapotranspiración. Uno de los equipos que se emplean es el Hover con controlador de vuelo, un sistema de GPS y antenas telemétricas [103] (Figura 3.18).



Figura 3.18: Cuadricóptero Hover con controlador de vuelo, GPS y antenas telemétricas [152].

La alta resolución de estos drones presenta ventajas en aplicaciones para la agroindustria (Zhao et al., 2017), ya que la adquisición de data se vuelve relativamente menos costosa. Actualmente, continúa siendo una tecnología prematura, debido a pruebas que se han hecho con respecto a la altura óptima de medición que permita la mejor representación de cultivos. Una de las desventajas en su aplicación en períodos diarios con nubosidad, es por ello que para disminuir los efectos del sombreamiento se sugiere su medición cerca del mediodía que va en la línea de que una imagen del drone es un porcentaje de la luz refleja lo que determina la calibración del equipo.

Las tomas que se capturan mediante estos drones permiten su procesamiento para calcular el índice NDVI al utilizar ortomosaicos (fotografía aérea geoméricamente con distorsiones que son corregidas y que representan un terreno de manera similar a un mapa) y con ello, los coeficientes de cultivos K_c así como el índice de área foliar LAI [84][108][78] como se presenta en la Figura 3.19.

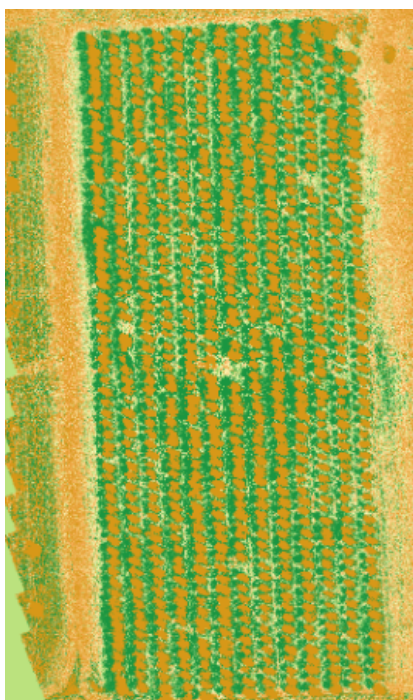


Figura 3.19: Mapa de NDVI para un cultivo de granadas [103].

3.3. Implicaciones de los métodos de estimación de la ETo

Sin embargo, estudios demuestran que no es el método más adecuado para la simulación de la ET potencial, ya que se halla una acumulación de errores cuando se grafica la escorrentía aplicando 3 modelos hidrológicos en 9 cuencas. La sensibilidad del modelo **HBV** (medición de descarga de ríos y contaminación en el agua) basada en la temperatura como método de entrada mejora la precisión de este en comparación a aquellos basados en un paso de tiempo. Se encuentra que aquellos métodos basados sólo en temperatura o energía muestran precisión de valores mayores que Penman-Monteith. Finalmente, Kannan et al. (2007) analiza la sensibilidad del modelo **SWAT-2000**(combina Penman-Monteith, Hargreaves y Priestley-Taylor), en el cual el método de **Hargreaves** (modelo que utiliza la temperatura como entrada en un intervalo de tiempo igual o mayor a un mes) es más exacto que P-M y de mejor modelación de la escorrentía.

Las razones de la pérdida de credibilidad del modelo de Penman-Monteith recaen en que se requiere una gran cantidad de información, la cual no se encuentra disponible en cualquier rincón del mundo. Por lo tanto, la entrada de los parámetros exigidos

por el modelo permita cierto grado de tolerancia, lo que es más bien visto como una desventaja. Como resulta complicada la recolección de información tan detallada para el modelo, el método tiende a emplear una variedad de fórmulas empíricas que acrecientan la incertidumbre del modelo [53].

3.4. Sensibilidad de los modelos hidrológicos y el cambio climático

Evaluar cuáles son los factores principales que impactan sobre la evapotranspiración son claves para el análisis y entendimiento de los efectos del *cambio climático* en los balances del agua. Si bien el procesamiento de los 4 parámetros meteorológicos (*temperatura, radiación solar, humedad y velocidad del viento*) son fundamentales en el estudio de la ET, ya que actualmente no existe un consenso claro sobre cuáles afectan en mayor medida las variaciones en la tasa de la ET global, lo que lleva a que los análisis se acoten a regiones específicas.

La ET representa el 62 % de la pérdida de agua sobre las cuencas hidrológicas y de la escorrentía sobre el 77 % global. Por ello, la comprensión total de los estragos del cambio climático es vital, además de detectar los parámetros más sensibles que condicionan la ET.

Goyal halló que los modelos de ET_o son fuertemente sensibles a cambios de temperatura, seguidos de la radiación solar, velocidad del viento y la presión del vapor. Su estudio fue realizado en una región árida de la India.

Tabari y Hosseinzadeh Talaei estudiaron las perturbaciones de los modelos de ET utilizando 8 estaciones meteorológicas que representaban 4 tipos de climas en Irán, concluyendo que la temperatura del aire y la velocidad del viento tenían un menor impacto en la zona, mientras que las horas de exposición a la luz solar eran mayores en zonas húmedas que áridas.

Gong [et al] atribuyeron las diferencias en la sensibilidad de la ET en localidades con diferentes altitudes a la influencia de los patrones de la velocidad del viento.

En tanto, Guo [et al] realizaron este estudio tomando dos modelos: Penman-Monteith (PM) y Priestley-Taylor (PT) sobre 30 regiones de Australia. Estas regiones presentan

diversas condiciones climáticas, y a través de información histórica y su procesamiento, concluyó que la sensibilidad de los modelos es notoria en los sectores con bajas temperaturas, seguidas de una baja radiación solar, pero de gran contenido de agua en el aire. Mientras que para el modelo PT, la radiación solar y la velocidad del viento tiene mayor impacto en la ET, para PM lo es, pero en un menor grado, además de dar énfasis en el estudio de zonas áridas y secas [77].

3.5. Los desafíos de la evapotranspiración

En resumen, existe un variedad de métodos para estimar la ET para ciertas condiciones climáticas como:

- (I) Métodos que emplean balances de agua basados en el principio de conservación de la masa aplicados en un volumen de control (lisímetros).
- (II) Métodos que utilizan balances de energía.
- (III) Métodos empíricos y semi-empíricos (Thornthwaite).
- (IV) Métodos combinados, basados en el análisis radiativo y aerodinámico.

El último de esta clasificación ha sido especificado en este reporte y que permite calcular la ET de manera *estándar*. Las **desventajas** o **limitaciones** que poseen estos métodos (en particular Penman-Monteith), son:

- (I) Los valores de la ET son válidos para áreas homogéneas según las estimaciones de parámetros climáticos para la zona en particular.
- (II) La necesidad de tener una amplia gama de información.
- (III) Para saber la distribución espacial de la ET, deben ser conocidos los valores para varias estaciones luego de aplicados métodos de interpolación.
- (IV) Conocer el tipo de vegetación y su desarrollo así como el coeficiente de cultivo K_c .

Gracias a la gran calidad de toma de imágenes satelitales (hasta los 1 GB) y el desarrollo del procesamiento y análisis digital, se puede acceder a datos en tiempo de real por medio del Grid Computation que presenta capacidades altas de procesamiento y establecer la distribución espacial a partir de una imagen satelital [26].

Estos modelos utilizan la teledetección (*Remote Sensing Data*), que recolecta información a pequeña y gran escala sin requerir el contacto físico por medio de sensores instalados en satélites que capturan, procesan y suben la data completa. Serban et al. emplean un método basado en la ecuación de Priestley-Taylor modificada que utiliza:

- Temperatura Superficial de la Tierra (LST): Mide el calentamiento de las zonas del planeta derivadas de la radiación solar.
- Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI): Estima la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación en base a la medición de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja.

Ambos parámetros son ampliamente utilizados en los nuevos estudios para estimar la ET con una mayor precisión. Esta es el **punto de partida** para la investigación, consistente en procesar este tipo de información disponible en las datas de los principales centros satelitales, y que como ventaja, presenta mayor precisión y exactitud en los resultados, es válida para superficies heterogéneas y la información se encuentra disponible para la mayor parte del territorio terrestre.

3.6. Métodos de medición por data meteorológica

Uno de los métodos tradicionales de medición de la ET de manera directa es a través de lisímetros, pero su alto costo de implementación suele ser un obstáculo. Como alternativa, se emplean métodos a escalas espaciales mayores como la covarianza del vórtice o remolinos sobre terrenos homogéneos (sobre 1 [ha]) que particiona la ET entre la transpiración de la planta y la evaporación de la superficie del suelo [23][47]. Otra técnica es la escintilometría que provee el flujo de calor sensible y latente sobre un rango desde los 250[m] y 10[km], incluso en terrenos heterogéneos [59]. A escala global, los datos de teledetección basados en bandas térmicas/ópticas entregan variables relacionadas a la ET como en las técnicas de NDVI, albedo y emisividad superficial, LAI y LST. Su uso es recomendado por distintos autores. Todas estas técnicas estiman la ET a escalas temporales y espaciales; y dependen de suposiciones particulares. La desventaja es que en ocasiones emplean la interpolación o extrapolación lo que necesariamente produce incertidumbre. Por otro lado, las técnicas *in situ* son costosas y requieren de personal bien capacitado para operación y mantención.

Uno de los métodos de modelación con mayor desarrollo es el modelo de balance

energético de superficie (SEBS), el cual estima los flujos turbulentos y la fracción de evaporación a nivel superficial al usar data de teledetección (albedo, NVDI, emisividad y LST) en conjunto con parámetros meteorológicos (radiación solar, temperatura del aire, velocidad del viento y humedad del aire) y parámetros superficiales (como rugosidad y funciones de corrección de la estabilidad para momento y transferencia de calor sensible). Por otro lado, el método de Penman-Monteith depende en parte de la extracción del vapor de agua de la superficie reflejando en la resistencia superficial r_s . Sin embargo, la aproximación PM presenta limitaciones para estimar su valor, ya que depende de una serie de factores biofísicos y de procesos fisiológicos relacionados a prácticas en el sector de la agroindustria [85][140]. A través del método LST se puede tener una aproximación cercana al valor utilizado en la aproximación de PM. Sin embargo, el no considerar el almacenamiento de energía en la planta puede provocar sobrestimaciones de la ET entre un 5 a 10 % de la energía disponible, lo cual explica parcialmente estas diferencias [129].

Landsat 8 permite realizar una estimación de la temperatura superficial (LST) a partir del juego de bandas térmicas, rojo visible y NIR. La LST empleada a nivel satelital y en terreno sobre un cultivo con riego superficial presenta correlaciones más altas que un campo con riego tecnificado, que es el método de suministro de agua más recomendado actualmente junto a la fertirrigación. Las razones se basan en que Landsat presenta una resolución de 100[m], sólo una parte del suelo es regada lo que provoca que no se cubra las características reales del sitio. Por otro lado, Landsat sobreestima la emisividad superficial [8]. Además, al igual que los lisímetros, los modelos *remote sensing* tienen un error de medición del 20 al 30 % que implican problemas para la planificación en la frecuencia de riego de cultivos [99].

Sobre sitios con condiciones climáticas áridas y semiáridas, el método de Penman-Monteith FAO56 es un método sensible a la falta de datos. Su comportamiento se mantiene estable ante la falta de datos sobre la humedad del aire, radiación solar; mientras que pierde efectividad cuando no se tiene información sobre la velocidad del viento o cualquier otra variable meteorológica a valores de la ETo mayores a los 8 [mm/día] sobre otros 34 ecuaciones para su estimación [44].

3.7. Consideración de la Advección en la Evapotranspiración

Los métodos de cálculo presentados en los incisos anteriores, desde la base, desprecian los efectos de los flujos horizontales producto de la **advección**. Se ha observado en acotados estudios la influencia de la advección en climas del tipo desértico árido, en donde su presencia es fundamental.

Astaburuaga establece que una **zona árida** se refiere a la vegetación es útil: técnicamente se define como aquella región donde la precipitación es usualmente inferior a la evapotranspiración de la vegeación permanente o de los cultivos usuales, entendiendo por ello la cantidad de agua que es capaz de evaporar y transpirar cada planta. En la zona central de Chile, esta vegetación consume entre 700 y 1.200 [mm/año]. Abarca desde la región de Arica y Parinacota hasta la región de Concepción.

Por otra parte, una inadecuada distribución mensual de las precipitaciones puede generar zonas áridas, dado que la evapotranspiración vegetal (ET_o) es mínima en los meses fríos (1 [mm/día]) y máxima en los meses cálidos (7-15 [mm/día]). Esto acentúa la condición árida en Chile, ya que las precipitaciones se concentran sólo en los tres meses de invierno, de escasa ET_o y los nueve meses restantes son prácticamente de sequía y alta ET_o , los cuales coinciden con el crecimiento vegetal.

Dado su clima más ameno, la mayor parte de la población del país se concentra en esta zona árida regada, con pueblos y comunas que crecen cercanas entre sí, en especial sobre el Gran Santiago que ha consumido nada menos que el 10 % de la mejor superficie de riego del país (100.000 [ha]). El plan regulador de la capital debe abordar estos hitos a nivel demográfico y territorial con el fin de estructurar el prototipo urbano desarrollado en esta parte del país [109].

Shi et al.(2008) simula la evapotranspiración en una región seca del noreste de China sobre los doseles de los árboles utilizando 3 métodos de cálculo: Covarianza de los remolinos (EC), balance de energía con el ratio de Bowen (BREB) y la ecuación de Penman-Monteith (PM) en los periodos de crecimiento. La ecuación de PM presenta valores altos de estimación de flujo de calor latente en comparación a otros métodos. El centro de la investigación se da entre este método y en el ratio de Bowen, ya que toman

suposiciones similares como el área del lugar y la influencias de los factores ambientales [58].

Se plantean limitaciones para el establecimiento de los balances energéticos del agua del suelo como:

- Árboles grandes.
- Raíces profundas.
- Terreno heterogéneo.

Por otro lado, cada método posee sus suposiciones y a la vez, limitaciones que según el autor corresponden a:

- **Bowen:** Los coeficientes de transferencia turbulentos para calor y vapor de agua son iguales. Sus **desventajas** radican en que la tasa de ET se obtiene independiente de las condiciones climáticas y no requiere información de las características aerodinámicas de la superficie. En el amanecer o atardecer, la energía disponible es *baja* y el cambio de tasa de la radiación neta *alta*.
- **Covarianza de remolinos:** Las mediciones son continuas de los flujos sobre dosel en una resolución temporal alta y mide el flujo sensible de calor. Sus **desventajas** recaen en que las mediciones requieren una interpretación complicada cuando al turbulencia de la atmósfera se torna débil, como sucede en periodos nocturnos, sumado a que en tiempos de precipitación las mediciones suelen no ser precisas.
- **Penman-Monteith:** Toda la energía por evaporación se encuentra disponible para el canopy de la planta. La resistencia aerodinámica de la superficie se describe como función de condiciones externas y, por lo general, es difícil de obtener con precisión. Una forma sugerida es la parametrización del canopy.

De manera más específica, Kool [et al] [7] estudian la influencia de la advección (H) en sitios áridos sobre la estimación de la ET en un viñedo en el desierto de Negev, al sur de Israel sobre un periodo de varios meses en donde la cubierta de la planta va sufriendo modificaciones bajo distintos cambios de temperatura y distintos regímenes de agua [7].

En este contexto, se realiza un estudio del **efecto oasis** definido como *el efecto de enfriamiento de la vegetación de un lugar debido a la gran evapotranspiración en un*

oasis en comparación a sus alrededores (Hao [et al]), lo cual crea un microclima local. Dado lo anterior, se tiene mayor disponibilidad de agua para la tierra, lo que permite el flujo de aire cálido y seco sobre el canopy aportando energía en forma de flujos descendientes de calor sensible en procesos de evaporación.

La **advección** es definida como el transporte horizontal del calor sensible entre un campo y sus alrededores, en donde se producen flujos del viento descendientes que barren sobre o a través de una superficie, en especial en áreas con régimen de riego o con efecto oasis. Este fenómeno ocurre bajo la alta demanda evaporativa que ocasiona una mayor demanda en la transpiración o cuando existe poca disponibilidad de energía en periodos nocturnos en donde, incluso, la advección puede provocar transpiración nocturna. A ella se suma la advección del déficit de presión de vapor o aire seco, que aumentan las tasas de ET y afecta el balance energético del transporte horizontal de calor latente (LE). La turbulencia es importante en su contribución, ya que aporta a transporte de flujos energéticos [7].

Kool [et al] emplean el método de **Priestley-Taylor** bajo el coeficiente del mismo nombre α_{PT} [30], en el cual la advección se define por regla como $\alpha_{PT} > 1,26$; pero que tiene contradicciones, debido a que ese valor se aplica en superficies húmedas con buenas condiciones hídricas, mientras que la advección se produce en condiciones en donde el terreno es seco.

La advección se define para 3 casos que son estudiados:

- **Advección Regional:** Ocurre en una escala comprendida entre 1 a 100 [km], por lo cual afecta a la totalidad de una área bajo riego.
- **Advección Local:** Se origina en áreas adyacentes a los sectores más secos o húmedos, en donde evaporación aumenta considerablemente aguas arriba del campo, con influencia decreciente sobre la evaporación a medida que el aire que se mueve horizontalmente entra en equilibrio con la superficie [19][143]. Un incremento de la transpiración se debe a una disminución de la resistencia estomatal (epidermis de la planta).
- **Advección de Campo:** Se aplica en doseles parciales, como en cultivos de hileras (particularmente en cultivos de uva), huertos o matorrales. A diferencia de los 2 primeros términos, este tipo de advección no es impulsada por el viento. Ocurre

en ambientes áridos y semi-áridos, en donde los gradientes de temperaturas entre las superficies más secas y húmedas son pronunciadas [93]. De aquí se pueden distinguir 3 tipos de patrones:

- **Advección suelo-canopy:** Es el caso más común, en donde la advección ocurre de la zona seca del suelo a la superficie del dosel húmeda [71].
- **Advección dosel-suelo:** Ocurre de un dosel seco a una superficie del suelo húmeda, en la que evaporación del agua superficial es el principal componente de la ET [72].
- **Advección suelo-suelo:** Ocurre a escala micro, es la transferencia de calor entre las zonas más secas a la más húmedas del suelo [61][18][150].

Prueger [et al] aseveran que la presencia de la turbulencia en la capa límite de superficie son importantes para el origen de la advección, debido a los vórtices de gran magnitud que se forman, pero que en la actualidad su estudio y comprensión no son del todo satisfactorios [52].

La presencia de la advección disminuye la eficiencia de la captación de carbono por unidad de agua empleada. Por otro lado, hay evidencia de problema en el uso del agua en cultivos por hileras, debido a que un gran espacio entre ellas provoca que la planta transpire más agua por terreno cubierto lo que desemboca en menos biomasa seca que aquellos cultivos con espacios más estrechos [70].

Kool [et al] encuentran que tanto la advección local como la de campo son las principales causas en el aumento de la evapotranspiración ET y con ello al flujo de latente de calor LE cuando el flujo de calor sensible H es negativo (ingreso de calor al campo), inclusive cuando los valores son positivos. El calor latente del dosel aumenta en un 20% (valor máximo) con primera fuente en la *advección de campo*. En ausencia de la advección, a pesar que la evapotranspiración continúa aumentado, este como la radiación neta se producen a menor ritmo. Otra consecuencia radica en el índice de área de la planta (LAI) que permite que exista menor exposición del sol debido a que su incremento en este valor y una advección más baja. La temperatura se define como un indicador poco exacto y claro para la comprensión del fenómeno advectivo y turbulento de estas áreas. Mediante el estudio y análisis de los remolinos en sus dimensiones se puede distinguir el tipo de advección producida (local o de campo) [7].

Cruz-Blanco [et al] emplea 2 métodos: Penman-Monteith y Makkink-Advection (MAK-Adv), este último considera una calibración de la ecuación de Makkink basada en la combinación de la teledetección de la radiación solar R_s con datos satelitales y de centro de medición del clima para una región árida de la zona sur de España (comuna de Andalucía), en las que estudian el rol de la velocidad del viento y la advección de calor sensible sobre la estimación de la ET. Como se ha debatido en esta investigación, el requerimiento de obtener una zona de referencia adecuadas para los métodos de cálculos convencionales significa la utilización de un número grande de variables climáticas que en todo el mundo no se encuentran disponibles. Por ello se emplean, aproximaciones y métodos con menores datos de entradas [55].

Los métodos de análisis satelital poseen una resolución espacial de 3 [km] para la radiación. Las temperaturas del aire se miden a una altura de 2[m] y con una resolución de 25[km] con una subsiguiente interpolación para la resolución de la radiación solar. Se sugiere el método de Makkink para efectos advectivos especificada como:

$$ET_o = \frac{1}{\lambda} \cdot (0,38 + 0,015(T_{2m} - 12)) \cdot R_s \quad (3.7.1)$$

Donde R_s es la radiación solar [$MJm^{-2}dia^{-1}$], T_{2m} la temperatura medida a una altura de 2[m] [$^{\circ}C$] y λ como el calor latente de vaporización [$MJkg^{-1}$]. Estos datos son provistos por centrales de datos satelitales para la estimación meteorológica.

Las dificultades que se dan en este estudio corresponden a que muchos terrenos de la región de Andalucía presentaban suelos desnudos (sin plantas) y, por lo tanto, no cumplen los requerimientos para la ecuación de Penman-Monteith. Muchos de estos sectores contienen cultivos de secano o áreas montañosas. Lo anterior aporta una gran variabilidad en el análisis de las estaciones, lo cual permite una desviación en las mediciones de la ET_o .

Para la caracterización de los efectos de la advección del calor sensible cuando este valor H es negativo, de acuerdo con Berengena y Gavilán [65], se plantea el índice de advección (I_a) estimado como:

$$I_a = \frac{ET_o}{R_n} \quad (3.7.2)$$

Donde R_n es la radiación neta. Los mayores valores se dieron para un índice equivalente a 1,21. Por estándar, cuando I_a es mayor o igual a 1,15 se considera que la

zona se encuentra en condiciones severas de advección. Los mayores valores se dan en sitios con gran velocidad del viento, pero sin relación con la baja humedad. El viento no es el único generador de turbulencia. Para condiciones cercanas a las fijadas por Allen en la ecuación de PM existen bajos efectos de la advección, aunque no todos los requerimientos son correctos. Aquellas regiones bajo condiciones áridas o semi-áridas y gran efecto advectivo asociado a altas velocidades del viento sobrestiman la ET_o en un 20 % [65].

La calibración y uso del método de Makkink son correcto, pero subestima los valores para la ET_o . Las causas posibles son las limitaciones en el uso de temperatura y la radiación solar únicamente. Aunque estudios muestran mejores resultados cuando se incluía la velocidad del viento o la humedad en comparación a Makkink o Hargreaves. Una forma de evitarlos es calibrar estos métodos con el viento y la humedad como referencia.

3.8. Evapotranspiración sobre terrenos heterogéneos

Los métodos de cálculo utilizados en demasía actualmente, lo realizan bajo la suposición de terrenos homogéneos, lo que discrepa con la realidad geográfica de muchos sectores del mundo, en especial con sectores con condiciones áridas o semi-áridas, en los cuales el suelo desnudo (no utilizado por el cultivo) produce fuerte corrientes de aire que por efecto de la advección afectan a aquellos sectores húmedos o que se encuentra bajo los doseles de las plantas. Van Heerwaarden [et al] analiza los efectos de la evaporación de la superficie y el transporte de agua sobre la ABL a través de la simulación de los remolinos grandes con el modelo LES como herramienta principal.

La heterogeneidad del terreno tiene efectos importantes sobre los flujos en esta capa, en donde bajas velocidades del viento inducen en circulaciones que son responsables del transporte de calor y humedad en grandes estructuras turbulentas. Este transporte de humedad es la responsable de estas circulaciones que van desde sectores con altas tasas de ET a sectores con bajas tasas y altos flujos de calor sensible. Sin embargo, los perfiles verticales promediados horizontales de la humedad y calor son similares en superficies heterogéneas como homogéneas. Aún así, en superficies heterogéneas, las circulaciones de la humedad tienen influencias sobre las capas superiores de la ABL lo que favorece la formación de nubes. Si bien, la presencia de las nubes dificulta un estudio más preciso de la evapotranspiración, el modelo LES responde a estos factores, aunque no se cuantifica

hasta qué grado [22].

3.9. Avances en la consideración de la advección en la ET

Otros autores como de Bruin y Trigo [40] plantean una relación que requiere la entrada de la radiación global de onda corta incidente R_s y de la temperatura promedio diaria del aire T_a distinguiendo la evapotranspiración sin efectos de la advección local y con su presencia (LAE) como una función empírica de T_a surgida de un modelo anterior planteado por de Bruin y Holtslag [73], debido a que este sólo tiene validez en un terreno con condiciones hídricas óptimas:

$$\begin{aligned} \lambda ET &= \lambda ET_{NO,LAE} + Q_{adv} \\ \lambda ET &= \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left[0,77R_s - C_s \frac{R_s}{R_{ext}} \right] + f(T_a) \end{aligned} \quad (3.9.1)$$

Donde Δ es la derivada de la saturación de presión del vapor de agua, la constante psicométrica, R_{ext} la radiación de onda corta que entra en la parte alta de la atmósfera, y C_s una constante según el lugar en donde se esté midiendo. La consideración de la presencia de la advección es representada por una función lineal de la temperatura del aire con una regresión lineal dependiente del sitio. El factor advectivo depende de las características locales como la distribución local de la vegetación y la superficie del suelo, la temperatura horizontal y los gradientes de la humedad [40].

El criterio utilizado para considerar la advección es la existencia de un clima árido y con situación de estrés hídrico según mediciones dadas por el índice de advección IA. Sin embargo, este método ignora los efectos de elevación sobre los datos de la temperatura del aire que requiere un ajuste según la orografía del lugar [39].

La advección se genera además por la heterogeneidad en la rugosidad de la superficie, debido a los cambios en la altura, humedad o temperatura [6]. Las fluctuaciones en la estabilidad atmosférica, regidas por los ciclos diarios y estacionales de las interacciones de energía entre la atmósfera y la superficie, afectan la influencia y gravedad de la advección [69]. Bajo condiciones estables y de baja turbulencia, la advección puede ser la principal forma de transferencia energética en comparación a otros escenarios atmosféricos en donde asumen un papel menor [12]. En general, la advección predomina

en regiones áridas y semiáridas, donde el calor sensible incrementa el flujo de calor latente o la ET en zonas con riego o cercas de riberas y distorsiona las mediciones del flujo [14].

Otro caso que sustenta lo sucedido en regiones con condiciones climáticas de aridez es sobre sudoeste estadounidense, específicamente en los estados de California, Arizona y Nuevo México. Con medición por medio de torres que aplican la covarianza de vórtices (*eddy covariance*) se simuló el comportamiento de la evapotranspiración en donde su subestimación fluctúa entre un 16 a 23 % producto de la advección horizontal por los gradientes pronunciados de temperatura en días con alta presencia de turbulencia y en horarios diurnos [91].

El problema de cierre del balance energético en estas zonas de los Estados Unidos correspondía al 70 % y el remanente de energía era proporcionado a los flujos de calor sensible y latente mediante el método del ratio de Bowen [147] que se presenta en la Figura 3.20.

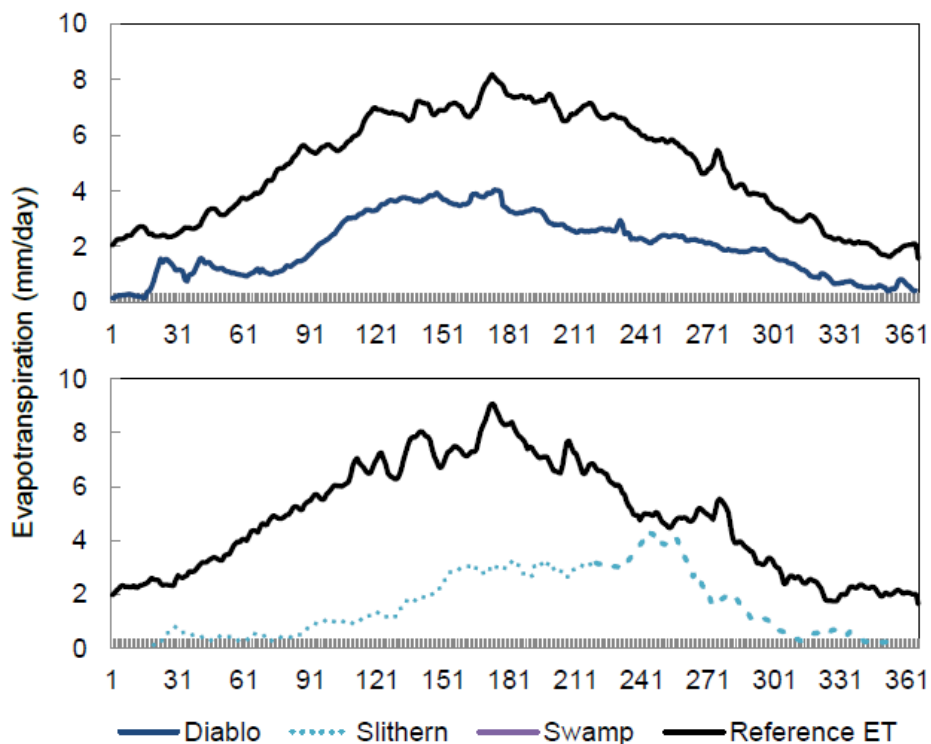


Figura 3.20: Evapotranspiración semanal y mensual promedio con sistemas basados en el ratio de Bowen sobre tres estaciones de medición [91].

La ecuación de Priestley-Taylor (1972) refleja el impacto de la advección comprobada en los balances energéticos. Sobre una región cálida ubicada en la República Checa se observa que, en períodos invernales, en donde la radiación solar es más baja, el cambio de temperatura en el aire provocaría flujos en dirección desde o hacia ciertas zonas [45]. Se compara básicamente el flujo de radiación neta R_n y el flujo de calor latente λET_a y si, éste último es mayor, se entiende que una parte de la energía requerida para la evapotranspiración es obtenida por la adicción de la advección.

En la Figura 3.21 se observa la tendencia que a medida la radiación solar neta disminuye y se vuelve negativa, el flujo de calor latente va aumentando conforme.

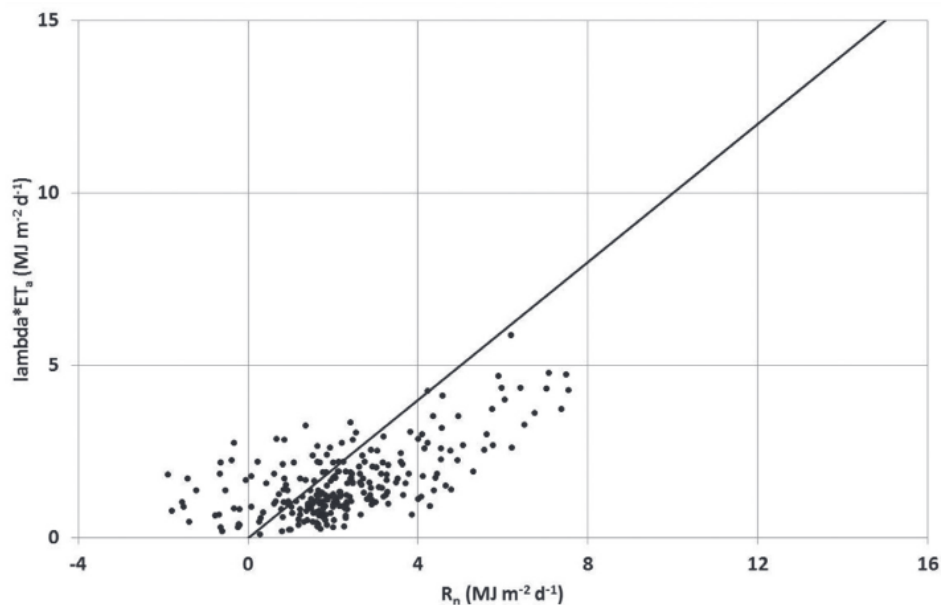


Figura 3.21: Comparación entre el flujo de calor latente λET_a , la radiación solar neta R_n y la relación 1:1 de la advección según la ecuación de Priestley-Taylor para períodos invernales [45].

Capítulo 4

Marco Teórico

4.1. Evapotranspiración

Se establece un sistema continuo formado por el **suelo** que es el medio de almacenamiento de agua y oxígeno, la **atmósfera** que representa una fuente de demanda de agua ilimitada y la **planta**, que es el principal puente de conexión entre el suelo y la atmósfera al absorber agua y nutrientes, los que son expulsados al ambiente por medio de los estomas de las hojas [5].

Este concepto engloba 2 procesos físicos:

- **Evaporación:** Corresponde a un fenómeno físico basado en la transferencia de agua desde una superficie como lagos, ríos, nubes y el suelo (principal enfoque), que implica un cambio de estado desde el líquido al vapor y que es entregada hacia la atmósfera dada la radiación y en menor grado por la temperatura del aire (Allen *et al.*, 1998). Para que la evaporación ocurra, debe existir una diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie y de la atmósfera.
- **Transpiración:** Constituye el principal motor de transporte del agua, la cual es tomada desde lo más profundo de las raíces, conducida a las hojas de la planta y luego expulsada a la atmósfera como vapor de agua. El agua de cultivo es evaporada a través de pequeños poros llamados *estomatas*. Sólo un 3 % del agua es utilizada para los procesos de fotosíntesis y desarrollo de la planta, lo demás se pierde en este proceso.

Ambos procesos ocurren simultáneamente, pero son difíciles de distinguir por separado. En el inicio del cultivo, la transferencia de energía se produce por la acción

radiativa del sol sobre el suelo, y a medida que el *canopy* (superficie total que cubre el cultivo) se proyecta cada vez más, produce una sombra más notoria hasta que la planta llega a un desarrollo final en donde el cultivo cubre toda la zona de suelo. Mientras se produce la disminución de la evaporación en el suelo, la transpiración toma relevancia, hasta que en la última etapa del cultivo, este aporta el 90 % de la evapotranspiración (ET) [56] como se ve en la Figura 4.1. [5]

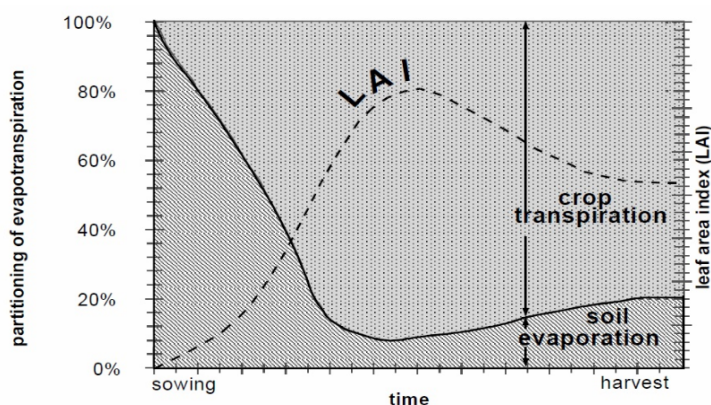


Figura 4.1: La distribución de la evapotranspiración desde el cultivo hasta la cosecha se rige por el índice de área foliar (LAI). Fuente: Allen et al., 1998 [5]

Para la agricultura, es vital conocer la cantidad de precipitaciones producidas y la evapotranspiración sobre una misma área, ya que esto condiciona los patrones y requerimientos de riego de los cultivos. Se han establecidos distintas normas y métodos de medición que se especifican como tal.

4.2. Influencia del índice superficial de la hoja LAI

En la Figura 4.1, se muestra cómo se distribuye la evapotranspiración entre ambos procesos físicos y en base a índice superficial de la hoja de un cultivo (LAI). Su influencia se vuelve vital a medida aumenta el dosel del cultivo, por lo general, un 30 % de la precipitación de anual es interceptada por la planta, la cual sufre los efectos de la evaporación y a su vez, afecta la disponibilidad de humedad en el suelo, sobretodo en superficies rugosas. En climas tropicales, se estima entre un 10 y 25 %, mientras que en lugares con buenas condiciones de terreno, el porcentaje es más bajo, debido a los doseles están en medida no tan acoplados a la atmósfera, así que la evaporación del follaje húmedo y la transpiración son presentan una diferencia baja. Además tiene importancia en los procesos físicos que ocurren en la planta, por ejemplo, en la radiación neta que es

captada por la planta, por los procesos de reflexión de parte del suelo.

Este índice de densidad superficial foliar tiene una fuerte correlación con la interceptación radiativa y el ambiente en donde se desenvuelve la luz solar en la zona de la fruta (Dokoozlian; Kliewer, 1995), los cuales afectan el microclima del dosel y el balance de carbono en la planta, así como la composición del fruto. Para cada cultivo y época de crecimiento, existe un valor del LAI. Se presentan algunos valores para 2 tipos principales de cultivo: uva (*Vitis vinifera L.*) (Figura 4.2), cerezo (*Prunus avium*) (Figura 4.3) y manzano (Figura 4.4).

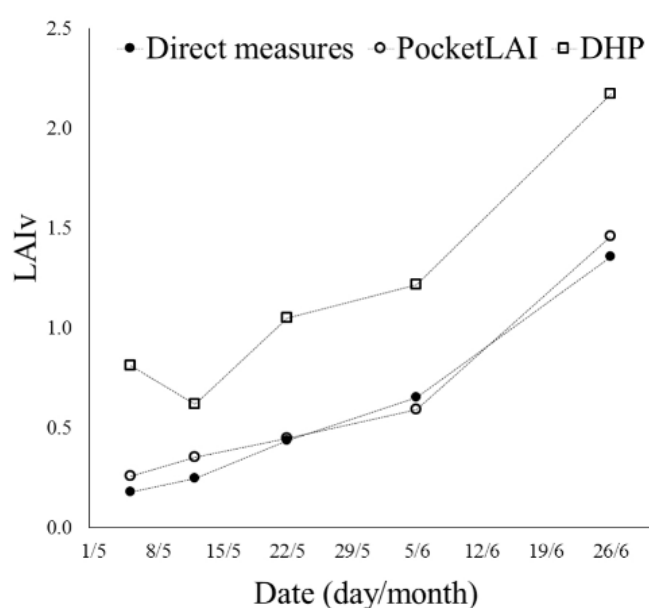


Figura 4.2: Tendencia promedio del índice LAI para un cultivo de uvas entre las épocas de crecimiento entre inicios de Mayo y fines de Junio en la provincia de Pavía, Italia con métodos directos e indirectos. Fuente: Francesca et al., 2016. [49]

Se observan 3 mediciones distintas para el índice foliar LAI. El método directo se realiza por medio de mapas de gran resolución NDVI (índice de vegetación de diferencia normalizada; basada en mediciones de radiación según espectro electromagnético) por medio de sensores colocados en diferentes zonas del cultivo. En tanto, los métodos indirectos emplean aplicaciones de smartphone (en el caso del método PocketLAI) y tomas fotográficas digitales hemisféricas, que capturan imágenes a través de lentes tipo ojos de pescado y un software de procesamiento de las imágenes. El método del PocketLAI presenta ventajas en la toma de datos automática, bajos costos de operación y un funcionamiento adecuado para el usuario. Por lo tanto, los valores máximos para este tipo de cultivo van en el orden de un LAI = 1,4[—].

En cuanto al comportamiento en árboles de cerezo silvestre (*Prunus avium*), un estudio realizado sobre 2 especies que se dan en la región del Maule (Chile): *Bing* y *Sweetheart* se realizan en base al coeficiente de extinción de la luz k_M que se asume, por lo general, entre un 0,5 y 0,7 (Fuentes *et al.*, 2008), que a su vez fue comparada con métodos directos. Las mediciones se muestran en la Figura 4.3 que representan el índice LAI_D basado en la ley de Beer.

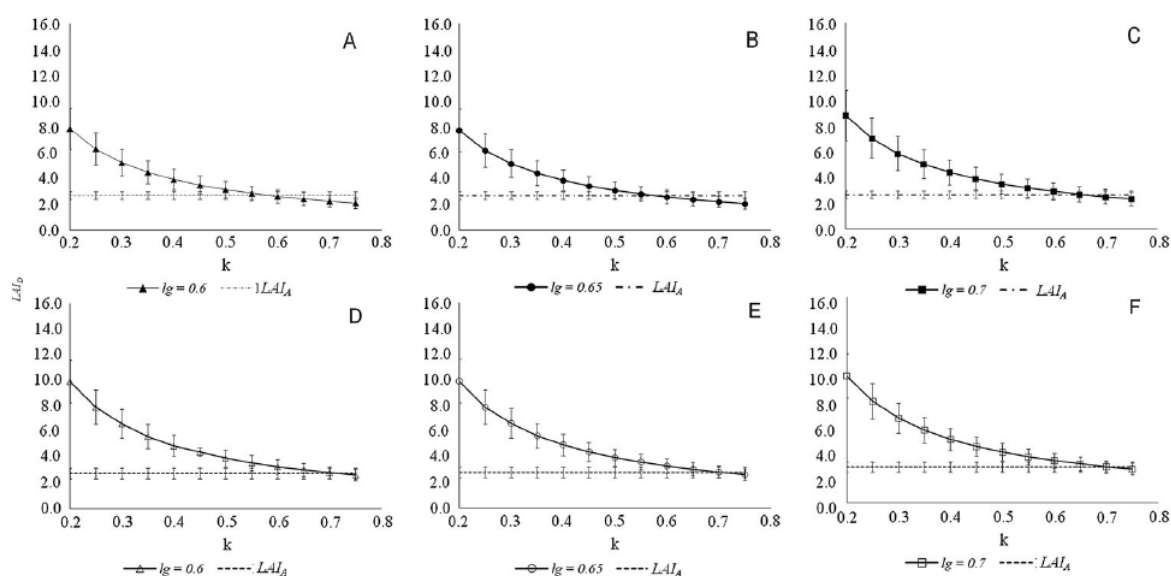


Figura 4.3: Estimación del índice LAI_D por medio del coeficiente de extinción de luz k en intervalos para árboles de cerezo *Bing* (A-C) y *Sweetheart* (D-F) entre los períodos de crecimiento entre las temporadas 2012-2013 y 2013-2014, donde la curva representa el valor de LAI_D y las líneas segmentadas el LAI real (LAI_A) [27].

Finalmente, se realizó un estudio en dos períodos principales de crecimiento de los árboles de manzana en una región árida del noroeste chino. La primera etapa es de crecimiento acelerado de la hoja (etapa I) y una segunda de maduración (etapa II) (Figura 4.4).

4.3. Balance Energético en la Evapotranspiración

La evaporación de agua requiere de grandes cantidades de energía, ya sea en forma de calor sensible o energía por radiación. Por lo tanto, el proceso de evapotranspiración es condicionado por el intercambio de energía en la superficie vegetativa y limitado por

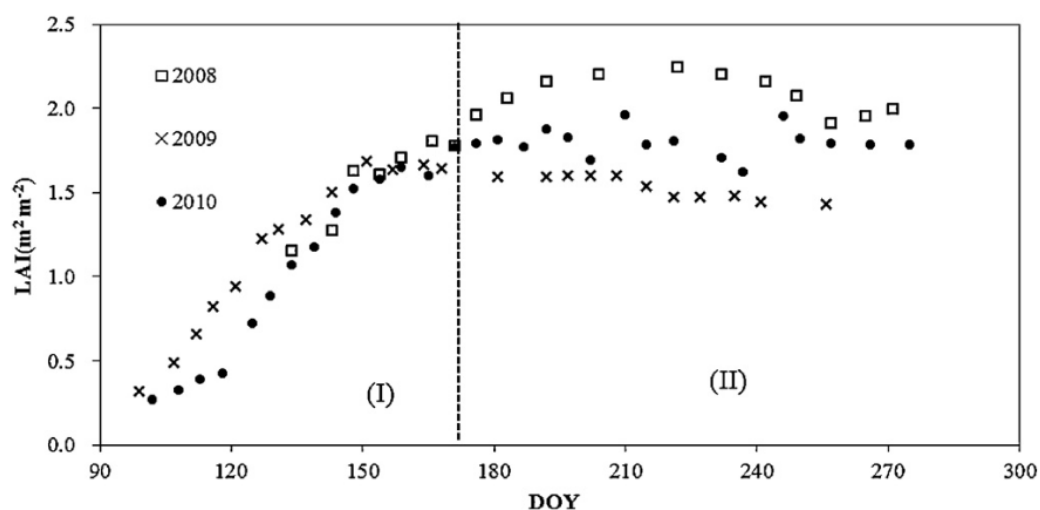


Figura 4.4: Variación del índice LAI durante 2008 y 2010 para dos etapas principales de crecimiento del fruto en base a los días del año (DOY) [1].

la cantidad de energía disponible. Debido a esta limitación, es posible predecir la tasa de evapotranspiración al aplicar los principios de *conservación de energía*. La energía que ingresa a la superficie debe ser igual a la que sale en un mismo periodo de tiempo.

Todos los flujos de energía que se consideran en el balance energético corresponden a:

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0 \tag{4.3.1}$$

En donde R_n es la radiación neta, H el calor sensible, G el flujo de calor del suelo y λET el flujo de calor latente. Donde R_n es positivo cuando ingresa energía a la superficie, mientras que G , λET y H son positivos cuando la energía es removida de la superficie como se demuestra en la Figura 4.5.

De la ecuación (1), se consideran solamente los flujos verticales (para los métodos más empleados en la actualidad), mientras que los flujos horizontales por *advección* son ignorados e.g. en la ecuación de Penman-Monteith (FAO). Por lo tanto, esta ecuación es aplicada a la grande y extensas superficies con vegetación homogéneas. Otros términos como la energía acumulada o empleada por la planta en actividades metabólicas no se consideran, ya que representan un fracción muy pequeña de la radiación neta y por ello, pueden ser despreciados cuando se comparan frente a las cuatro componentes.

El flujo latente del calor λET representa la fracción de evapotranspiración que puede

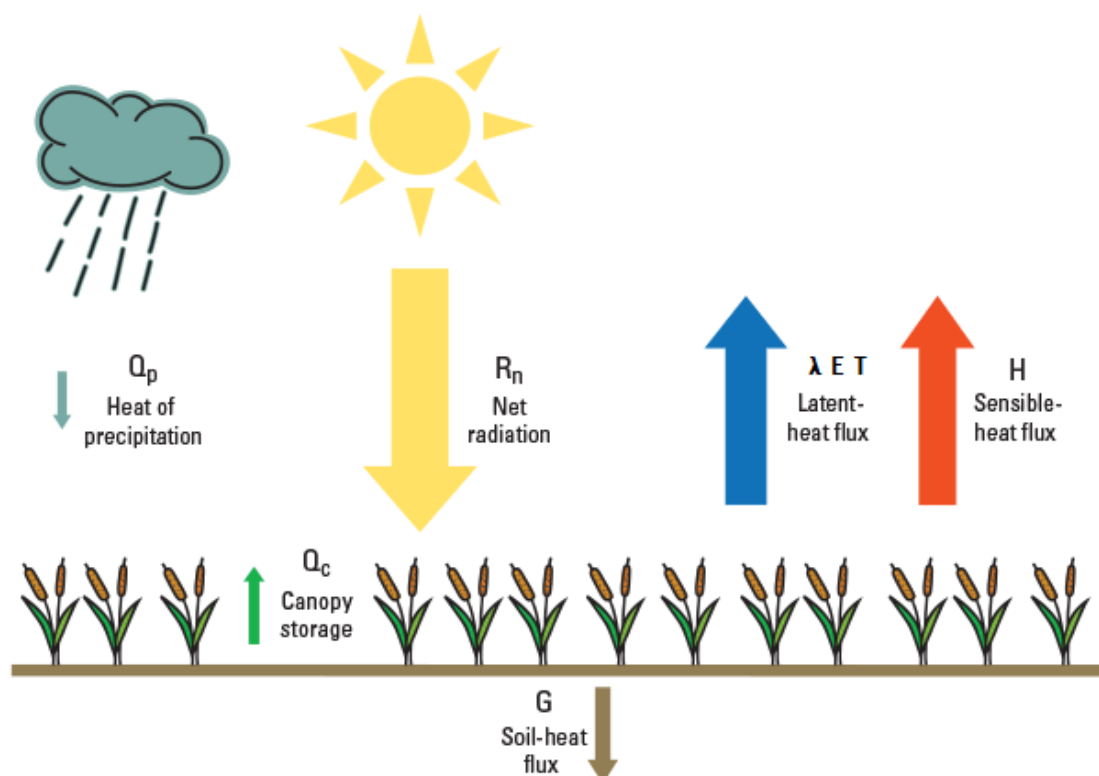
A. Vegetated surface

Figura 4.5: Balance energético sobre la superficie [56].

ser derivada de la ecuación de balance energético si todos las demás componentes son conocidas. La radiación neta R_n y los flujos de calor del suelo G pueden ser medidos o estimados de parámetros climáticos. Las mediciones de calor sensible H son, sin embargo, complejos y difíciles de obtener. La medición de H requiere mediciones precisas de los gradientes de temperatura sobre la superficie.

Otro método que se emplea para la estimación de la ET es el método de transferencia de masa. Estos consideran el movimiento vertical de pequeñas parcelas de aire (remolinos) sobre una superficie homogénea de gran extensión.

4.4. Equipos de medición: Lisímetros

Son dispositivos específicos que consisten en recipientes son enterrados y cerrados por las caras laterales instalados en un terreno aislado del campo de estudio, pero que cumple con las mismas características del suelo (Figura 4.6). De esta manera, se asegura una

correcta medición basada en el cambio de masa. El agua que se va por la *percolación* (drenaje por gravedad) es recogida en un depósito y por medio de balance de masa mencionado entre la medida de precipitaciones, la capacidad de almacenamiento del suelo y la percolación se determina la evapotranspiración. Su principal **desventaja** radica en que al tomar como muestra una fracción pequeña del terreno de cultivo, no es una medida representativa. En ocasiones, se toma como referencia una parcela experimental, pero el costos de estos equipos es alto y su instalación es de alta dificultad [5].



Figura 4.6: Lisímetro instalado en un terreno de una localidad de Suiza. La vegetación de la muestra aislada con la de exterior es la misma, a fin de obtener mediciones exactas [5].

4.4.1. Tipos de Lisímetros

Existen diferentes tipos de lisímetros, según su desarrollo, aplicación y avances (ICT International) [81].

Lisímetro de Muestreo: Mide la humedad del suelo. La humedad se traslada desde el suelo a través de un tubo cerámico poroso que la recolecta. El movimiento del agua ocurre debido al vacío que se produce y que inyecta el agua dentro de este tubo. La muestra es llevada a un laboratorio para su análisis químico. Son utilizados, por lo general, en suelo relativamente húmedos con una succión máxima de -90 [kPa] (Figura 4.7).

Lisímetro de sonda para humedad del suelo: Requiere de la instalación de uno o más sensores de contenido volumétrico de agua en un perfil del terreno. El número de sondas dependen de la profundidad del suelo a la cual la filtración de la humedad debe ser monitoreada. Su uso se da en el monitoreo de la ET donde el drenaje, almacenamiento y la escorrentía son parámetros importante para su modelación (Figura 4.8).

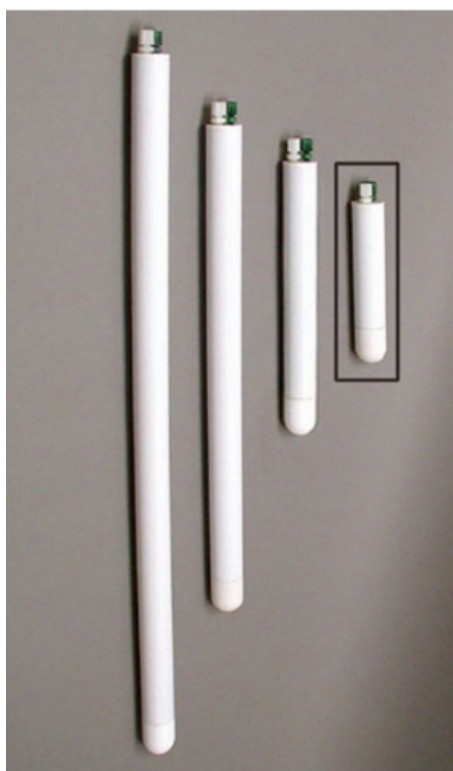


Figura 4.7: Lisímetro de muestreo para agua de suelo.

Lisímetro de peso: Es el aparato más utilizado en el área consistente en una columna del suelo intacta que es excavada con un taladro específico. Esta columna está encerrada en un depósito de hormigón que es enterrado en el mismo sitio en el cual se hizo la excavación. Debajo de esta gran columna, se encuentra un balanza que, según el modelo, puede medir con una precisión de 1 [mg]. Bajo esta balanza, se hay un búnker o sitio en donde se encuentran aparatos que registran los datos, muestreadores, sifones y dispositivos electrónicos. Son los más elaborados en el mercados y de mayor precisión en el área de la ET (Figura 4.9).

Lisímetro de mecha: Conocido como lisímetro de tensión o de capilar pasivo, es un lisímetro de depósito de alta precisión. Consiste en un tubo delgado compuesto de fibra de vidrio, el cual mantiene una tensión en la interfaz del drenaje con una dispositivo de colección. Un “tubo” de control de divergencia es instalado sobre la mecha para mayor precisión. Este tubo es usualmente un conducto de acero inoxidable de 1 [m] de longitud. Se introduce un relleno o una pequeña fracción del suelo a examinar dentro de este tubo. A su vez, se instala otro lisímetro de mecha en la zona de drenaje, específicamente bajo la región en donde se ubica la raíz de la planta. Verifica la medición del agua que transcurre



Figura 4.8: Lisímetro de sonda para humedad de suelo.



Figura 4.9: Lisímetro de peso con vista en el exterior y debado de este.

por esta mecha y la tasa de drenaje (Figura 4.10).

A través de la percolación, se determina el flujo de agua-suelo. Por otro lado, existen los lisímetros de pesaje, los cuales permite medir la masa o el contenido volumétrico de agua-suelo y con ello su cambio en el tiempo. Por lo tanto, pueden determinar la infiltración neta de las precipitaciones o irrigación y la cantidad de evaporación entre eventos de humedecimiento. Si son diseñados apropiadamente, pueden medir con precisión la tasa de drenaje, así como la tasa de evaporación. Consisten en estructuras



Figura 4.10: Lisímetro de mecha.

cilíndricas de acero instaladas en el suelo y a través de un sistema de control se mide la cantidad de agua en la columna.

4.5. Cálculo de la evapotranspiración

La instrumentación es un pie de tope para la medición de la evapotranspiración (ET), por ello se establecen métodos basados en modelos hidrológicos que consideran la evaporación del agua superficial, evaporación del suelo y transpiración vegetativa, que son integrados y modelados según el patrón del área estudiada.

Se deben entender conceptos básicos como los expuestos en el Cuadro 4.1.

Cuadro 4.1: Conceptos básicos de Evapotranspiración. [56]

Definición	Concepto
Evapotranspiración Potencial ET_o	Corresponde a la tasa de evapotranspiración sin restricciones de agua que toma como referencia una superficie cubiera de pasto con altura de 0,12 [m], un albedo de 0,23 y una resistencia de la superficie r_c de 70 [sm^{-1}]. Como no existe restricción hídrica, los factores del suelo no afecta su valor, sino los componentes climáticos tales como: <i>temperatura, viento, radiación solar, precipitaciones, humedad y período de luminosidad diaria.</i>
Evapotranspiración de Cultivo ET_c	Se define como la evapotranspiración para un cultivo específico que se encuentre bajo condiciones de buena fertilización y exento de enfermedades y por lo mismo, presenta características óptimas de suelo, agua y de máxima producción. Su cálculo se realiza con el método de <i>Penmann-Monteith</i> , donde la evapotranspiración potencial es multiplicada por un coeficiente de cultivo K_c , que varía según el tipo de cultivo y el crecimiento de la especie.
Evapotranspiración de Cultivo Bajo Condiciones No Estándar $ET_{c,adj}$	Cuando se presentan condiciones de estrés hídrico y un cultivo con crecimiento deficiente dada plagas, enfermedades, salinidad y baja fertilidad. El método de cálculo es por medio del coeficiente de estrés hídrico K_s .

Se presenta en la Figura A.1 un resumen de estos conceptos.

Estas definiciones son parte del procedimiento adquirido por la Organización de Agricultura y Alimentos de las Naciones Unidas (FAO) publicado en el instructivo *Serie de Riego y Drenaje*.

4.6. Factores meteorológicos

Los parámetros metereológicos son importantes para la estimación de la evapotranspiración. Sin embargo, cada uno no tiene la misma influencia sobre la ET, ya que la variación en la medida crea distintos impactos [81].

4.6.1. Radiación

El proceso de evapotranspiración está condicionado por la cantidad de energía necesaria para evaporar el agua. La **radiación solar** es una de las fuentes más importantes del mundo y que puede transformar grandes cantidades de agua en estado líquido en vapor de agua. La localización y la época del año determinan el potencial de radiación que puede existir sobre la superficie. Se suma la posición geográfica y la inclinación del Sol, que según la latitud y longitud en que se mida la ET, se notarán importantes efectos. Los mayores valores se alcanzan en un día despejado y condiciones climáticas cálidas, no obstante, la presencia de nubes limita la cantidad de energía que el Sol transmite, ya que la radiación luego de ser reflejada en la superficie, se vuelve difusa al llegar a la atmósfera, por lo que la potencial de radiación neta disminuye notoriamente.

4.6.2. Temperatura

Como acción de la radiación solar que es absorbida por la atmósfera, existe una elevación de la **temperatura del aire**. El **calor sensible** del aire transfiere esta energía al cultivo, lo que genera efectos en la tasa de evapotranspiración. A medida que la temperatura se incrementa, la tasa de ET también lo hace, muestra de ello se da en las temporadas más cálidas del año [56].

4.6.3. Humedad

La temperatura y la radiación solar son el motor principal de los procesos de evapotranspiración. Por otro lado, la **humedad** como fuerza aerodinámica afecta gradiente de presión del vapor de agua entre la superficie y el aire del medio. En regiones áridas secas y calientes, dada las altas exigencias de energía, el consumo de agua es elevado, así como la extracción de vapor de la atmósfera. Caso contrario se da en regiones tropicales, donde la humedad del aire prima, la que permite una reducción de la evapotranspiración. Ya que el aire está próximo al punto de saturación, tiene menos margen de absorción de agua lo que provoca estas bajas tasas de ET.

4.6.4. Viento

La humedad de una zona es determinante en los procesos de evapotranspiración. En la remoción del vapor, la presencia del **viento** es fundamental, debido a que, si la energía absorbida por el aire producto de la evaporación no es removido y sustituido por aire más

seco, gravita en una baja de remoción del vapor y por lo tanto en bajas tasas de ET. Estos efectos se ven en climas cálidos, de baja humedad, días más nublados que ventosos, entre otros.

En el Cuadro 4.2, se presenta un resumen de los efectos de los principales factores meteorológicos.

Cuadro 4.2: Resumen de los efectos ante parámetros meteorológicos. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	Efecto
Radiación Solar	En días cálidos y con baja presencia de nubes favorece la tasa de evapotranspiración.
Temperatura del Aire	Producto de una mayor radiación, el aumento de la temperatura incrementa la tasa de evapotranspiración.
Humedad	En climas tibios y húmedos, se evidencian bajas tasas de ET, contrario en climas calientes y secos.
Viento	Su presencia favorece la renovación del aire humedecido por uno más seco y con ello la evapotranspiración.

4.7. Caracterización de la Atmósfera Terrestre

Los ciclos de calentamiento radiativo que se llevan diariamente provocan ciclos de flujos de calor sensible y latentes entre la Tierra y el aire. Estos flujos tienen influencia en parte más baja de la **tropósfera**, la cual mide 11 [km] de altura. Esta porción de la tropósfera donde son visibles estos efectos se llama **capa límite atmosférica (CLA)** que mide 1 a 2 [km] y uno de sus causantes es la presencia de la **turbulencia**.

4.7.1. Estabilidad

La estabilidad estática controla la formación y los cambios de temperatura, humedad y perfil de la velocidad del viento producidos en la CLA. La estabilidad se refiere a la capacidad de la atmósfera a ser turbulenta y de cómo esta opone resistencia a los movimientos verticales a un volumen de aire determinado que se ve reflejado en una fuerza de flotación que la desplazará hacia arriba o abajo. Esta fuerza de flotación se ve determinada por las diferencias de temperatura potencial θ (temperatura real de una parcela de aire si esta fuera expandida o comprimida adiabáticamente a una presión

estándar) de este volumen de aire con su alrededor [112].

Este valor es proporcional al calor sensible contenido en una parcela de aire, no así cuando existe trabajo. Por ello, es *constante en procesos adiabáticos* ($\Delta q = 0$) y considerado una variable conservativa. La temperatura potencial θ puede aumentar/disminuir cuando el calor sensible aumenta/disminuye. Su equivalencia con la temperatura absoluta T se da en base a la altura z de la forma [112]:

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma_d \cdot z \quad (4.7.1)$$

Donde $\Gamma_d = 9,8[\text{K}/\text{km}]$. En cambio, si se conoce la temperatura del aire T a presión P , se tiene otra definición como:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_d/C_p} \quad (4.7.2)$$

Donde $R_d/C_p = 0,28571$ es un valor adimensional y en donde la temperatura se expresa en $[\text{K}]$ y P_0 como la presión atmosférica (de referencia, 100 $[\text{kPa}]$).

Esta estabilidad estática se da bajo diferentes condiciones:

- **Estable:** El aire más denso es por debajo del aire menos denso en toda la CLA. Si una parcela de aire es desplazada, esta volverá a su posición original. En ausencia de cualquier otra fuerza, se puede decir que este aire estáticamente estable es **laminar**.
- **Inestable:** El aire menos denso se encuentra bajo el aire más denso. Es decir, si una parcela de aire es desplazada, esta no volverá a su posición original debido a la aceleración que se produce. Estas regiones inestables son **turbulentas**.
- **Neutral:** Si la parcela de aire tiene una temperatura potencial igual al ambiente, se dice que es estáticamente neutral. Además la densidad del aire es uniforme en toda la CLA, por lo que si una parcela de aire es desplazada, se quedará en su nueva posición.

Si esta parcela de aire sólo se desplaza verticalmente con cambios adiabáticos en su temperatura, se habla de un ambiente en estado **estacionario** durante un corto tiempo sin cambios en las propiedades de esta. En la atmósfera estándar, las parcelas de aire tienden a volver a su posición inicial, por lo tanto, se dice que esta es estáticamente estable. Este efecto suscita la formación de la CLA.

Importancia de la estabilidad de la Capa Límite Atmosférica: Cuando la atmósfera es **estable**, no existen flujos turbulentos de la humedad ni de calor. En cambio, en ambientes **inestables** estos toman importancia. Por ello, la evapotranspiración es una función de la estabilidad atmosférica.

Existen dos mecanismos principales de la turbulencia que lleva a inestabilidad de la ABL:

- Inestabilidad Estática: Dominio de la turbulencia por efectos de la flotación.
- Inestabilidad Dinámica: Dominio de la turbulencia por efectos del esfuerzo del viento.

Determinación de la estabilidad de la Capa Límite Atmosférica: La estabilidad de la CLA se puede medir con el **Número del Gradiente de Richardson** que se define como el cociente dimensional del ratio entre la turbulencia por flotación y la turbulencia por esfuerzo mecánico.

$$R_i = \frac{g}{T_v} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial z} = \frac{\text{Producción de la turbulencia por flotación}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} = \frac{\text{Producción de la turbulencia por corte}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} \quad (4.7.3)$$

Donde z es la dirección vertical, T_v es la temperatura virtual, g es la aceleración de la gravedad, \bar{u} es la velocidad promedio de la velocidad del viento en la dirección de esta. Con ello los valores del número de Richardson R_i se puede interpretar como [9]:

- $R_i < 0$: Inestable Estáticamente
- $R_i = 0$: Condición Neutral
- $R_i > 0$: Estable Estáticamente

Otro parámetro de estabilidad en la CLA es la **Longitud de Obukhov** L definida como [9]:

$$L = \frac{-T_{ref} \cdot u_*^3}{\kappa g \left(\frac{H}{c_p \rho_a}\right)} [m] \quad (4.7.4)$$

Donde T_{ref} es una temperatura referencial que se asume como 300 [K] [13], $u_* = \sqrt{\tau/\rho_a}$ es la velocidad de corte con τ como el esfuerzo de corte [Nm^{-2}] en la

capa arbitraria del aire y ρ_a como la densidad del aire, $\kappa \simeq 0,41$ es la constante de von Kármán, g es la aceleración gravitacional y H es el flujo de calor sensible en la *superficie* mediante la relación $H = \rho_a c_p u_* T_*$, en donde T_* es una temperatura de escala que se encuentra en función de u_* . Por ello, se debe iterar T_* .

Este valor se simplifica a:

$$L = -\frac{u_*^2 \cdot T_{ref}}{\kappa g T_*} \quad (4.7.5)$$

La longitud de Obukhov L es la variable de escala más importante utilizada para efectos de la condición de estabilidad atmosférica sobre los flujos de moméntum, calor y masa. Se puede interpretar como la altura en la capa superficial estable bajo la cual la producción del esfuerzo de corte de turbulencia supera al consumo por flotación. Típicamente, este valor se divide por la altura sobre la superficie para definir una representación de la longitud de Obukhov:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (4.7.6)$$

Donde ζ es la *variable de escala de la altura de la capa de superficie*. Si $L < 0$, quiere decir que el flujo de calor se encuentra aguas arriba y por lo tanto, la atmósfera es inestable. En cambio, cuando $L > 0$ el flujo está aguas abajo y por ello, la atmósfera es estable.

Otra forma de relacionar ζ con el número de Richardson R_i según [51]:

$$\zeta = \begin{cases} \frac{R_i}{1 - 5R_i} & \text{estable } (\zeta > 0; 0 \leq R_i < 0,2) \\ R_i & \text{inestable } (\zeta < 0; R_i < 0) \end{cases} \quad (4.7.7)$$

4.7.2. Formación y Estructura de la Capa Límite Atmosférica

Los efectos de la *fuerza de flotación* y la *temperatura* limitan los movimientos en tropósfera. La capa límite atmosférica es, por lo general, turbulenta y homogénea, debido a los constantes procesos entre las masas de aire cálidas y frías. Por ello, la temperatura potencial es media y uniforme con la altura. Cuando la turbulencia se acrecienta, se dice que la CLA es una **capa mixta (CM)**. Sobre esta capa, el aire no es afectada por la presencia de turbulencia y mantiene el mismo perfil de temperatura que las capas inferiores. Esta zona se le denomina la **atmósfera libre (AL)**.

Durante el día, se forma esta **capa mixta (ML)** estáticamente inestable dada la alta turbulencia que existe en este periodo de 24 horas. De noche, en la CLA se forma dos capas importantes. En la parte superior, se forma una capa estáticamente neutral llamada **capa residual (RL)**, la cual está compuesta de contaminantes y humedad de los procesos desarrollada en la anterior capa mixta. Luego, a nivel superficial se forma una zona estáticamente estable denominada **capa límite estable (SBL)**.

Los primeros 200 [m] de altura de la CLA se les llama **capa límite atmosférica de superficie** o **capa superficial (SL)**. En esta zona las fuerzas de arrastre, la conducción del calor y la evaporación de la superficie provocan cambios en la velocidad del viento, de temperatura y humedad con la altura. Sin embargo, la turbulencia es uniforme y por ello, se le da nombre también a esta zona como capa de flujo constante.

Entre la capa mixta y capa atmosférica libre se haya la **zona de arrastre (EZ)** que de noche cesa y evoluciona a una capa no turbulenta denominada **capa de inversión (CI)** que mantiene una estabilidad estática. El aire de la zona de arrastre se mezcla con los flujos de la capa mixta, la cual enfría parte de la superficie (SL).

Lo anterior se ve reflejado en la Figura 4.11.

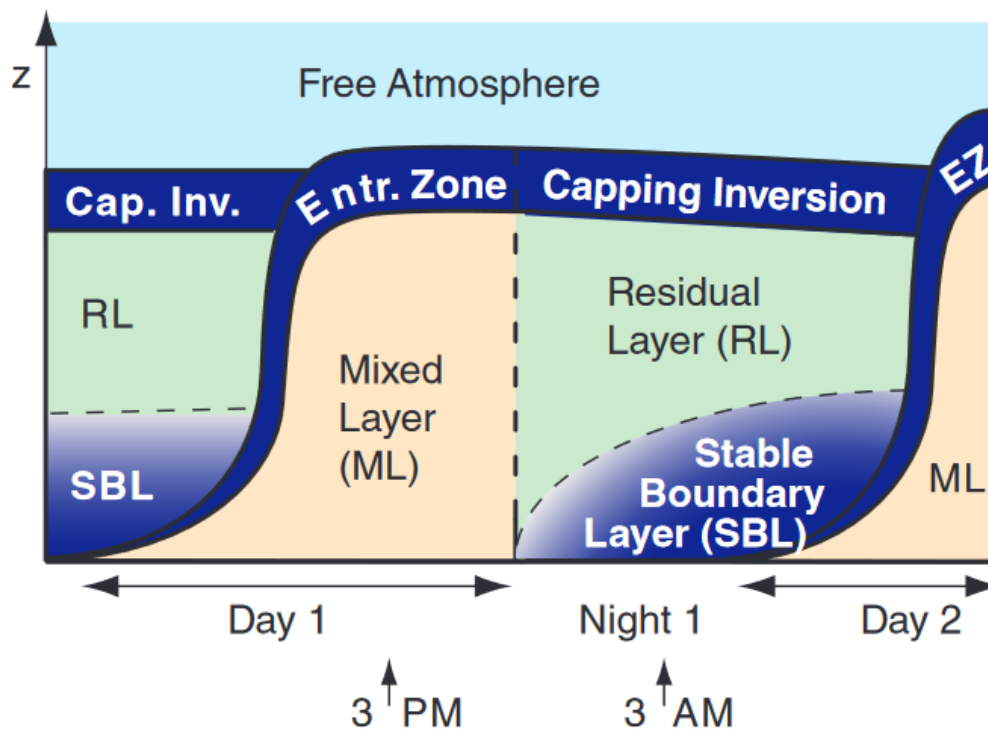


Figura 4.11: Componentes de la capa límite atmosférica. Fuente: Practical Meteorology [112].

Van Heerwaarden (2011) afirman que la evolución de la ABL a través del día dependía fuertemente de la división de la energía disponible en flujos de calor sensible y latente en la corteza terrestre. El flujo de calor latente humedece la ABL, mientras que el flujo de calor sensible entrega energía que induce en el crecimiento de esta capa límite y en la zona de arrastre de la atmósfera libre (FA) con la ABL. Debido a este fenómeno de acoplamiento de ambos sistemas, la ABL retroalimenta la división de los flujos de calor en la superficie al modificar la demanda evaporativa de agua. En otras palabras, la ABL regula la intensidad de extracción de agua en la superficie terrestre [22].

4.7.3. Turbulencia

La superposición de fluctuaciones cortas de remolinos asociados al viento se le denomina **turbulencia**. La piedra de tope es la **viscosidad** detiene el progreso de la turbulencia, por lo que la turbulencia no es una cantidad conservativa, sino disipativa. La turbulencia decae y desaparece a menos que un proceso activo la genere como la **convección** asociada a aire cálido que asciende y otro frío que desciende, sumado a los esfuerzos normales del viento, el cambio o la dirección con la altura.

Se dice que la turbulencia es **isotrópica**, debido a que en todas direcciones su influencia es la misma. Durante el día, el efecto de la temperatura crea movimientos más fuertes vertical que horizontalmente. De noche, sucede lo contrario, por los mismos, las cortinas de humo o el propio viento se extiende de mejor manera sobre la superficie (horizontalmente) en condiciones estables del aire [112].

Velocidades del viento grandes cerca de la superficie generan grandes esfuerzo y a su vez, más turbulencia. En la capa límite atmosférica (ABL), muchas variables de la turbulencia se relacionan entre sí. En la ABL estáticamente inestable (periodos diurnos), las parcelas de aire cálido ascienden y las frías descienden en circulaciones convectivas. En periodos nocturnos, sucede lo mismo, pero en condiciones estables, en donde el esfuerzo del viento induce a la turbulencia a ir en contra de la fuerza de flotación. En este caso, el aire frío asciende y el cálido desciende.

4.8. Evapotranspiración bajo la Capa Límite Superficial

La influencia de las fuerzas externas como la **radiación** y la **advección** y la retroalimentación interna inducidas por los procesos ocurridos en la capa límite atmosférica de superficie tienen consecuencias importantes en la evapotranspiración. Se ha estudiado a través de la ecuación Penman-Monteith (PM) estos efectos con un modelo basado en la capa mixta (ML) para la capa límite convectiva. Aunque la ET es iniciada por la radiación, es regulada prácticamente por la capa límite superficial a través del día por la retroalimentación de los flujos que suscitan dos tipos de regímenes: uno de *baja temperatura* en donde variaciones de la humedad específica inducidas por la evapotranspiración y el arrastre del aire seco tiene un gran impacto, mientras que en régimen de *alta temperatura* el impacto de las variaciones de la humedad son menos pronunciadas y los efectos de la retroalimentación de la capa límite son en su mayoría determinados por las variaciones de temperatura.

La evapotranspiración se encuentra fuertemente acoplada a la atmósfera. La dinámica de la CLA tiene gran influencia sobre la superficie de evaporación, en donde se cuantifican los feedbacks en sistemas SBL acoplados.

La ET es dependiente de las propiedades de la capa límite atmosférica y de la capa límite estable (SBL). La temperatura y la humedad de la atmósfera controlan la máxima cantidad de agua que la atmósfera puede recoger, esto se ve manifestada en la ET. Las

propiedades de la superficie como la características de la vegetación, textura del suelo y el contenido de humedad determinan el suministro del agua, así como la tasa de evapotranspiración. Un incremento de la humedad del suelo resulta en una mayor tasa de ET lo cual tiene efectos positivos en el contenido de la humedad en esta capa, pero a su vez negativos en la temperatura al reducir la energía disponible para los flujos de calor sensible [22].

Gran parte de la dinámica de la SBL (o CBL referida a la capa límite convectiva) se debe al calentamiento producido por la radiación solar. Sólo una pequeña parte de la energía por radiativa ingresa a los suelos o es empleada para la fotosíntesis de plantas. Es posible distinguir los flujos de temperatura dentro de la capa con el *calor sensible* y los flujos de humedad con el *calor latente*. Debido a que los modelos actuales son válidos en condiciones homogéneas de forma horizontal, existen limitaciones en aquellas superficies heterogéneas en las cuales se asumen que la entrada del calor y humedad en la SBL varían no sólo temporalmente, sino que espacialmente. Se ha empleado el modelo *LES* (modelo de simulación para remolinos de gran dimensión), el cual resuelve los movimientos de estos remolinos a través de la parametrización en remolinos más pequeños en un dominio tridimensional (Figura 4.12).

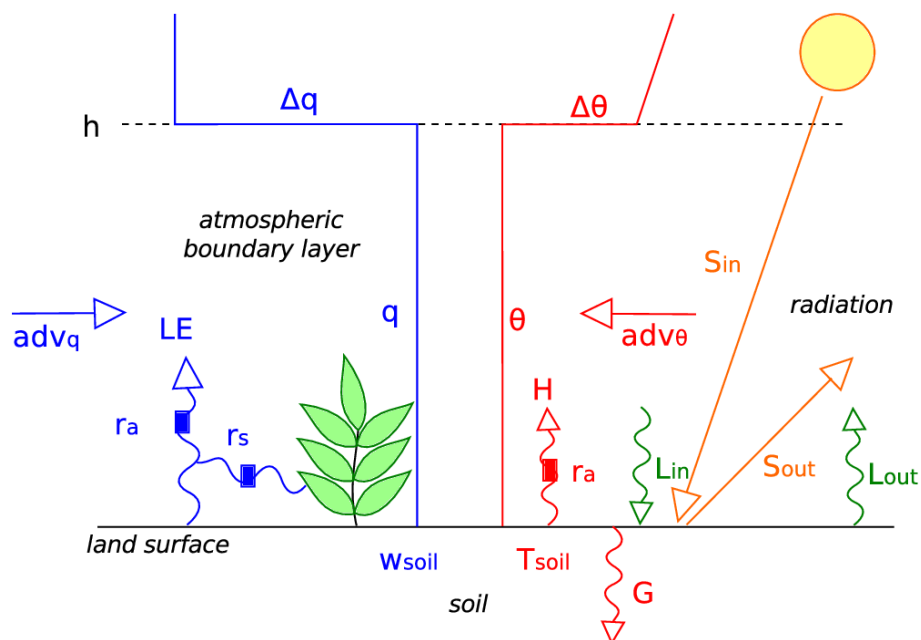


Figura 4.12: Balance energético de la ET en la Capa límite atmosférica (ABL) [22].

Este sistema de acoplamiento superficie-atmósfera consiste de 3 componentes. Primero, en la superficie terrestre, la cual provee de agua y calor a la atmósfera a través de

la evapotranspiración λET y el flujo de calor sensible H . La energía que está disponible para esos 2 procesos son la radiación neta Q_* que corresponde a la suma de la radiación que entra y sale S_{in} y S_{out} de onda corta, y de onda larga L_{in} y L_{out} menos la energía que ingresa al suelo a través del flujo de calor superficial G . Las propiedades del suelo, tales como el tipo de vegetación y el dosel o la humedad del suelo son contabilizados en la resistencia superficial r_s , mientras que las características turbulentas de la atmósfera cerca de la superficie se cuentan en la resistencia aerodinámica r_a que determina la eficiencia en la recolección del agua.

Segundo, existe una capa límite superficial que tiene un perfil mixto (ML) para la temperatura potencial θ y la humedad específica q . En esta capa, la humedad que ingresa a la ABL a través de los flujos de calor superficiales y de arrastre está mezclada verticalmente debido a la convección. La temperatura y humedad a gran escala adv_θ y adv_q , respectivamente actúan en el estado termodinámico de la ABL, la cual genera retroalimentación (feedback) sobre la ET superficial.

Finalmente, existe una atmósfera libre (FA), existen saltos relativamente considerables de la variación de la temperatura potencial $\Delta\theta$ y humedad específica Δq .

4.9. Influencia topográfica en la capa límite atmosférica

Existe una influencia en el intercambio de calor, momento y masa controlado por la dinámica a escala sinóptica (meteorológica), circulaciones térmicas a nivel mesoescalar y efectos de la turbulencia [57].

El ciclo diario de la radiación sobre la superficie y el balance energético lleva a fases alternativas de calentamiento y enfriamiento en las capas atmosféricas más bajas. En terrenos planos y homogéneos, la estratificación y efectos de la flotación acrecientan la turbulencia durante el día y la suprimen de noche. Los análisis convencionales describen el impacto de la producción de flotación/pérdida de la turbulencia sobre un perfil vertical de las propiedades atmosféricas como función de un **conjunto limitado** de variables a escalas [112].

Pero cuando la geografía se vuelve más heterogénea, el ciclo diario de la CLA no sólo es afectada por un aumento o supresión de la turbulencia, ya que surge la baroclinia (i.e. estado de la atmósfera en la cual superficies de presión constante son intersectadas por superficies de temperatura o densidad constante), debido a procesos de enfriamiento y calentamiento, las cuales decantan en brisas. Bajo un flujo sinóptico débil, los gradientes superficiales de presión depende cuasi-hidrostaticamente de las perturbaciones de la temperatura en las capas superiores de la atmósfera. Por consecuencia, las circulaciones térmicas típicamente tiene su intensidad máxima cerca de la superficie, donde los gradientes de presión son mayores. Estos flujos, en terrenos con pendiente y valles en condiciones climáticas normales, son factores relevantes de la atmósfera y junto a la mezcla por turbulencia controlan los procesos de intercambio [57].

Uno de los errores más comunes es asumir que el intercambio vertical de energía es más eficiente que a nivel horizontal en terrenos heterogéneos.

Serafin [et al] plantean un nuevo balance energético de superficie (SEB) a través de un volumen de control que considera la suma de la acumulación energética en la superficie como en la atmósfera distribuida en la divergencia de los principales flujos que intervienen en el ciclo diario. Estos se descomponen en la advección (A), el flujo radiativo (R), de superficie (G), el flujo de calor sensible H y latente LE . Es un balance más exacto, ya que además de considerar los efectos de la advección, suma los efectos de las pendientes del terreno y no desprecia la influencia horizontal. En resumen, añade la advección horizontal y la diferencia de los flujos horizontales. Una representación se da en la Figura 4.13.

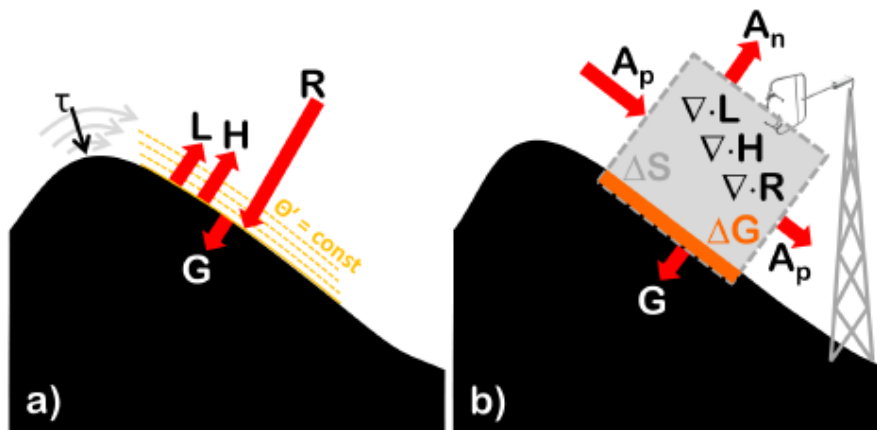


Figura 4.13: En la imagen a) se ve una representación típica del balance energético entre atmósfera y el suelo. En la imagen b) se consideran los efectos de la advección, separada en dos componentes: una paralela y otra normal a la superficie [57].

4.9.1. Efecto topográfico y advectivo sobre valles

En *valles*, el viento varía como resultado de grandes oscilaciones de la temperatura en atmósfera en comparación a un terreno plano [148]. Además es resultado de un presión de gradiente que se agudiza de día y que de noche se atenúa, al cual le tarda 6 horas aproximadamente en alcanzar la estabilidad en comparación a vientos más superficiales que sólo les toma 30 a 45 minutos [121]. La amplificación del diferencial de temperatura producida por el factor topográfico es causado por un volumen atmosférico bajo una altura de referencia mucho más pequeño en un valle que sobre superficie plana. La conservación de la energía, por lo tanto, implica que para una misma cantidad de calor que ingresa por unidad de calor, la temperatura aumentará más rápido en los valles (los cuales pueden ser tratados como un sistema cerrado) (Figura 4.14) [32][106][120].

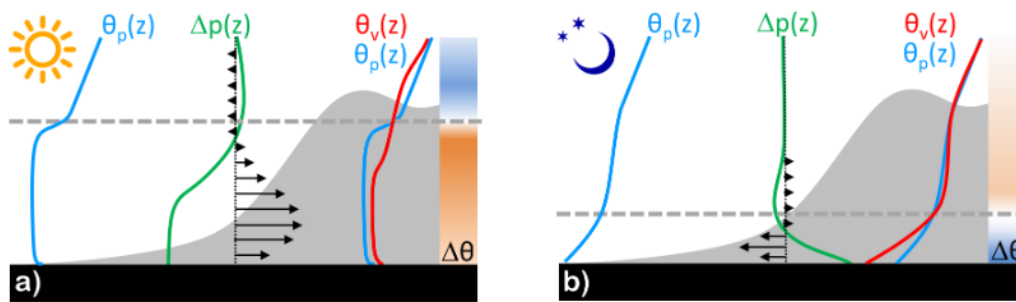


Figura 4.14: (a) Efecto térmico sobre el viento en valles. Durante el día, la atmósfera en el valle (perfil rojo, θ_v) está más cálida que la de la superficie (perfil azul, θ_p). Los desbalances más importantes ($\Delta\theta = \theta_v - \theta_p$) se hallan a menudo cerca de la cima de la montaña. Las diferencias de presión horizontal ($\Delta p = p_v - p_p$) resultan cuasi-hidrostaticamente de desbalances verticales de la temperatura y son más grandes a ras de piso del valle. El viento responde al gradiente de presión y es decelerado por la fricción cerca de la superficie. Una mezcla convectiva más profunda en el valle causa un enfriamiento anormal, la cual induce un flujo de retorno en un punto superior. (b) Situación contraria ocurre de noche.

En segundo lugar, la advección es responsable del comportamiento drástico del viento que significa la compresión (expansión) de una masa estable de aire, debido a la presencia de flujo aguas abajo (aguas arriba) y contribuye al calentamiento (enfriamiento) de la atmósfera del valle en ubicaciones específicas [130][119][33]. Durante las transiciones entre los períodos diurnos y nocturnos, el efecto cambiando de la advección horizontal con la vertical coinciden con la evolución diaria de la fuerzas que participan en los valles (e.g., calentamiento advectivo durante la mañana). Sin embargo, fuera de las fases de transición, la advección total generalmente se opone a estas fuerzas de impulsión (durante el día, los flujos aguas arriba del valle y en sus pendientes causan el enfriamiento advectivo) [119].

La predicción temporal de la evolución del viento en valles con modelos conceptuales lineales y no lineales son sensibles a parámetros empíricos y sólo se aplican a geometrías más simples. Una alternativa es investigar el límite cuasi-estacionario del sistema del viento de los valles con aproximaciones de un sistema estacionario [121].

La CLA localmente es influenciada por la advección horizontal del aire frío de los vientos de capas superiores y si el centro del valle está establemente estratificado es debido a la advección del aire cálido debido a los movimientos de sumidero que compensan los vientos cuesta arriba. La advección de la turbulencia a través de una capa elevada (a gran altura) podría contribuir a la reducción de la estabilidad de la atmósfera,

es decir, a los procesos que se producen a nivel vertical. Incluso, estos flujos horizontales sobre los valles tienen influencia en los procesos diurnos sobre la ABL, marcados por las pendientes de estas. La superposición entre la advección del aire frío con el cálido evita un crecimiento de la capa de mezcla.

De noche, el enfriamiento radiativo en las capas más cercanas al suelo del valle forman una capa estable. Los flujos de drenaje se desarrollan a lo largo de las pendientes. El crecimiento de los esfuerzos de corte del viento se manifiesta en el aumento de la turbulencia.

Finalmente, la dirección del viento puede tener impacto sobre los flujos turbulentos locales en sitios con pendientes, debido a la variabilidad direccional que se produce. Se plantean como desafíos el estudio profundo de los balances energéticos en zonas con pendientes, adecuar los métodos de covarianza de remolinos a estas superficies, estudiar la anisotropía de la turbulencia, extender el alcance de la teoría de la similaridad (MOST) a superficies heterogéneas.

4.9.2. Turbulencia Topográfica

La configuración del terreno es un factor relevante en la turbulencia, y que intercambio de energía cinética se da en función de la presencia o ausencia de las capas atmosféricas con una ganancia en la estratificación del aire. La estratificación a su vez si es grande, se dan los fenómenos de inversión térmica.

Se dan las principales situaciones según la morfología del terreno:

- En el espacio entre dos montañas como los valles de la zona central en las cuales se forman capas inestables causadas por el desprendimiento de los remolinos de aire luego de pasar por el pico de la montaña. (Figura 4.15.a) [137].
- Las capas de inversión térmica que modifican la amplitud y el aumento en el largo de la onda sobre un cerro aislado, las cuales generan una separación de la capa límite y una turbulencia relativa en el sector más bajo del valle. (Figura 4.15.b) [114].
- Las capas que se forman cerca de la superficie generan un intercambio turbulento en la capa límite estable, la cual pasa sin transportar una cantidad suficiente de aire,

por lo que aire frío queda confinado en las capas más superficiales. En las noches, se producen una represión de estos flujos turbulentos. (Figura 4.15.c) [57].

- Las capas superiores de estabilidad atrapan parte de la humedad del aire, pero a su vez, la advección horizontal favorece la acumulación de energía en estas zonas. (Figura 4.15.d) [118].

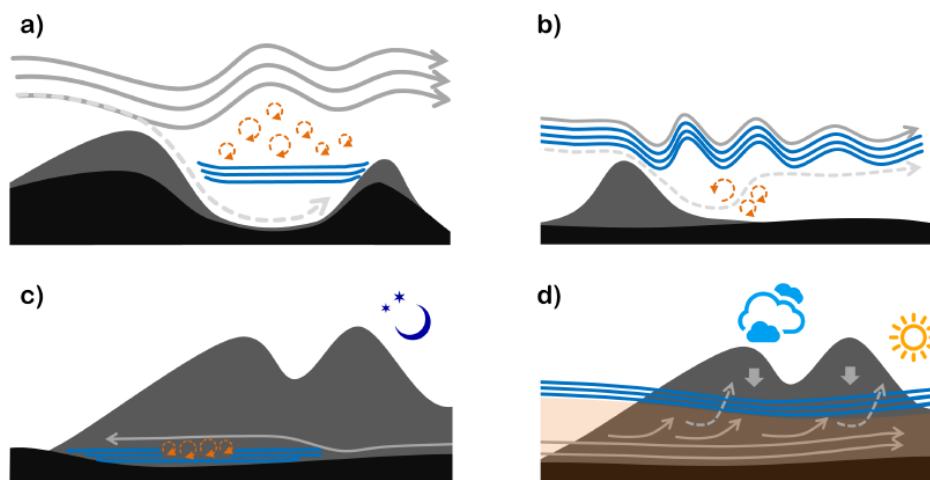


Figura 4.15: Interacción de los flujos de aire sobre distintas superficies. Las líneas azules representan el movimiento de las capas más estables y las curvas naranjas punteadas los remolinos que se desprenden localmente [57].

El estudio topográfico es relevante, ya que las zonas montañosas cubren aproximadamente el 25 % de la superficie terrestre del planeta [79]. Aún así existen diferencias en la consideración de una *zona montañosa*, como en valles que si bien no son lo “suficientemente inclinados” sufren los efectos propios de la presencia de una pendiente. Se realiza el estudio sobre 2 sitios en Austria: Hochauer y Weerberg, los cuales tienen una pendiente de 27° y 10° y altura de 6,8 y 7 [m] respectivamente. La primera consta de un terreno con ondulaciones semiconvexas, mientras que la otra tiene un terreno uniforme. En el estudio de los fluctuaciones turbulentas en donde se hizo una conversión del sistema de coordenadas cartesiano en donde el *eje x* apunta en dirección a flujo promedio y el *eje z* normal a la superficie, en el cual ocurre una dominancia del intercambio turbulento (Figura 4.16).

La doble rotación (DR) (Figura 4.17) se refiere a la contribución del flujo en un sistema de coordenadas diferente al tradicional que comprende una adaptación del ajuste plano (PF) en base a valores promedios:

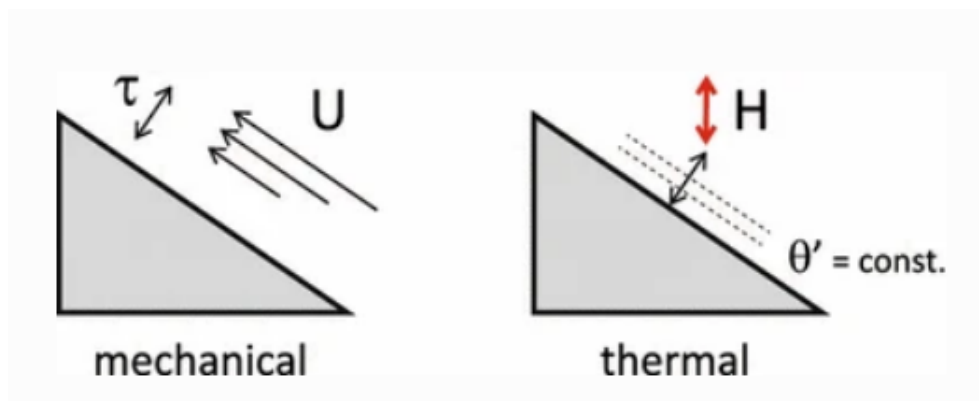


Figura 4.16: Definición de coordenadas locales sobre un terreno con pendiente (ideal), con $\tau = -\rho\overline{u'w'}$ como la componente longitudinal del esfuerzo de corte (esfuerzo de fricción), U es la componente longitudinal del viento, la líneas θ' denotan las isolíneas de las perturbaciones de la temperatura potencial y $H = \rho c_p \overline{w'\theta'}$ es el flujo de calor sensible [79].

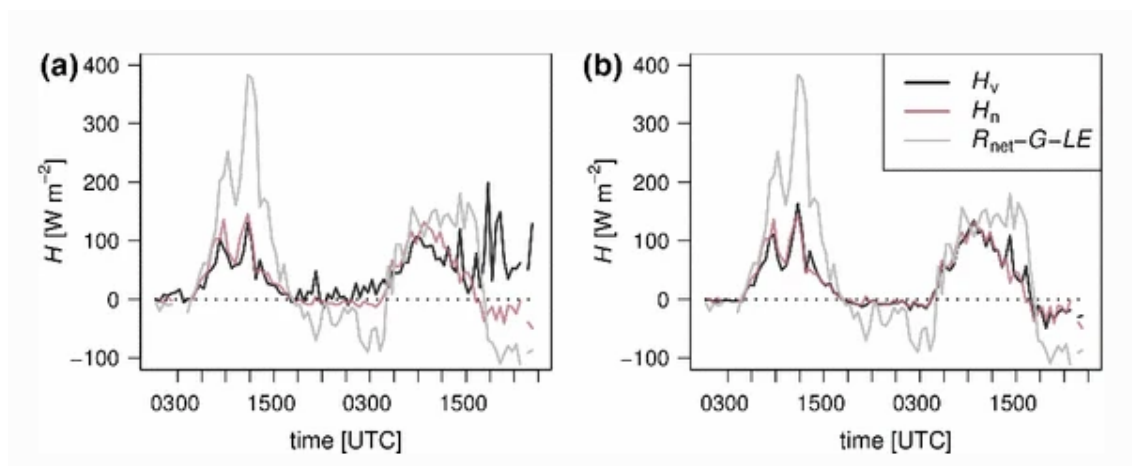


Figura 4.17: Ciclo diario del flujo de calor sensible H a 2[m] de altura para Hochauser donde 2 anemómetros sónicos fueron instalados verticalmente (H_v) y normal a la pendiente (H_n). a) Refiere al valor del flujo de calor rotado sólo en dirección del viento promedio. b) Valores para ambas instalaciones donde se aplicó la doble rotación [79].

$$\overline{\overline{w'w'\theta'}}_{PF} = \overline{\overline{w'\theta'}}_{DR} \tag{4.9.1}$$

Donde la doble prima denota la media del valor promedio del estadio meteorológico (para un sistema de coordenadas con el vector normal como la componente vertical).

El flujo de calor, sin embargo, es dirigido por la fuerza de flotación que es independiente del lugar y de la pendiente del terreno. A cierta altura, por lo tanto, el flujo

de calor sensible dominante se da en una componente vertical que normal a la pendiente local.

4.9.3. Factor topográfico en la evapotranspiración

La validación de un método estándar para la ETo como el de Penman-Monteith ha simplificado su estimación, pero que no se adapta a diferentes topografías de terrenos. La agroindustria no sólo se desarrolla sobre terrenos planos, sino que también sobre terreno montañoso en donde la variabilidad de la topografía y las propiedades radiativas de la superficie se combinan para generar patrones espaciales y temporales en el equilibrio radiativo [83].

Si bien la base para el cálculo de la ETo es la misma, se deben realizar correcciones en la radiación solar y las temperaturas del aire y superficial que cambian substancialmente con las características del terreno. La variabilidad en la elevación, orientación de la superficie (pendiente y aspecto) y el sombreado dada las característica topográficas crean fuertes gradientes en la radiación local [153].

Zhao [et al] aplican correcciones a la temperatura del aire T_a mediante la tasa $-0,0065[^\circ\text{C}/\text{m}]$, es decir, la temperatura del aire decrece $0,65[^\circ\text{C}]$ cada aumento de elevación en $100[\text{m}]$. Esta suposición es válida para terrenos heterogéneos con una diversidad vegetativa. Los efectos angulares sobre la temperatura superficial T_s y la emisividad superficial ϵ_s son corregidos mediante la relación [92]:

$$T'_s = \left(\frac{T_s^4}{\cos \beta} \right)^{1/4} \quad (4.9.2)$$

Donde T'_s es la temperatura superficial corregida y β , el ángulo entre la normal del terreno y la dirección de la radiación solar.

La influencia angular también incide sobre el albedo α corregido en base al coseno del ángulo de inclinación β según [110]:

$$\alpha' = \frac{\alpha}{\cos \beta} \quad (4.9.3)$$

Donde α' denota el albedo superficial corregido.

Las variaciones en la estimación de la evapotranspiración guardan relación, además,

en propiedades del suelo y la vegetación. Otro factor que se suma es la estacionalidad del clima que influye en las precipitaciones y la evapotranspiración potencial [15][16][154]. La vegetación participa en los procesos hidrológicos a través de la intercepción de la lluvia, evapotranspiración e infiltración [111][151]. La incorporación de la información referente a la vegetación puede mejorar la precisión en la medición de la ET, por ello la topografía juega un rol importante en la captación de las precipitaciones sobre una planta [102].

Capítulo 5

Metodología de la Simulación

La metodología utilizada para la resolución del problema de la presente investigación corresponde al método de volúmenes finitos, que divide al volumen de control en una cantidad finita de celdas y para cada una se asocia un set correspondiente de ecuaciones discretizadas, a las que se dará solución por medio del software Ansys Fluent.

La simulación se basa en análisis expuesto por Desmond [43], utilizando transporte de esfuerzos cortantes (SST) para cerrar el sistema de turbulencia. Los efectos de la estabilidad atmosférica son tomados en cuenta, añadiendo una ecuación de transporte adicional para la temperatura potencial θ , e incluyendo los efectos de la estabilidad en la ecuación de momentum vertical ($F_{B,i}$) y en el modelo de turbulencia (turbulencia producida por la flotación P_{kB} , definida más adelante). El modelo también permite incluir el efecto de la fuerza de Coriolis, mediante una diferencia en el balance geostrófico, para capturar efectos asociados con el desarrollo de un espiral de Eckman en la capa límite.

El efecto del cultivo sobre el flujo se modela por medio de un término cuadrático de la resistencia en las ecuaciones de momento, así como las fuentes y sumideros en el modelo de turbulencia que consideren la producción de esta y el largo de la escala. Las fuerzas de arrastre (tanto fuentes como sumideros) se aplican a todo el volumen de control, las cuales se ubican por debajo del canopy del campo de cultivo.

5.1. Ecuaciones gobernantes

Para todas las simulaciones se considera un flujo incomprensible. Se emplea la aproximación de Boussinesq que considera las fuerzas de flotación debido a que existe

una densidad del flujo no constante. Estos efectos son válidos para la ecuación de la velocidad vertical y la modelación de la turbulencia. Por ello, el modelo resuelve las siguientes ecuaciones.

Continuidad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho U_i) = 0 \quad (5.1.1)$$

Moméntum:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho U_i) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho U_j U_i) = & -\frac{\partial}{\partial x_i} p + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_T}{\sigma} \right) \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \right] \\ & + F_{B,i} + F_{Cor,i} + F_{D,i} \end{aligned} \quad (5.1.2)$$

Con fuerzas de cuerpo según la ecuación 5.1.3:

$$F_{B,i} = g\beta\rho_{ref}(\theta - \theta_{ref})\delta_{i3} \quad \text{Flotabilidad} \quad (5.1.3)$$

$$F_{Cor,i} = \rho f[(U_i - U_{i,geo})\delta_{i1} - (U_i - U_{i,geo})\delta_{i2}] \quad \text{Coriolis} \quad (5.1.4)$$

$$F_{D,i} = -\frac{1}{2}\rho C_d A(z)|U|U_i \quad \text{Arrastre de vegetación} \quad (5.1.5)$$

Donde $A(z)$ es la densidad de área foliar (LAD) que se denota por:

$$LAD = \frac{LA(\text{Área de la hoja})[m^2]}{V_C(\text{Volumen del canopy})[m^3]} \quad (5.1.6)$$

LAD representa la distribución del índice de área foliar (LAI) a lo largo del canopy. Es por esto que, el valor V_C se puede interpretar como el volumen del canopy [134]. Se aproxima según la estructura geométrica más similar que asemeje (esfera, elipsoide, etc.).

Por consiguiente, según Lalic y Mihailovic [89], se expresa como:

$$A(z) = A_{max} \left(\frac{H - z_{max}}{H - z} \right)^n \exp \left[n \left(1 - \frac{H - z_{max}}{H - z} \right)^n \right] \quad (5.1.7)$$

A su vez, A_{max} es el valor máximo del LAD, z_{max} la altura de medición de A_{max} , H la altura del árbol y n un coeficiente calculado según:

$$n = \begin{cases} 6 & \text{si } 0 \leq z \leq z_{\max} \\ \frac{1}{2} & \text{si } z_{\max} \leq z \leq H \end{cases} \quad (5.1.8)$$

En general, A_{\max} y z_{\max} son propiedades del árbol, determinadas por el estado fenológico del mismo. Según Carrasco y Benavides [28], y considerando las dimensiones del cultivo de cerezos, además de sus estados fenológicos a través del tiempo [63], se sabe que:

$$z_{\max} = 0,58H \quad (5.1.9)$$

En tanto, los valores de densidad de área foliar LAD para el caso específico de un cultivo de 2 tipos de cerezos de aproximadamente 3 [m] de altura varía según su estado fenológico de acuerdo a los gráficos de las Figuras 5.1 y 5.2 ([28][63]).

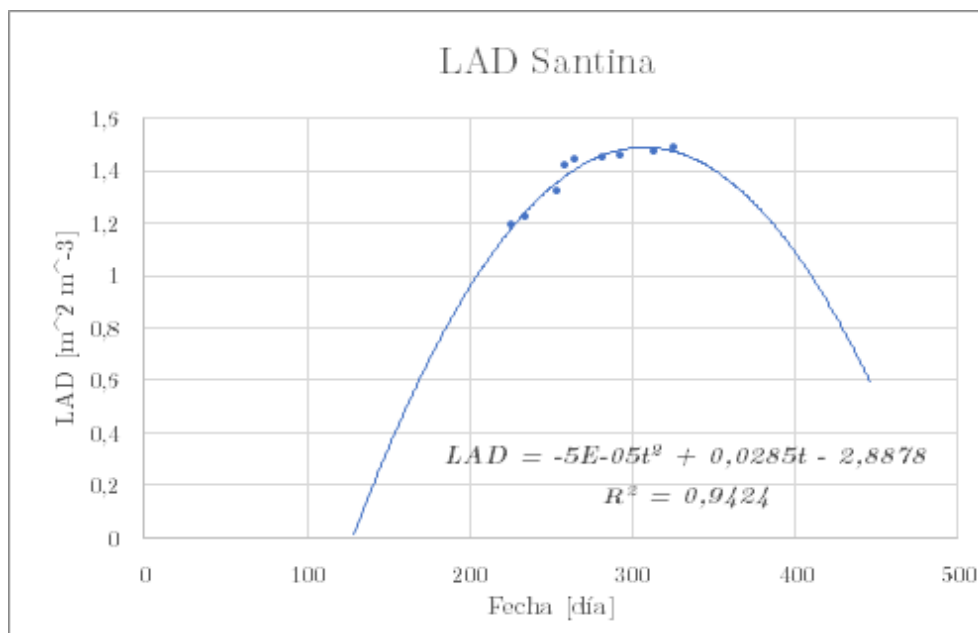


Figura 5.1: Evolución del LAD a través del ciclo fenológico de un cultivo de cerezo tipo Santina.

El valor máximo del LAD alcanza los 1,49 [m²m⁻³], a los cuales se les aplicó un ajuste del tipo polinómico de segundo grado con una regresión cercana del 94%. Se presenta una proyección del LAD en el periodo post-cosecha.

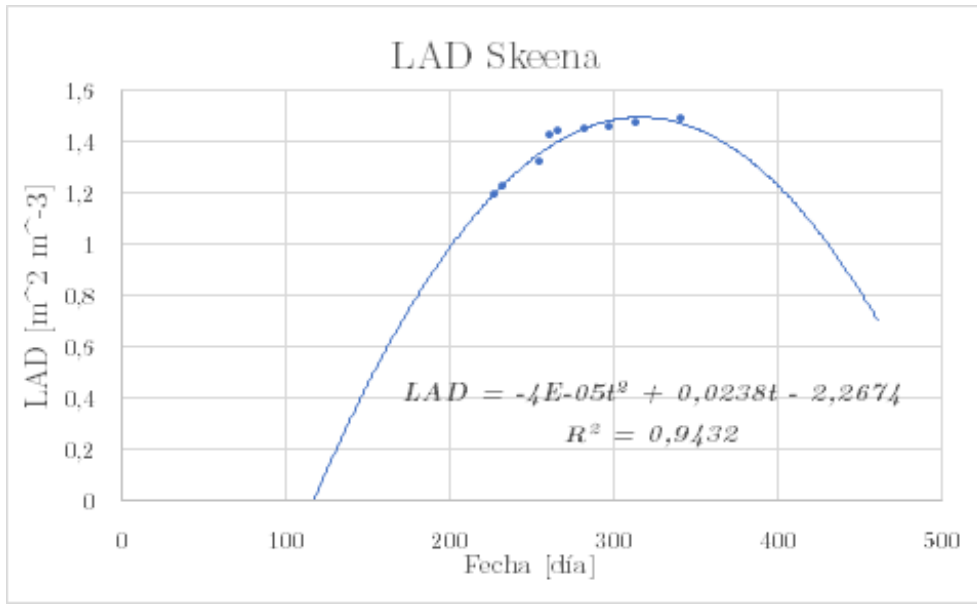


Figura 5.2: Evolución del LAD a través del ciclo fenológico de un cultivo de cerezo tipo Skeena.

Energía: La cual se basa en la temperatura potencial θ .

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\theta) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho U_j \theta) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\frac{\lambda}{c_p} + \frac{\mu_T}{\sigma_\theta} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial x_j} \right) \right] \quad (5.1.10)$$

Cierre de la turbulencia: En tanto el cierre de la turbulencia mediante el modelo SST de 2 ecuaciones se basa en la ecuación 5.1.11 [96][94].

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho k) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho U_j k) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_T}{\sigma} \right) \left(\frac{\partial k}{\partial x_j} \right) \right] \\ + P_k + P_{kB} - \rho C_\mu \omega k + S_k \end{aligned} \quad (5.1.11)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho \omega) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho U_j \omega) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_T}{\sigma_{\omega 3}} \right) \left(\frac{\partial \omega}{\partial x_j} \right) \right] + 2(1 - F_1) \frac{\rho}{\sigma_{\omega 2} \omega} \frac{\partial k}{\partial x_j} \frac{\partial \omega}{\partial x_j} \\ + \rho \frac{\alpha_3}{\mu_T} P_k + P_{\omega B} - \beta_3 \rho \omega^2 + S_\omega \end{aligned} \quad (5.1.12)$$

Donde F_1 es una función de mezcla definida como:

$$F_1 = \tanh \left\{ \left\{ \min \left[\max \left(\frac{\sqrt{k}}{\beta^* \omega u}, \frac{500\nu}{z^2 \omega} \right), \frac{4\sigma_{\omega 2} k}{CD_{k\omega} z^2} \right] \right\}^4 \right\} \quad (5.1.13)$$

F_1 es 1 dentro de la capa límite y tiende a 0 en las regiones de flujo libre [96].

El efecto de la flotabilidad en la energía cinética turbulenta se incluye mediante el término fuente P_{kB} :

$$P_{kB} = -\frac{\mu_T}{\sigma_\theta} g \beta \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{Fuente de flotación para } k \quad (5.1.14)$$

Para la ecuación de frecuencia de vórtices, el efecto de la flotabilidad se incluye mediante:

$$P_{\omega B} = \frac{\omega}{k} [(\alpha_3 + 1) C_3 \max(P_{kB}, 0) - P_{kB}] \quad \text{Fuente de flotación para } \omega \quad (5.1.15)$$

El nivel de turbulencia de mezcla en la simulación se modela via viscosidad de vórtice μ_T , el cual se calcula en el modelo SST mediante:

$$\mu_T = \rho \frac{a_1 k}{\max(a_1 \omega, S F_2)} \quad (5.1.16)$$

Donde el limitante viscoso es activado por la función F_2 sólo cerca de la pared, mientras que fuera de la capa límite F_2 es cero [96]. Notar que, al ser la viscosidad la resistencia de un fluido a fluir, entre mayor sea la resistencia que oponga, menos fluirá este y viceversa. De otra manera, se puede entender la viscosidad de vórtice como el ratio entre la producción y disipación de la energía cinética turbulenta. Entre mayor sea la rugosidad aerodinámica del cultivo, mayor será la producción de k , aumentando a su vez μ_T , mientras que para superficies más lisas, predomina la disipación.

$$F_2 = \tanh \left(\max \left(\frac{2\sqrt{k}}{\beta^* \omega z}, \frac{500\nu}{z^2 \omega} \right)^2 \right) \quad (5.1.17)$$

S es una medición invariante de la tasa de tensión:

$$S = \sqrt{2S_{ij}S_{ij}}, \quad S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (5.1.18)$$

Otra característica del modelo SST a considerar es el uso del límite de producción de corte para evitar la sobreproducción de la energía cinética de la turbulencia (TKE) en regiones de estancamiento. El término de producción de la turbulencia $P_k = \mu_T S^2$ es implementado mediante el límite:

$$P_k = \min(P_k, C_{lim} \rho \epsilon) \quad (5.1.19)$$

Donde C_{lim} es equivalente a $10[-]$ [43].

El efecto del arrastre sobre el cultivo sobre los valores de la turbulencia ha sido discutido por otros autores [35][86][133][138], por lo general, en modelos tipo $k-\epsilon$. Para este tipo de modelo, las fuentes y sumideros son añadidos a la energía cinética turbulenta k y la ecuación de disipación de la turbulencia ϵ para modelar las escalas del largo de redistribución y de turbulencia como:

La ecuación de energía cinética turbulenta:

$$S_k = F_F \frac{1}{2} \rho C_d A(z) |U| [\beta_p |U|^2 - \beta_d k] \quad (5.1.20)$$

donde β_p y β_d son constantes, cuyos valores se muestran en el Cuadro 5.1.

Los términos de las fuentes son:

$$S_\omega = F_F \frac{1}{2} \rho C_d A(z) |U| \omega \left[\frac{(C_{\epsilon 4} \beta_p |U|^2)}{k} - (C_{\epsilon 5} - 1) \beta_d \right] \quad (5.1.21)$$

Donde $C_{\epsilon 4}$ y $C_{\epsilon 5}$ son constantes que se entregan en el Cuadro 5.1. En tanto, F_F toma el valor de 1 dentro del área con vegetación y 0 fuera de ella.

Este término de la fuente para la ecuación de ω se deriva de la relación genérica:

$$S_\omega = -\frac{\omega}{k} S_k + \frac{1}{C_\mu k} S_\epsilon \quad (5.1.22)$$

Con ello, se tiene una equivalencia entre ϵ y ω como $\epsilon = C_\mu \omega k$.

El modo apropiado para encontrar las constantes introducidas anteriormente aún es discutido. En la presente investigación, se utilizan valores recomendados por Costa para bosques, en terrenos complejos [35].

Cuadro 5.1: Constantes de modelación para la parametrización del canopy [35].

Constante	Valor
β_p	0,17
β_d	3,37
$C_{\epsilon 4}$	0,9
$C_{\epsilon 5}$	0,9

5.1.1. Parametrización del cultivo

En la presente investigación, se modelan los cultivos como un continuo, caracterizado por un largo de rugosidad aerodinámica z_0 y un coeficiente de arrastre C_d .

El **largo de rugosidad aerodinámica** se modela según lo propuesto por Shaw y Pereira [131], aquí se introduce el parámetro de proporcionalidad λ , definido por:

$$z_0 = \lambda(h - d) \quad (5.1.23)$$

donde h es la altura del canopy y h/d la altura de canopy normalizada, mientras que $\lambda = 0,36$ para cultivos artificiales [141]. Adicionalmente, se define la altura de desplazamiento como:

$$d = ah^b \quad (5.1.24)$$

con $a=0,702$ y $b=0,9793$.

En 2008, Zilitenkevich [155] ajusta los valores del largo de rugosidad aerodinámica y altura de desplazamiento en atmósferas neutras (z_0, d_0), para atmósferas estratificadas (z_{0u}, d_{0u}), según:

$$\frac{z_{0u}}{z_0} = 1 + (5,31 \pm 0,18) Ri^{(6/13)} \quad (5.1.25)$$

$$\frac{d_{0u}}{d_0} = 1 + (2,61 \pm 0,17) Ri^{(6/13)} \quad (5.1.26)$$

Se dice que el flujo es dinámicamente inestable y turbulento si:

$$Ri < Ri_c \quad (5.1.27)$$

$$Ri < 0$$

donde $Ri_c = 0,25$ es número de Richardson crítico, de lo contrario, se considera flujo dinámicamente estable. A su vez, se define:

$$Ri = 0,0365(h_0/L)^{(13/18)} \quad (5.1.28)$$

L es la longitud de Obhukov [97], definida por:

$$L = \frac{\rho C_p T_{ref} u_*^3}{\kappa g Q_H} \quad (5.1.29)$$

Donde T_{ref} es, por lo general, 300 [K] [87] y Q_H , el flujo de calor sensible, se define

como $Q_H = \rho C_p C_H u (\theta_0 - \theta_a)$, donde $\theta_0 - \theta_a$ es el diferencial de la temperatura potencial entre la superficie y el aire.

Por otro lado, C_H es el coeficiente de intercambio por calor sensible. Este valor necesita ser determinado antes de evaluar el flujo de calor sensible mediante la teoría de semejanza de Monin-Obukhov definida como:

$$C_H = \kappa^2 \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z - d_0}{L} \right) \right]^{-1} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_0} \right) - \Psi_h \left(\frac{z - d_0}{L} \right) \right]^{-1} \quad (5.1.30)$$

Con z como la altura de medición de referencia. Luego, se tienen las funciones de semejanza Ψ_m y Ψ_h que tienen relación con Φ_m y Φ_h , las cuales son funciones dimensionales que miden la estabilidad atmosférica para el flujo de momento y de calor sensible, respectivamente. Estos valores se definen como [21]:

$$z/L \geq 0, \quad \Psi_m = \Psi_h = -\frac{5(z - d_0)}{L} \quad (5.1.31)$$

$$\begin{aligned} z/L \leq 0, \quad \Psi_m &= \ln \left[\left(\frac{1 + x^2}{2} \right) \left(\frac{1 + x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \\ z/L \leq 0, \quad \Psi_h &= 2 \ln \left[\frac{(1 + x)^2}{2} \right] \end{aligned} \quad (5.1.32)$$

Donde x es $\left(1 - 16 \left(\frac{z - d_0}{L} \right) \right)^{0.25}$. Con ello, es plausible calcular u_* :

$$u_* = \frac{\kappa(u - u_0)}{\ln \left(\frac{z - d_0}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z - d_0}{L} \right)} \quad (5.1.33)$$

El cociente z/L es un parámetro de medición de la estabilidad según Monin-Obukhov que evalúa los efectos de la flotabilidad frente a los efectos del esfuerzo de corte. Finalmente, la longitud de Obukhov L es evaluada. La velocidad de fricción u_* como el flujo de calor sensible H deben ser estimados para determina L o viceversa. Por lo tanto, L se debe calcular según un método iterativo. Ψ_m y Ψ_h serán iguales a 0 cuando el valor inicial de L se asume en un estabilidad atmosférica neutral ($= 10^{15}$). La condición de iteración siempre y cuando el ratio $(L_n - L_{n-1})/L_{n-1}$ sea menor al 1 % [90].

El **coeficiente de arrastre**, se considera 0,15, según Kormas [88] y Katul [86]. Además, u representa la velocidad del viento [m/s] a la altura de medición.

5.2. Malla Computacional y condiciones de borde

El dominio computacional se reparte en dos áreas, una zona cultivada, compuesta de cultivos de Santina y Skeena, y una buffer zone. Los cultivos, se representan por hileras de elipsoides truncados de 3,2 [m] de altura y distintas curvaturas para distinguir el tipo de cerezo y su efecto en la formación de la capa límite como se ve en la Figura 5.5.

Los perfiles de velocidad y de energía cinética turbulenta (TKE) en el inflow, se obtienen de los perfiles teóricos de Monin - Obukhov, para condiciones neutrales:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad k = \frac{u_*^2}{\sqrt{\beta^*}}, \quad \omega = \frac{|u_*|}{\sqrt{\beta^*} \kappa z} \quad (5.2.1)$$

Donde κ es la constante de Von Karman. Para vientos leves sobre superficies relativamente planas donde la rugosidad es baja [64], las mediciones sugieren $\kappa = 0,41$, aproximación que se acoge en este estudio. Las funciones de pared siguen un ajuste de la ley logarítmica de Monin-Obukhov para atmósferas estables, basadas en el largo de rugosidad estimado. En el borde superior, la velocidad es igual a la de flujo libre y la TKE se considera cero. Condiciones de Neumann (primera derivada igual a cero), se aplican en el outflow y bordes laterales.

5.2.1. Construcción de la malla computacional

Se construye la malla computacional de forma que ésta sea más refinada en los sectores donde se encuentra el cultivo (más rugoso) y sea más espaciada en sectores menos rugosos, tal como se muestra en la Figura 5.3.

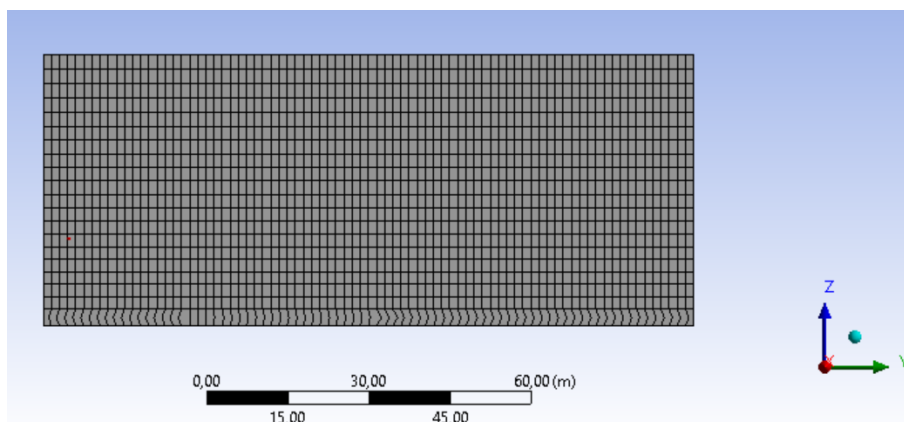


Figura 5.3: Malla computacional en el plano yz.

Además, para replicar fielmente la localidad que se simula, mostrada en la Figura 5.4, se construyen dos parches de cultivos, Santina y Skeena, como se muestra en la Figura 5.4.

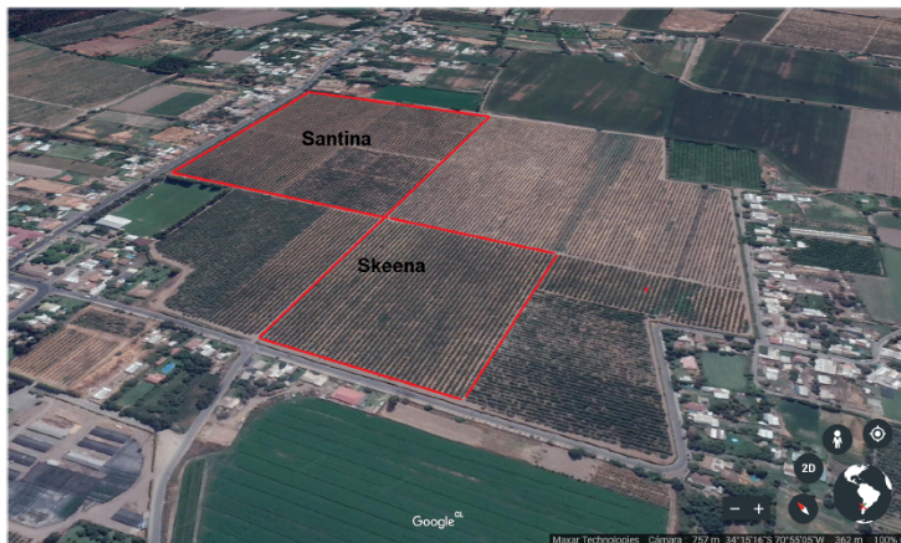
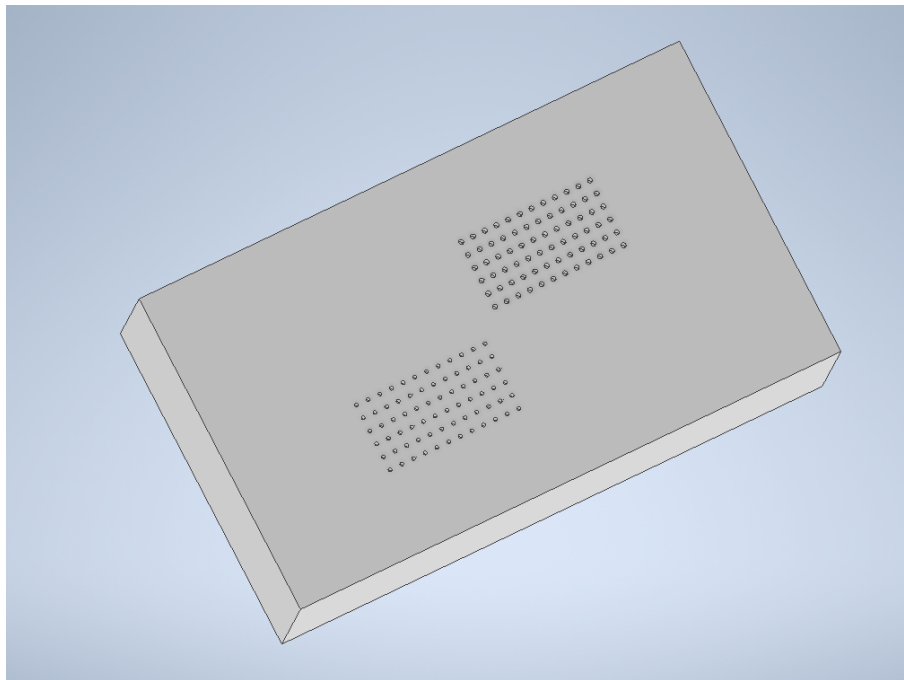
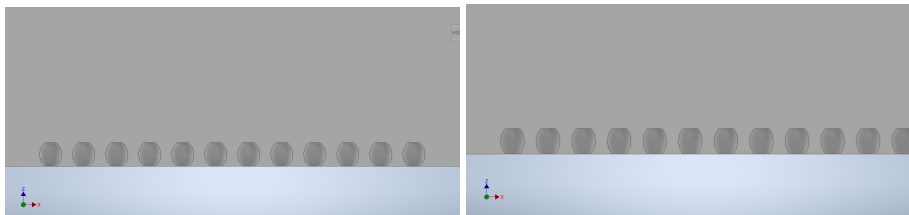


Figura 5.4: Cultivos de cerezo en Viveros de Copequen

Esta malla adaptada está construida en base a la existencia de 3 puntos entre cada árbol con el objetivo de obtener un mejor cálculo de cada parámetro. En el eje x, se consideró una longitud de 208,5[m], con 139 divisiones, obteniendo 140 puntos distanciados en un $\Delta x = 1,5$ [m]. En el eje y, 120[m] se dividieron 80 veces, obteniendo $\Delta y = 1,5$ [m], cabe mencionar que las medidas consideran 100 y 60[m] de buffer zone en x e y, respectivamente, correspondientes al 100 % de las dimensiones del cultivo, para potenciar el desarrollo del flujo. En el eje z, se utilizó una discretización exponencial para refinar la zona del canopy, obteniendo un total de 20 divisiones en 50 [m] de altura.



(a) Geometría de simulación.



(b) Hilera de árboles especie Santina.

(c) Hilera de árboles especie Skeena.

Figura 5.5: Geometría de simulación (a), con detalle en corte de hileras de árboles especie Santina (b) y Skeena (c)

Cada árbol se encuentra distanciado a 4,5[m] en el eje x, mientras que en el eje y están a 5[m] cada uno. En tanto, la distribución geográfica se da en 24 árboles a lo largos del eje x y 12 en el y. En total, la muestra considera 144 árboles que representarían de manera fidedigna al campo en estudio.

5.2.2. Condiciones de borde

En la presente investigación, se estudian distintas fechas del año, para ver cómo el fenómeno de estudio se comporta dependiendo de la estación. Las ecuaciones 5.2.2 y 5.2.3 muestran los perfiles de velocidad y temperatura característicos, respectivamente.

$$u(z) = \frac{u_0 * \log(z/z_0)}{\kappa} \quad (5.2.2)$$

$$T(z) = 1,00455(K_0 \cdot \exp(-z/71,25) + K_1) + 273,15[K] \quad (5.2.3)$$

Las constantes K_0 y K_1 de la ecuación 5.2.3 dependen de la estación que se estudie. En los Cuadros 5.2 y 5.3 se presentan los valores iniciales para los meses de Enero, Julio y Septiembre según escenarios cálidos (períodos con altas temperaturas) como fríos (bajas temperaturas). Los valores de u_{ref} y T_{ref} son tomados a una altura de 3[m]. Reemplazando en $z = 3[m]$ en las ecuaciones 5.2.2 y 5.2.3 se logra llegar al valor de u_0 . En tanto, para la ecuación de la temperatura, se debe realizar un sistema de ecuaciones con valores a alturas de 3[m] como a 50[m] (altura del dominio). Por otro lado, se simula un escenario particular en el mes de Enero mediante una ola de calor para estudiar el efecto de la Evapotranspiración.

Cuadro 5.2: Características de escenarios cálidos.

Fecha	u_{ref} [m/s]	T_{ref} [°C]
Enero 2020	1,92	27,0
Enero 2020 (Ola de Calor)	2,1	35,0
Julio 2020	2,3	21,8

Cuadro 5.3: Características de escenarios fríos.

Fecha	u_{ref} [m/s]	T_{ref} [°C]
Enero 2020	1,3	10,0
Julio 2020	0,7	7,0
Septiembre 2020	0,4	4,0

Las condiciones de borde se fijan en una velocidad referencial acorde al escenario de estudio, con una constante de von Kármán $\kappa = 0,41$. En tanto, $\beta^* = 0,09$ y z_0 que corresponde al largo de rugosidad aerodinámica se calcula empleando las relaciones 5.1.23 y 5.1.24, en donde h es la altura del canopy equivalene a los 3,2[m]. Por consiguiente, el valor de z_0 resulta en 0,3265[m] en el canopy y 0,1[m] a nivel del suelo. Estos valores obtenidos se fijan en la entrada del dominio (condición de borde **inlet**), así como en el canopy y superficie del suelo.

De esta manera los perfiles de velocidad para cada escenario quedan conformados según el Cuadro 5.4.

Cuadro 5.4: Perfiles de velocidad iniciales.

Fecha	Escenario	Perfil de Velocidad [m/s]
Enero 2020	Frío	$0,2043/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Enero 2020	Cálido	$0,3549/\kappa \ln(z/z_0)$
Enero 2020	Ola de Calor	$0,3881/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Julio 2020	Frío	$0,1294/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Julio 2020	Cálido	$0,4252/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Sept 2020	Frío	$0,0739/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$

Con κ como la constante de von Kármán equivalente a 0,41, $z_0=0,3265$ [m] y z como la altura de medición.

Análogamente, se obtienen los perfiles de temperatura expresados en el Cuadro 5.5.

Cuadro 5.5: Perfiles de temperatura iniciales.

Fecha	Escenario	Perfil de Temperatura [K]
Enero 2020	Frío	$1,00455(8,59 \exp(-z/71,25) + 1,71) + 273,15$
Enero 2020	Cálido	$1,00455(10,75 \exp(-z/71,25) + 16,57) + 273,15$
Enero 2020	Ola de Calor	$1,00455(11,82 \exp(-z/71,25) + 23,50) + 273,15$
Julio 2020	Frío	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 26,30) + 273,15$
Julio 2020	Cálido	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 41,03) + 273,15$
Sept 2020	Frío	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 23,31) + 273,15$

Los perfiles de temperatura son calculados bajo factores de corrección de la densidad según condiciones atmosféricas y con estabilidad como se presenta en el Cuadro 5.6.

Cuadro 5.6: Valores de la densidad según cada escenario y temporada.

Fecha	Escenario	Valor de la densidad [kg/m ³]
Enero 2020	Frío	1,245
Enero 2020	Cálido	1,185
Enero 2020	Cálido (Ola de Calor)	1,14
Julio 2020	Frío	1,255
Julio 2020	Cálido	1,195
Septiembre 2020	Frío	1,27

En la parte superior, se establecen condiciones no deslizamiento con una tapa móvil a la rapidez y temperatura de referencia. Por otro lado, para las superficies del suelo se

imponen condiciones de no deslizamiento. Mientras la entrada considera velocidad con discretización vertical, la salida se establece como pressure outlet. Los bordes laterales también se establecen como superficies móviles con condiciones de no deslizamiento, que tienen el mismo perfil que en el inlet.

Se empleó una inicialización estándar de 1000 iteraciones calculadas desde la condición de borde de entrada **inlet**.

Set up Los factores de relajación se toman de investigaciones precedentes [63], y se muestran en la Figura 5.6.

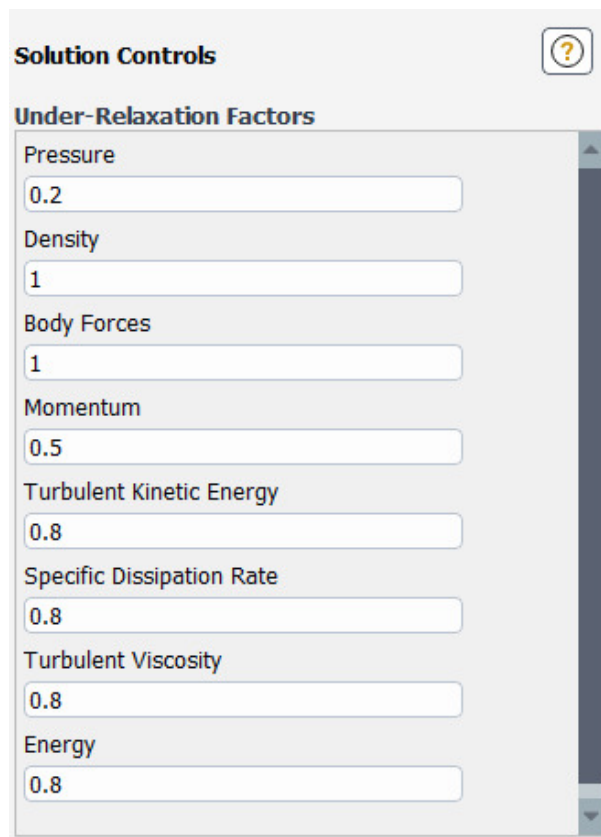


Figura 5.6: Factores de relajación.

Inicialización. Se empleó una inicialización estándar de 1000 iteraciones calculadas desde la condición de borde de entrada **inlet**.

5.2.3. Estabilidad Atmosférica

Previa a las simulaciones en los meses de enero, julio y septiembre, se debe estudiarla estructura de la capa límite atmosférica (CLA) a modo de conocer la estratificación. La turbulencia juega un rol en la mezcla de las capas que se encuentran a distintas alturas que dominan los procesos mecánicos y térmicos. De esta manera se sabe cómo se comportarán los vientos, procesos de enfriamiento, evaporación y transpiración.

Para los 5 escenarios de estudio, a través del Número de Richardson y el largo de Obukhov se estudia la caracterización de la atmósfera en el Cuadro 5.7.

Cuadro 5.7: Número de Richardson, Largo de Obukhov y Estratificación.

Fecha	Escenario	Ri [-]	L [m]	Estratificación
Enero 2020	Frío	0,037	-3,168	Estable
Enero 2020	Cálido	0,0532	-1,8924	Estable
Enero 2020	Ola de Calor	0,0564	-1,746	Estable
Julio 2020	Frío	0,026	-5,237	Estable
Julio 2020	Cálido	0,042	-2,623	Estable
Septiembre 2020	Frío	0,074	-1,217	Estable

Como todos los valores del Número de Richardson se mantienen bajo los 0,25 según la relación 5.1.27, se sostiene que el flujo es dinámicamente estable. Con esta conclusión las simulaciones se realizan en torno a una atmósfera estable.

5.2.4. Metodología de discretización

A continuación, se presenta la ecuación de transporte general para una propiedad del fluido genérica ϕ :

$$\frac{\delta \rho \phi}{\delta t} + \nabla \cdot (\rho \phi \mathbf{u}) = \nabla \cdot (\Gamma \nabla \phi) + S_{\phi} \quad (5.2.4)$$

La integración de la ecuación anterior sobre un volumen finito, con la aplicación del teorema de Gauss, permite obtener:

$$\int_{CV} \rho \phi dV + \int_A \hat{n}(\rho \phi \mathbf{u}) dA = \int_A \hat{n}(\Gamma \nabla \phi) dA + \int_{CV} S_{\phi} dV \quad (5.2.5)$$

Al discretizar espacialmente la ecuación 5.2.5 a través de la regla del punto medio se obtiene la discretización de la ecuación 5.2.6:

$$\frac{\delta(\rho\phi)}{\delta t}V + \sum_f^N (\rho_f \vec{v}_f A_f \phi_f) \hat{n} = \sum_f^N (\Gamma_\phi \nabla \phi_f) \hat{n} + S_\phi V \quad (5.2.6)$$

Donde N caras corresponde al número de caras de la subdivisión del volumen y el índice f indica el valor de la propiedad en la cara de la celda. El primer término a la izquierda de la ecuación 5.2.6 representa el cambio de la propiedad ϕ a través del tiempo, el segundo el transporte de la propiedad debido al flujo (convectivo). El primer término a la derecha representa el transporte debido al cambio de la propiedad de un punto a otro (difusivo) y el segundo la generación de ϕ en el volumen de la celda.

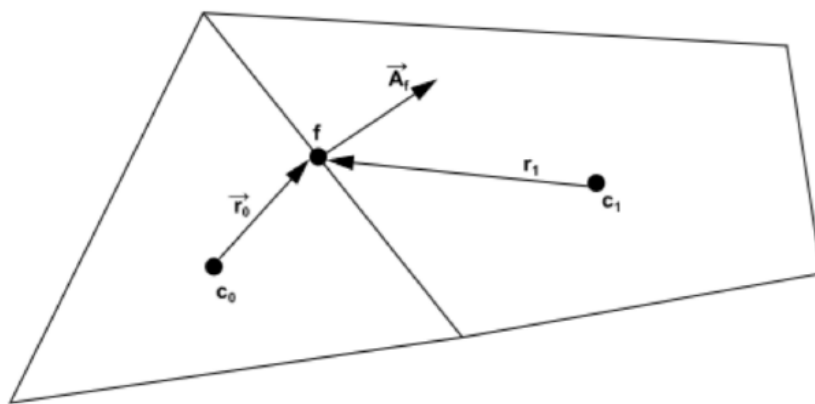


Figura 5.7: Discretización de la Ecuación General de Transporte en el Volumen de Control

Discretización de la ecuación general de transporte

Para determinar los valores de ϕ_f en las caras de cada celda y de $\nabla \phi_f$ se tienen diversos métodos, los más utilizados e implementados en Ansys Fluent son: first-order upwind, second-order upwind, power law, y QUICK, ya que Ansys por defecto almacena los valores de la variable en cuestión en el centro de las celdas.

First-order upwind establece que el valor al centro de la celda ϕ representa el valor promedio y para determinar el valor en la cara ϕ_f utiliza el valor de la variable al centro de la celda aguas arriba.

Second-order upwind obtiene los valores en las caras de la celda por medio de una reconstrucción multidimensional, a través de series de Taylor centradas en el centroide de

la celda:

$$\phi_f = \phi + \nabla\phi\nabla\vec{S} \quad (5.2.7)$$

Donde todos los valores del lado derecho de la ecuación son correspondientes a la celda aguas arriba respectivas. El gradiente se obtiene por medio del teorema de la divergencia, utilizando el valor promedio de la variable $\tilde{\phi}$ entre dos celdas adyacentes a la cara.

$$\nabla\phi = \frac{1}{V} \sum \tilde{\phi}\vec{A} \quad (5.2.8)$$

Power law interpola los valores de la variable a partir de la ecuación unidimensional de convección-difusión, que al ser integrada entrega el valor exacto de la variable:

$$\frac{\delta(\rho\phi u)}{\delta x} = \frac{\delta}{\delta x} \Gamma \frac{\delta\phi}{\delta x} \quad (5.2.9)$$

QUICK se basa en una media ponderada entre el esquema second-order upwind e interpolaciones sobre los valores al centro de la celda, este proporciona valores más precisos para mallas estructuradas tipo cuadrangulares y hexaédricas alineadas con el flujo, recomendado para flujos con componentes de giro. El método de volúmenes finitos permite convertir la ecuación general de transporte discretizada a una forma linealizada con la siguiente estructura:

$$a_p\phi = \sum_{nb} a_{nb}\phi_{nb} + b \quad (5.2.10)$$

Donde nb representa las celdas adyacentes, a_p y a_{nb} los coeficientes linealizados de ϕ y ϕ_{nb} . La ecuación anterior se plantea para cada celda contenida en el mallado del volumen de control, formando un set de ecuaciones representadas en forma matricial y resueltas por medio del método de Gauss-Seidel.

La primera prioridad de la simulación a realizar, será la estabilidad numérica, seguida de la precisión de esta. El fenómeno tiene un número de Reynolds alto, pues se trabaja con escalas dimensionales atmosféricas, por lo que a pesar de contar con un flujo de baja velocidad, es adecuado utilizar el modelo **QUICK**.

Discretización de ecuaciones de momento y continuidad

Para la discretización de las ecuaciones de conservación de masa y momento, Ansys dispone de dos métodos numéricos: Pressure-based solver y Density-based solver. El primero de ellos es utilizado para flujos incompresibles de baja velocidad y el segundo para flujos compresibles de alta velocidad. Ambos obtienen el campo de velocidad a partir de la ecuación de momento. **Por lo que el primero será utilizado en la presente investigación.**

Ecuación de momento La ecuación de momento discretizada en x es:

$$a_p u = \sum_{nb} a_{nb} u_{nb} + \sum p_f A \cdot \hat{i} + S \quad (5.2.11)$$

Ansys por defecto almacena los valores de presión y velocidad en el centro de la celda, pero para dar solución de la ecuación anterior se requiere el valor en la cara de esta, por lo que se requiere de esquemas de interpolación para la presión y así obtener los valores de las variables requeridos. Estos esquemas son: Linear, standard, second, order, The Body Force Weighted y PRESTO!

El esquema **Lineal** calcula el valor de la presión en la cara como media de la presión en las celdas adyacentes. El esquema **Standard** interpola los valores de presión en las caras por medio de los coeficientes de la ecuación de momento según:

$$P_f = \frac{\frac{P_{c0}}{a_{p,c0} + \frac{P_{c1}}{a_{p,c1}}}}{\frac{1}{a_{p,c0}} + \frac{1}{a_{p1,c1}}} \quad (5.2.12)$$

Dicho esquema genera buenos resultados cuando los gradientes de presión entre los centros de las celdas son pequeños, de lo contrario genera discrepancias en los valores de la velocidad, siendo deficiente en los flujos con movimientos ciclónicos, swirls elevados (alta vorticidad) o valores altos para el número de Rayleigh. Considerar este esquema en presencia de grandes fuerzas superficiales, o geometrías curvas puede generar error, pues se asume que el gradiente de presión normal a la pared es cero.

El esquema de **Second order** reconstruye los valores de la presión en la cara de la celda utilizando la interpolación por diferencias centradas. Dicho esquema mejora la exactitud en la solución exceptuando los casos de modelos de mezcla para flujos multifase, cuando la malla es de mala calidad o en presencia de gradientes de presión discontinuos.

El esquema **The Body Force Weighted** obtiene la presión en la cara de la celda asumiendo un valor constante del gradiente de la diferencia entre la presión y las fuerzas de cuerpo, dando buenos resultados al conocerlas a priori.

El esquema **PRESTO!** utiliza el balance de masa en su forma discreta para alternar el volumen de control y obtener la presión en la cara de la celda. Permite obtener una exactitud comparable con otros algoritmos para mallas del tipo triangular, tetraédrica, híbrida y poliédrica. Este esquema es recomendado para flujos con altos números de swirls y flujos rotativos de alta velocidad, entre otros.

Se opta por un esquema tipo *second order*, debido a que no se basa en supuesto de gradiente de presión constante, de modo que representa de manera fiel el comportamiento dentro de la CLA.

Ecuación de continuidad La discretización de la ecuación de continuidad es la siguiente:

$$\sum_f^N J_f \alpha_f = 0 \quad (5.2.13)$$

Donde J_f representa el flujo másico a través de la cara. El valor de la velocidad es obtenido de un promedio ponderado de momentum, utilizando factores de peso basados en α_p . J_f es obtenido a partir de los valores almacenados de presión y velocidad normales dentro de dos celdas a los lados de la cara.

$$J_f = \rho_f \frac{\alpha_{p,c0} v_{n,c0} + \alpha_{p,c1} v_{n,c1}}{\alpha_{p,c0} + \alpha_{p,c1}} + d_c ((p_{c0} + (\nabla p)_{c0} \cdot \vec{r}_0) - (p_{c1} + (\nabla p)_{c1} \cdot \vec{r}_1)) \quad (5.2.14)$$

$$J_f = \tilde{J}_f + d_f (p_{c0} - p_{c1}) \quad (5.2.15)$$

Acoplamiento Presión-Velocidad El acoplamiento presión-velocidad se realiza mediante la ecuación de continuidad discretizada para obtener una relación adicional para la presión. Ansys provee de dos formas para dar solución al fenómeno en cuestión: Segregado o Acoplado, los que difieren en si la resolución de las ecuaciones gobernantes se realiza de forma secuencial o simultánea, respectivamente. El solver segregado permite elegir entre cuatro algoritmos: SIMPLE, SIMPLEC, PISO y Fractional Step (FSM).

El modelo **SIMPLE** utiliza una relación entre la presión y la correlación de la presión que asegure satisfacer la ecuación de continuidad y así obtener el campo de presión. La ecuación de movimiento se resuelve por medio de un campo ficticio de presión p^* , que permite obtener un campo de velocidad provisorio y un flujo másico resultante J^* .

$$J_f^* \tilde{J}_f^* + d_f(p_{c0}^* - p_{c1}^*) \tag{5.2.16}$$

J^* no satisface la conservación de masa, por lo que requiere de un factor de corrección del flujo másico, utilizando un factor corregido de presión:

$$\begin{aligned} J^* &= \tilde{J}^* + J' \\ J' &= d_f(p'_{c0} - p'_{c1}) \end{aligned} \tag{5.2.17}$$

Al sustituir las ecuaciones anteriores en la de continuidad discretizada, se obtiene la ecuación corregida para la presión en cada celda:

$$\begin{aligned} \alpha_p p' &= \sum_{nb} \alpha_{nb} p'_{nb} + b \\ b &= \sum_f J_f^* A_f \end{aligned} \tag{5.2.18}$$

Con b el flujo de masa entrante. De las ecuaciones anterior, se obtiene la presión en la celda y el flujo en las caras, que se corrigen a través del factor de relajación α para la presión, satisfaciendo la ecuación de continuidad.

$$\begin{aligned} p &= p^* + \alpha_p p' \\ J &= J_f^* + d_f(p'_{c0} - p'_{c1}) \end{aligned} \tag{5.2.19}$$

si α toma valores entre $[0,1]$, se denomina factor de subrelajación y si sobrepasa la unidad de sobrerrelajación, el primer caso determina una mayor estabilidad computacional y menor velocidad de convergencia. De observarse un comportamiento inestable, se propone disminuir los valores de α_m para la presión hasta 0.2.

SIMPLEC trabaja de forma similar a **SIMPLE**, con la diferencia en el coeficiente d_f del flujo, siendo este una función de $\alpha_p - \sum_{nb} \alpha_{nb}$ que permite acelerar la convergencia si esta se ve restringida por el acoplamiento de la presión-velocidad. Este algoritmo se recomienda para flujos simples donde la convergencia esté condicionada principalmente por el acoplamiento presión-velocidad, logrando una mayor rapidez de convergencia que **SIMPLE**, en casos más complejos, lograrán tasas de convergencia similares. De igual forma, se recomiendan estos algoritmos para flujos transientes con pasos de tiempos cortos, utilizados en modelos de turbulencia LES, pues requieren menor capacidad computacional.

El factor de relajación recomendado para este algoritmo es 1 que permite acelerar la convergencia, valores superiores, aumentan la inestabilidad para mallas muy asimétricas, utilizando un valor más conservados (0.7).

PISO usa un procedimiento similar a los mencionados anteriormente, pero evitando el cálculo repetitivo de las velocidades y flujos respectivos al no satisfacer la ecuación de momento luego de resolver la ecuación de presión corregida. Para mejorar la eficiencia del cálculo, este procedimiento implementa dos correcciones adicionales: neighbor y skewness corrections. El primero, permite realizar los cálculos reiterativos dentro de la etapa de solución de la ecuación de presión corregida, disminuyendo el número de iteraciones requeridas para la convergencia. El segundo, luego de dar solución a la ecuación corregida de presión, recalcula el gradiente asociado y lo utiliza para actualizar el valor de la corrección del flujo másico, reduciendo la dificultad en la convergencia para mallas asimétricas.

Este algoritmo con la corrección neighbor, es recomendado para flujos transitorios, con grandes pasos de tiempo, pero sin generar mayor diferencia con los algoritmos **SIMPLE** y **SIMPLEC**, para pasos de tiempo pequeños, en cuyo caso se recomienda utilizar factores de corrección para todas las ecuaciones.

La corrección skewness se recomienda para mallas con gran distorsión en flujos estacionarios y transitorios, cuyos coeficientes de relajación deben sumar la unidad para las ecuaciones de presión y momento. La implementación de los dos métodos de corrección se encuentra por default en Ansys, recomendando desacoplarlos para mallas con alta distorsión.

Coupled Algorithm se diferencia de los demás por resolver las ecuaciones de momento y continuidad de forma simultánea o acoplada, mejorando la convergencia, pero con un mayor costo computacional. Este esquema funciona de manera más eficiente para problemas de estado estacionario sin cambios de fase; en comparación con los esquemas segregados, discretizando de manera implícita el gradiente de presión en la ecuación de momento y del flujo másico, logrando mayor eficiencia y rapidez de convergencia.

Teniendo lo anterior en consideración, se escoge el modelo *PISO* para la simulación, debido a que se prioriza la eficiencia numérica y tomando en cuenta que el flujo es estacionario. Este modelo se valida, si y solo si se comprueba que se cumple la ley de la conservación de la masa y de momento.

Evaluación de gradiente y derivadas La discretización de los gradientes se hace necesaria para la obtención de valores de las variables en las caras de la celda de los términos difusivos y derivadas de la velocidad en las ecuaciones de conservación. Para ello, Ansys dispone de tres esquemas: Green-Gauss Cell-Based, Green-Gauss Node-Based y Least Square Cell-Based. El primero de ellos, genera el valor del gradiente en la cara de la celda, a partir del valor de la variable obtenida del promedio aritmético entre los valores entre las caras de las celdas vecinas. El segundo, a partir del valor entre los nodos de las celdas por medio de un promedio ponderado. El tercero, asume una variación lineal, considerando la distancia entre los centroides.

Node-Based y Least Squares logran una exactitud similar en presencia de una malla asimétrica y distorsionada, donde el último posee un menor requerimiento computacional. Por lo anterior, la discretización de tipo *Least Square Cell-Based* será utilizada para la simulación.

Capítulo 6

Calidad de simulaciones numéricas

6.1. Convergencia de malla

Para estudiar la convergencia de malla, se simuló el fenómeno de heladas en el mes de septiembre en tres mallas diferentes, sus características se muestran en el siguiente Cuadro:

Cuadro 6.1: Características de mallas de estudio

Parámetro	Malla fina	Malla media	Malla gruesa
$\Delta x, y$ [m]	1.5	2	3
Puntos en z	20	15	10
Nodos totales	1.262.105	737.783	367.504
Elementos totales	300.696	173.676	84.506

Cada una de las simulaciones se realizó para un total de 750 y 1000 iteraciones. A la mitad de las iteraciones total se aprecia una estabilidad de los valores residuales de la ecuación de continuidad. En el caso de la malla fina se consiguen residuales del orden de 10^{-2} , mientras que para las mallas de calidades más bajas se logra una convergencia de orden 10^{-3} . Las comparaciones entre cada calidad se pueden observar en las Figura 6.1.

La convergencia, sobretodo en la ecuación de continuidad, se suaviza a medida que la malla disminuye en calidad y es la que determina en definitiva el tiempo de convergencia.

La cantidad de puntos que se escogen para cada simulación influyen considerablemente los tiempos de convergencia, dada por aumentos exponenciales en sus duraciones. Para el caso de una malla de baja calidad, toma 10 minutos lograr una

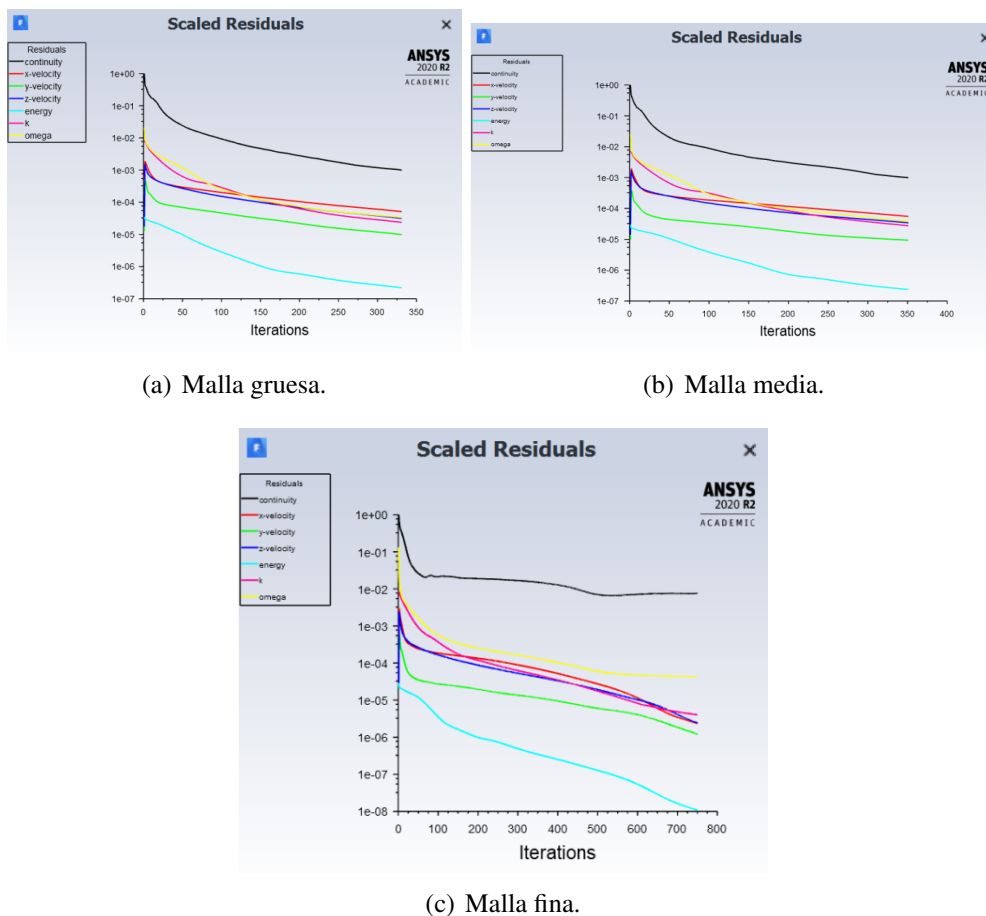


Figura 6.1: Comportamientos residuales para una simulación en el mes de septiembre con una malla gruesa (a), media (b) y fina (c).

convergencia en cada parámetro de interés. En tanto, para una malla de calidad media, el tiempo promedio de simulación requiere de 27 minutos, lo que representa casi un triple de duración en comparación a una malla más gruesa. Finalmente, la malla de mejor calidad requería de un promedio de tiempo de aproximadamente 90 minutos.

La tendencia indica que al aumentar la cantidad de puntos de la malla, se triplica el tiempo de simulación. Entre las razones se encuentran una mayor cantidad de puntos entre cada hilera de cerezos que sumado al cambio constante entre un árbol y el cambio entre un área no cultivada provocan este efecto. Otro factor a considerar es el aumento al doble de la cantidad de puntos en altura y la geometría compleja de los árboles.

Con el fin de aumentar la precisión de la simulación, especialmente entre el cultivo, se decide utilizar la malla fina.

6.2. Estabilidad numérica

Con el fin de evaluar la estabilidad numérica de la simulación, se comparan los residuales de las simulaciones de distintos escenarios, como se muestra en la Figura 6.2. Se logra observar que la ecuación de continuidad de masa es la que determina la convergencia de la simulación. Además, su residual alcanza valores mínimos de 10^{-2} [kg/s], teniendo en cuenta el tamaño del volumen de control, este valor se considera despreciable.

6.3. Eficiencia computacional

Los tiempos de simulación en malla fina para los distintos escenarios, se registraron en el Cuadro 6.2, obteniendo un tiempo promedio de simulación de 93,4 [min].

Cuadro 6.2: Tiempo de simulación de diferentes escenarios.

Escenario	Tiempo de simulación [min]
Enero Frío	87
Enero Cálido	107
Enero Ola de calor	88
Julio Frío	98
Julio Cálido	93
Septiembre Frío	82

Teniendo en consideración que se trabajó con 1.3 millones de nodos, que otorgan mayor precisión al modelo, se estima que la malla utilizada optimiza la relación costo/eficiencia computacional. Además, se utilizó la mayor refinación posible con una licencia de Ansys Student.

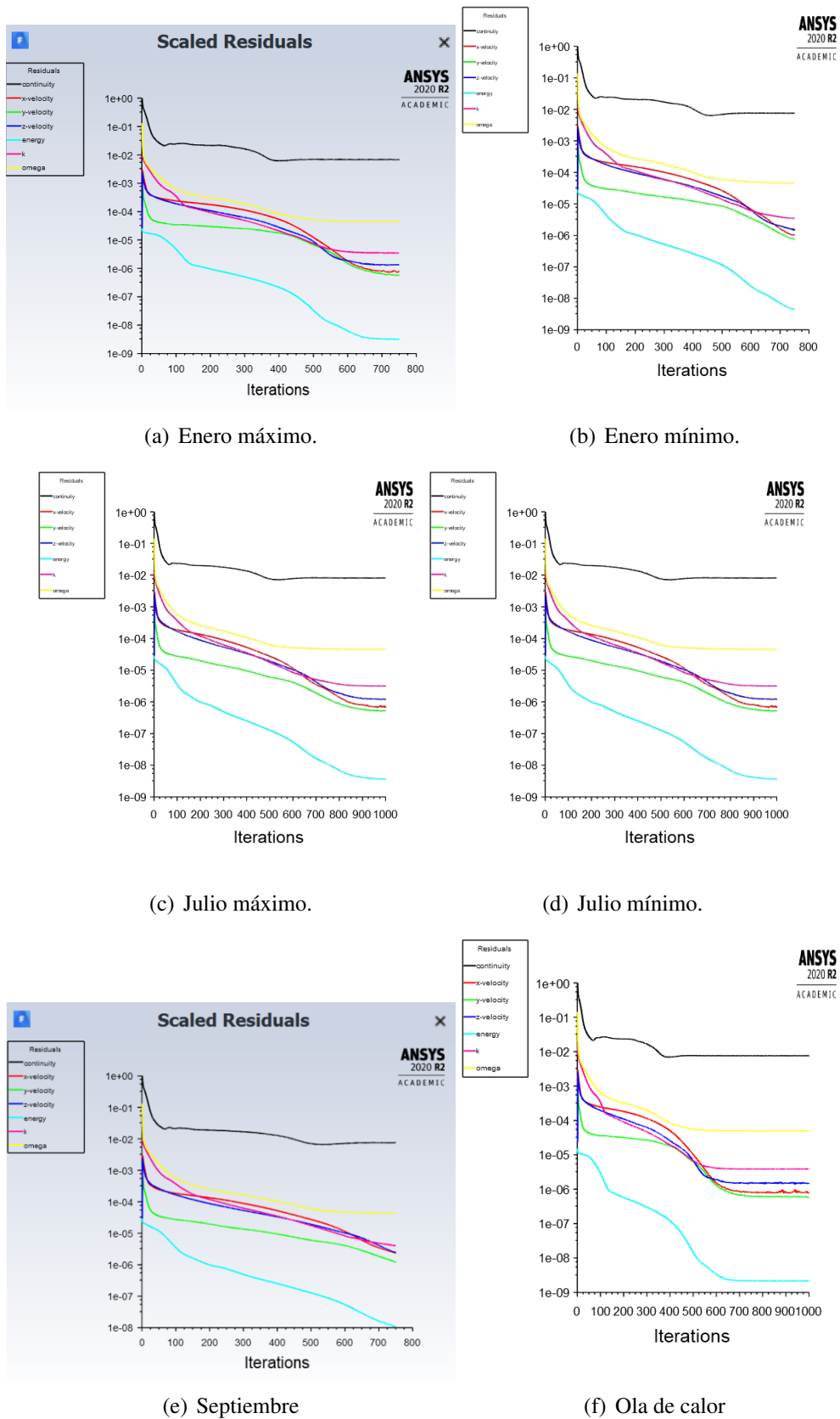


Figura 6.2: Comportamientos residuales para las simulaciones de enero, julio y septiembre.

Capítulo 7

Metodología de Estimación de la ETO

El intercambio de energía entre la superficie terrestre y la atmósfera tiene estrecha relación en la estimación de la evapotranspiración. En este espacio, ocurren 4 procesos importantes:

- *Absorción y Emisión* de radiación electromagnética en la superficie.
- *Conducción Térmica* de energía en el interior del suelo terrestre.
- *Transferencia turbulenta* del calor a través o fuera de la superficie dentro de la atmósfera.
- *Evaporación* del agua acumulada en el suelo o *condensación* del vapor de agua atmosférico.

Cada uno de estas fuerzas pueden ser representadas mediante la ecuación de temperatura en según el método de **Equilibrio Energético Superficial (SEB)** [36]. Se emplea la temperatura absoluta T , debido a que las diferencias con la temperatura potencial θ son bastante bajas a nivel superficial. Esta ecuación puede ser expresada como:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_i} = -\frac{1}{\rho_a c_p} \frac{\partial \bar{R}_n}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{u}'_i T'}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{G}^*}{\partial x_i} + \bar{S}^* + \bar{B}^* + \bar{LE}^* + Ot^* \quad (7.0.1)$$

El operador de la barra indica un valor promedio, mientras que el símbolo ' muestra una desviación de ese valor promedio. El lado izquierdo es equivalente a la derivada total de la temperatura absoluta T expandida como la suma de la variación temporal de la temperatura en el tiempo TT^* y del término advectivo Adv^* . Del lado derecho, se tiene la divergencia del flujo neto de radiación R_n , los flujos turbulentos productos de

la descomposición de Reynolds $\overline{u'T'}$ y flujo de calor molecular G^* . Seguido de estos se hayan términos de fuentes distribuidos en un volumen tales como los elementos de masa S^* , procesos biológicos B^* , los cambios de fase del agua LE^* y otros procesos o factores, los cuales son incluidos en los errores instrumentales Ot^* . En tanto ρ_a y c_p corresponden a la densidad y calor específico promedio del aire que permite la conversión de unidades Ks^{-1} a Wm^{-2} [36].

Por lo general, el aporte de S^* y B^* es despreciable frente a la dimensión de los principales flujos que dominan el comportamiento de la CLA. Cada uno de los términos considerados en el balance energético se desglosan a continuación.

7.1. Radiación neta

El balance de energía considera la radiación neta en la superficie terrestre. Esta se compone de dos componentes: la radiación de onda corta S_n y de onda larga neta L_n [22]:

$$R_n = S_n + L_n = S_{in} - S_{out} + L_{in} - L_{out} \quad [Wm^{-2}] \quad (7.1.1)$$

Donde el subíndice S_{in} es la radiación solar de onda corta que desciende hacia la Tierra y S_{out} la que asciende. Análogamente, se da con la radiación de onda larga L_n .

La radiación entrante de onda corta se calcula como:

$$S_{in} = G_s \cos \beta \quad (7.1.2)$$

Donde G_s corresponde a la radiación directa normal local en $[W \cdot m^{-2}]$ y β es el ángulo de incidencia entre los rayos solares y el vector normal de la superficie que se asume igual a la latitud φ de la zona.

En tanto la radiación saliente de onda corta se define como:

$$S_{out} = \alpha S_{in} = \alpha G_s \cos \beta \quad (7.1.3)$$

En donde α es el albedo definido como el porcentaje de radiación solar que es reflejada por la superficie del suelo luego de que los rayos hayan penetrado esta. Su valor depende del contenido de agua en el suelo, color y textura así como del contenido de materia

org+ánica y rugosidad del suelo. Algunos valores sugeridos para α se encuentra en el Cuadro 7.1.

Cuadro 7.1: Valores para el albedo superficial sobre distintos suelos [115].

Superficie del suelo	Albedo	Fuente
Suelos oscuros, húmedos a luminosos, secos	0,05-0,5	Oke (1987)
Suelo arenoso seco	0,25-0,45	Rosenberg <i>et al.</i> (1983)
Arenoso húmedo	0,09	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Arenoso seco	0,18	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Arcilloso oscuro y húmedo	0,02-0,08	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Campos sin cultivo	0,12-0,25	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Pasto	0,16-0,27	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)

Por otro lado, la radiación entrante de onda larga se calcula en base a la Ley de Stefan-Boltzmann:

$$L_{in} = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (7.1.4)$$

En donde ϵ_a es la emisividad del aire que tiene relación con el presión de saturación del vapor de agua y con ello, de la temperatura de ella [115]:

$$\begin{aligned} \epsilon_a &= 0,7 + 5,95 \cdot 10^{-4} \cdot e_a \exp\left(\frac{1500}{T_a + 273,1}\right) \\ e_a &= \frac{q_a}{100} e_s \\ e_s &= 0,6107 \exp\left(\frac{17,269T_a}{T_a + 273,1}\right) \end{aligned} \quad (7.1.5)$$

Donde e_a es la presión del vapor [kPa], q_a es la humedad relativa del aire y e_s es presión del vapor saturado [kPa] a la temperatura del aire T_a . Por otro lado, la radiación saliente de onda larga se puede estimar como [115]:

$$L_{out} = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (7.1.6)$$

En donde ϵ_s y T_s corresponden a la emisividad y temperatura superficial. La emisividad de la superficie del suelo es principalmente controlado por el tipo de suelo y sus propiedades. Es un parámetro que no se puede medir con precisión, pero que ha sido determinado en el Cuadro 7.2, donde se observa que este valor fluctúa en un rango

de 0,9 y 0,98.

Cuadro 7.2: Valores para el emisividad superficial sobre distintos suelos [115].

Superficie del suelo	Emisividad ϵ_s	Fuente
Suelos oscuros, húmedos a luminosos, secos	0,9-0,98	Oke (1987)
Suelo arenoso seco	0,98	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Arenoso húmedo	0,95	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Arenoso seco	0,97	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Arcilloso oscuro y húmedo	0,95	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)
Pasto	0,96-0,98	Van Wijk y Scholte Ubing (1963)

7.2. Flujo de calor sensible

Este flujo de calor sensible es un parámetro de medición de los flujos de calor turbulentos en base a un sistema de correlación de vórtices definida como:

$$\begin{aligned}
 H_{\text{turb}} &= \rho_a c_p \frac{\partial \overline{u'_i T'}}{\partial x_i} \\
 &= \rho_a c_p \left(\underbrace{\frac{\partial \overline{u' T'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v' T'}}{\partial y}}_{\text{Dif Turb}^*} + \underbrace{\frac{\partial \overline{w' T'}}{\partial z}}_{H^*} \right) \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad (7.2.1)
 \end{aligned}$$

Los dos primeros términos del lado derecho suelen considerarse como términos de difusión turbulenta de calor Dif Turb^* , los cuales son responsables de que la turbulencia no tenga cierre (*the closure problem*) [139]. Por ello, para resolver este problema se emplea el modelo gradiente expresado como.

$$\text{Dif Turb} = K_h \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad [\text{K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (7.2.2)$$

Donde existe un gradiente de temperatura bidimensional y un coeficiente de difusividad térmica K_h en unidades de $[\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$. La parametrización de K_h es derivada de la teoría de similaridad de Monin-Obukhov [112]:

$$K_h = \kappa u_* z \phi_h^{-1} \quad (7.2.3)$$

Donde κ es la constante de von Kármán (0,41); u_* es la velocidad de fricción y z ,

la elevación sobre la distancia de desplazamiento. La función ϕ_h^{-1} representa el efecto de la estabilidad de la capa límite sobre el proceso de transferencia del calor. La forma funcional de ϕ_h ha sido determinada de forma empírica [51]:

$$\phi_h = \begin{cases} \alpha(1 - \gamma_1 \zeta)^{-1/2} & \zeta < 0(\text{inestable}) \\ \alpha & \zeta = 0(\text{neutral}) \\ \alpha + \gamma_2 \zeta & \zeta > 0(\text{estable}) \end{cases} \quad (7.2.4)$$

Donde ζ es el parámetro adimensional de flotabilidad:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (7.2.5)$$

A su vez, L es la longitud de Obukhov.

En tanto, el último término que corresponde a la divergencia vertical que para efectos de la evapotranspiración se parametriza en base al diferencial de temperatura entre la superficie T_s y del aire T_a junto a una resistencia aerodinámica r_a [sm^{-1}] [22]:

$$H = \rho_a c_p \frac{(T_s - T_a)}{r_a} \quad (7.2.6)$$

La resistencia aerodinámica está inversamente relacionada a la eficiencia de la atmósfera para intercambiar momento y calor con la superficie la cual corresponde a la intensidad de la turbulencia. Tradicionalmente, según la FAO [56] este valor se calcula como:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d_e}{z_{0m}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d_e}{z_{0h}} \right]}{\kappa^2 u_z} \quad (7.2.7)$$

Donde z_m y z_h son las alturas de la velocidad del viento y de la temperatura del aire según la medición [m], d_e es altura de desplazamiento de la superficie [m] estimada como $d_e = 0,67h_c$ con h_c como la altura del cultivo [m]. En tanto z_{0m} y z_{0h} son las longitudes de rugosidad para transferencia de calor e intercambio de momento, respectivamente. Finalmente u_z es la velocidad del viento a una altura z [ms^{-1}] con κ como la constante de von Kármán ($=0,41$). Sin embargo, su aplicación se limita por el poco conocimiento que se tiene con respecto a las propiedades del canopy así como el potencial hídrico de la hoja del cultivo.

Rodný [et al] [54] plantean una versión de este valor más completa al considerar

la distribución de la humedad del aire, su temperatura y velocidad del viento en dos subcapas comprendidas entre $(0, z_0)$ y (z_0, z) . De esta forma la evaporación inicia a nivel de la superficie ($z=0$) y no a la altura caracterizada por la longitud de rugosidad z_0 como contempla la FAO [56].

Para un estado de equilibrio en la atmósfera, la resistencia aerodinámica en la subcapa viscosa comprendida en el intervalo $(0, z_0)$ puede ser evaluada empíricamente por el número de Reynolds [135] expresada como:

$$r_{a,sub} = \frac{\left(\frac{z_0 u_*}{\nu_a}\right)^{p_e}}{\kappa u_*} \quad (7.2.8)$$

Donde u_* es la velocidad de fricción [m/s], z_0 es la longitud de rugosidad específica del cultivo de la superficie de evaporación [m], ν_a es la viscosidad cinématica del aire [$m^2 s^{-1}$] y p_e es una constante fijada como 0,25.

Por otro lado, la resistencia al transporte del vapor de agua en la capa límite sobre el canopy entre el intervalo (z_0, z) se realiza según la relación empírica de Thom [142].

$$r_{a,b} = \frac{\ln\left(\frac{z - d_e}{z_0}\right)}{\kappa u_*} \quad (7.2.9)$$

Donde z es la altura de medición de la velocidad del aire, d_e es la altura de desplazamiento de superficie cero.

Finalmente, la expresión final de la resistencia aerodinámica para todo el dominio vertical queda conformada según la ecuación 7.2.10:

$$r_a = \frac{\left(\frac{z_0 u_*}{\nu_a}\right)^{p_e} + \ln\left(\frac{z - d_e}{z_0}\right)}{\kappa u_*} \quad [s \cdot m^{-1}] \quad (7.2.10)$$

7.3. Flujo de calor superficial

Cuantifica la energía perdida por conducción del calor a través en el fondo de la capa límite. Es positiva cuando el flujo se dirige hacia afuera de la superficie. Su modelación se la realiza a través de la ley de Fourier que considera la conductividad térmica κ [W/mK]

y un gradiente de temperatura en función de la altura $\frac{\partial T}{\partial z}$.

$$G = -\kappa \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7.3.1)$$

Choudhury et al. [117] plantean un modelo conceptual que relaciona el ratio G/R_n v/s el índice foliar de hoja LAI.

$$G = C \cdot R_n \cdot \exp(-\mu \cdot LAI) \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (7.3.2)$$

Donde C es un coeficiente para suelo desnudo ($\sim 0,4$) y μ es coeficiente de extinción de la luz que está en el orden de los 0,5; pero que varía según el tipo de vegetación y el ángulo solar zenit, quedando constituido G como:

$$G = 0,4 \cdot R_n \cdot \exp(-0,5 \cdot LAI) \quad (7.3.3)$$

Los valores del índice foliar LAI varían según el tipo de cultivo y la etapa de crecimiento de este. Algunos valores se encuentran especificados en el inciso 4.2.

7.4. Flujos advectivos

Habitualmente, los flujos verticales y horizontales de la advección como los divergentes son responsables de la subestimación de la evapotranspiración. Estos flujos son despreciables con mayor razón en el balance energético de la ET cuando los flujos debido a la turbulencia son pequeños [139]. Estos flujos son significativos en períodos nocturnos que diurnos y a bajas alturas que altas sobre una superficie heterogénea.

Los flujos advectivos denotados por Adv^* resultan de la divergencia del flujo tridimensional de un campo de velocidades del viento $\vec{U} = (u, v, w)$ y un gradiente de temperatura ∇T .

$$\begin{aligned} Adv^* &= \vec{U} \cdot \nabla T \\ &= (u, v, w) \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ &= \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ Adv &= \rho_a c_p \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad [W \cdot m^{-2}] \end{aligned} \quad (7.4.1)$$

7.5. Balance energético propuesto

Expandiendo cada uno de los términos de la ecuación 7.0.1 mediante discretización se obtiene un sistema constituido como:

$$\begin{aligned} \frac{\Delta T}{\Delta t} + \left(u \frac{\Delta T}{\Delta x} + v \frac{\Delta T}{\Delta y} + w \frac{\Delta T}{\Delta z} \right) = & -\frac{1}{\rho_a c_p} \left[\left(\frac{Rn_r - Rn_l}{x_r - x_l} \right) + \left(\frac{Rn_f - Rn_k}{y_f - y_k} \right) + \left(\frac{Rn_t - Rn_b}{z_t - z_b} \right) \right] \\ & - \left[\left(\frac{G_r^* - G_l^*}{x_r - x_l} \right) + \left(\frac{G_f^* - G_k^*}{y_f - y_k} \right) + \left(\frac{G_t^* - G_b^*}{z_t - z_b} \right) \right] \\ & - \left[\left(\frac{u'T'_r - u'T'_l}{x_r - x_l} \right) + \left(\frac{v'T'_f - v'T'_k}{y_f - y_k} \right) \right] + \frac{T_s - T_a}{r_a} + LE^* \end{aligned} \quad (7.5.1)$$

Dentro de un sistema tridimensional, se fijan límites en la dirección x de izquierda a derecha denotados por l y r , respectivamente. Análogamente para la dirección y se consideran límites con denotación f y k , mientras que en dirección z se marca el borde superior e inferior como t y b , respectivamente. Para flujos como la radiación neta R_n y el flujo de calor superficial G^* , la influencia horizontal sobre estos es despreciable [36], además de que a nivel de suelo son también se pueden despreciar (i.e. Rn_b^* y G_b^* son cero). Luego, el diferencial de altura ($z_t - z_b$) se puede aproximar como z_t , ya que z_b es, por lo general, muchísimo más pequeño que z_t . Por ello, a la ecuación 7.5.1 se le puede multiplicar por el factor $\rho_a c_p z_t$:

$$\begin{aligned} \rho_a c_p z_t \left[\frac{\Delta T}{\Delta t} + \left(u \frac{\Delta T}{\Delta x} + v \frac{\Delta T}{\Delta y} + w \frac{\Delta T}{\Delta z} \right) \right] = & -Rn_t + \rho_a c_p G^* + \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} z_t + LE \\ & - \rho_a c_p z_t \left[\left(\frac{u'T'_r - u'T'_l}{x_r - x_l} \right) + \left(\frac{v'T'_f - v'T'_k}{y_f - y_k} \right) \right] \end{aligned} \quad (7.5.2)$$

$$\begin{aligned} LE = & \rho_a c_p z_t \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] + [(1 - \alpha)G_s \cos \beta + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4] \\ & - 0,4 \cdot \rho_a c_p R_n \cdot \exp(-0,5 \cdot LAI) - \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} z_t + \rho_a c_p K_h \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \right) \left[\frac{W}{m^2} \right] \end{aligned} \quad (7.5.3)$$

La evapotranspiración potencial ETo se define en base al flujo de calor latente LE que representa un flujo residual de los principales fenómenos que ocurren en la CLA:

$$LE = TT + Adv + Rn - G - H + Dif_{Turb} \left[\frac{W}{m^2} \right] \quad (7.5.4)$$

Por ello la evapotranspiración potencial diaria ET_{O24} tiene como valor [136]:

$$\begin{aligned} ET_{O24} \left[\frac{mm}{dia} \right] &= 86400 \left[\frac{s}{dia} \right] \cdot 1000 \left[\frac{mm}{m} \right] \cdot \frac{LE \left[\frac{W}{m^2} \right]}{\rho_w \left[\frac{kg}{m^3} \right] \lambda \left[\frac{J}{kg} \right]} \\ &= 0,0353 \cdot LE \left[\frac{W}{m^2} \right] \end{aligned} \quad (7.5.5)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua ($=1000[kg/m^3]$) y λ es el calor latente de vaporización del agua ($\sim 2,45 \cdot 10^6[J/kg]$).

Trasladado a la evapotranspiración específica de un cultivo frutal (ET_c) adecuada a las necesidades de agua de la planta y adaptada las etapas fenológicas en un coeficiente de cultivo K_c . Por ello la evapotranspiración de cultivo queda determinada por [56]:

$$ET_c = K_c \cdot ET_{O24} \quad (7.5.6)$$

7.6. Consideraciones del método propuesto

Se deben tener las siguientes consideraciones con respecto a la ecuación 7.5.5, debido a que el modelo se ve limitado por la disponibilidad de datos en el lugar de medición. Sin embargo, en comparación a los métodos de mayor aceptación y uso, no desprecia la influencia de la advección producto del factor topográfico de la zona, ya sea, si es una superficie homogénea o heterogénea, plana o inclinada, con relieve montañoso o una geografía similar a la de un valle. Estos efectos son críticos en zonas áridas como semiáridas; considerando que el actual panorama climático del país apunta a una transición de climas templados a climas de este tipo, por lo que la estimación de la ETo apropiada permitirá una mejor lectura de los resultados y de la adaptación de los cultivos a estas nuevas realidades.

El análisis de Cuxart *et al.* [36] en la cual se planteó este sistema que caracteriza el comportamiento en la CLA ha sido evaluado sobre el valle de Ebro, en la península ibérica de España sobre la cual existe un cultivo de uvas y en donde se cuantifican aquellos flujos

que son despreciados inicialmente de las ecuaciones tradicionales de la ETo. Considerar que aquellos modelos que requieren sólo la entrada de temperatura y radiación solar como la ecuación de Priestley-Taylor o Hargreaves se comportan de manera idónea con el método de referencia de Penman-Monteith, sobretodo para geografías de distintas configuraciones. Es posible comparar este nuevo modelo propuesto con los mencionados anteriormente y encontrar la correlación entre estas.

En el plano nacional, existe una baja disponibilidad de datos, por lo que métodos de Hargreaves se posicionan como buenas alternativas a métodos de mayor exigencia como de Penman-Monteith sobre un terrenos ubicados en la depresión intermedia o más cercanos a la costa con alta variabilidad espacial como temporal en la Región de O'Higgins [116]. Otro método como el de Priestley-Taylor se aproximan de manera considerable al método convencional de la FAO sobre una zona dedicada a la actividad agrícola en la Región del Ñuble, específicamente en la comuna de Chillán, en donde se realizaron mediciones con la ayuda de estaciones climáticas de parte del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) y la Universidad de Concepción [149]. La consideración que se debe tener es que el análisis se realiza sobre un territorio con clima mediterráneo temperado con un régimen hídrico con precipitaciones anuales de 1.025 [mm] y períodos secos entre diciembre a marzo, mismo comportamiento al de la Región de O'Higgins. Por ello, la introducción de tecnologías relacionadas a estaciones biometereológicas que abran la posibilidad de una mayor disponibilidad de parámetros climáticos, así como la consideración de la topografía del sector son claves al momento de entregar datos confiables y con bajos errores para estimar la verdadera demanda de suministro de agua a cultivos frutales.

7.7. Metodología posterior a resultados de simulación

Con los resultados de las distintas simulaciones para un campo de cerezos en Viveros de Copequén se realiza la estimación de la evapotranspiración potencial (ETo) para 2 escenarios: para un día característico de enero (en condiciones cálidas) y con un ola particular de calor. En ambos planos existen condiciones meteorológicas de alta exigencia, debido a altas temperaturas como velocidades máximas según la ubicación del estudio.

Posterior a la estimación con el método propuesto, se compararán los resultados con otras metodologías de amplio uso en la agroindustria: Penman-Monteith (PM),

Priestley-Taylor (PT), Hargreaves-Samani (HS) y Turc. Con ello, se busca saber si esta nueva forma de cálculo presenta bajas o altas diferencias con los métodos convencionales y si existen sobre o subestimaciones de la evapotranspiración.

Esta metodología contempla 5 grandes fenómenos que serán contemplados en el cálculo de la evapotranspiración:

- Radiación solar neta.
- Flujo de calor superficial.
- Flujo de calor sensible.
- Flujo de difusión turbulenta de calor.
- Advección.

El término TT de la variación temporal de la temperatura puede ser despreciado, debido a que este proceso es estacionario.

7.7.1. Radiación solar

Para la radiación solar neta, se extraen datos del Explorador Solar, plataforma abierta del Ministerio de Energía de la cual se extrae el valor promedio de la radiación solar directa normal de Viveros de Copequén. El día de mayor exigencia radiativa corresponde al día 21 de enero ($n = 21$) y en tanto como día representativo de este mes, se analiza el día 30 ($n = 30$). Con ello, se puede estimar la declinación solar (γ), es decir, la desviación angular de los rayos solares con respecto al eje ecuatorial, calculada como:

$$\gamma = 23,45 \cdot \sin \left[\frac{360}{365} (283 + n) \right] \quad [^\circ] \quad (7.7.1)$$

Este valor de la ecuación 7.7.1 es siempre negativo al ser estudiada en el Hemisferio Sur. En tanto, la latitud ϕ del sitio corresponde a $-34,25[^\circ]$ y la longitud a $-70,92[^\circ]$. La radiación solar efectiva sobre un terreno se estima en base a las horas de luz solar como se expresa en la ecuación 7.7.2 como función de la declinación y la latitud:

$$N_{\text{horas}} = 24 - \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan\phi \tan\gamma) \quad [^\circ] \quad (7.7.2)$$

Por último, la radiación solar global normal G_s del lugar en estudio corresponde a $6,4[\text{kWh} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}]$. Por ello, la radiación solar de onda larga que ingresa (día

característico de enero y una ola de calor) según los parámetros anteriores se calcula como:

$$L_{in} = G_s \frac{\cos(\varphi)}{N_{horas}} \cdot 1000 [W \cdot m^{-2}] \quad (7.7.3)$$

Los valores obtenidos para los 2 que son simulados se representan en el Cuadro 7.3:

Cuadro 7.3: Valores principales de la radiación de Viveros de Copequén.

Escenario	Declinación γ [°]	Horas de luz solar [hr]	L_{in} [$W \cdot m^{-2}$]
Enero Cálido	-18,04	10,29	514,04
Ola de Calor	-20,14	10,070	525,22

Para los otros parámetros restantes en la determinación de la radiación solar neta, se define el albedo superficial que según el Cuadro 7.1 para un terreno con campos sin cultivo como de propiedad arenosa húmeda se marca como $\alpha = 0,18$. Análogamente, la emisividad responde a esta misma propiedad del terreno correspondiente a $\epsilon = 0,95$ según el Cuadro 7.2. Finalmente, según la Dirección General de Aeronáutica Civil, la humedad relativa del aire en este lugar corresponde a $q_a = 63,3$ [%].

Los tres parámetros restantes de la radiación solar neta requieren los resultados de la temperatura superficial como la del aire.

7.7.2. Flujo de calor superficial

Los valores de entrada son la radiación solar neta R_n y el índice de área foliar LAI máximo que corresponde a 0,83.

7.7.3. Flujo de calor sensible

Preliminarmente, se sabe que el largo de rugosidad aerodinámico para ambos casos corresponde a $z_0=0,3265$ [m] y la altura de desplazamiento $d_0=2,1930$ [m]. Por otro lado, la densidad ρ y viscosidad cinemática ν del aire y la velocidad de fricción u_* para cada escenario se explicita en el Cuadro 7.4:

Cuadro 7.4: Valores de entrada para cálculo de flujo de calor sensible.

Escenario	ρ_a [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	ν_a [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]	u_* [m/s]
Enero Cálido	1,185	$1,57 \cdot 10^{-5}$	0,3549
Ola de Calor	1,140	$1,65 \cdot 10^{-5}$	0,3881

7.7.4. Difusión turbulenta de calor

El valor del coeficiente de difusividad térmica K_h depende de la estratificación atmosférica, la cual en cada uno de los casos es estable según el Cuadro... Por lo tanto, el valor de K_h para un día característico de Enero corresponde a $-0,0606$ [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] y para una ola particular de calor, $-0,0605$ [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

7.7.5. Advección

Se requiere el campo de velocidad promedio de cada situación simulada (u, v) , en tanto, el valor de la velocidad vertical w se desprecia, debido a que esta mucho más baja que las otras componentes. En tanto el campo de temperaturas se discretiza bajo diferencias finitas adelantadas de primer orden como se expresa en la ecuación 7.7.4.

$$\begin{aligned} \frac{\Delta T}{\Delta x} &= \frac{T_{i+1} - T_i}{x_{i+1} - x_i} \\ \frac{\Delta T}{\Delta y} &= \frac{T_{j+1} - T_j}{y_{j+1} - y_j} \end{aligned} \quad (7.7.4)$$

El procesamiento de los datos y el cálculo de la ETo se realiza mediante el lenguaje de programación Python, en donde se adjunta desde las Figuras B.1 a B.5 el código de ejecución.

Capítulo 8

Resultados

8.1. Resultados de la Simulación

Se simulan 6 escenarios válidos con condiciones a temperaturas altas en los meses de Enero y Julio. De manera análoga se realiza con estos meses con condiciones térmicas bajas más la adición del mes de Septiembre [63]. Los datos de Enero y Julio son extraídos de data meteorológica de la Dirección General de Aeronáutica Civil (DGAC) [3]. Con ello se simula velocidad y temperatura para la localidad de Copequén como referencia, donde el primer cultivo corresponde a un cerezo de especie Santina y la segunda (o trasera) a una especie del tipo Skeena.

Cuadro 8.1: Perfiles de temperatura y velocidad.

Fecha	Perfil de Temperatura [K]	Perfil de Velocidad [m/s]
Enero Frío	$1,00455(8,59 \exp(-z/71,25) + 1,71) + 273,15$	$0,2043/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Enero Cálido	$1,00455(10,75 \exp(-z/71,25) + 16,57) + 273,15$	$0,3549/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Ola de Calor	$1,00455(11,82 \exp(-z/71,25) + 23,50) + 273,15$	$0,3881/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Julio Frío	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 26,30) + 273,15$	$0,1294/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Julio Cálido	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 26,30) + 273,15$	$0,4252/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$
Sept Frío	$1,00455(-20,16 \exp(-z/71,25) + 23,31) + 273,15$	$0,0739/\kappa \cdot \ln(z/z_0)$

Con κ como la constante de von Kármán equivalente a 0,41 y z_0 como el largo de rugosidad equivalente a 0,3265[m].

Estos valores son asignados en la condición de borde **Velocity Inlet**, en donde se ingresa un perfil de la velocidad y un perfil de temperatura.

8.2. Escenarios cálidos

Se simulan 2 escenarios para los meses de Enero y Julio. Adicionalmente, se revisa el caso particular de una ola de calor en el mes de Enero.

8.2.1. Escenarios a diferentes alturas

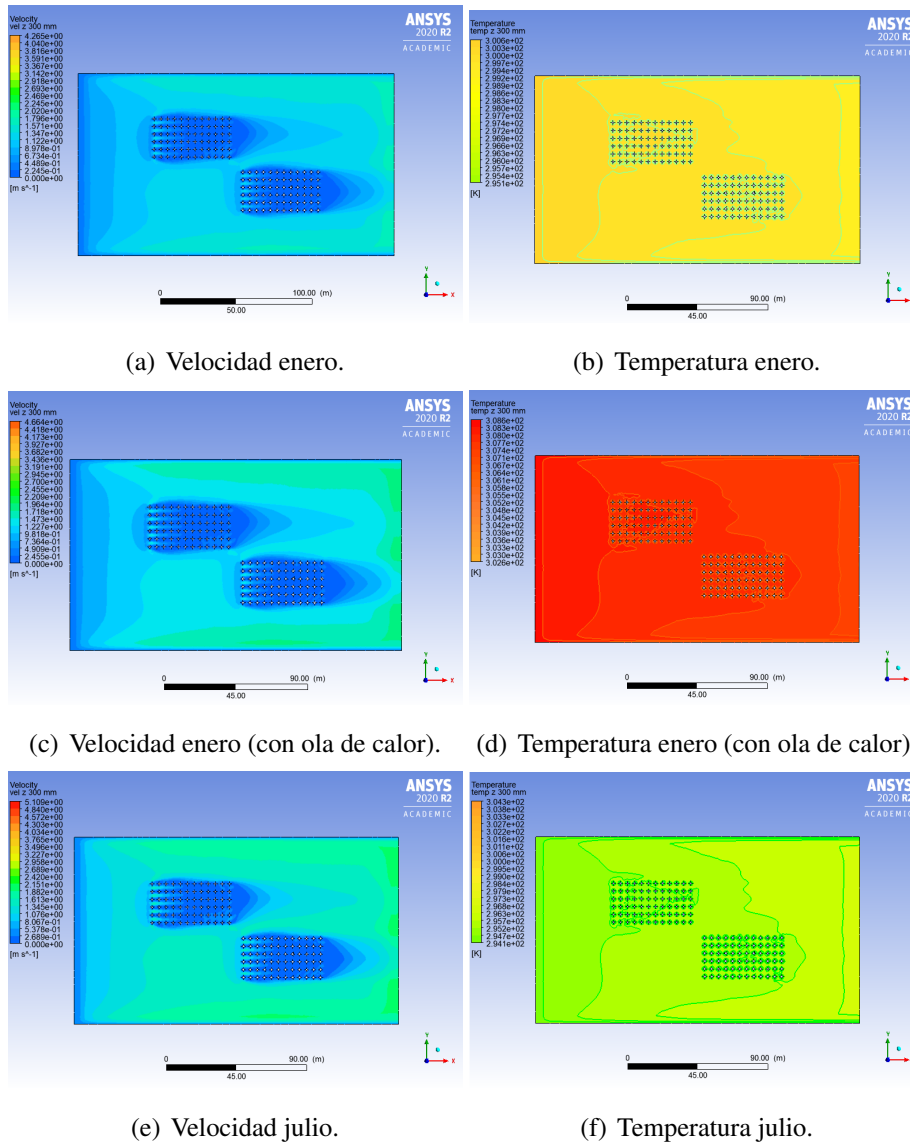


Figura 8.1: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy con $z=0,3[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xy en $z=0,3[m]$ Dinámicamente, se observan mayores saltos en el aumento de la velocidad desde el cultivo de Santina a Skeena. Preliminarmente, la advección es más

severa a altas temperaturas y con fuerte advección en el cultivo trasero. Térmicamente, existen más cambios en el mes de enero para ambas condiciones, mientras que en julio hay mayor homogenización. El cultivo de Santina se encuentra a mayores temperaturas que en caso de la Skeena.

Plano xy en z=1[m] Se ven comportamiento similares al análisis a 0,3[m] de altura. Sin embargo, la capa límite es un poco más larga, ya que hay que considerar que en este punto se encuentra el canopy. A nivel térmico, no se observan diferencias en el patrón de distribución.

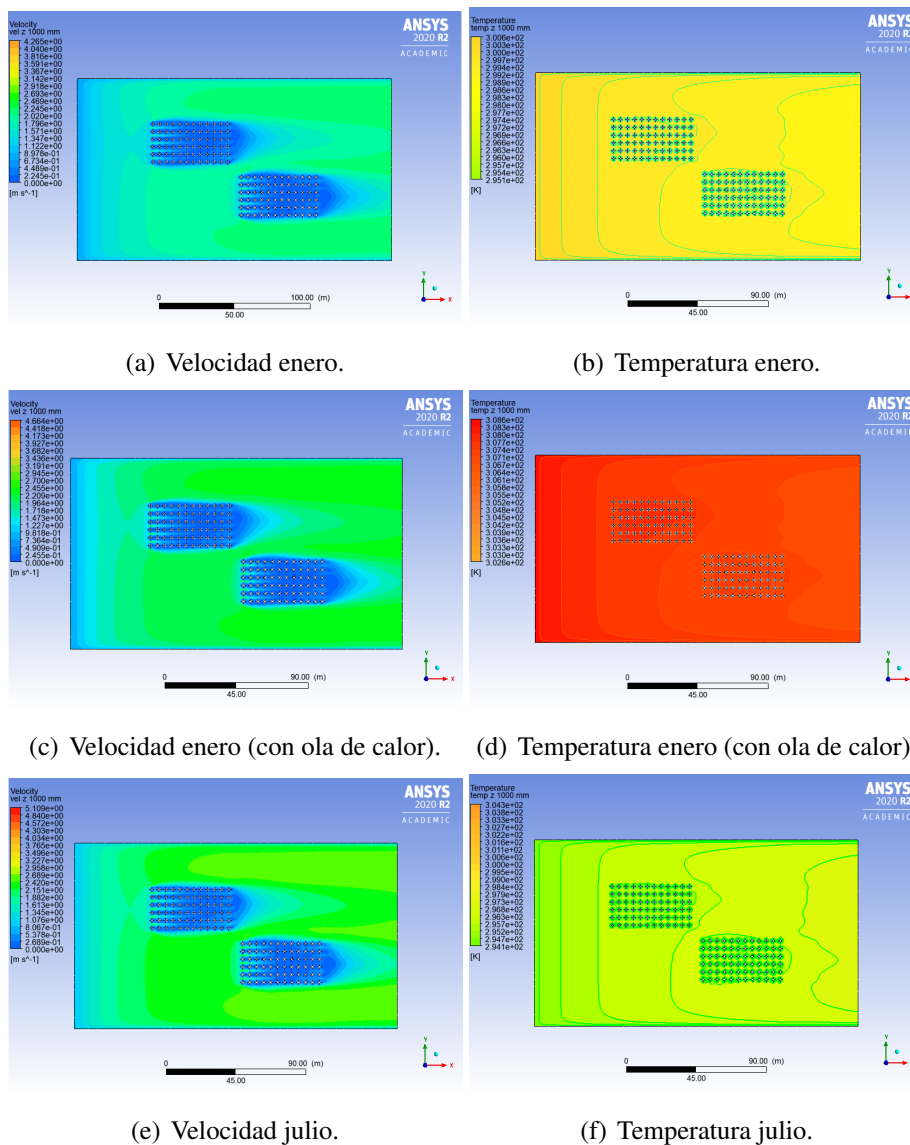


Figura 8.2: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy con z=1[m], para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xy en z=3.3[m] Este punto representa 10[cm] sobre el punto más alto de canopy. La influencia de la vegetación es relevante, ya que existe una mayor aceleración de la velocidad en un escenario con ola de calor con puntos bien marcados en zonas sin cultivo, lo que propicia la advección. Por otro lado, la temperatura no sufre mayores diferencias en comparación a alturas más bajas.

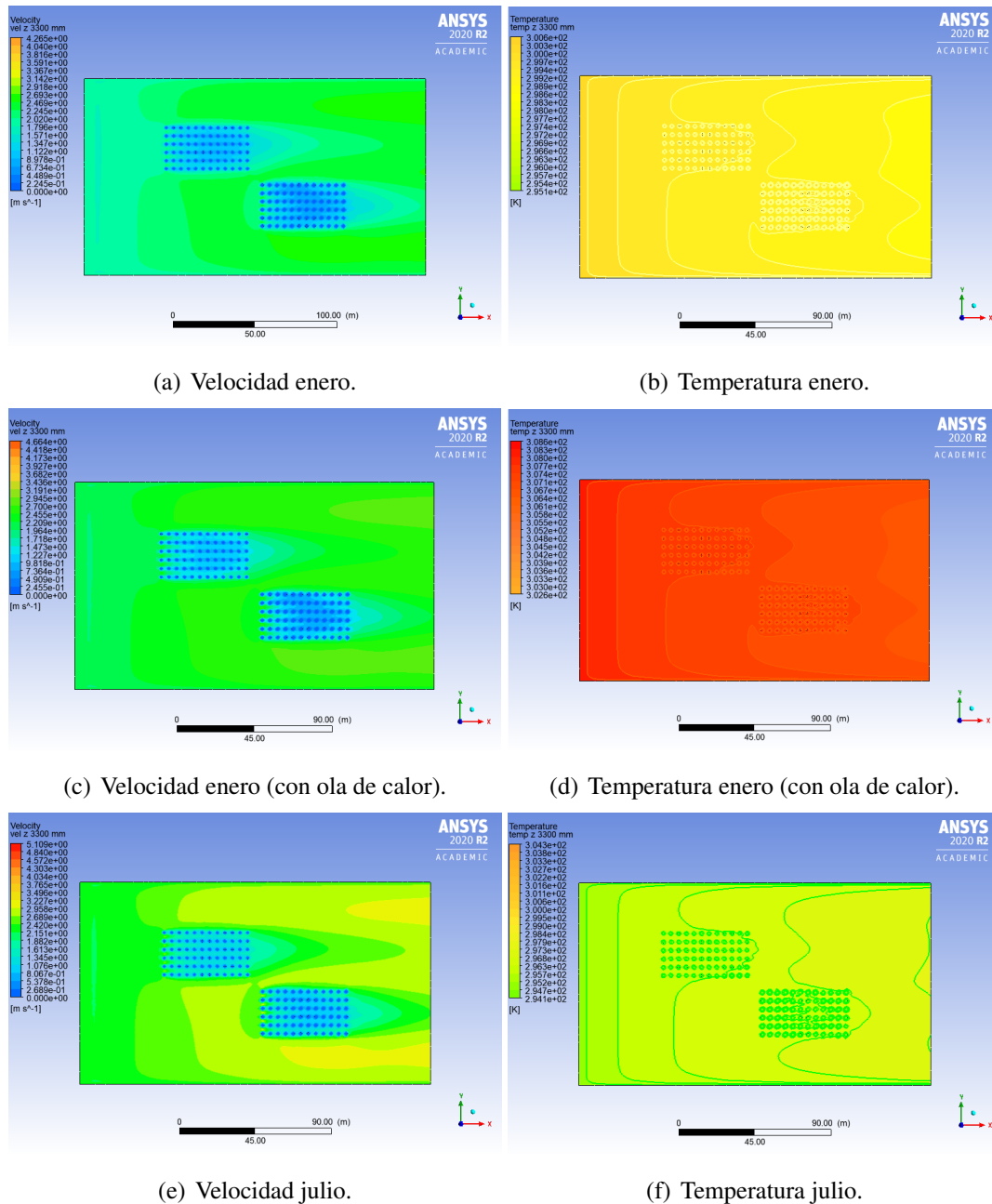
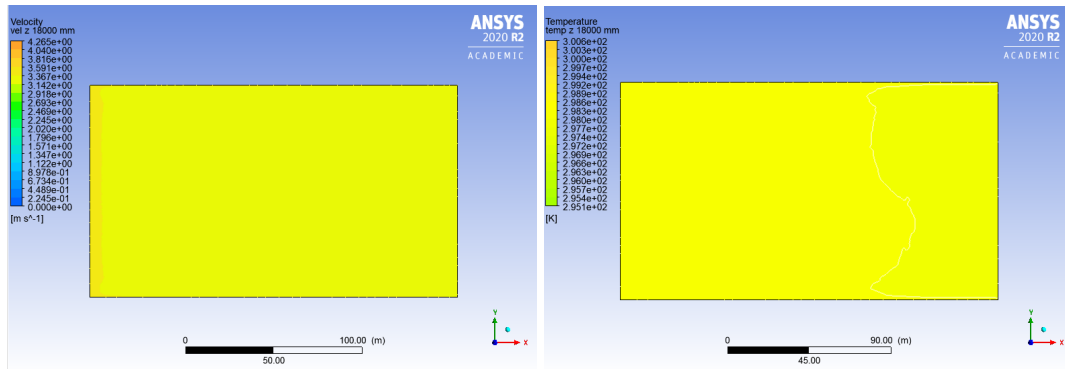


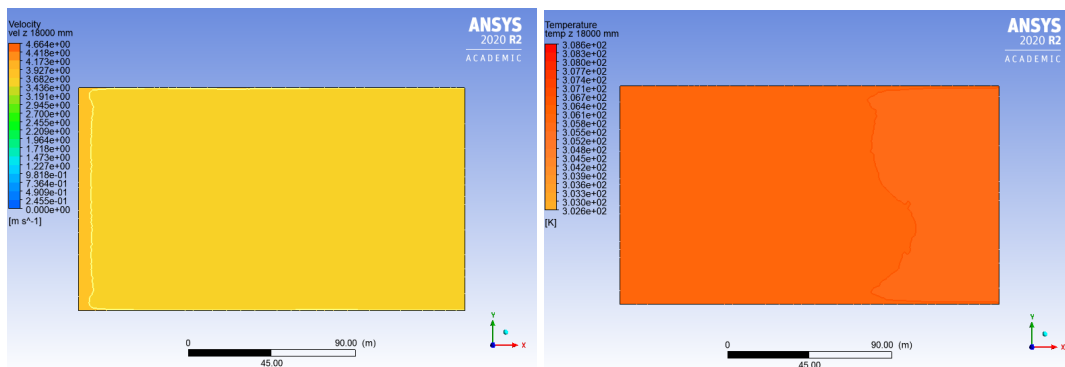
Figura 8.3: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=3,3[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xy en z=18[m] En los meses de verano, existe levemente una mayor homogenización del flujo, y por ende, mayor turbulencia que favorece la mezcla de las partículas de aire. Este análisis es análogo a la temperatura, en donde en todos los escenarios existe poca influencia del cultivo sobre capas más superiores.



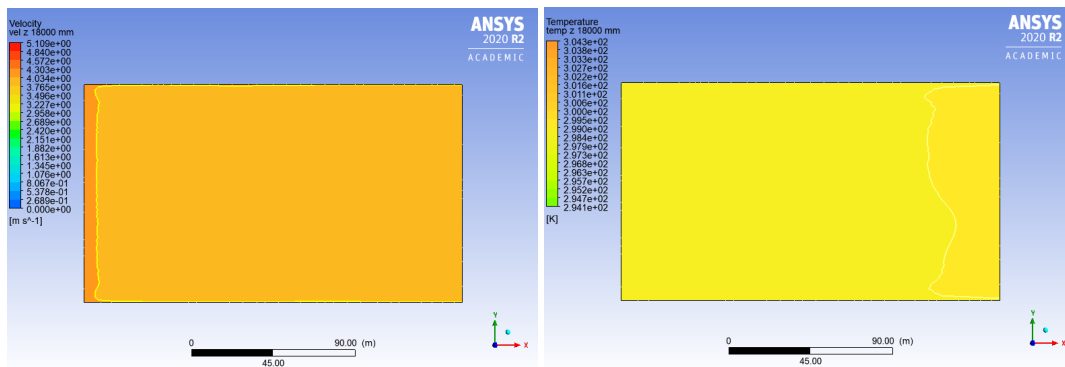
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).



(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

Figura 8.4: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a z=18[m], para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

8.2.2. Escenarios en planos xz

Plano xz en $y=20[m]$ Este plano representa el flujo antes de entrar al segundo cultivo (Skeena). Dinámicamente, se observa la aparición de la capa límite a la izquierda del dominio con un levantamiento leve en la zona sin cultivar adyacente al cultivo de Santina. La zona de inversión térmica es más notoria en el mes de Julio, en donde el rango de temperaturas alcanza los $10[^\circ C]$ con aumento de esta a mayor altura. Caso contrario se ve en el mes de Enero con mayores transiciones en el escenario característico frente al escenario con ola de calor.

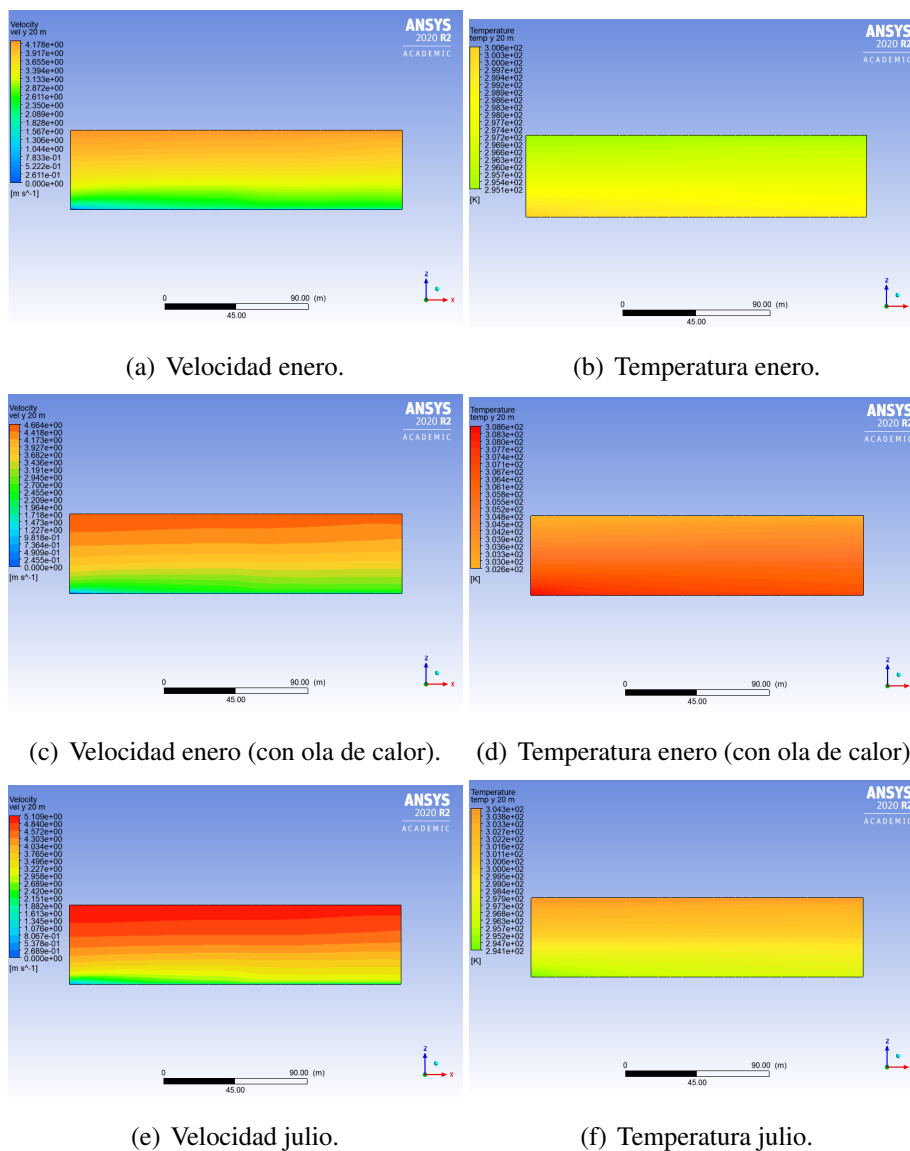
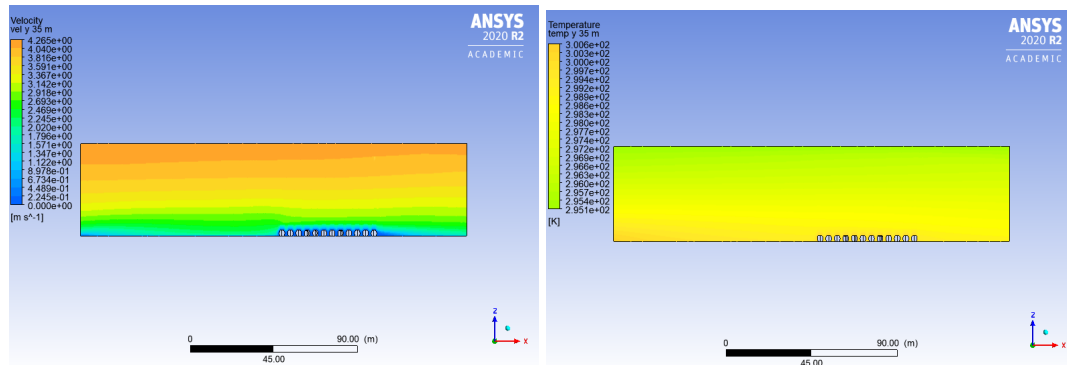


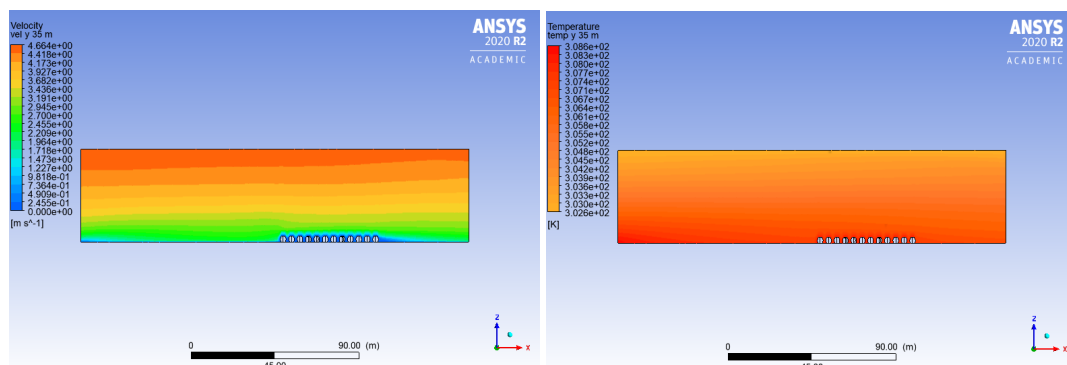
Figura 8.5: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=20[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xz en y=35[m] Este plano representa el flujo dentro de segundo cultivo (Skeena). Se mantiene el levantamiento de la capa límite en la zona sin cultivo de Santina como en el cultivo de Skeena, con velocidades más altas en el mes de Julio. En tanto a nivel térmico, se observan los mismos patrones en la transición de temperaturas.



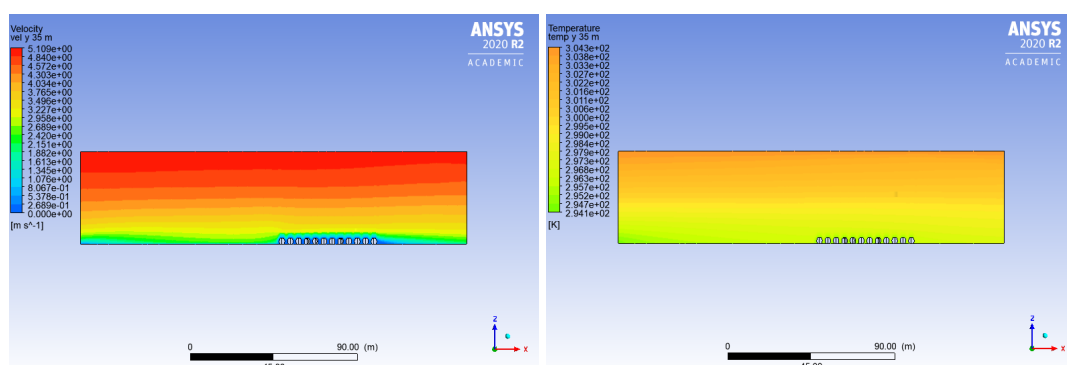
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).



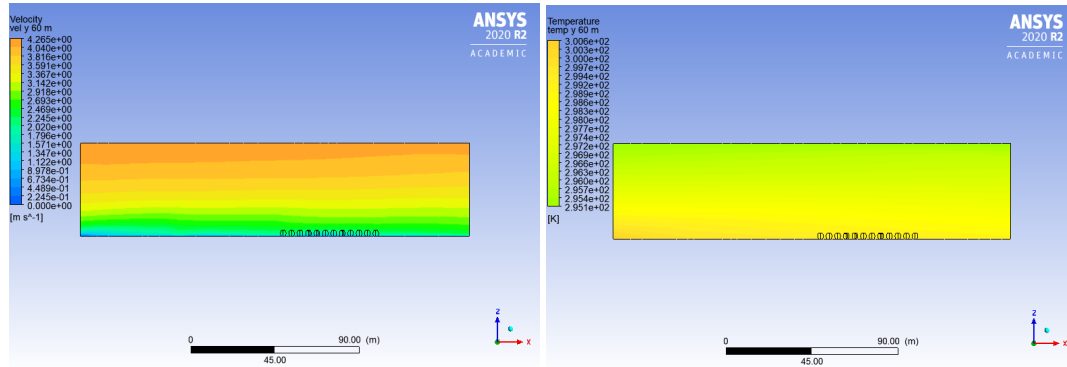
(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

Figura 8.6: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=35[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

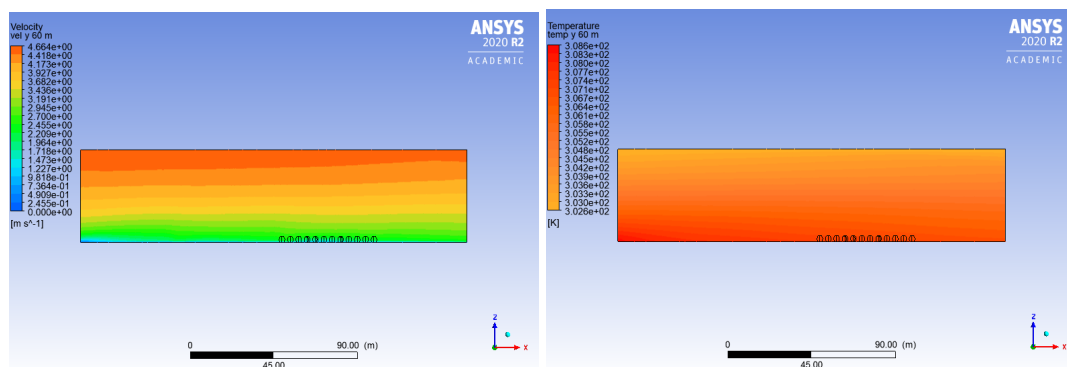
Plano xz en y=60[m] Este plano representa el flujo entre las 2 especies de cerezos.

Dinámicamente, se observa una misma forma de capa límite proporcionales a las condiciones iniciales de velocidad. Térmicamente, existe una capa límite un tanto más alta que en los casos anteriores con transiciones de temperaturas más fuertes cuando no existe un escenario de ola de calor.



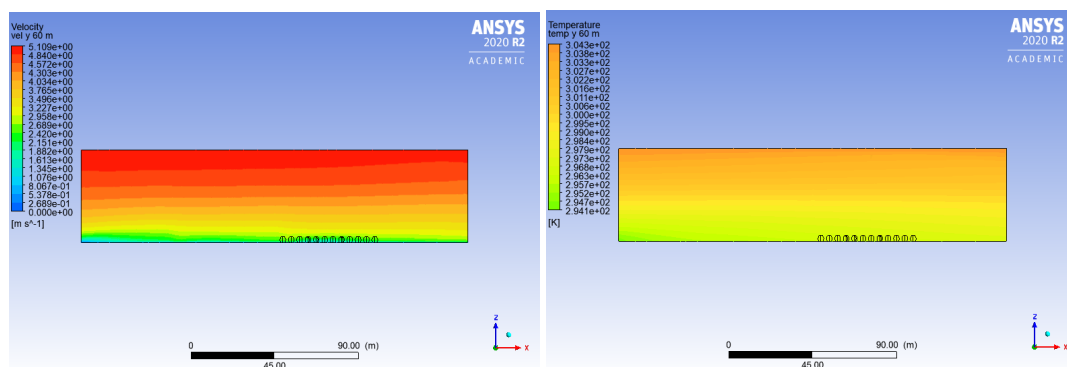
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).



(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

Figura 8.7: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=60[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xz en $y=90[m]$ Este plano representa el flujo que pasa por el primer cultivo

(Santina). El comportamiento de la capa límite dinámica es similar a la del plano en $y=35[m]$ con una influencia clara del cultivo de Santina. En tanto, a nivel térmico no existe una influencia notoria de los cerezos, aunque con una zona de inversión térmica notoria en el mes de Julio.

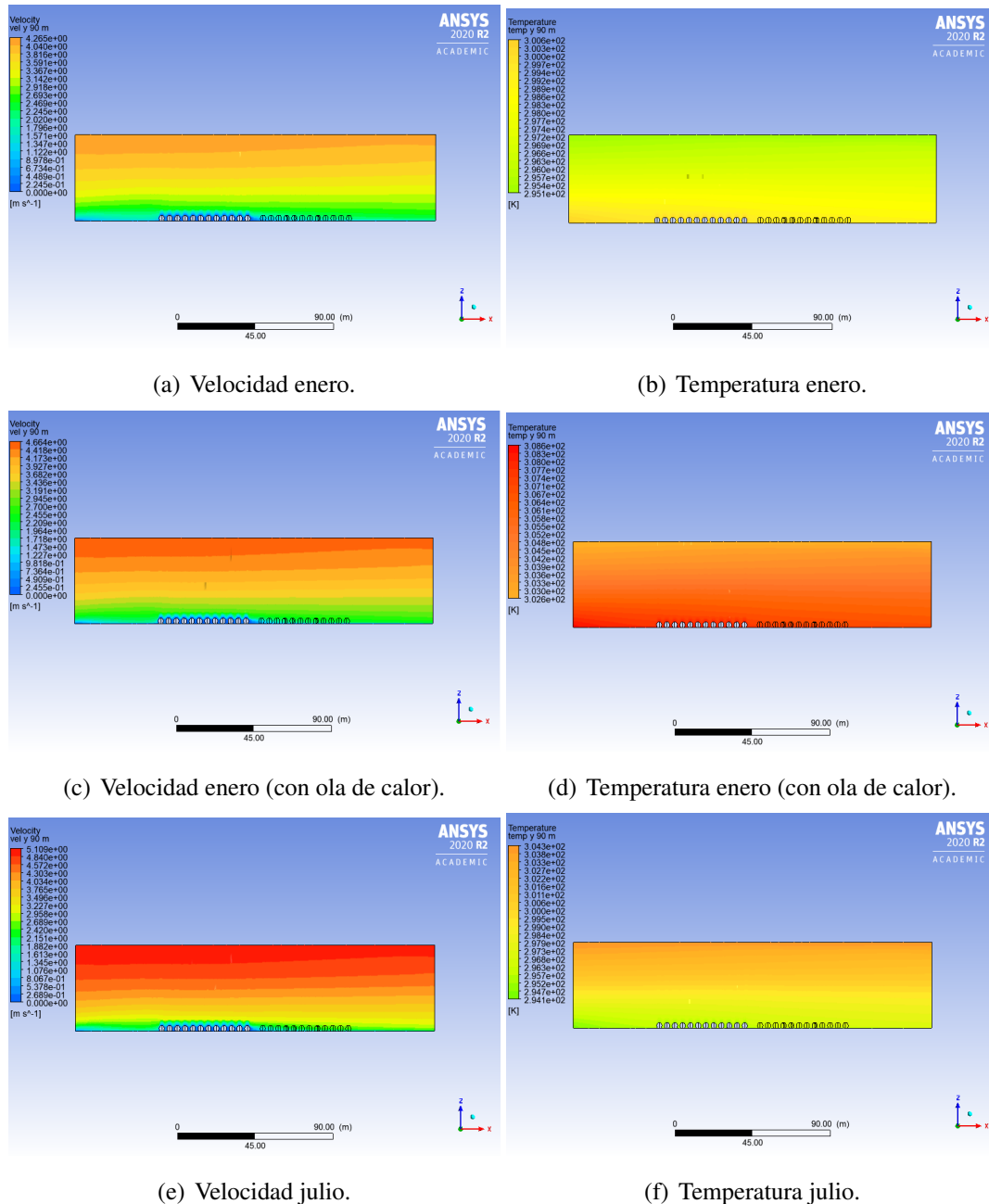


Figura 8.8: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=90[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano xz en $y=100[m]$ Este plano representa el flujo después del cultivo Santina. La

capa límite se achata más, debido a que no hay presencia directa en la zona inferior de cultivo alguno. En tanto, en el mes de Enero se mantiene la homogenización del flujo que se nota en un menor rango de temperaturas.

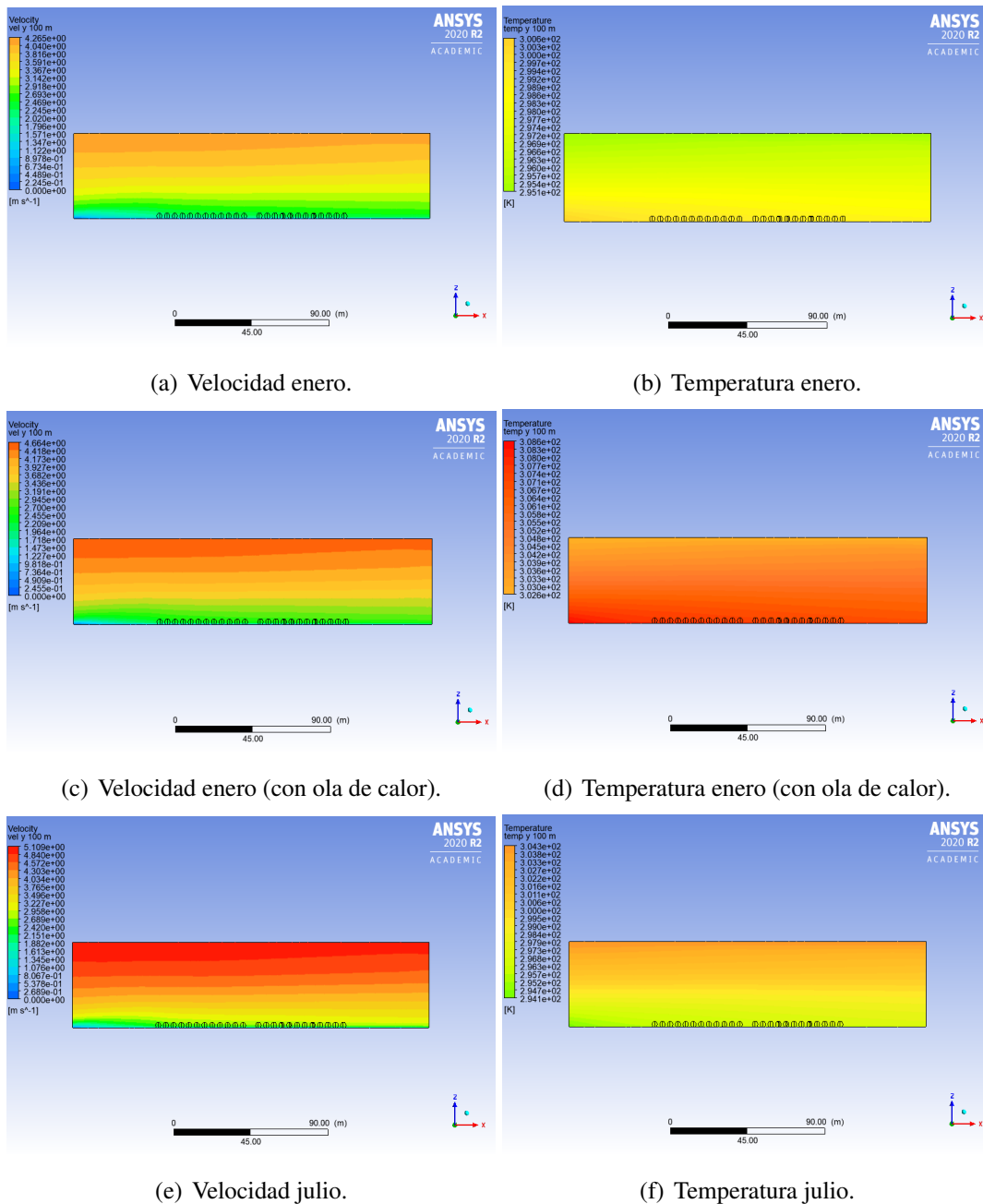
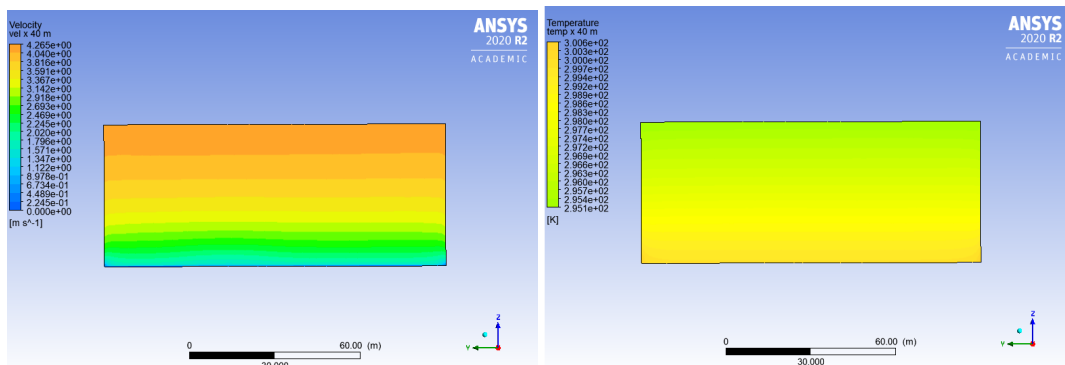


Figura 8.9: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=100[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

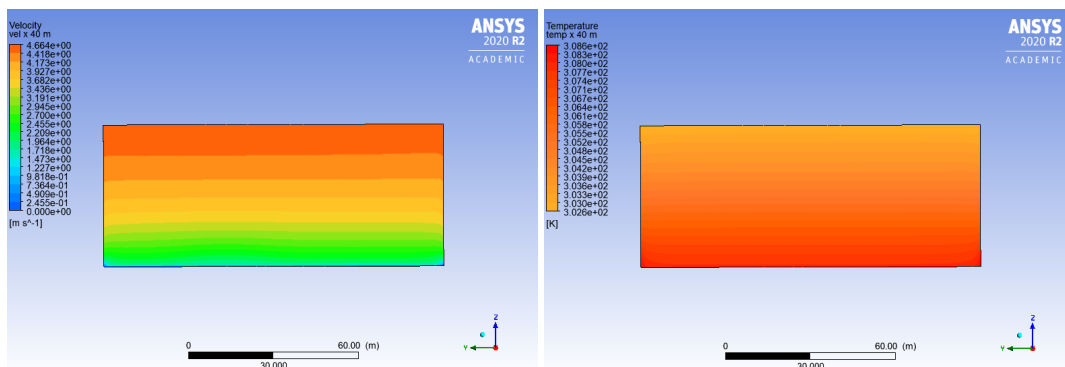
8.2.3. Escenarios en plano yz

Plano yz en x=40[m] Este plano representa el flujo antes de entrar al primer cultivo (Santina). En el mes de Enero, existe un mayor espesor de la capa límite dinámica que metros previos a enfrentarse al cultivo ya siente una leve influencia de este. Por otro lado, la zona de inversión térmica se marca con más fuerza en invierno.



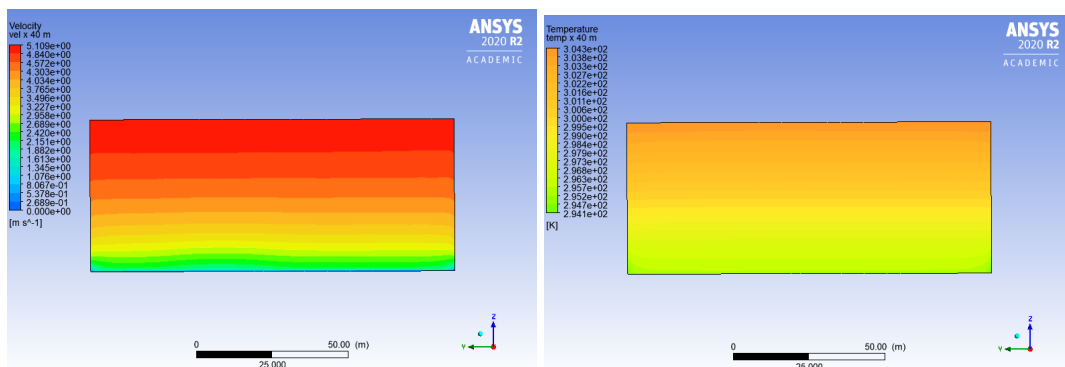
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).

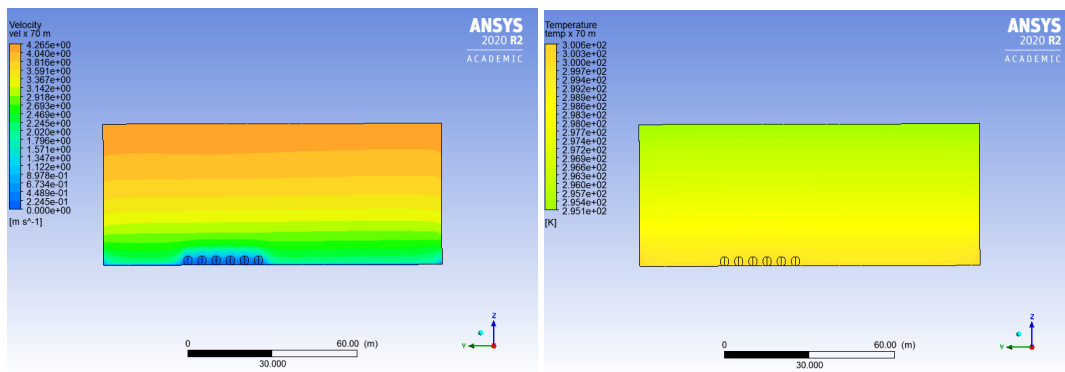


(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

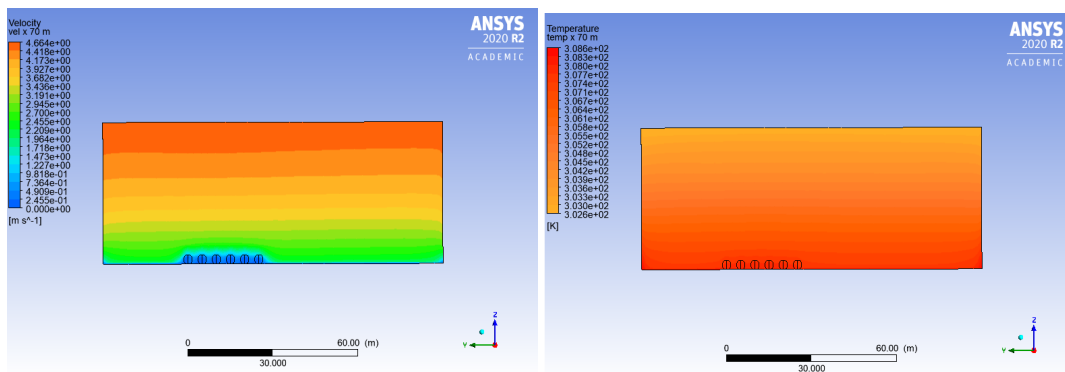
Figura 8.10: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=40[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano yz en $x=70[m]$ Este plano representa el flujo dentro del primer cultivo correspondiente a la especie Santina. En un día con alta exigencia térmica la capa límite dinámica es un poco más alta que en un día característico y que redonda en las capas que se encuentran a mitad de altura en el dominio. Aunque en Julio, debido a las condiciones de entrada de velocidad se nota un efecto similar. Sin embargo, térmicamente, en el primer tercio de altura en el mes de Enero característico se ve una pequeña zona de inversión térmica.



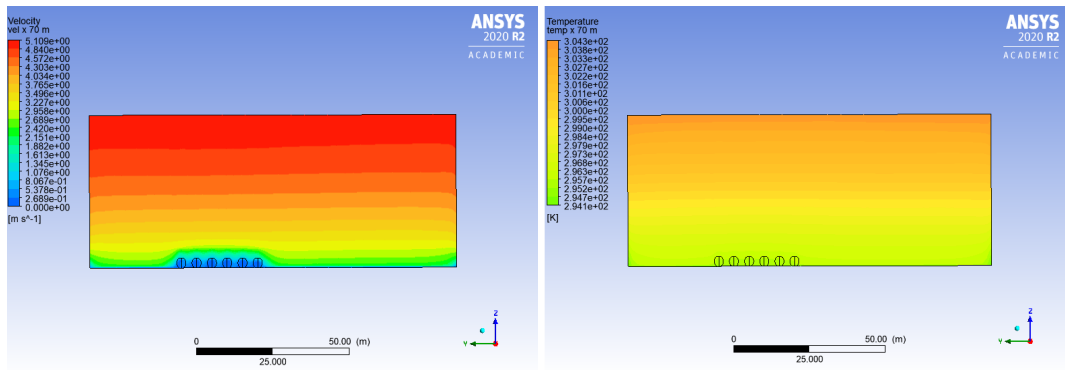
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).

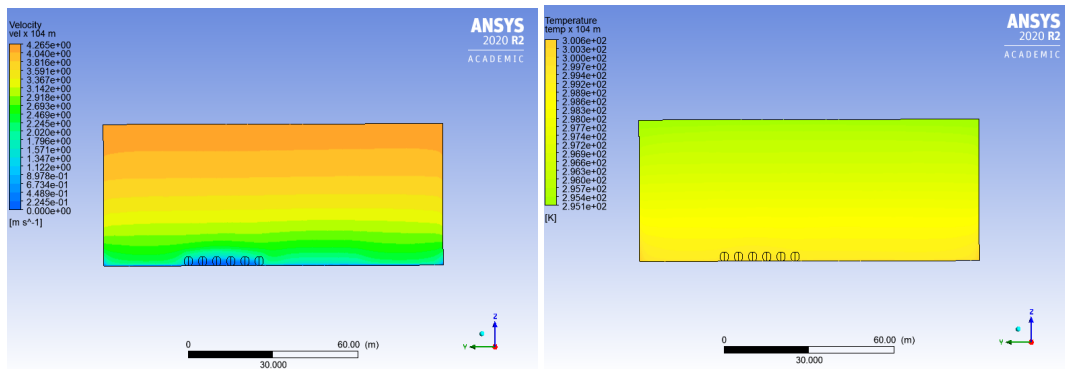


(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

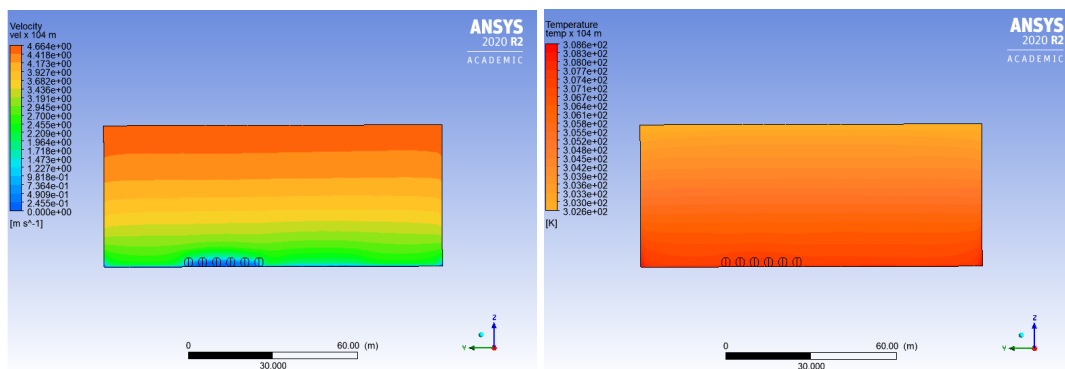
Figura 8.11: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=70[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano yz en $x=104[m]$ Este plano representa el flujo luego de pasar por el primer cultivo de Santina y antes de ingresar al cultivo de Skeena. Las alturas de la capa límite dinámica son similares, aunque existe en cada escenario un menor reattachment del flujo que sufre aquel fenómeno con la presencia cercana del segundo cultivo perteneciente al Skeena. Térmicamente, no existen cambios importantes.



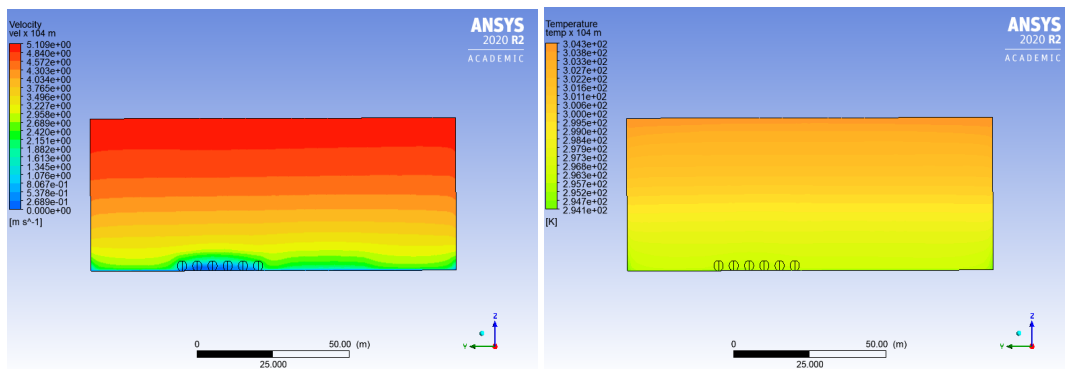
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).



(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

Figura 8.12: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=104[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano yz en $x=134[m]$ Este plano representa el flujo desarrollándose en el cultivo de Skeena (cultivo trasero). Se repite un patrón de comportamiento similar al del plano en $x=70[m]$, con una zona de la capa límite más importante cuando se da un escenario de ola de calor. El flujo logra apegarse a la superficie. En cuanto al análisis térmico, la capa límite térmica se ve con mayor claridad en el mes de Enero y a mayores alturas el flujo se

encuentra más homogenizado.

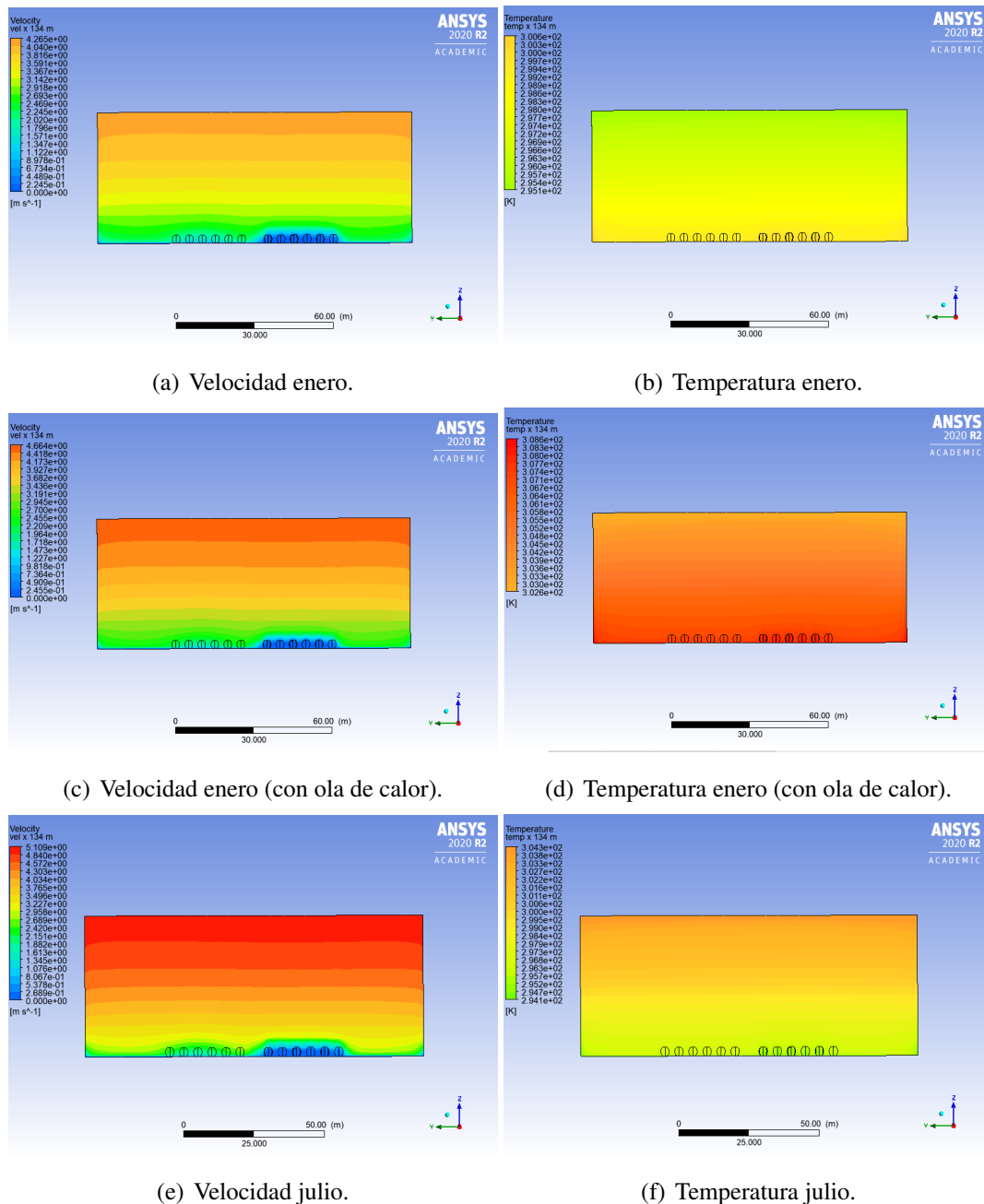
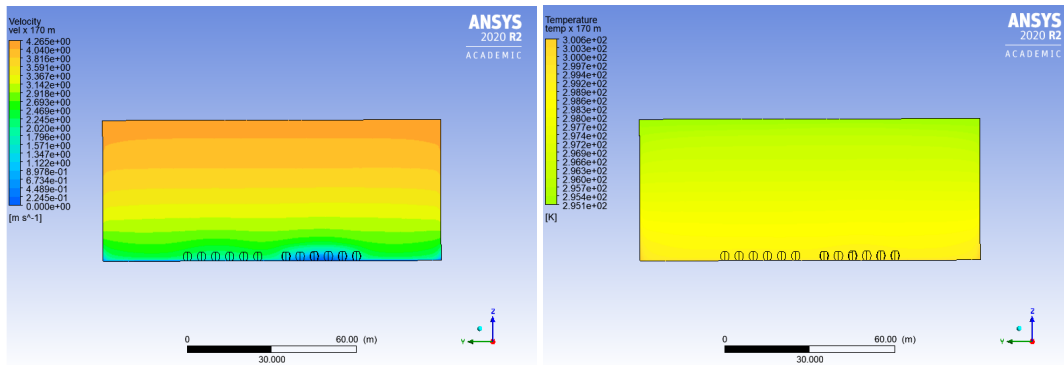


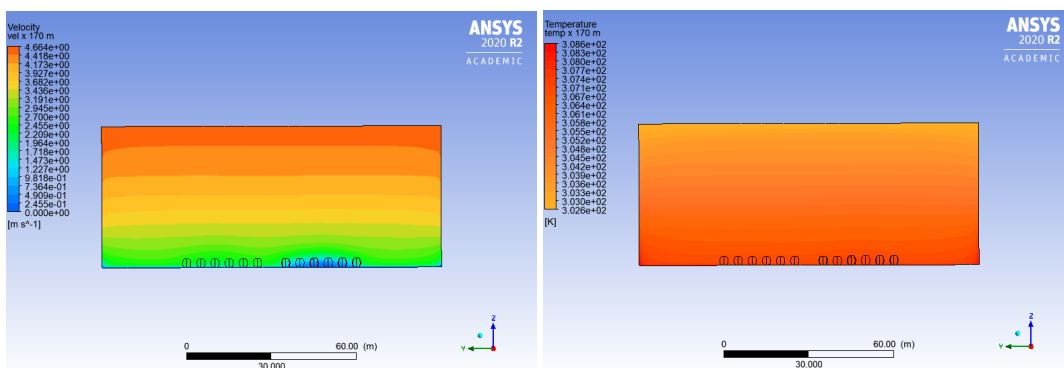
Figura 8.13: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=134[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

Plano yz en $x=170[m]$ Este plano representa el flujo luego de haber circulado por los 2 cultivos de cerezo. El flujo lograr adherirse a la superficie y la influencia del cultivo decrece como se ve en la velocidad. En tanto, se observa un fenómeno similar en la temperatura, pero siempre manteniendo la zona de inversión térmica en el mes de Julio.



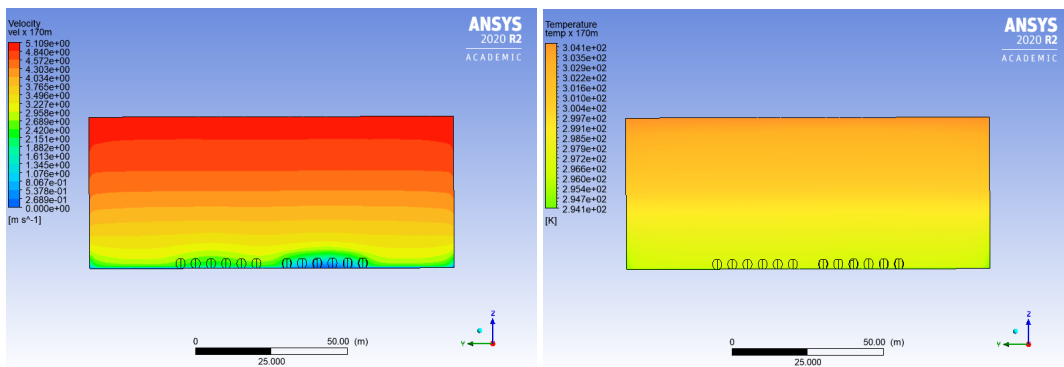
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad enero (con ola de calor).

(d) Temperatura enero (con ola de calor).



(e) Velocidad julio.

(f) Temperatura julio.

Figura 8.14: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=170[m]$, para las máximas temperaturas de enero (arriba) y julio (abajo) 2020.

8.3. Escenarios fríos

8.3.1. Escenarios en plano xy

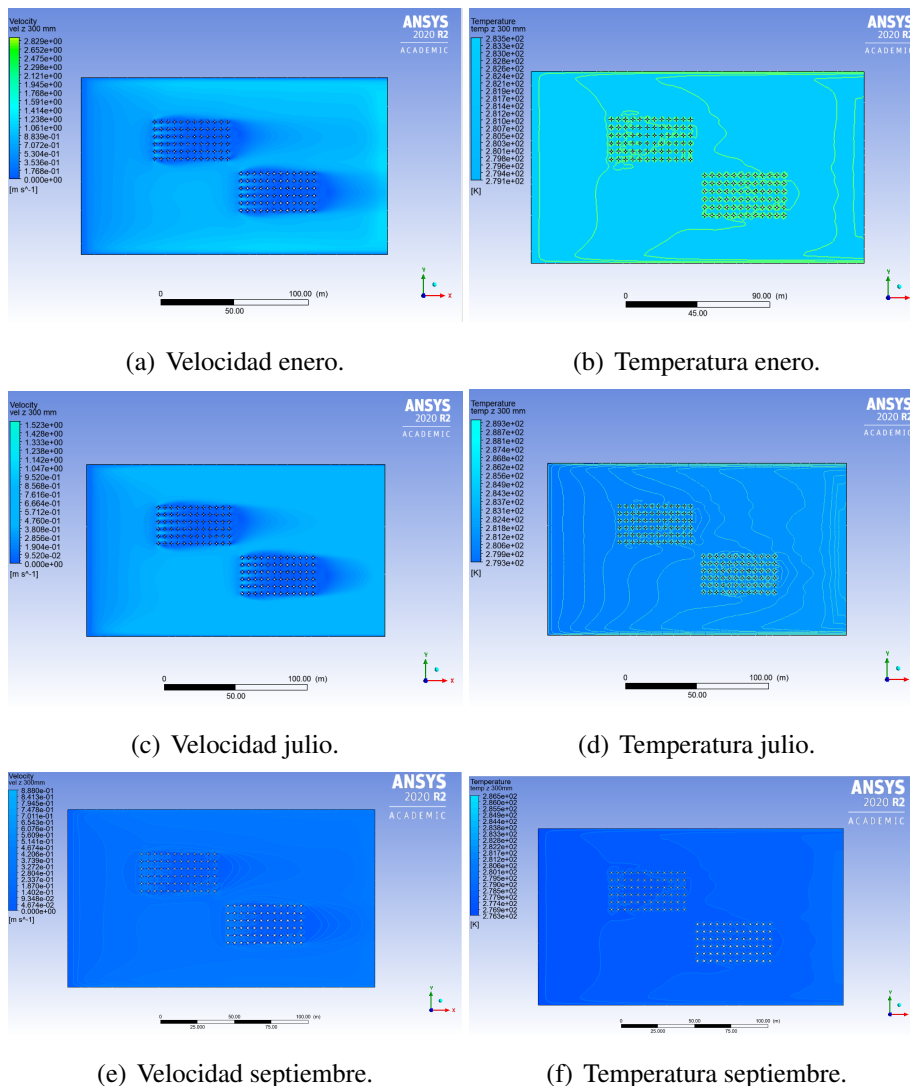


Figura 8.15: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=0,3[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano xy en $z=0,3[m]$ En los primeros 30 centímetros del canopy, es posible observar que a velocidades muy bajas como en el mes de Septiembre hay uniformidad del flujo y una pequeña influencia de los cultivos que se acrecienta con mayores velocidades en los otros meses de interés. Térmicamente, se conserva en general la temperatura en el dominio para los 3 casos, aunque de manera más precisa se observa un leve aumento de la temperatura a la salida como se aprecia en las Figuras 8.15.

Plano xy en z=1[m] En el primer metro del canopy se ve un desarrollo más notorio del flujo canalizado en los cultivos a medida aumenta la velocidad de entrada como en el mes de Enero, debido al cambio de tonalidad en los colores. Este efecto de transición más claro se replica en el comportamiento de la temperatura que en Enero vuelve a tener más notoriedad en donde las condiciones de temperaturas son más altas como se nota en la Figuras 8.16.

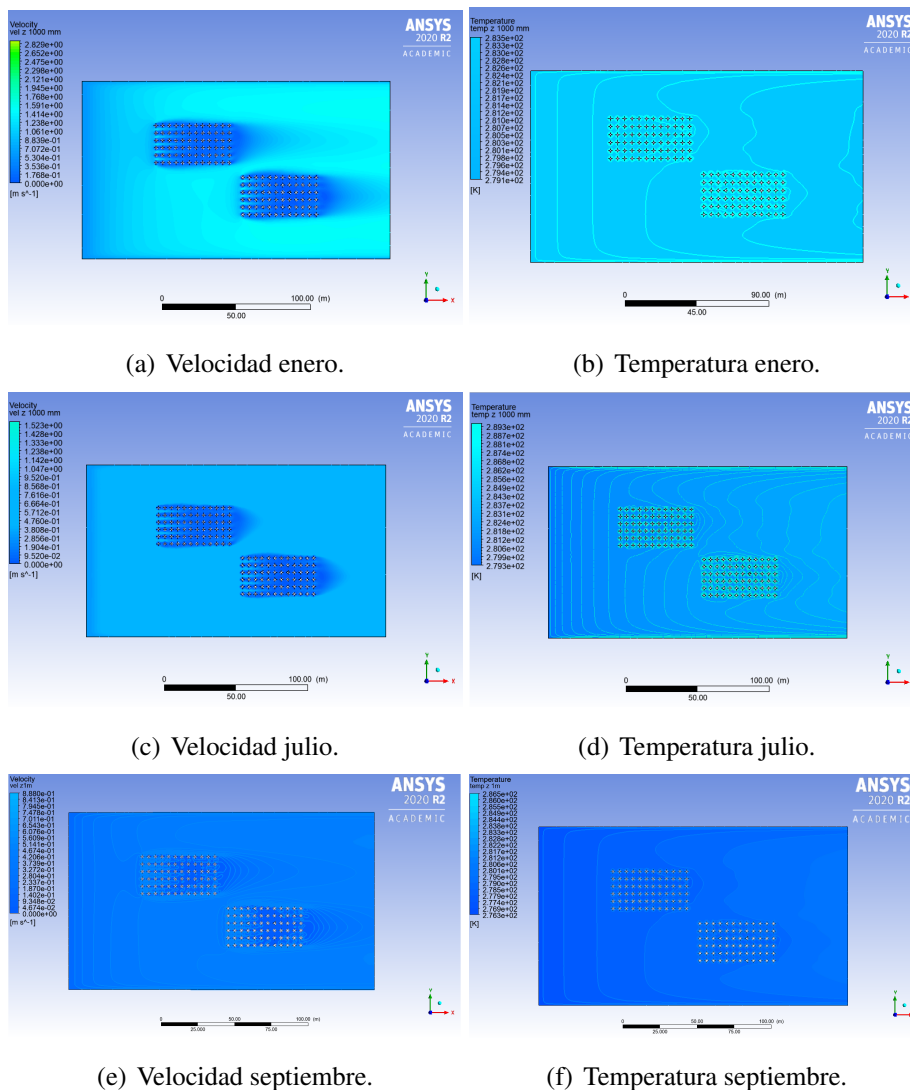


Figura 8.16: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a z=1[m], para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano xy en z=3,3[m] Sobre los 10 primeros centímetros del punto más alto del canopy hay un mayor injerencia de los cultivos de Skeena y Santina cuando se tienen

velocidades altas como en el mes de Enero que se se observa una capa horizontalmente menos larga que en los meses cercanos al invierno como Septiembre y Julio donde se extiende más a lo largo del campo. Térmicamente, los efectos son similares que en la velocidad que se esclarecen con la vista de Enero en las Figuras 8.17.

En la Figura 8.17, se observa un claro estancamiento del aire frío en el primer cultivo que se enfrenta al flujo (izquierda), donde las temperaturas son menores en relación con la segunda zona de cultivo.

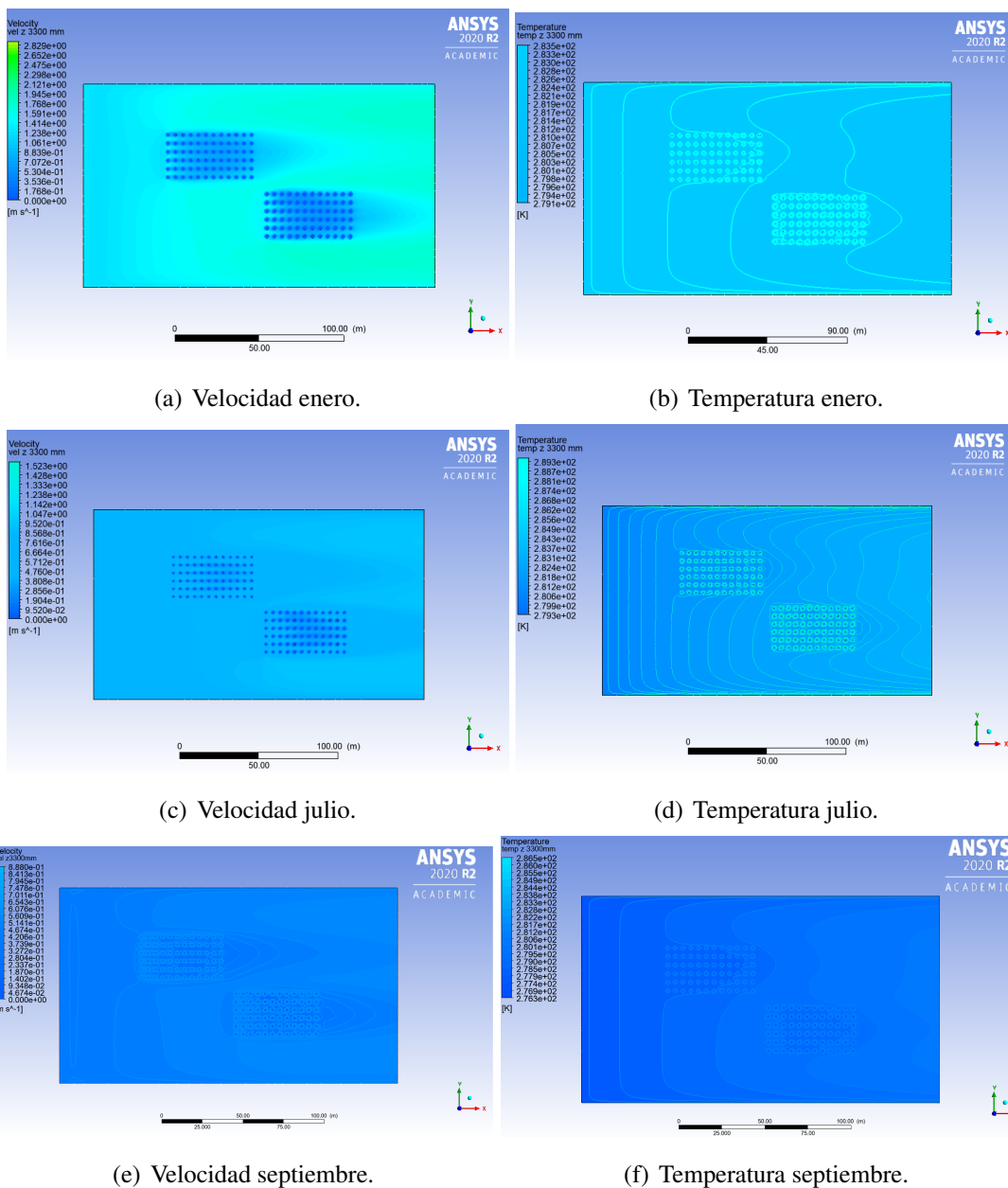


Figura 8.17: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=3,3[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano xy en z=18[m] Así como se observaba en los primeros puntos sobre el canopy una mayor influencia en la velocidad, de igual manera se observa que los efectos del follaje repercuten a una altura más considerable, pero en las zonas sin presencia de cerezos donde la velocidad es más baja. En cuanto al análisis térmico, la temperatura alcanza uniformidad a distintos valores según las condiciones de entrada. Obsérvese en las Figuras 8.18.

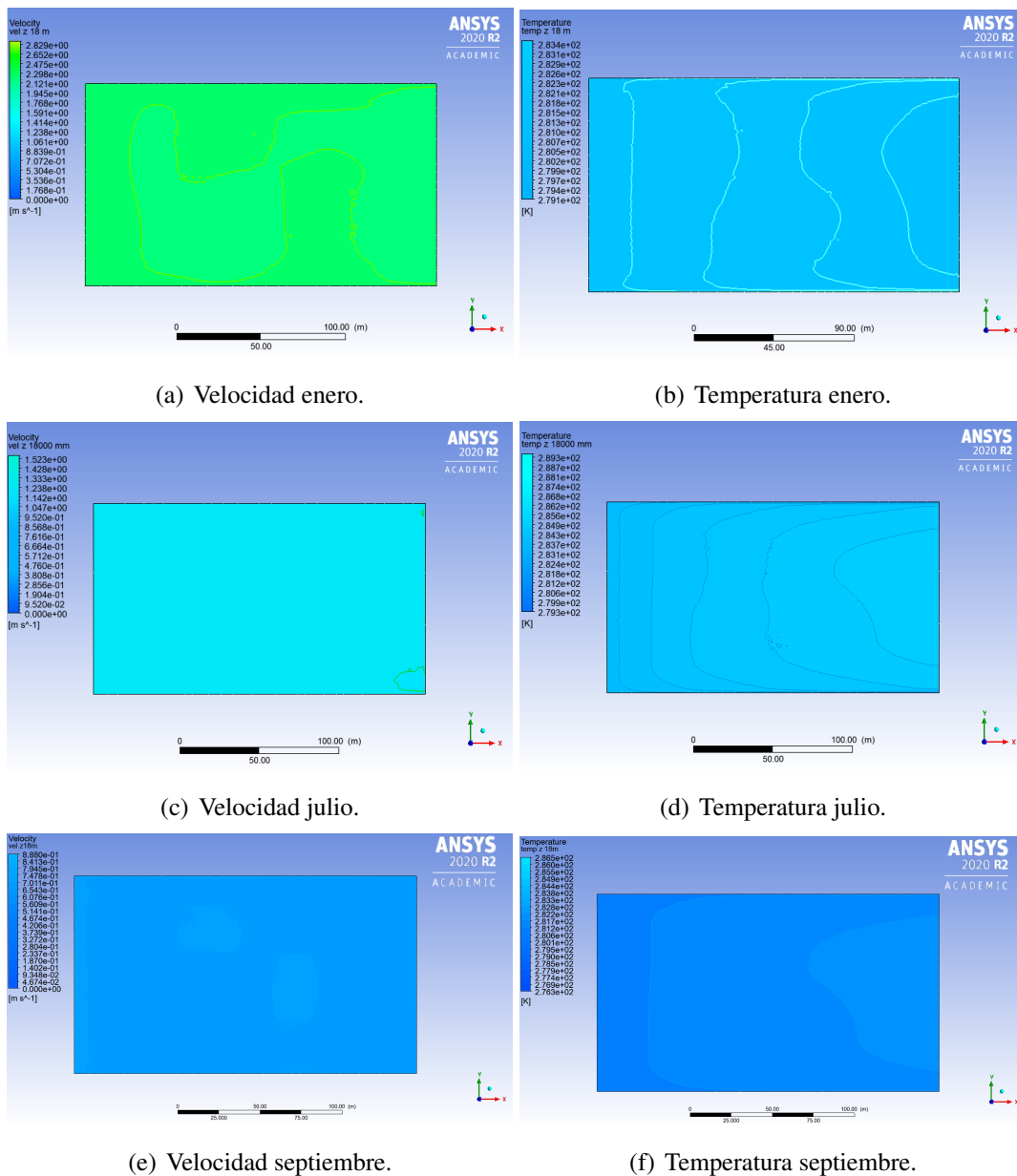


Figura 8.18: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=18[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

8.3.2. Escenarios en plano xz

Plano xz en $y=20[m]$ Antes de que el flujo sobre el eje transversal a la dirección del flujo entre en contacto con los cerezos, se observa un mayor despegue de la capa límite dinámica en meses con mayores temperaturas, en cambio, en meses como Julio y Septiembre existe tendencia a la readhesión del flujo tal como se observa de izquierda a derecha en donde logra pegarse al suelo con mayor prontitud. Térmicamente, se evidencia que proporcionalmente a las condiciones de borde en cada mes se repite la transición de temperaturas con un alza a medida se va elevando.

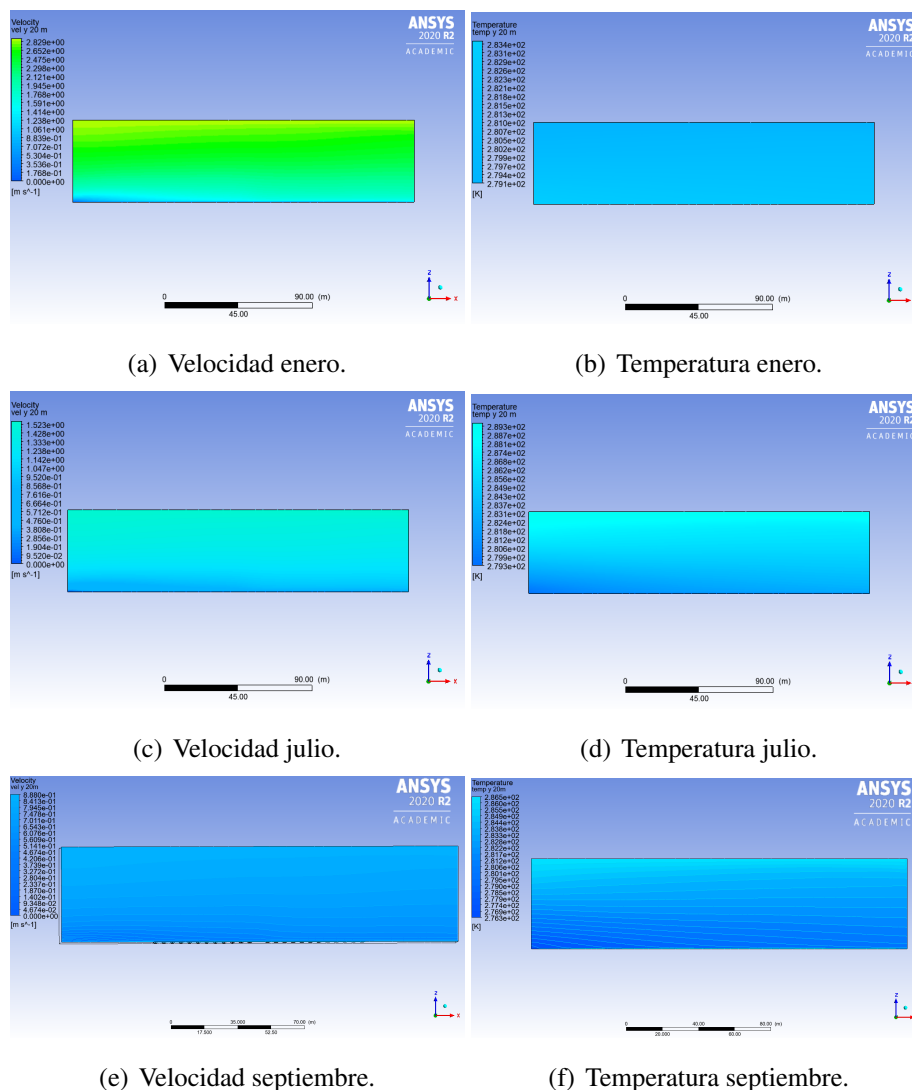


Figura 8.19: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=20[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano xz en $y=35[m]$ Con la aparición del cultivo de la especie Skeena, existe un

extensión en altura más notorio de las capas más frías que interactúan con las superiores que se encuentran a mayor altura. Análogamente con las temperaturas sucede el mismo efecto, pero con capas superiores un tanto más cálidas para el mes de Enero, mientras que la homogenización se da con mayor presencia en Julio y Septiembre.

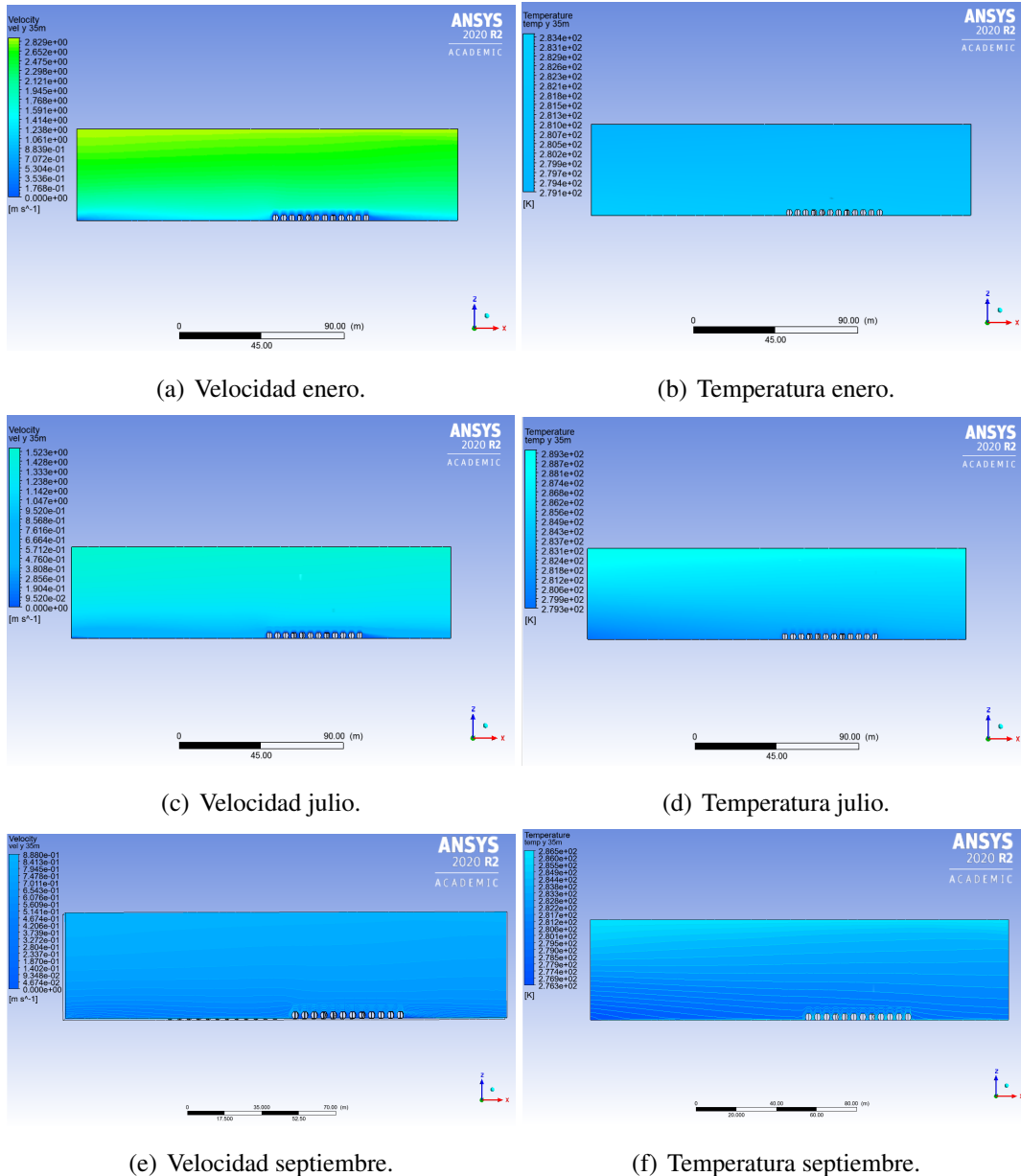
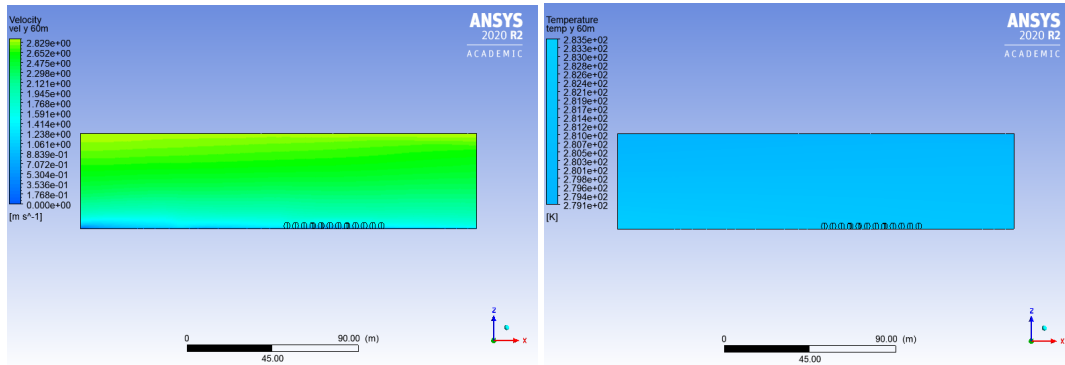


Figura 8.20: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=35[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

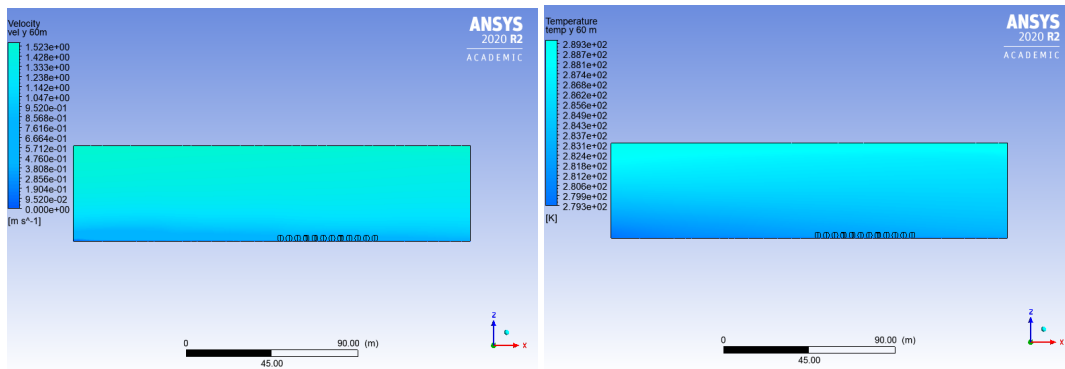
Plano xz en $y=60[m]$ Si se analiza el flujo el espacio formado entre ambos cultivos, se puede observar en las Figuras 8.21 que la capa límite dinámica en verano es mayor,

producto no sólo de las altas temperaturas, sino que además se da un efecto de valle, en donde parte del flujo se canaliza y conduce a este proceso. Térmicamente, se nota en el mes de Enero con mayor fuerza las diferencias de temperaturas entre capas.



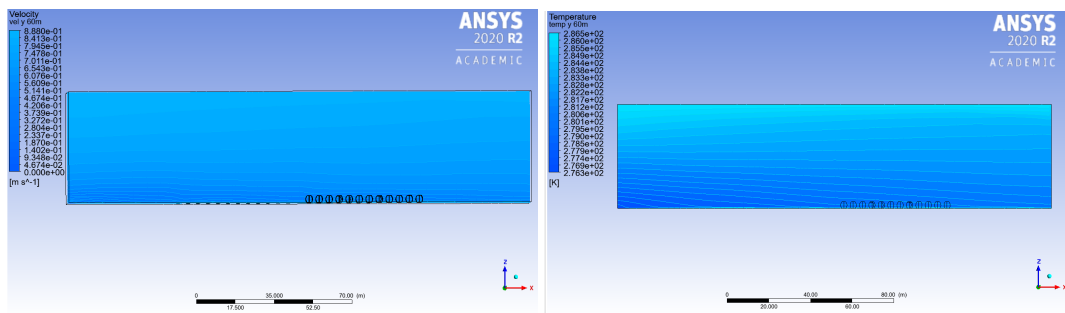
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad julio.

(d) Temperatura julio.



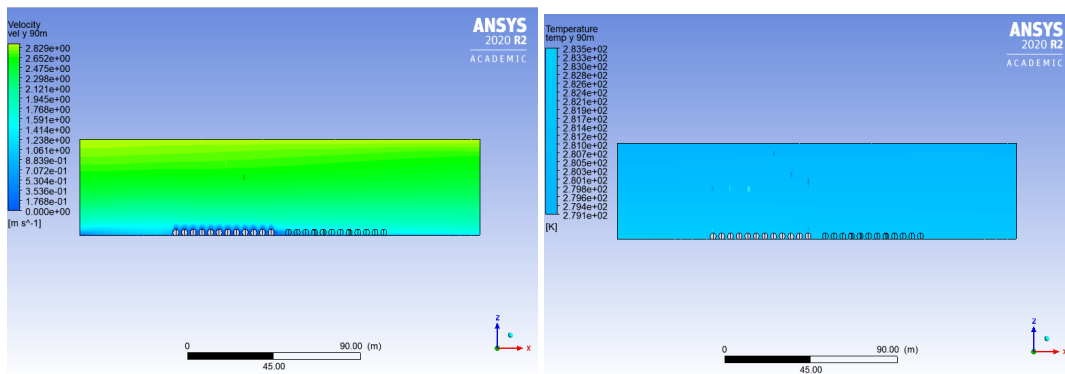
(e) Velocidad septiembre.

(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.21: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=60[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

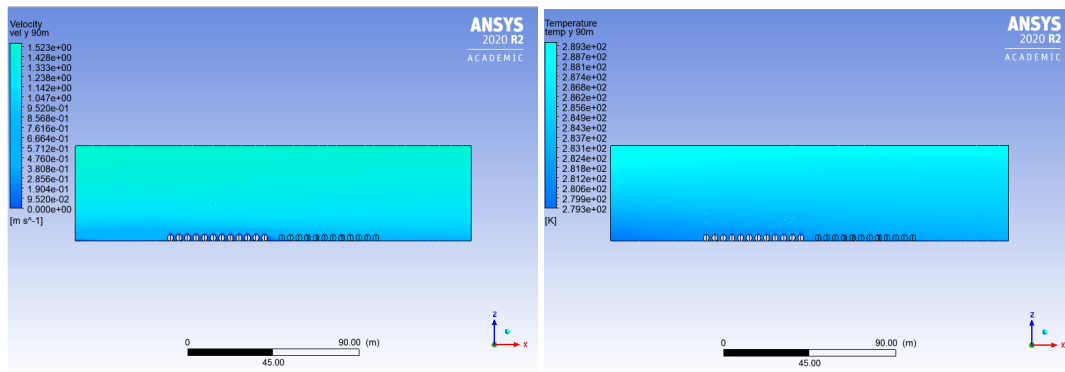
Plano xz en $y=90[m]$ La presencia del cultivo de Santina obliga a una ralentización del flujo a mayores alturas y a que gran parte de las temperaturas bajas presentan una mayor concentración en las zonas cultivadas. En invierno los efectos de esta concentración

en torno a los árboles de cerezo se remarcan.



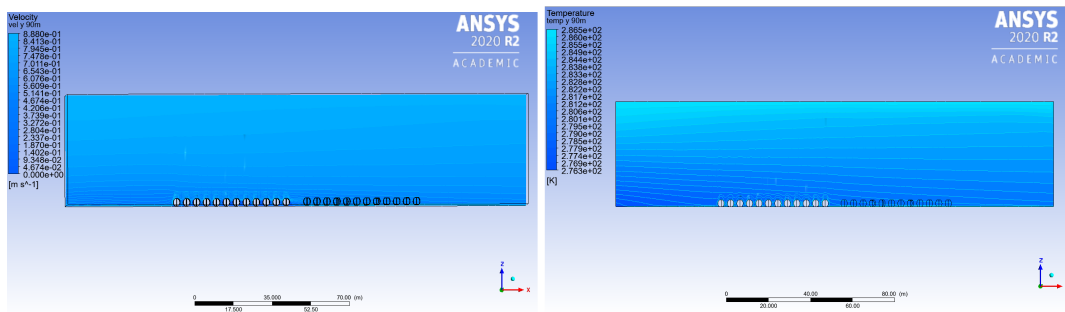
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad julio.

(d) Temperatura julio.

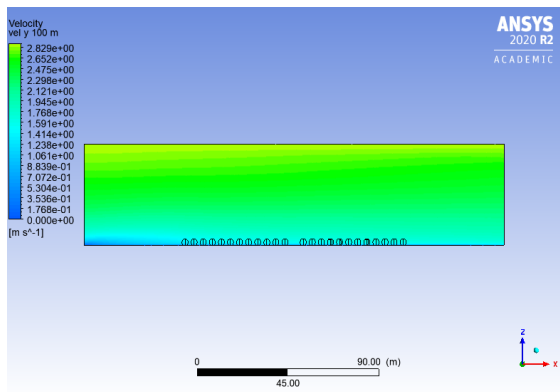


(e) Velocidad septiembre.

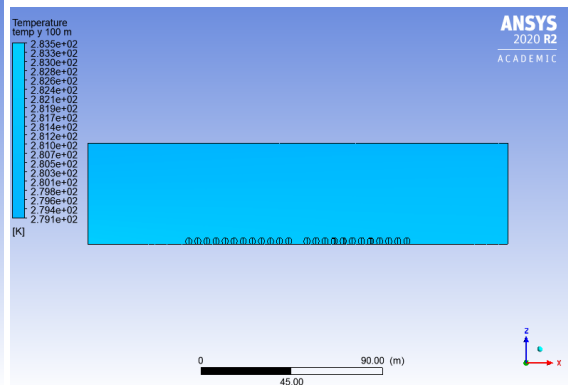
(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.22: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=90[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

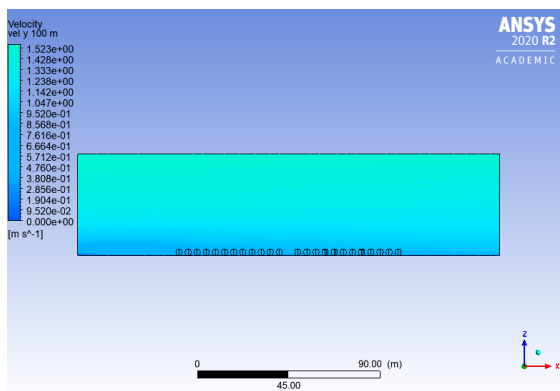
Plano xz en $y=100[m]$ Se da una simetría con el plano en $y=20[m]$, en donde el primer cultivo correspondiente a la Santina causa una ralentización del flujo que se observa en la esquina inferior izquierda en las Figuras 8.23. En tanto la capa límite dinámica disminuye su altura por consecuencia de que no hay cultivos directamente en esa zona.



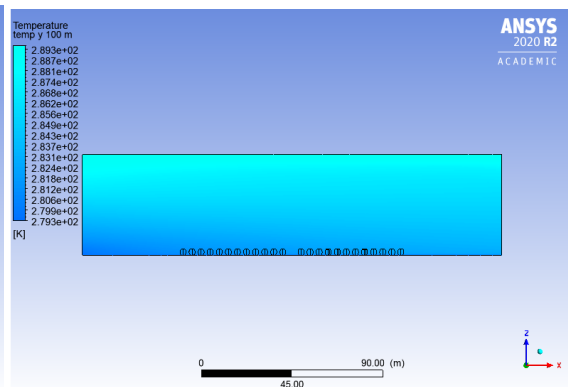
(a) Velocidad enero.



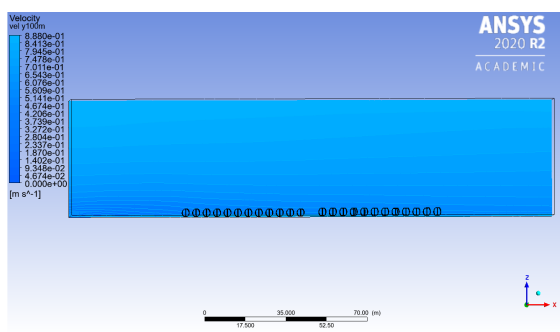
(b) Temperatura enero.



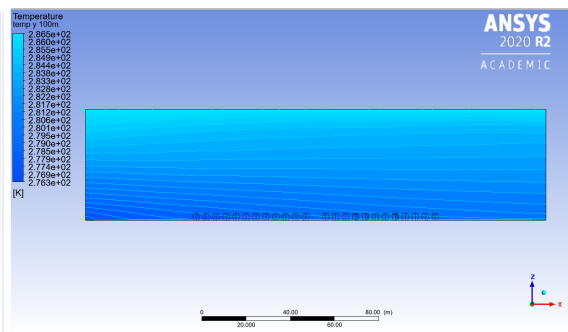
(c) Velocidad julio.



(d) Temperatura julio.



(e) Velocidad septiembre.



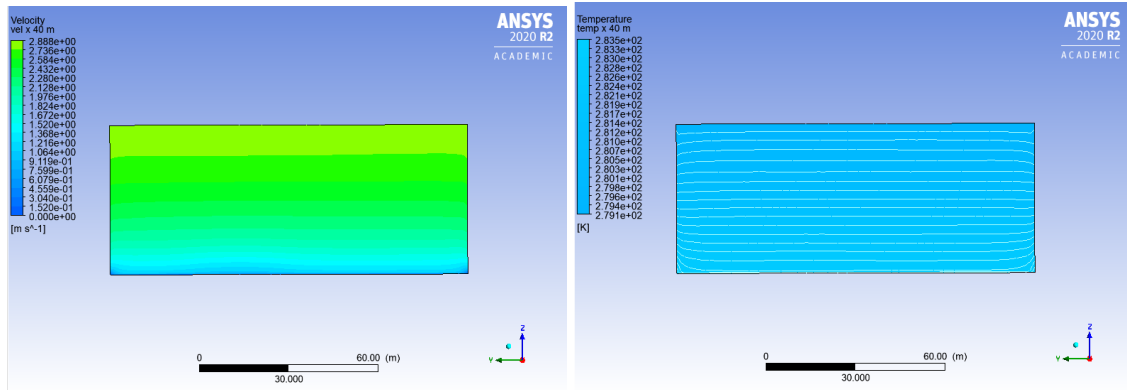
(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.23: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=100[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

8.3.3. Escenarios en plano yz

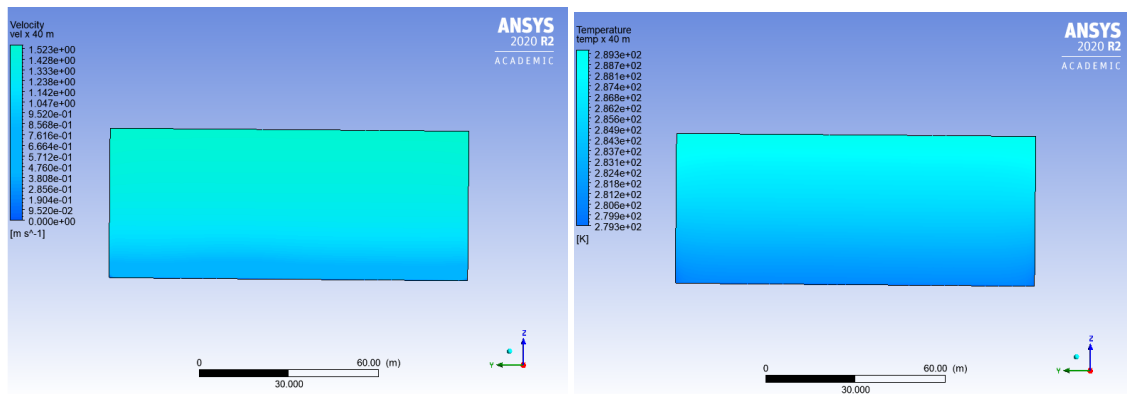
Plano yz en $x=40[m]$ Así como en los casos anteriores se observa que las capas inferiores presentan mayor altura en el mes de Enero producto de las condiciones de entrada, recordando que esta zona representa la ubicación del flujo previo al contacto con

el canopy. Las transiciones de la temperatura son más pausadas en los meses cercanos al invierno.



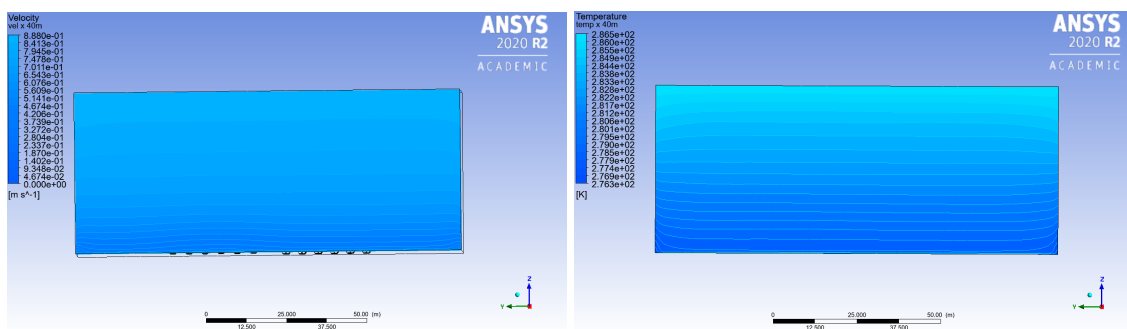
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad julio.

(d) Temperatura julio.



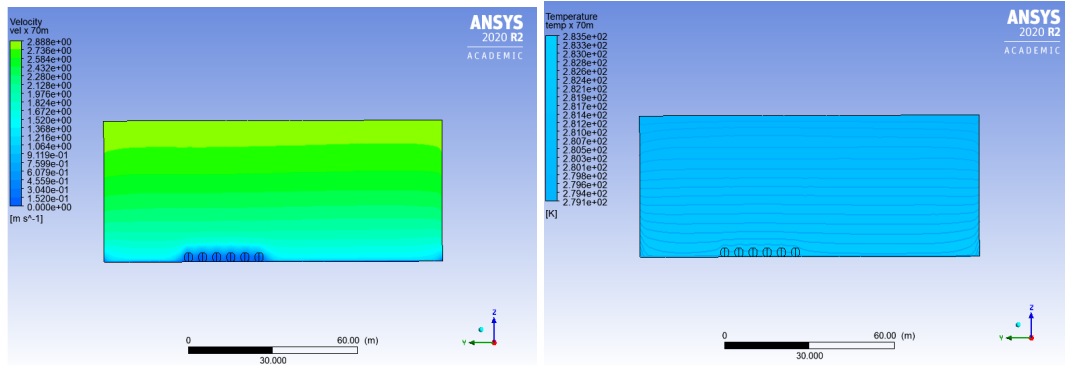
(e) Velocidad septiembre.

(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.24: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=40[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

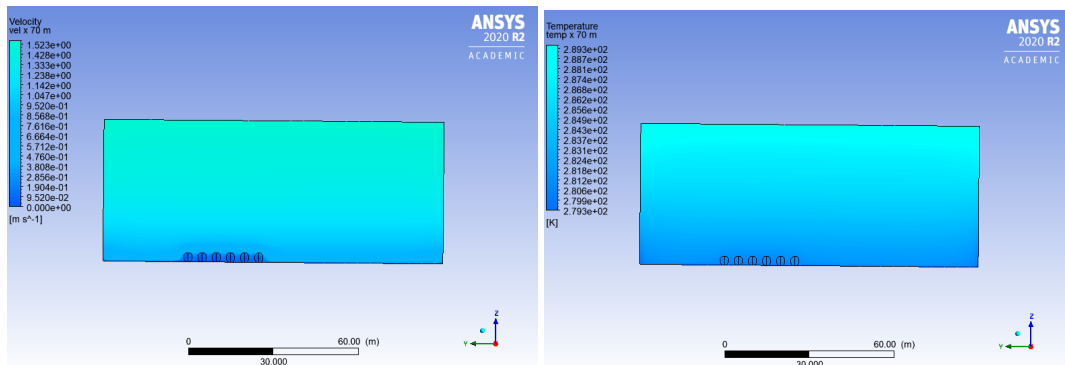
Plano yz en $x=70[m]$ El efecto del canopy de la especie Santina cala en una zona de estancamiento más marcada en verano que presenta efectos en las capas adyacentes. Sin embargo, en cada uno de los 3 meses analizados el flujo se mantiene adherido a

la superficie, lo cual no sucedía en condiciones con temperaturas altas. En cuanto a la temperatura, se observan las mismas consecuencias.



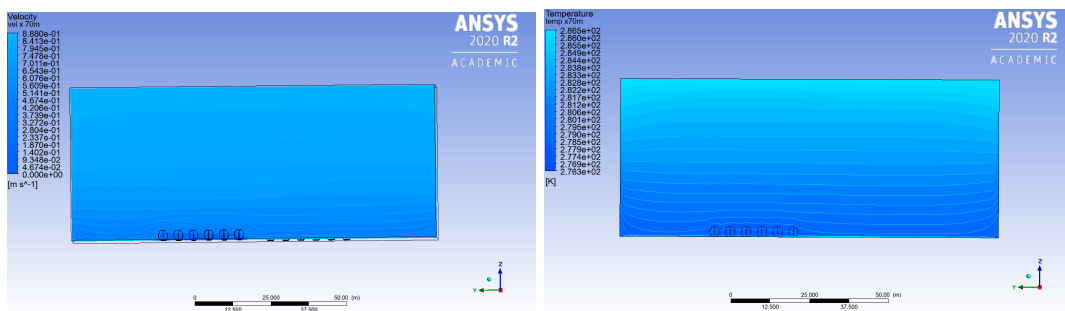
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad julio.

(d) Temperatura julio.

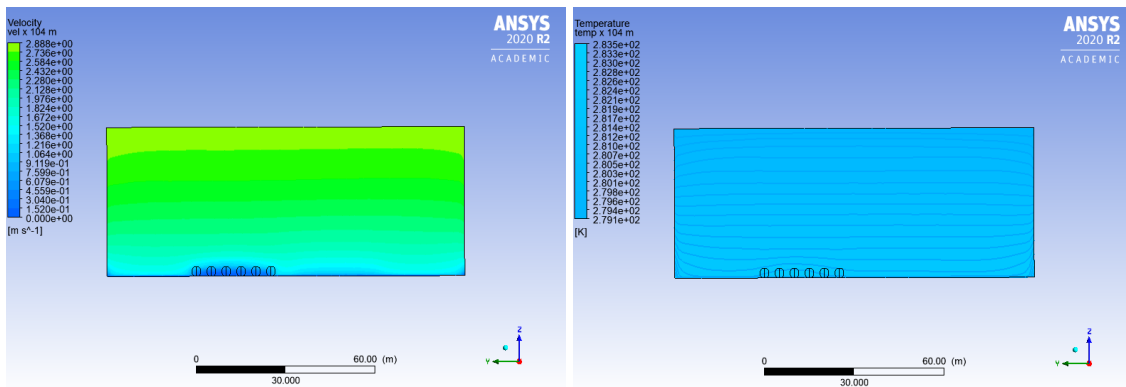


(e) Velocidad septiembre.

(f) Temperatura septiembre.

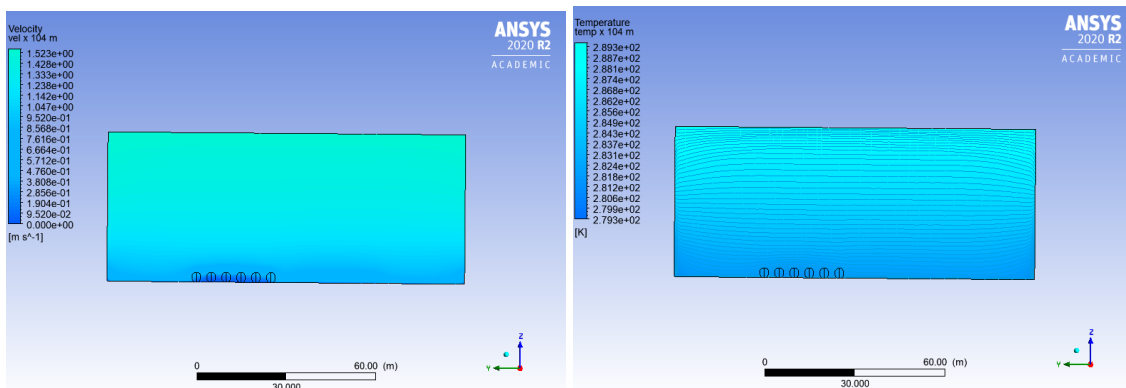
Figura 8.25: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=70[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano yz en $x=104[m]$ El despegue del flujo de la superficie es notorio en el verano en la zona previa al siguiente cultivo de cerezos (Skeena) que se replica con menor efecto en los meses restantes. En tanto, se mantienen las transiciones pausadas de la temperatura a medida se aumenta la altura.



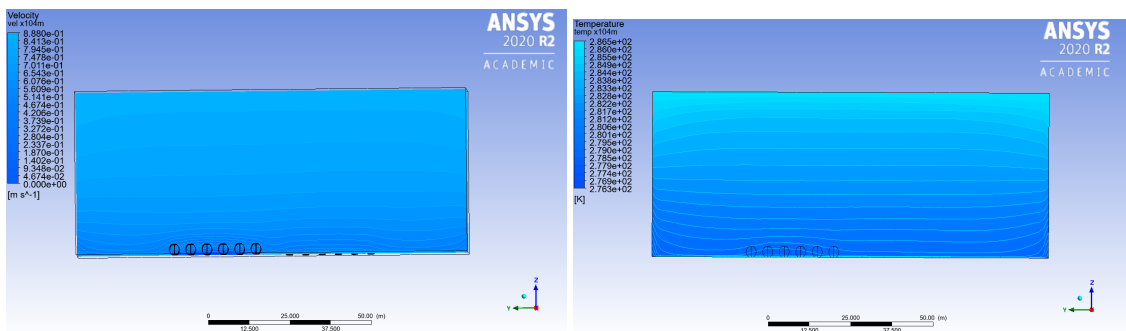
(a) Velocidad enero.

(b) Temperatura enero.



(c) Velocidad julio.

(d) Temperatura julio.



(e) Velocidad septiembre.

(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.26: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=104[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

Plano yz en $x=134[m]$ Análogo al caso del plano en $x=70[m]$, se observa esta marcación clara de las zonas de estancamiento del flujo del viento en la zona del canopy y a la vez, en los meses de invierno la capa límite tiende a ser más extendida sobre la superficie.

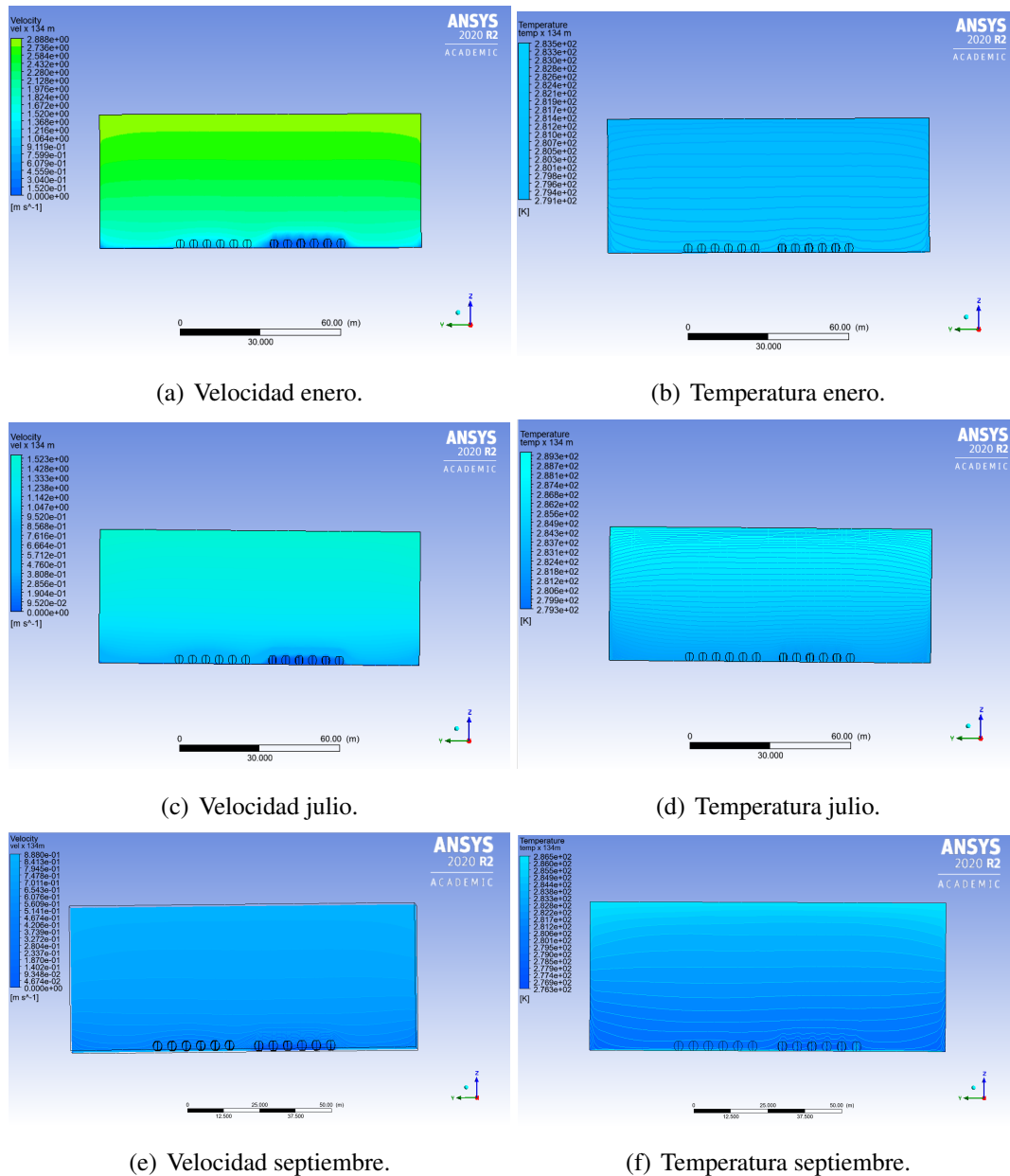
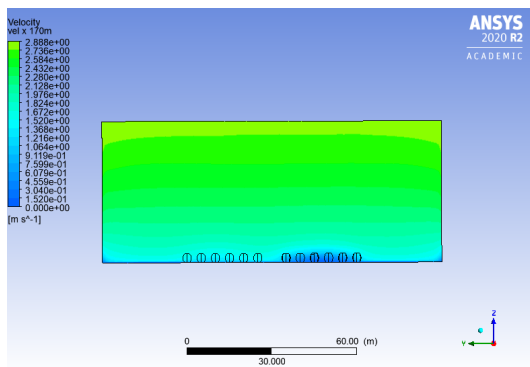
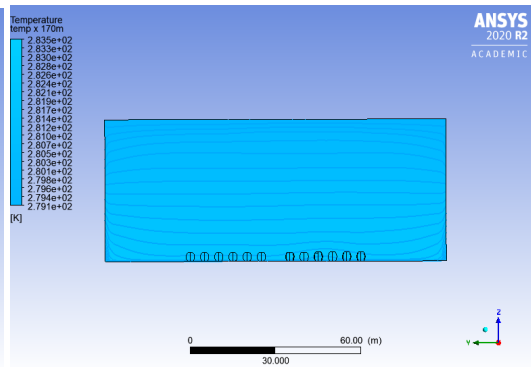


Figura 8.27: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=134[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

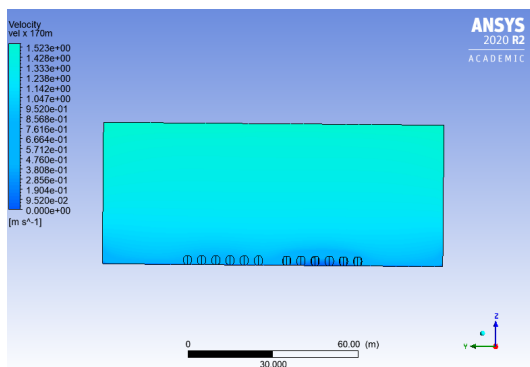
Plano yz en $x=170[m]$ El flujo al pasar por 2 cultivos distintos de cerezos tiene repercusiones en la ralentización que se observan en los meses de Enero, aunque con una capa límite más baja y menos extendida. En tanto, térmicamente, hay efectos más considerables del canopy en el mes de Julio al observarse que las líneas de temperatura sufren pequeñas distorsiones.



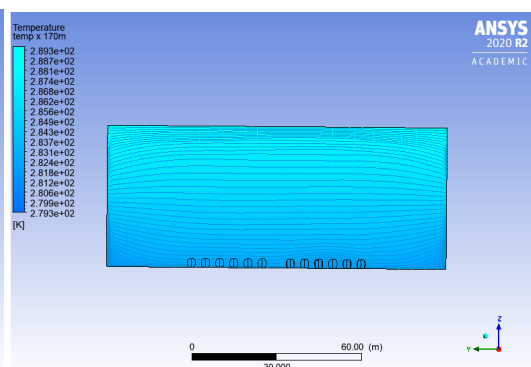
(a) Velocidad enero.



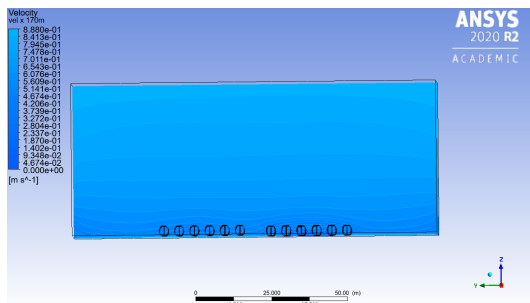
(b) Temperatura enero.



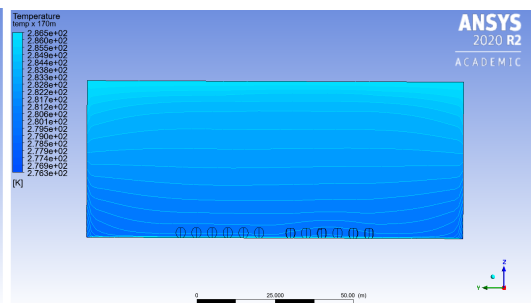
(c) Velocidad julio.



(d) Temperatura julio.



(e) Velocidad septiembre.



(f) Temperatura septiembre.

Figura 8.28: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=170[m]$, para las mínimas temperaturas de enero (arriba), julio (medio) y septiembre (abajo) 2020.

8.4. Análisis con mallas de distintas calidades

Las simulaciones anteriores se realizaron con una malla de calidad fina. En tanto, se estudiará la distorsión de los resultados al aplicar otro tipo de malla: media y gruesa. Las comparaciones se realizarán en base al mes de Septiembre que fue utilizado como referencia [63].

Cada uno de los resultados para 3 vistas distintas se expresan en el Anexo B.

8.4.1. Escenarios en plano xy

Los resultados de la velocidad y la temperatura son menos notorios cuando se analiza el efecto de los cultivos de cerezos en los primeros metros de altura, a 30 [cm] y 1 [m]. Sobre el follaje, se observa que los resultados son más claros, pero que conservan cierta distorsión en la claridad del efecto de retardo que provoca el cultivo en la velocidad del flujo luego de pasar por este. Sin embargo, la temperatura presenta similitudes con la simulación con malla fina.

8.4.2. Escenarios en plano xz

Los resultados desde esta perspectiva guardan semejanzas con la simulación de mejor calidad, en donde se aprecia la formación de una capa límite con mayor claridad en la malla media y que se atenúa en la de más baja calidad. En tanto, la escala térmica indica una uniformidad de las temperaturas con la malla gruesa, en cambio, la malla media presenta la diferenciación entre las capas que se encuentran a mayor altura con el punto más alto del dominio.

8.4.3. Escenarios en plano yz

Al reducir la calidad de la malla con la selección de menos puntos repercute de manera más importante en esta vista, en donde se dificultad la visión de una zona de estacamiento esperada en el sector de los cultivos de cerezos. Este análisis es válido para el estudio de temperatura y velocidad.

8.4.4. Análisis general

Se observa una mejor homogenización del flujo en enero que en julio y septiembre, debido a que existe mayor turbulencia, que favorece la mezcla y la advección, facilitando el movimiento de masas de aire frío y calientes.

Los daños al cultivo producto de bajas temperaturas se intensifican por diferentes motivos. Como se comenta en capítulos anteriores, los principales daños por bajas temperaturas se generan por el enfriamiento del tronco, la Figura C.1 muestra el campo de temperaturas en los troncos del cultivo, mostrando claramente una segregación de las temperaturas entre las zonas del mismo, mostrando una menor magnitud en la primera de éstas. Por otro lado, las Figuras C.2 y C.3 ejemplifican las situaciones a las que se ven enfrentados los frutos de cerezo, mostrando que los de la zona delantera se ven expuestos a menores temperaturas.

Lo anterior, prueba que es necesario hacer un análisis diferenciado para las distintas zonas de cultivo, teniendo en cuenta la dirección, velocidad y temperatura del viento.

Los resultados, muestran que la capa límite será más baja y achatada para escenarios más inestables, mientras que las velocidades aumentan para una misma altura en los escenarios estables. Dinámicamente hablando, el fenómeno se explica por la mayor advección en dirección desde el suelo no cultivado al cultivado por acción de gradientes de velocidad en las zonas desnudas. Promoviendo el desplazamiento de las masas de aire hacia la zona cultivada trasera, la advección toma un rol característico en el fenómeno de estudio.

8.5. Cálculo del número de Reynolds

El estudio del régimen del viento se cuantifica mediante el Número de Reynolds compuesto de:

$$Re = \frac{\rho \cdot L \cdot v}{\mu} = \frac{v \cdot L}{\nu} \quad (8.5.1)$$

Donde Re es el Número de Reynolds, ρ la densidad del fluido, μ la viscosidad dinámica y ν la viscosidad cinemática. En tanto, v es la velocidad promedio del flujo y L el largo característico del dominio. En este caso, el largo correspondiente a la dirección horizontal x del modelo que equivale a 208[m] y la viscosidad cinemática ν es la del aire correspondiente a $1,74 \cdot 10^{-5} [\text{Pa} \cdot \text{s}]$.

Resulta interesante estudiar el número de Reynolds en las distintas capas del cultivo, diferenciando la zona trasera de la delantera.

Escenarios cálidos El número de Reynolds aumenta a medida que las condiciones de la temperatura y velocidad también lo hacen, así como se asciende a través del cultivo. Este valor es mayor en el primer cultivo correspondiente al de Santina y sólo a una altura considerable de 18[m] es constante, debido a que no existe influencia de los árboles. El régimen en todos los escenarios es turbulento dado el orden de los valores.

Cuadro 8.2: Número de Reynolds en las distintas capas del cultivo para escenarios cálidos, diferenciando zona delantera (1) y trasera (2).

Altura [m]	Enero		Enero (Ola)		Julio	
	Santina	Skeena	Santina	Skeena	Santina	Skeena
0,3	$1,32 \cdot 10^7$	$1,08 \cdot 10^7$	$1,52 \cdot 10^7$	$1,02 \cdot 10^7$	$1,81 \cdot 10^7$	$1,49 \cdot 10^7$
1	$2,07 \cdot 10^7$	$1,71 \cdot 10^7$	$1,68 \cdot 10^7$	$1,52 \cdot 10^7$	$2,18 \cdot 10^7$	$1,96 \cdot 10^7$
3,3	$2,95 \cdot 10^7$	$2,28 \cdot 10^7$	$2,95 \cdot 10^7$	$2,27 \cdot 10^7$	$3,01 \cdot 10^7$	$2,57 \cdot 10^7$
18	$3,90 \cdot 10^7$	$3,90 \cdot 10^7$	$4,25 \cdot 10^7$	$4,25 \cdot 10^7$	$4,49 \cdot 10^7$	$4,49 \cdot 10^7$

Escenarios fríos En general, los valores en todas estas situaciones son más bajos en comparación a los escenarios cálidos, aunque con diferencias. En el mes de Julio y Septiembre, el número de Reynolds es mayor en el cultivo trasero de Skeena, debido a que la velocidad horizontal asciende a medida se desarrolla en el dominio. Sin embargo, el régimen del flujo continua siendo turbulento.

Cuadro 8.3: Número de Reynolds en las distintas capas del cultivo para escenarios fríos, diferenciando zona delantera (1) y trasera (2).

Altura [m]	Enero		Julio		Septiembre	
	Santina	Skeena	Santina	Skeena	Santina	Skeena
0,3	$4,06 \cdot 10^6$	$2,75 \cdot 10^6$	$2,99 \cdot 10^6$	$4,42 \cdot 10^6$	$1,09 \cdot 10^6$	$1,67 \cdot 10^6$
1,0	$6,34 \cdot 10^6$	$5,38 \cdot 10^6$	$2,27 \cdot 10^6$	$4,54 \cdot 10^6$	$1,67 \cdot 10^6$	$2,75 \cdot 10^6$
3,3	$1,11 \cdot 10^7$	$9,56 \cdot 10^6$	$5,62 \cdot 10^6$	$6,81 \cdot 10^6$	$3,47 \cdot 10^7$	$5,50 \cdot 10^6$
18,0	$2,51 \cdot 10^7$	$2,27 \cdot 10^7$	$1,59 \cdot 10^7$	$1,59 \cdot 10^7$	$8,37 \cdot 10^6$	$1,00 \cdot 10^7$

El hecho de que los flujos sean turbulentos, tiene grandes implicancias en los procesos de mezcla dentro del flujo. Tanto pequeños como medianos vórtices acarrean sustancias químicas, humedad y otros.

8.6. Comentarios generales

En todos los casos y escenarios analizados, se comprueba una influencia del cultivo, ya sea en la diferencia geométrica entre 2 especies de un cultivo de cerezos. El cultivo de Santina, al que en primer lugar se enfrenta el flujo, condiciona el comportamiento de este al pasar al cultivo trasero de la especie Skeena.

La readhesión del flujo de aire se cumple, en la mayor parte de casos, en segundo tercio del dominio en donde el efecto del canopy es menor, ya que se encuentra ad portas de lograr su cometido en todo el cultivo. Este fenómeno va de la mano con la formación de la capa límite a causa del efecto de la rugosidad superficial como de los árboles de cerezo.

Es posible destacar que existe una relación entre la magnitud y dirección de la velocidad del viento con la advección. La advección, como reposicionamiento de la partículas de una sustancia a través de un campo de flujo, es más notoria y severa a medida que se tienen altas velocidades. En el caso particular de Viveros de Copequén, en periodos estivales se observa con mayor presencia y en especial en los sectores en donde no existe cultivo. Desde estos lugares se ven fuertes movimientos de masas de aire que se dirigen hacia el cultivo.

La capa límite en verano es un poco más alta que en periodos invernales. Esto se

comprueba con la presencia de una fuerte zona de inversión térmica a menor altura en el mes de Julio, en donde hay menores temperaturas. En tanto, en verano, al existir mayor mezcla producto de la turbulencia, se presencia una homogenización más clara del flujo y que la evapotranspiración sea más severa en esta época del año, sobretodo en los bordes de ataque del flujo y en el cultivo de la especie Santina, debido a que se tienen mayores temperaturas, y por consiguiente, altas tasas de reposicionamiento hídrico.

8.7. Resultados de la ETo

Se extraen los resultados referentes a la velocidad y temperatura en los 2 escenarios escogidos: un día característico del mes de Enero y una ola de calor. Se estima la evapotranspiración potencial a 4 alturas: a 0,3[m]; 1[m]; 3,3[m] y a 18[m]. El primer punto comprende la zona baja del cultivo en donde se haya el tronco. El segundo es parte del follaje de los cerezos y el tercero corresponde a 0,1[m] sobre el punto más alto del follaje de los árboles. En tanto, el punto más alto de medición corresponde a la capa de superficie sin intervención de los cultivos.

A través de las simulaciones se extraen los valores promedio de la velocidad en dirección x (u) y en dirección y (v). Sin embargo, la dirección de la velocidad del viento es prácticamente en x, por lo que la velocidad $v = 0$. Luego, se extrae el campo de temperaturas a lo largo de cada plano seleccionado, en donde se destacan las máximas $T_{a,max}$ y mínimas $T_{a,min}$ resumidas en el Cuadro 8.4.

Cuadro 8.4: Valores de velocidad y temperaturas en cada curva de nivel.

Altura [m]	Enero Cálido			Ola de Calor		
	u [m/s]	$T_{a,min}$ [°C]	$T_{a,max}$ [°C]	u [m/s]	$T_{a,min}$ [°C]	$T_{a,max}$ [°C]
0,3	1,1054	26,25	27,45	1,2707	34,25	35,45
1,0	1,7347	26,05	27,45	1,4056	33,95	35,45
3,3	2,465	25,45	27,15	2,469	33,55	35,15
18,0	3,2609	24,55	24,85	3,559	32,35	32,65

Las temperaturas superficiales T_s para el mes de Enero corresponde a 27,45 [°C] y para una situación particular de ola de calor a 35,45 [°C].

Se observa que la velocidad del viento aumenta a mayor altura se realice la medición, casi triplicándose. Efecto contrario se observa con la temperatura, la cual disminuye con la altura y que varía en intervalos menores a los 3[°C].

Dada la dimensión de la malla, se obtiene el campo de radiación neta, flujo superficial, calor sensible, difusión turbulenta y advección. Se presenta el valor promedio de cada altura de medición para los 2 escenarios mencionados y con ello, el flujo de calor latente LE y evapotranspiración potencial ETo.

8.7.1. Resultados para enero cálido

Se presenta en el Cuadro 8.5 el detalle de cada uno de los componentes que forman parte de la estimación de la ETo.

Cuadro 8.5: Detalle de la ETo para un día característico de Enero.

Altura	R_n	G	H	Dif Turb	Adv	LE	ETo
[m]							[mm/día]
			[W · m ⁻²]				
0,3	376,97	99,55	9,54	0,39	-2,16	266,09	9,39
1,0	384,25	101,48	22,25	0,37	-40,28	220,61	7,78
3,3	383,02	101,15	22,06	0,39	-42,32	217,86	7,69
18,0	380,99	100,62	24,13	0,37	-47,20	209,41	7,39

La ETo fluctúa entre los 7,39 y 9,39 [mm/día], en donde se observa que existe una mayor demanda hídrica promedio más alta en las primeras capas del dominio, además de un desacoplamiento de las capas más bajas en donde se encuentra el tronco y las superiores, en donde se haya el follaje. Se observa a la radiación solar neta como agente principal en el balance energético, seguido del flujo de calor superficial y luego, el flujo de calor sensible, pero en un menor porcentaje. En tanto, el flujo advectivo (a excepción de la medición a 0,3 [m] de altura) dobla el aporte del flujo H, pero que debido al signo negativo, favorece el reposicionamiento de agua, ya que se requiere de menor suministro. El flujo de difusión turbulenta de calor representa apenas entre un 0,1 y un 0,2 % de la demanda hídrica.

8.7.2. Resultados para una ola de calor

De manera análoga, se muestra el detalle de cada uno de los componentes que forman parte de la estimación de la ETo en el Cuadro 8.6.

Cuadro 8.6: Detalle de la ETo para una ola de calor.

Altura	R_n	G	H	Dif Turb	Adv	LE	ETo
[m]							[mm/día]
			[W · m ⁻²]				
0,3	383,19	101,20	22,97	0,37	-43,47	215,92	7,62
1,0	384,82	101,63	22,41	0,38	-40,96	220,19	7,77
3,3	386,06	101,96	22,21	0,38	-42,58	219,68	7,75
18,0	386,04	101,95	25,68	0,35	-49,84	208,92	7,37

La ETo, a comparación con un día promedio del mes de Enero, resulta ser infimamente menor con un escenario de alta exigencia (ola de calor). Si bien, la radiación solar es mayor, la advección como factor positivo es también mayor, lo que redundaría en un balance energético, en donde el resultado del flujo de calor latente sea menor, y con ello, la evapotranspiración potencial. El flujo de calor sensible H se mantiene similar que en el caso anterior, sin mayores variaciones, así como la difusión turbulenta de calor y por ello, es despreciable.

Si el análisis se enfoca en cada uno de los factores que participan en el balance energético de la ETo, es plausible encontrar diferencias, debido a que existe un gradiente de temperatura mayor cuando se tiene un escenario meteorológico de alta exigencia como lo es un ola de calor, lo cual no es deseable. Sin embargo, la evapotranspiración potencial en ambas situaciones es similar, tanto en valor como a la altura que se mida. Valores más bajos en el caso de una ola de calor se deben a que existe una homogenización del flujo y, por lo tanto, reducen la ETo a nivel de piso. No obstante, se mantiene una alta tasa de transpiración de los árboles.

Las variaciones de la ETo en los cultivos se ven afectadas principalmente por buffer zone, la cual presenta distorsiones. Finalmente, el calor se distribuye entre lo que el suelo absorbe y lo que se evapora hacia la atmósfera.

8.8. Comparación del método con modelos convencionales

La validación del método propuesto en este trabajo se sustenta en su comparación con los métodos que se utilizan en la actualidad: Penman-Monteith, Hargreaves-Samani, Turc y Priestley-Taylor. La mayor parte de estos métodos estiman la ETo a una altura de 2[m], debido a que tanto las torres meteorológicas como las exclusivas para medición de evapotranspiración la miden a ese nivel. Por aquella razón, se interpola según los 4 valores de la ETo como resultado de la simulación y se compara el porcentaje de desviación.

Según un ajuste polinómico de segundo y tercer grado para los datos de la ETo para el mes de Enero y un escenario de ola de calor, se obtienen los siguientes valores con el método sugerido y los que se utilizan como comparación expresados en el Cuadro 8.7.

Cuadro 8.7: Estimación de la ETo con diferentes métodos para Viveros de Copequén a una altura de 2[m].

Método	Enero Cálido		Ola de Calor	
	ETo [mm/día]	Error [%]	ETo [mm/día]	Error [%]
Propuesto	8,60	-	8,76	-
Penman-Monteith (PM)	7,71	-11,54	8,83	0,82
Priestley-Taylor(PT)	9,10	5,49	9,99	12,33
Hargreaves-Samani (HS)	7,70	-11,63	7,06	-24,11
Turc	4,77	-80,23	5,03	-74,10

El valor máximo de la ETo para ambos casos es de 9,19 [mm/día] en los puntos ubicados en la buffer zone (parte inferior del cultivo de Skeena). En tanto, el valor mínimo de la ETo se detecta, también para ambos casos y exceptuando algunos valores con mayor desviación, a la entrada del dominio, antes de enfrentarse al cultivo de Santina con un valor determinado de 3,75[mm/día]. Estos valores son válidos a una altura de 2[m]. La distribución de la ETo por sobre el terreno de estudio se presenta en la Figura 8.29.

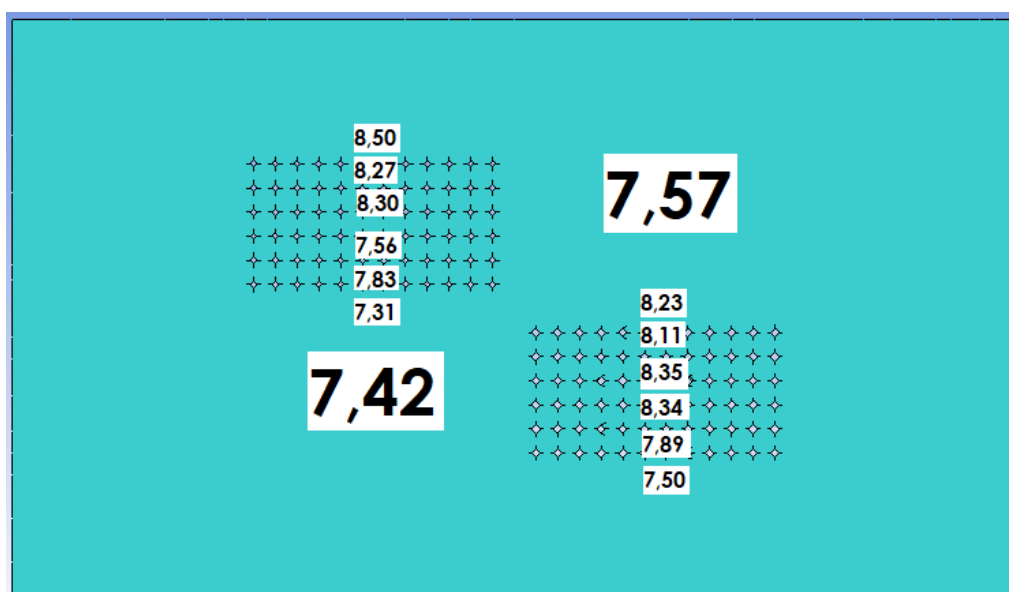


Figura 8.29: Distribución de la ETo a lo largo del dominio en [mm/día] para un día característico de Enero a una altura de 2[m].

La distribución promedio de la ETo es uniforme en las zonas sin cultivo y un tanto más bajas. Por otro lado, ETo dentro de los cultivos se mantiene entre valores de 7,31 a 8,50 [mm/día]. En el cultivo superior (Santina) la ETo en las hileras más cercanas a

la buffer zone que en aquellos sectores más adyacentes al cultivo de Skeena. Para este último, hay un mayor concentración de la ETo en el centro de este conjunto y el que disminuye en los bordes del cultivo de Skeena.

El método propuesto, en algunos casos, subestima y sobreestima la evapotranspiración potencial. En el caso del método de Priestley-Taylor existe una subestimación de la ETo en hasta un 12,33 % para escenarios climáticos de alta exigencia. En el caso de Hargreaves-Samani, existe un sobreestimación de la ETo en un máximo de 24,11 %; lo cual es la mitad de la ecuación anterior.

La ecuación de Turc es la que presenta mayores discrepancias con el método sugerido, debido a que existen errores de al menos un 74,10 %; la mayor entre todas las ecuaciones analizadas, lo que reafirma que su aplicación para este campo no es popular. Finalmente, en comparación con la ecuación de Penman-Monteith, que es la gran referente para la agroindustria moderna, el método sugerido en este trabajo subestima en un 11,54 % la ETo en un día típico estival, mientras que la sobreestima en un 0,82 % para un escenario anormal con ola de calor.

Los modelos de referencia no consideran la advección horizontal ni el campo de temperaturas y velocidades, ya que sólo consideran una velocidad y temperatura promedio en todo la capa límite atmosférica, lo cual incrementa los errores de estimación de la evapotranspiración. En comparación con el método propuesto, los modelos Priestley-Taylor y Penman-Monteith presentan mejor rendimiento, pero con menos eficiencia cuando se tienen escenarios particulares con altas temperaturas y condiciones del mezcla turbulentas más desarrollados como se evidencia en una ola de calor y que se puede extrapolar en los próximos años si se considera un aumento de la temperatura a causa de la actual crisis climática.

Otro factor a considerar en el rendimiento de P-T y P-M se basa en que el terreno de Viveros de Copequén es homogéneo, sin una presencia cercana de cerros o elevaciones importantes. Si se lleva este cultivo a un terreno como una ladera, se debe considerar la componente topográfica e inclinación del terreno que pueden agravar y desviar el cálculo a priori de la ETo. Finalmente, hay que considerar que la ecuación de Priestley-Taylor, al ser aplicada en ambientes áridos y semiáridos, la hace más adecuada en estas situaciones y refiere una mayor necesidad de reposición hídrica.

8.9. Reposición hídrica en base a la ETo

La ETo se expresa en milímetros mm por unidad de tiempo (por lo general, en días) y representa la cantidad en altura de agua evapotranspirada desde una superficie cultivada.

Para traducir estos valores a metros cúbicos de agua que deben ser repuestos para un correcto crecimiento y desarrollo de los cultivos, se emplea una conversión de unidades donde:

$$1 \left[\frac{\text{mm}}{\text{día}} \right] = 10 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{ha} - \text{día}} \right] \quad (8.9.1)$$

Como se consideran aquellas zonas donde existe cultivo, se tomará como referencia los 2 sectores habitados por árboles Santana y Skeena con un área de 2 [ha], aproximadamente. Para un día característico de verano, la reposición hídrica para ambos cultivos (según un altura de 2[m]) corresponde a 170,32 [m³/día]. Por otro lado, para un escenario particular con ola de calor esta queda fijada en 173,44 [m³/día]. Si se regara todos los días, mensualmente se deben reponer 5203 [m³]. En tanto, el menor valor de reposicionamiento hídrico ronda los 146,24 [m³/día].

8.10. Consideraciones respecto al método de cálculo

El procesamiento de los datos mediante el software Ansys Fluent condiciona los resultados del método propuesto. Muchos datos referentes al interior de los cultivos no se encontraban disponibles, por ello, la extracción de los resultados de la simulación se realizó de manera manual.

Capítulo 9

Conclusiones y Trabajo Futuro

La importancia del uso de una malla con buena calidad es clave, ya que se pueden visualizar los efectos cerca de la superficie del suelo como la readhesión del flujo, lo que permite determinar el campo de velocidad y temperatura. En cada uno de los casos, el viento juega un rol relevante en las zonas que rodean a los cultivos, lo que decanta en que la advección sea un factor tan importante como la radiación o el flujo de calor sensible dentro del balance energético que permite distorsionar el cálculo de la ETo, lo cual puede subestimar o sobreestimar su valor, y con ello el reposicionamiento de agua en los cultivos (cerezos en este caso) entre un 10 a 25 %.

La estratificación de las capas inferiores de la CLA permite que en verano se observen una capa límite un poco más alta que en invierno, y que en los meses de bajas temperaturas se alargue más de lo esperado, además de una notoria zona de inversión térmica. Un ambiente estable permite que los procesos de mezcla turbulenta sean más uniformes y de mejor comprensión.

El método utilizado para simular el comportamiento del flujo a microescala sobre el cultivo, corresponde al de volúmenes finitos, considerando el aire seco como un fluido newtoniano incompresible, debido a las bajas velocidades alcanzadas, sin cambios de fase del vapor de agua contenida y bajo una atmósfera hidrostáticamente balanceada, considerando un régimen turbulento dado su número de Reynolds.

Respecto a la metodología establecida para la simulación, en el caso del perfil de velocidad, corresponde a un modelo logarítmico generado por la simulación macroescala de la zona, que se relaciona con las características de los primeros metros de la capa

límite atmosférica estáticamente estable. Para su implementación, fue necesario conocer la longitud de Obukhov y el flujo de calor sensible superficial a priori. Para el perfil de temperatura, se tuvo en cuenta la característica de estabilidad estática de la atmósfera, utilizando la temperatura potencial. Tanto los perfiles de velocidad como de temperatura, se ajustaron según las características de los meses de enero, julio y septiembre, para estudiar distintos escenarios.

En cuanto a la metodología utilizada en la estimación de la ETo, se observa que la advección horizontal representa una componente tan relevante como la radiación solar o el flujo de calor sensible. En tanto, la difusión turbulenta de calor puede despreciarse, ya que representa menos de un 0,2 % en el desglose de la evapotranspiración.

Para el caso particular de Viveros de Copequén, se verifica que la evapotranspiración es más significativa en escenarios cálidos que fríos, en donde la turbulencia juega un rol en los procesos de mezclas de las partículas de aire homogenizando su distribución en los meses más cálidos y marcando capas de nivel notorias en los meses de bajas temperaturas. El cultivo del cerezo Santana presenta una demanda hídrica más alta que su sucesora, debido a que la evapotranspiración es más crítica. Sin embargo, la demanda hídrica total es alta y por ello, se debe tener cautela con el suministro. Las causas radican en que los cultivos al tener menor ventilación que los bordes del dominio y sectores sin cultivar retienen el calor entre las hileras de los cerezos, lo que disminuye el momento de las masas del viento y por ende, ralentiza el desarrollo del flujo.

La dirección de la advección se ve reflejada de suelo a suelo, donde las masas de viento se trasladan desde los puntos más secos representados por las zonas sin cultivo hacia las más húmedas que serían los cultivos de cerezos, así como desde el suelo al follaje (o canopy), en donde un aumento permite que la evapotranspiración disminuya a medida se analizan puntos más altos. Otra consecuencia de la advección es la gran acumulación de energías en las zonas vegetativas, lo cual recae en una mayor tasa de la ETo.

Finalmente, el método propuesto para el cálculo de la ETo en cultivos frutales presenta diferencias de al menos un 10 % alcanzando máximos del 25 %. Las razones recaen en que este método estima la evapotranspiración en base a un gradiente de temperaturas y no en valores promedios para un terreno determinado. Por otro lado, considera a priori las características del suelo, la topografía del sector, la morfología del

cultivo, el flujo por advección y los efectos de la turbulencia.

Frente a la ecuación de Penman-Monteith, este método corrige la subestimación al considerar la advección como principal factor de aporte a la demanda hídrica de los cultivos y entregar la distribución del campo de evapotranspiración.

9.1. Trabajo Futuro

El trabajo a futuro debe contemplar resultados de la simulación más completos, debido a que no se estudia el efecto volumétrico del canopy por desarrollo fenológico de los cultivos, sino que su variación lineal y el cual debe ser incorporado en las simulaciones futuras como una componente relevante. Otro factor que se debe estudiar es el grado de participación entre la evaporación y la transpiración a medida que el cultivo frutal se va desarrollando, así como estudiar la consecuencia del área foliar en el comportamiento de la evapotranspiración.

Finalmente, otro punto importante es determinar la consecuencia de la topografía sobre la ETo, debido a que el estudio consideró un terreno homogéneo ubicado en la Región de O'Higgins y no un cultivo posicionado en la ladera de un cerro o con influencia relevante de un cordón montañoso. Como el estudio estuvo enfocado principalmente en el cerezo, se debe extender su análisis a otras especies frutales.

Apéndice A

Conceptos de evapotranspiración

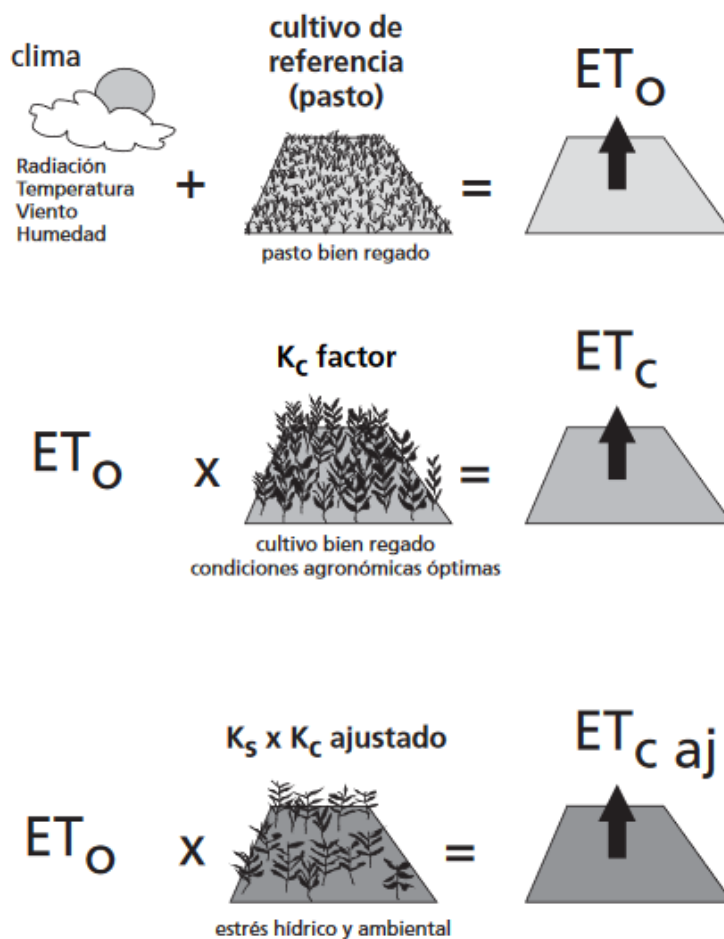


Figura A.1: Conceptos de evapotranspiración [56].

Apéndice B

Código para cálculo de la ETo

```
import math
import numpy as np

#datos y constantes
rho_ene=1.185 #densidad enero característico[kg/m3]
kvisc_ene=1.5757*10**(-5) #visc. cinemática enero característico[m2/s]
rho_ola=1.140 #densidad ola de calor[kg/m3]
kvisc_ola=1.6507*10**(-5) #visc. cinemática ola de calor[m2/s]
cp=1006.43 #[j/kg-R]

karman=0.41 #constante de von karman
z0=0.3265 #Long rugosidad aerodinámica
d0=2.1930 #altura de desplazamiento
pe=0.25 #constante

#datos de discretizacion

dim_x=208 #dimensión en x[m]
dim_y=120 #dimensión en eje y[m]
dim_z=50 #dimensión en eje z[m]

#difusividad térmica constantes(estable)
alfa=0.74
gamma_2=5.0
z_med=3.2 #z de referencia

#difusividad térmica enero característico
u_ast_ene=0.3549
lmo_ene=-1.8924
zeta_ene=-1.6842
phi_h_ene=alfa+gamma_2*zeta_ene
kh_ene=karman*u_ast_ene*z_med/phi_h_ene #[m2/s]

#difusividad térmica ola de calor
u_ast_ola=0.3881
lmo_ola=-1.7456
zeta_ola=-1.8286
phi_h_ola=alfa+gamma_2*zeta_ola
kh_ola=karman*u_ast_ola*z_med/phi_h_ola #[m2/s]

print(kh_ene,kh_ola)
```

Figura B.1: Definición de constantes y propiedades físicas.

```

#datos para radiación solar
emi=0.95 #emisividad
albedo=0.18 #albedo
beta=-34.25*math.pi/180 #inclinación(radianes)
stef_boltz=5.67*10**(-8) #cte. stefan-boltzmann
hum_rel=63.3 #humedad relativa [%]
ts_ene=300.6 #temp superficial enero característico
ts_ola=308.6 #temp superficial ola de calor

#datos para índice de área foliar (santina y skeena, respectivamente)
a_sant=1.5
b_sant=1.8
area_sant=2*math.pi*a_sant*(b_sant**2*math.atan(math.sqrt((b_sant**2-a_sant**2)/a_sant)*math.pi/180)+a_sant*math.sqrt(b_sant**2-
la_sant=7.31
lai_sant=la_sant/(0.6*area_sant)

a_sken=1.5
b_sken=2.0
area_sken=2*math.pi*a_sken*(b_sken**2*math.atan(math.sqrt((b_sken**2-a_sken**2)/a_sken)*math.pi/180)+a_sken*math.sqrt(b_sken**2-
la_sken=7.31
lai_sken=la_sken/(0.6*area_sken)

lai=lai_sken #índice de área foliar

print(area_sant,area_sken)
print(lai_sant,lai_sken)

#valores radiación Local
rad_dir=6.4 #[kwh/m2-dia]
n_ene=30 #día de estudio enero característico
n_ola=21 #día de estudio ola de calor
decl_ene=23.45*math.sin(360*(284+n_ene)/365*math.pi/180) #declinación solar enero característico
decl_ola=23.45*math.sin(360*(284+n_ola)/365*math.pi/180) #declinación solar ola de calor
hora_solar_ene=24-(2/15)*math.acos(-math.tan(beta)*math.tan(decl_ene*math.pi/180))*180/math.pi #horas de luz solar
hora_solar_ola=24-(2/15)*math.acos(-math.tan(beta)*math.tan(decl_ola*math.pi/180))*180/math.pi

#radiación solar de onda corta de entrada
g_max_ene=rad_dir*math.cos(beta)/hora_solar_ene*1000 #[w/m2]
g_max_ola=rad_dir*math.cos(beta)/hora_solar_ola*1000

print(decl_ene,hora_solar_ene,g_max_ene)
print(decl_ola,hora_solar_ola,g_max_ola)

```

Figura B.2: Datos sobre radiación solar.

```

#cálculo radiación solar y calor superficial
campo_l_in=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #rad. onda larga de entrada
campo_l_out=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #rad. onda larga de salida
campo_rad=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #rad. neta
g_sup=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #flujo de calor superficial
rad_list=[] #Lista vacía
g_list=[] #Lista vacía

#función radiación solar y calor superficial
def rad_solar(g_max,temp,t_s):
    s_in=g_max #rad. onda corta de entrada
    s_out=albedo*s_in #rad. onda corta de salida

    for j in range(ny):
        for i in range(nx):
            t_a=(temp[j][i+1]+temp[j][i])/2 #temp aire promedio [K]
            e_s=0.6107*math.exp(17.269*(t_a-273.15)/t_a)
            e_a=hum_rel*e_s/100
            eps_a=0.7+5.95*10**(-4)*e_a*math.exp(1500/t_a) #emisividad del aire

            l_in=eps_a*stef_boltz*t_a**(4) #rad. onda larga de entrada
            l_out=emi*stef_boltz*t_s**(4) #rad. onda larga de salida
            rad=s_in-s_out+l_in-l_out #rad. neta

            #campo de radiación neta
            campo_l_in[j][i]=l_in
            campo_l_out[j][i]=l_out
            campo_rad[j][i]=rad
            rad_list.append(rad)

            #campo de calor superficial
            g_rad=0.4*rad*math.exp(-0.5*lai)
            g_sup[j][i]=g_rad
            g_list.append(g_rad)

#valores promedio
rad_prom=np.mean(rad_list)
g_prom=np.mean(g_list)

return campo_rad,g_sup,rad_prom,g_prom

```

Figura B.3: Cálculo radiación solar neta y flujo de calor superficial.

```

sens_heat=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #Lista de flujo de calor sensible
dif_turb=np.zeros((ny,nx),dtype=float) #Lista de difusión turbulenta

sens_list=[]
dif_list=[]

#cálculo de flujo de calor sensible
def sensible(temp,t_s,rho,z,u_ast,k_visc,kh):
    ra_1=(z0*u_ast/k_visc)**pe

    if z<z0:
        ra=ra_1/(karman*u_ast)
    else:
        ra_2=np.log((z-d0)/z0)
        ra=(ra_1+ra_2)/(karman*u_ast) #rugosidad aerodinámica [s/m]

    for j in range(ny):
        for i in range(nx):
            t_a=(temp[j][i+1]+temp[j][i])/2
            sens_flux=rho*cp*(t_s-t_a)/ra #flujo de calor sensible
            sens_heat[j][i]=sens_flux
            sens_list.append(sens_flux)

            #difusión turbulenta
            dif_flux=rho*cp*kh*((temp[j+1][i]-temp[j][i])/d_y+(temp[j][i+1]-temp[j][i])/d_x)
            dif_turb[j][i]=dif_flux
            dif_list.append(dif_flux)

#valores promedio
sens_prom=np.mean(sens_list)
dif_prom=np.mean(dif_list)

return sens_heat,dif_turb,sens_prom,dif_prom

```

Figura B.4: Cálculo flujo de calor sensible y difusión turbulenta.

```

#calculo advección
campo_adv=np.zeros((ny,nx),dtype=float)
adv_list=[]

def adveccion(temp,u,v,rho,z):
    for j in range(ny):
        for i in range(nx):
            adv_flux=rho*cp*z*(v*(temp[j+1][i]-temp[j][i])/d_y+u*(temp[j][i+1]-temp[j][i])/d_x)
            campo_adv[j][i]=adv_flux

        adv_list.append(adv_flux)

    adv_prom=np.mean(adv_list) #valor promedio

    return campo_adv,adv_prom

#calculo ETo
lat_heat=np.zeros((ny,nx),dtype=float)
eto=np.zeros((ny,nx),dtype=float)
eto_list=[]
lat_list=[]
eto_med=np.zeros((ny,nx),dtype=float)

def eto(rad,g_sup,adv,sens_heat,dif_turb):
    cte=0.0353 #conversión de calor latente a ETo

    for j in range(ny):
        for i in range(nx):
            latente=rad[j][i]-g_sup[j][i]+adv[j][i]-sens_heat[j][i]+dif_turb[j][i]
            lat_heat[j][i]=round(latente,2) #campo de calor latente

            #cálculo para valor promedio del calor latente
            if latente>0:
                eto_list.append(latente)

            #campo de ETo
            eto_med[j][i]=round(latente*0.0353,2)

    eto_prom=np.mean(eto_list)

    return lat_heat,eto_list,eto_prom,eto_med

```

Figura B.5: Cálculo de advección y ETo.

Apéndice C

Análisis con mallas de distintas calidades

C.1. Escenarios en plano xy

Plano xy en $z=0,3[m]$

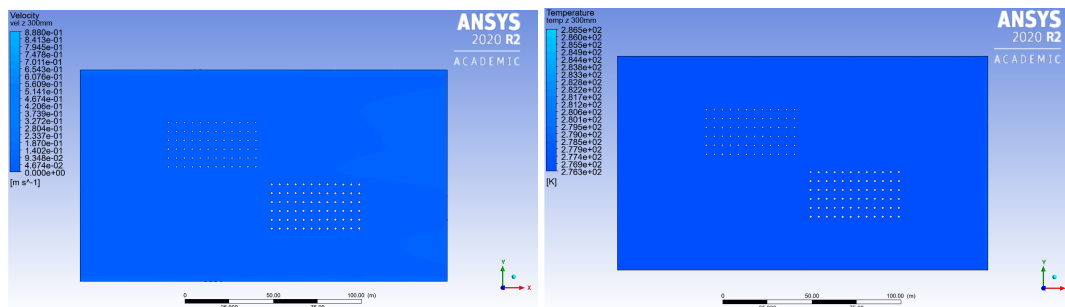
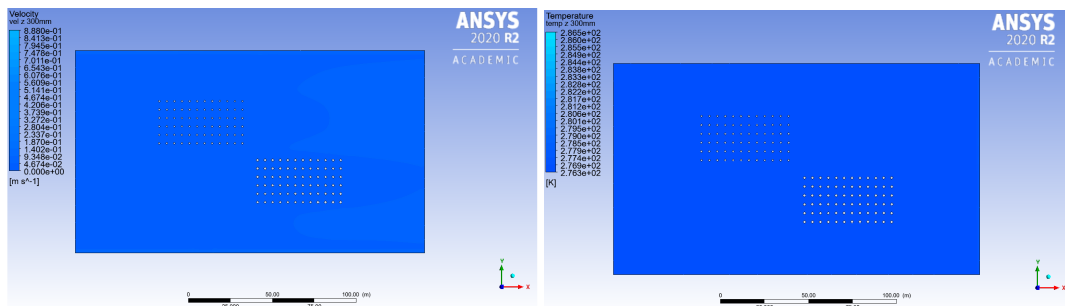
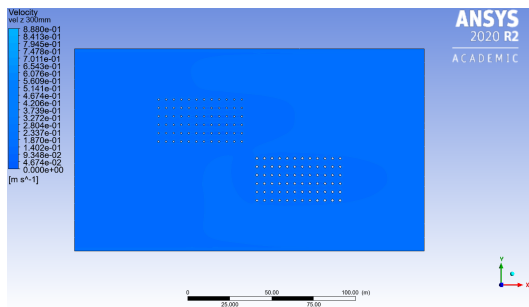
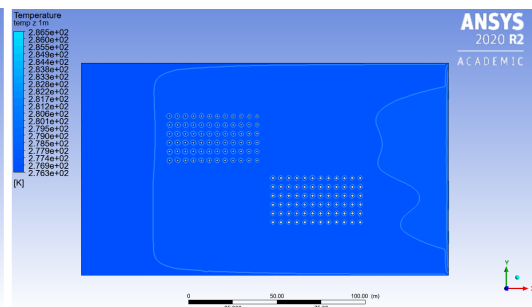


Figura C.1: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=0,3[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

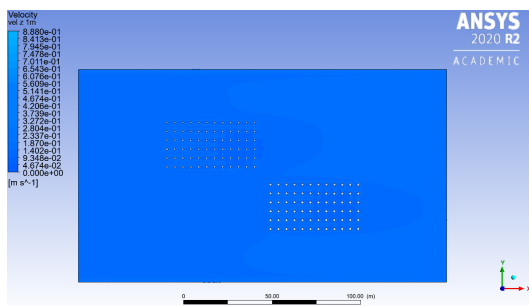
Plano xy en z=1[m]



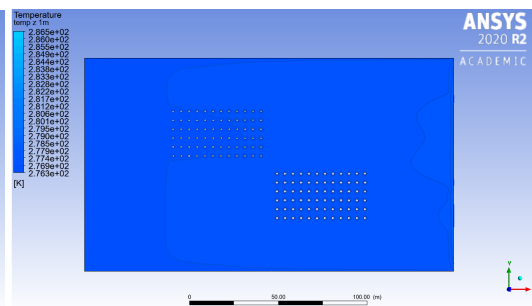
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



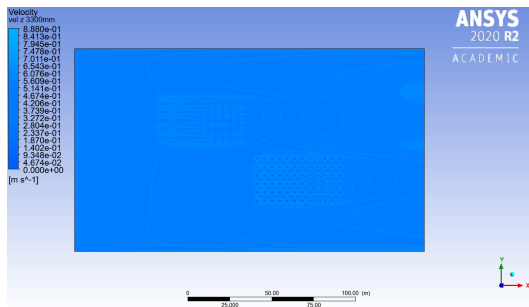
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



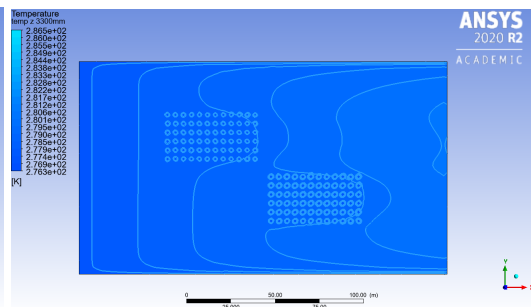
(d) Temperatura septiembre (malla gruesa).

Figura C.2: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=1[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

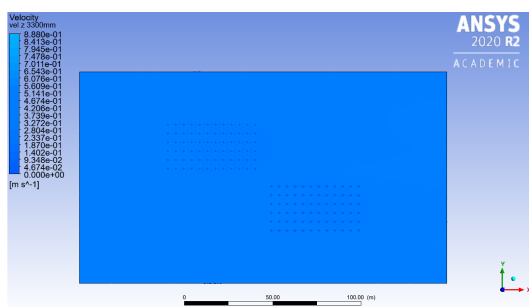
Plano xy en $z=3,3[m]$



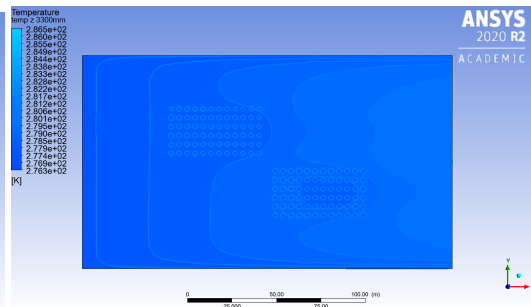
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



(d) Temperatura septiembre (malla gruesa).

Figura C.3: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=0,3[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

Plano xy en z=18[m]

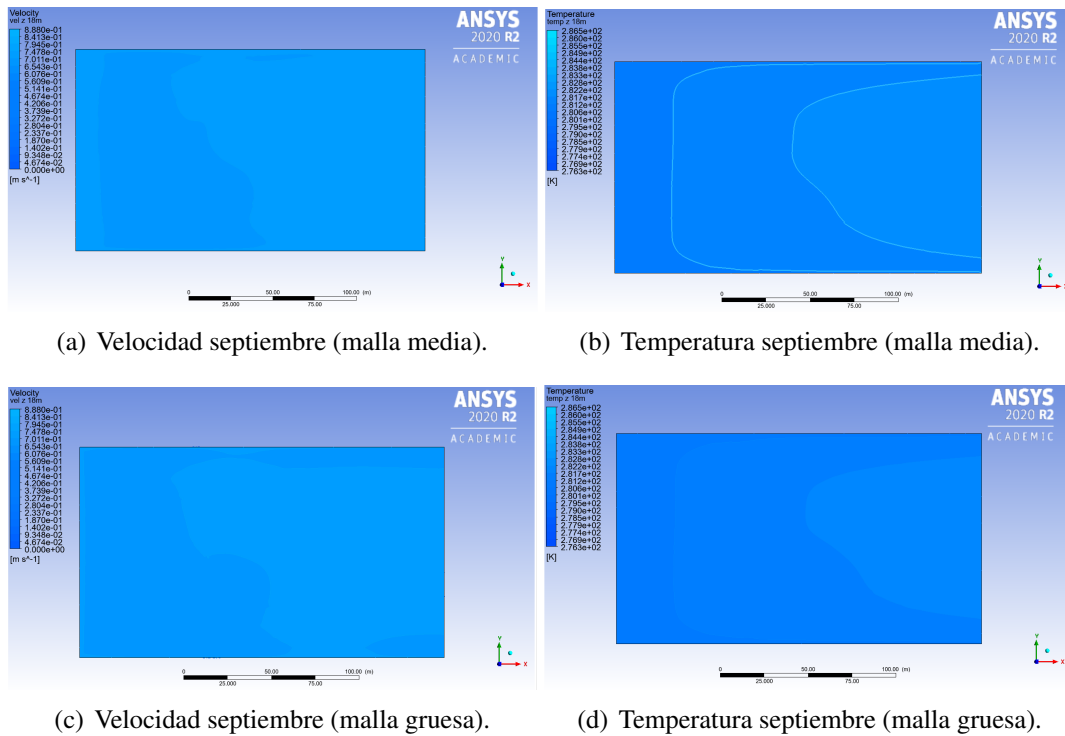


Figura C.4: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xy a $z=18[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

C.2. Escenarios en plano xz

Plano xz en $y=20[m]$

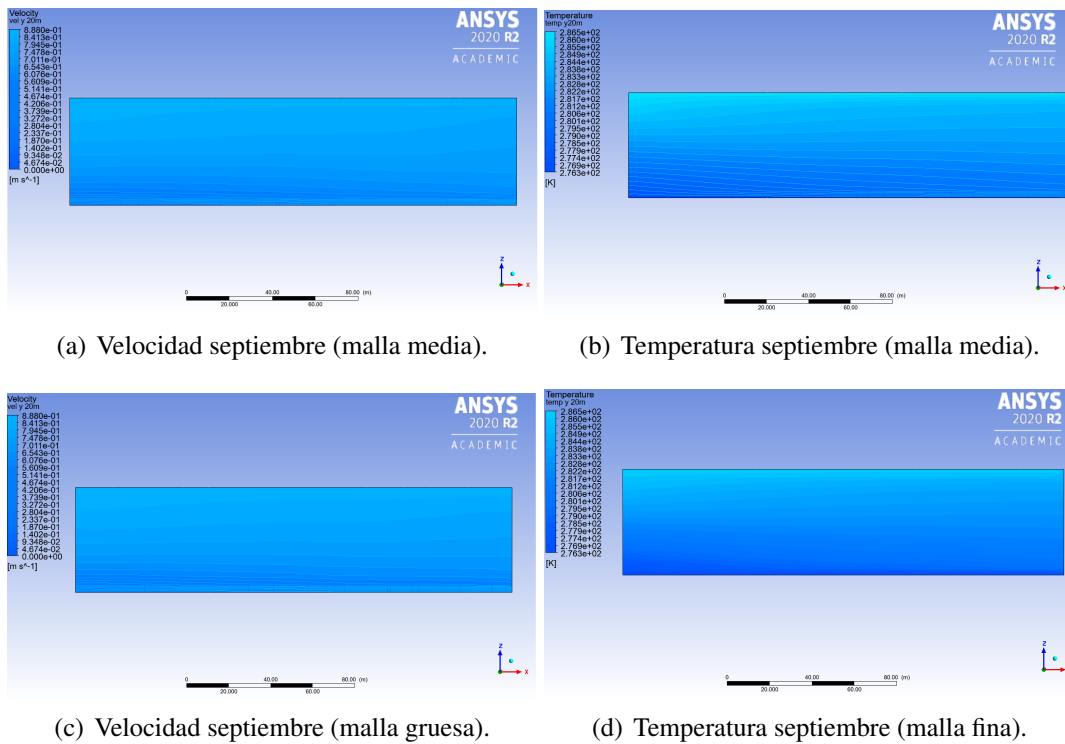
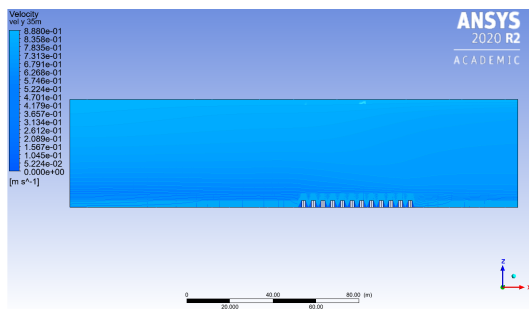
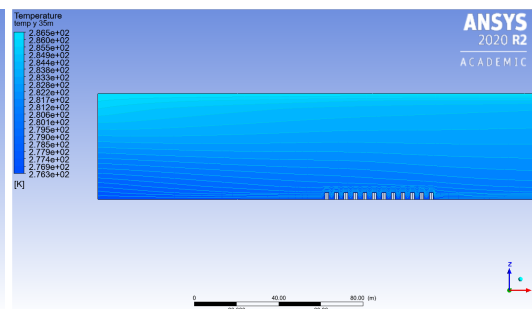


Figura C.5: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=20[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

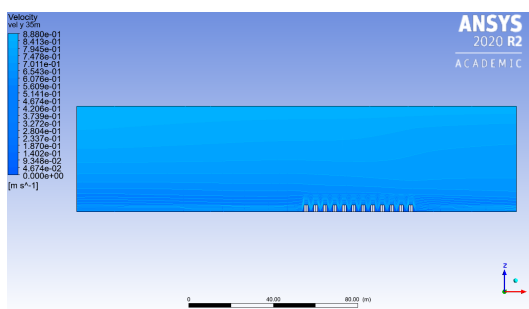
Plano xz en $y=35[m]$



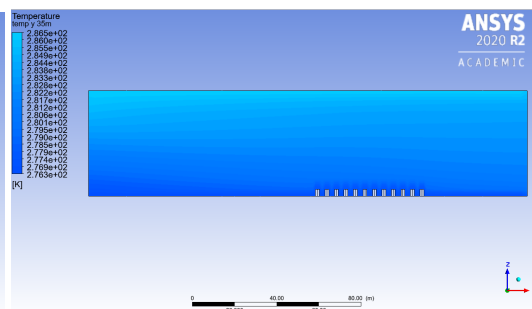
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



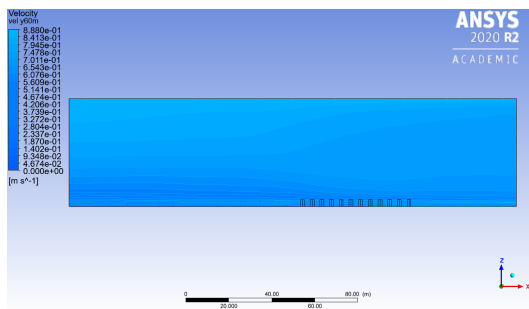
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



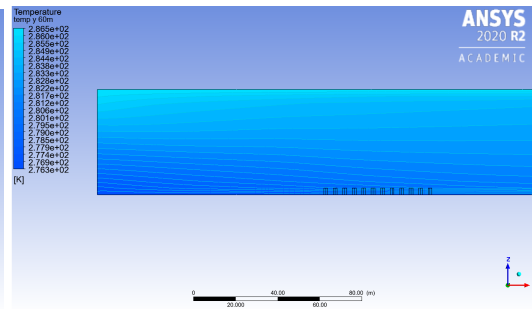
(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.6: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=35[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

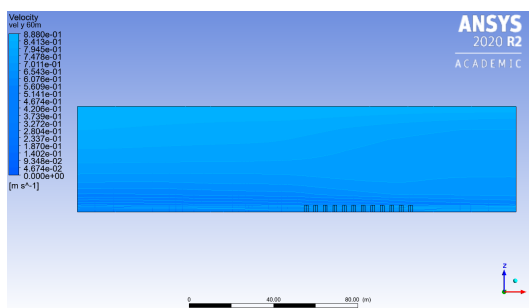
Plano xz en y=60[m]



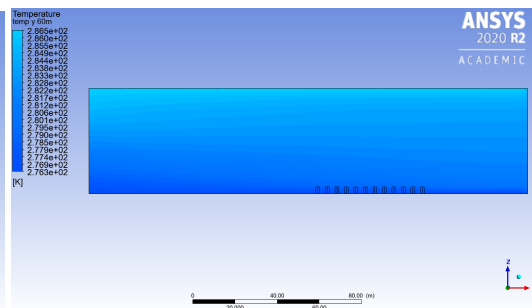
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



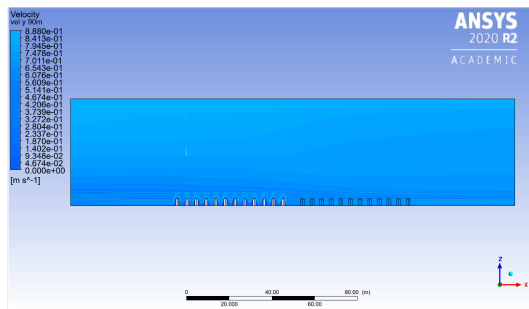
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



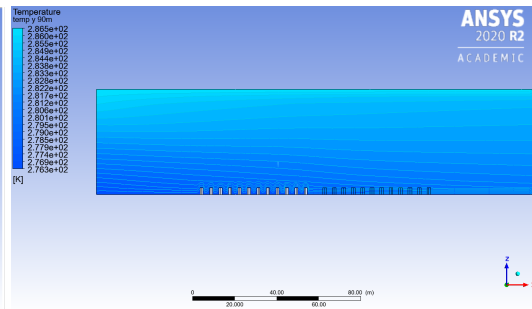
(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.7: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a y=60[m]; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

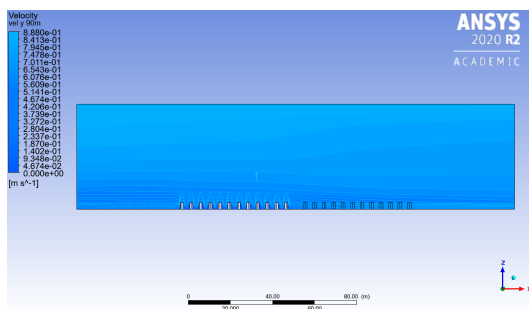
Plano xz en y=90[m]



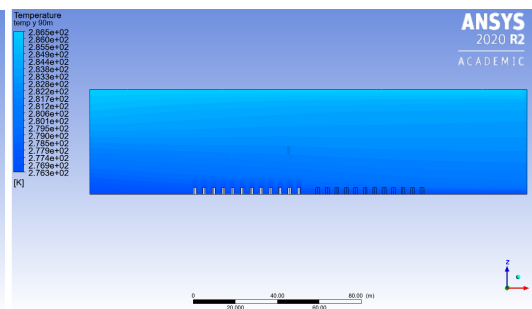
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.8: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=90[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

Plano xz en y=100[m]

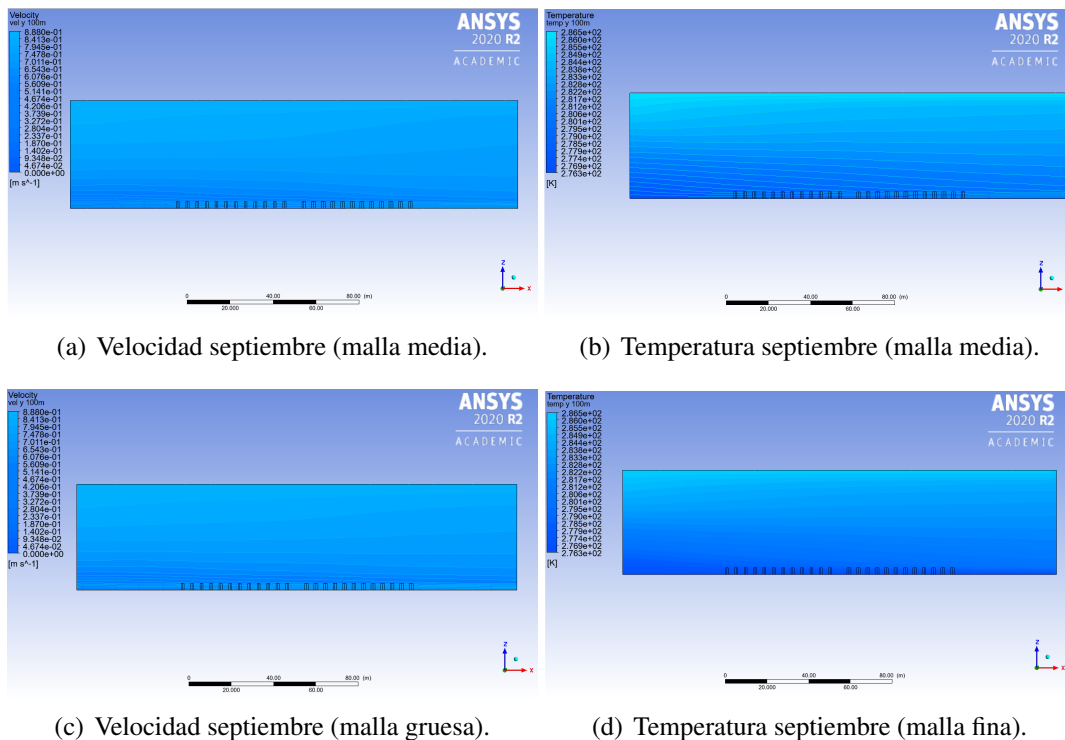
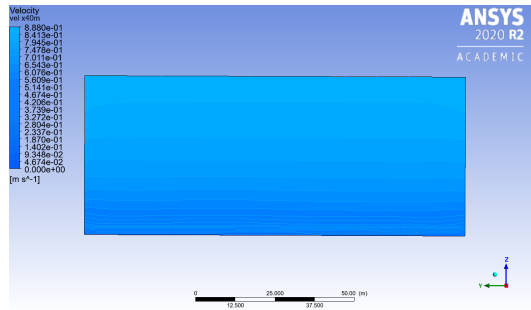


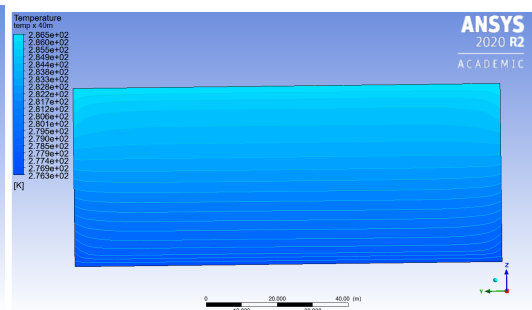
Figura C.9: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano xz a $y=100[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

C.3. Escenarios en plano yz

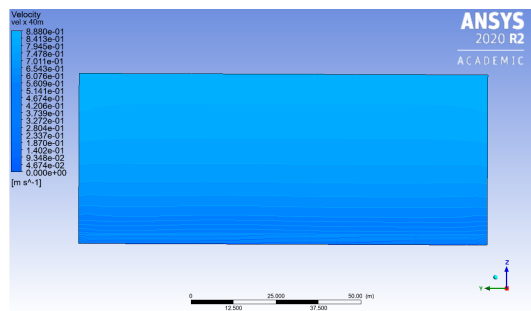
Plano yz en $x=40$ [m]



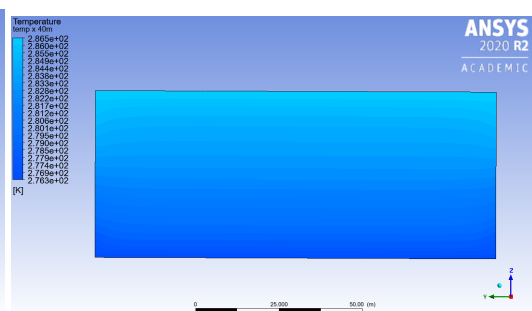
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



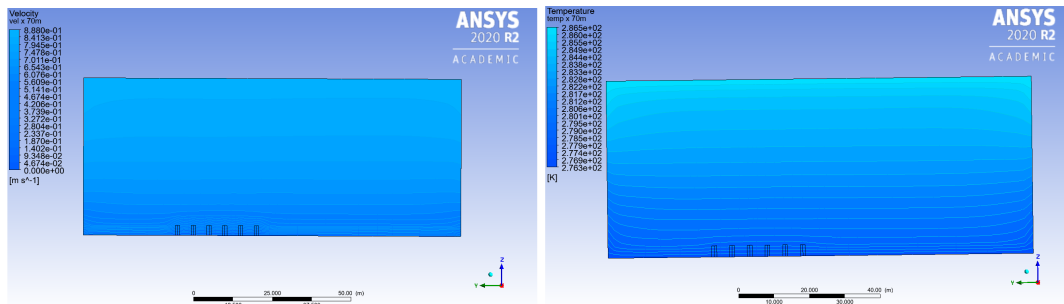
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



(d) Temperatura septiembre (malla fina).

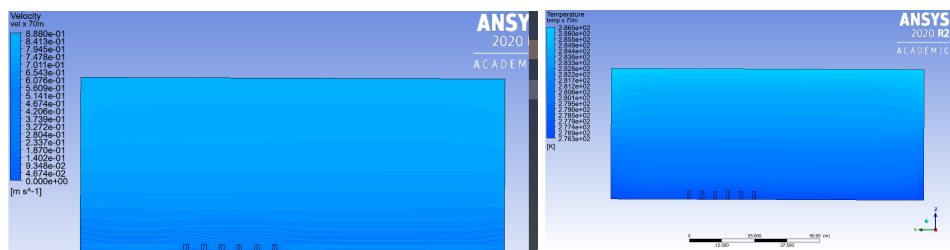
Figura C.10: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=40$ [m]; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

Plano yz en $x=70$ [m]



(a) Velocidad septiembre (malla media).

(b) Temperatura septiembre (malla media).

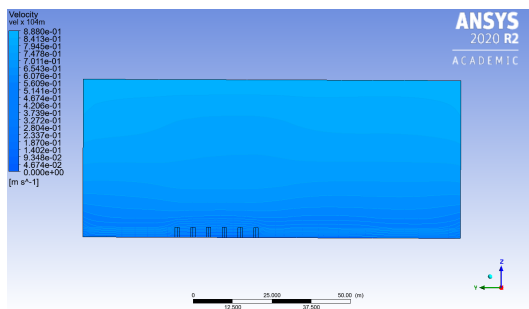


(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).

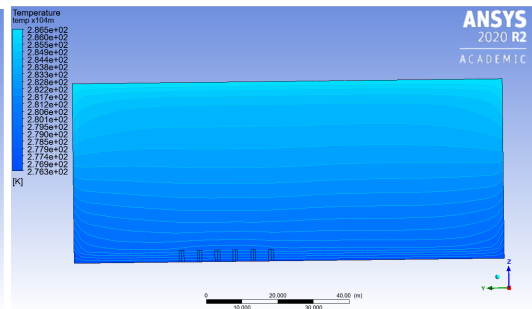
(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.11: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=70$ [m]; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

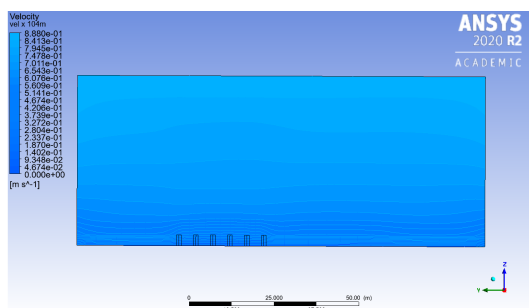
Plano yz en $x=104[m]$



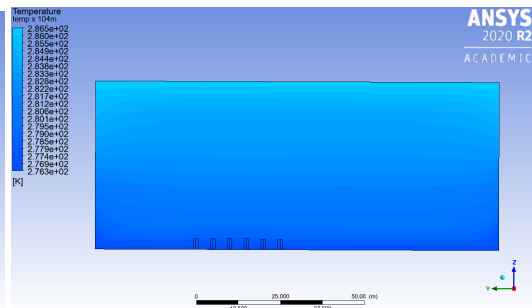
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



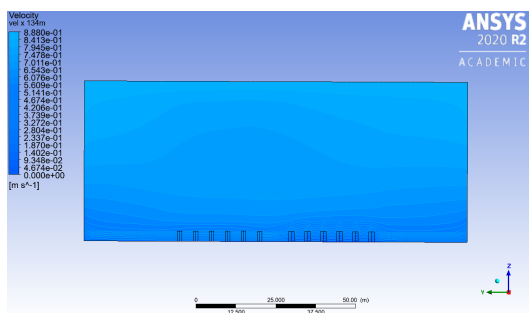
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



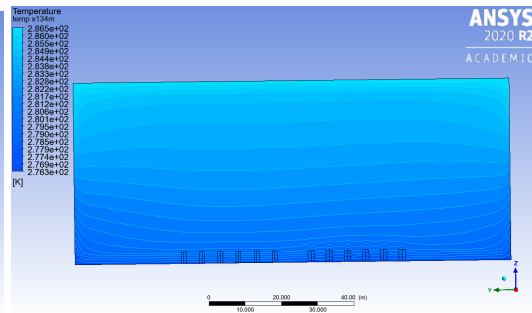
(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.12: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=104[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

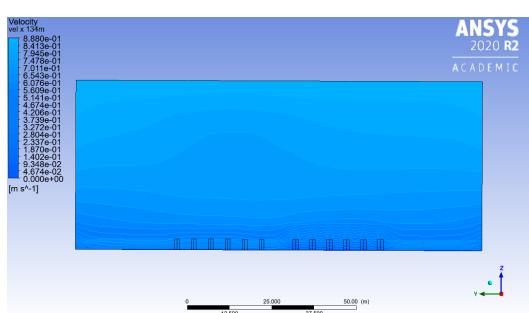
Plano yz en $x=134[m]$



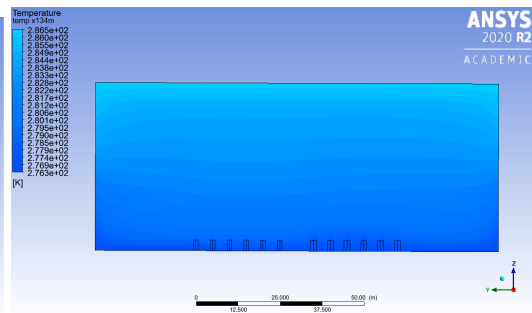
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



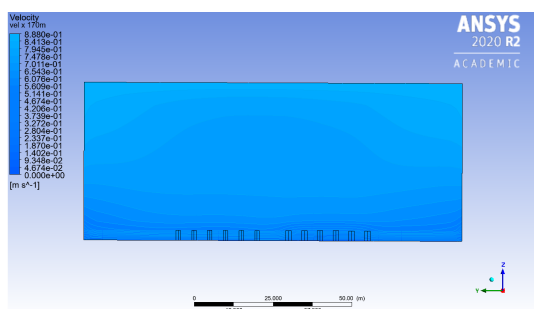
(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



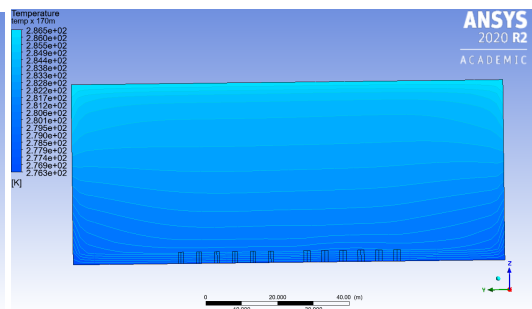
(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.13: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=134[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

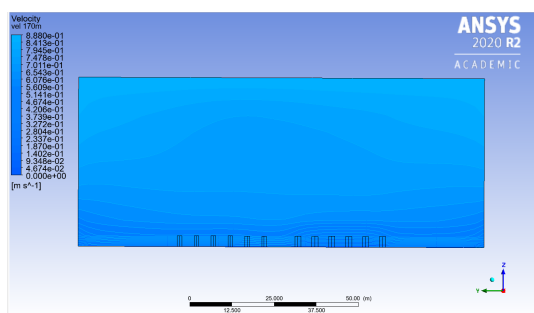
Plano yz en $x=170[m]$



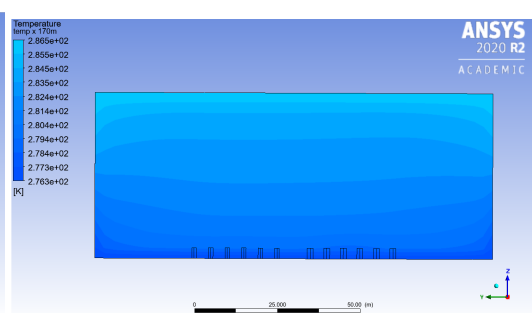
(a) Velocidad septiembre (malla media).



(b) Temperatura septiembre (malla media).



(c) Velocidad septiembre (malla gruesa).



(d) Temperatura septiembre (malla fina).

Figura C.14: Velocidad (izquierda) y temperatura (derecha) en el plano yz a $x=170[m]$; para el mes de Septiembre en base a una malla de calidad media (arriba) y gruesa (abajo).

Bibliografía

- [1] doi:10.1016/j.agwat.2011.12.014.
- [2] Basic hydrologic science course understanding the hydrologic cycle section three: Atmospheric water. http://stream1.cmatc.cn/pub/comet/HydrologyFlooding/hydrocycle/comet/hydro/basic/HydrologicCycle/print_version/03-atmospheric_water.htm.
- [3] Portal de servicios climáticos - dirección meteorológica de Chile. <https://climatologia.meteochile.gob.cl/>. Accessed: 2020-10-07.
- [4] APEY, A., MUÑOZ, A. y Tapia, B. Cuencas hidrográficas y fruticultura chilena: análisis preliminar del riego y el empleo. 2020.
- [5] SATLER, Ales. Modeling evapotranspiration. Ljubljana, Eslovenia. *Seminar Ib*, págs. 1–12, 2016.
- [6] Joseph G Alfieri, William P Kustas, John H Prueger, Lawrence E Hipps, Steven R Evett, Jeffrey B Basara, Christopher MU Neale, Andrew N French, Paul Colaizzi, Nurit Agam, et al. On the discrepancy between eddy covariance and lysimetry-based surface flux measurements under strongly advective conditions. *Advances in Water Resources*, 50:62–78, 2012. doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.008.
- [7] KOOL, Dilia, BEN-GAL, Alon y AGAM, Nurit. Within-field advection enhances evaporation and transpiration in a vineyard in an arid environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 255:104–113, 2018. doi:10.1016/j.agrformet.2017.10.018.
- [8] Abdelhakim Amazirh, Salah Er-Raki, Abdelghani Chehbouni, Vincent Rivalland, Alhousseine Diarra, Said Khabba, Jamal Ezzahar, y Olivier Merlin. Modified penman–monteith equation for monitoring evapotranspiration of wheat crop:

- Relationship between the surface resistance and remotely sensed stress index. *Biosystems engineering*, 164:68–84, 2017. doi:10.1016/j.biosystemseng.2017.09.015.
- [9] Ardeshir Ebtehaj. CEGE 4501 Hydrologic Design: Evapotranspiration. ftp://ebtehaj.safl.umn.edu/Teaching/CEGE204501/Chapter_4.pdf, 2018.
- [10] L. Ayala. Aspectos técnicos de la gestión integrada de las aguas (gir) – primera etapa diagnóstico. 2010.
- [11] Claudio Balbontín, Magali Odi, Rodolfo Poblete, Jesús Garrido, Isidro Campos, y Alfonso Calera. Uso de herramientas de teledetección y sig para el manejo del riego en los cultivos. 2016.
- [12] Dennis D Baldocchi, Tilden P Meyers, Kell B Wilson, et al. Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 97(3):487–511, 2000. doi:10.1023/A:1002786702909.
- [13] Sukanta Basu. A simple recipe for estimating atmospheric stability solely based on surface-layer wind speed profile. *Wind Energy*, 21, 2018. doi:10.1002/we.2203.
- [14] J Berengena y P Gavilán. Reference evapotranspiration estimation in a highly advective semiarid environment. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(2):147–163, 2005. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:2(147).
- [15] Wouter R Berghuijs y Ross A Woods. A simple framework to quantitatively describe monthly precipitation and temperature climatology. *International Journal of Climatology*, 36(9):3161–3174, 2016. doi:10.1002/joc.4544.
- [16] WR Berghuijs y RA Woods. Correspondence: Space-time asymmetry undermines water yield assessment, *nat. commun.*, 7, 11603. 2016. doi:10.1038/ncomms11603.
- [17] Victor Blanco, Pedro José Blaya-Ros, Roque Torres-Sánchez, y Rafael Domingo. Influence of regulated deficit irrigation and environmental conditions on reproductive response of sweet cherry trees. *Plants*, 9(1):94, 2020. doi:10.3390/plants9010094.

- [18] S Bonachela, MR Granados, JC López, J Hernández, JJ Magán, EJ Baeza, y A Baille. How plastic mulches affect the thermal and radiative microclimate in an unheated low-cost greenhouse. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152:65–72, 2012. doi:10.1016/j.agrformet.2011.09.006.
- [19] Thomas W Brakke, Shashi B Verma, y Norman J Rosenberg. Local and regional components of sensible heat advection. *Journal of Applied meteorology*, 17(7):955–963, 1978.
- [20] G Burba. Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications. Lincoln, Nebraska: Li-Cor Biosciences. 2013.
- [21] Joost A Businger, John C Wyngaard, Y Izumi, y Edward F Bradley. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(2):181–189, 1971. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2.
- [22] VAN HEERWAARDEN, Chiel C. *Surface evaporation and water vapor transport in the convective boundary layer*. ISBN 978-90-8585-913-0.
- [23] C Cammalleri, MC Anderson, F Gao, CR Hain, y WP Kustas. A data fusion approach for mapping daily evapotranspiration at field scale. *Water Resources Research*, 49(8):4672–4686, 2013. doi:10.1002/wrcr.20349.
- [24] INC Campbell Scientific. Hmp60 temperature and relative humidity probe. Utah: Campbell Scientific, 2010.
- [25] Isidro Campos, Christopher MU Neale, Alfonso Calera, Claudio Balbontín, y Jose González-Piqueras. Assessing satellite-based basal crop coefficients for irrigated grapes (*Vitis vinifera* L.). *Agricultural Water Management*, 98(1):45–54, 2010.
- [26] SERBAN, Cristina, MAFTEI, Carmen y BARBULESCU, Alina. Estimation of evapotranspiration using remote sensing data and grid computing: A case study in Dobrogea, Romania. *WSEAS Transactions on Computers*, 9(11):1245–1254, 2010.
- [27] Marcos Carrasco-Benavides, Marco Mora, Gonzalo Maldonado, Jeissy Olguín-Cáceres, Eduardo von Bennewitz, Samuel Ortega-Farías, John Gajardo, y Sigfredo Fuentes. Assessment of an automated digital method to estimate leaf area index (LAI) in cherry trees. *New Zealand Journal of Crop and Horticultural Science*, 44(4):247–261, 2016. doi:10.1080/01140671.2016.1207670.

- [28] Marcos Carrasco-Benavides, Marco Mora, Gonzalo Maldonado, Jeissy Olguín-Cáceres, Eduardo von Bennewitz, Samuel Ortega-Farías, John Gajardo, y Sigfredo Fuentes. Assessment of an automated digital method to estimate leaf area index (lai) in cherry trees. *New Zealand Journal of Crop and Horticultural Science*, 44(4):247–261, 2016. doi:10.1080/01140671.2016.1207670.
- [29] PRIESTLEY, C.H. y SWINBANK, W.C. Vertical transport of heat by turbulence in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 189:543–561, 1947. doi:10.1098/rspa.1947.0057.
- [30] PRIESTLEY, C.H.B. y TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2):81–92, 1972. doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.
- [31] Fundación Chile. Radiografía del agua: Brecha y riesgo hídrico en Chile. *Escenarios Hídricos 2030*, 2018.
- [32] Fotini Katopodes Chow, Stephan FJ De Wekker, y Bradley J Snyder. *Mountain weather research and forecasting: recent progress and current challenges*. Springer, 2013. doi:10.1007/978-94-007-4098-3.
- [33] Fotini Katopodes Chow, Andreas P Weigel, Robert L Street, Mathias W Rotach, y Ming Xue. High-resolution large-eddy simulations of flow in a steep alpine valley. part i: Methodology, verification, and sensitivity experiments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(1):63–86, 2006.
- [34] RADIO COOPERATIVA. Laguna de aculeo se secó y soluciones podrían tardar años. 2018. URL <https://www.cooperativa.cl/noticias/pais/medioambiente/laguna-de-aculeo-se-seco-y-soluciones-podrian-tardar-anos/2018-05-09/111017.html>.
- [35] José Carlos Pereira Lopes da Costa et al. Atmospheric flow over forested and non-forested complex terrain. 2007.
- [36] Joan Cuxart, Laura Conangla, y MA Jiménez. Evaluation of the surface energy budget equation with experimental data and the ecmwf model in the ebro valley. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(3):1008–1022, 2015. doi:10.1002/2014JD022296.

- [37] THORNTHWAITE, C.W. y HOLZMAN, B. The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*, 67(1):4–11, 1939.
- [38] Dirección General de Aguas (DGA). Atlas del agua 2016. *Serie de Estudios Básicos DGA*, 2015.
- [39] HAR De Bruin, Isabel F Trigo, Pedro Gavilán Zafra, Antonio Martínez-Cob, y MP González-Dugo. Reference crop evapotranspiration estimated from geostationary satellite imagery. 2012.
- [40] Henk AR de Bruin y Isabel F Trigo. A new method to estimate reference crop evapotranspiration from geostationary satellite imagery: Practical considerations. *Water*, 11(2):382, 2019. doi:10.3390/W11020382.
- [41] Instituto Nacional de Estadísticas (INE). Censo agrícola (chile). 2007.
- [42] Oficina de Estudios y Políticas Agrícolas (ODEPA). *Agricultura Chilena: Reflexiones y Desafíos al 2030*. 2017. ISBN 978-956-7244-30-0.
- [43] Cian J Desmond y Simon Watson. A study of stability effects in forested terrain. En *Journal of Physics: Conference Series*, tomo 555, pág. 012027. IOP Publishing, 2014. doi:10.1088/1742-6596/555/1/012027.
- [44] Koffi Djaman, Michael O'Neill, Lamine Diop, Ansoumana Bodian, Samuel Allen, Komlan Koudahe, y Kevin Lombard. Evaluation of the penman-monteith and other 34 reference evapotranspiration equations under limited data in a semiarid dry climate. *Theoretical and Applied Climatology*, 137(1-2):729–743, 2019.
- [45] František Doležal, Rebeca Hernandez-Gomis, Svatopluk Matula, Mukhitdin Gulamov, Markéta Miháliková, y Sanjar Khodjaev. Actual evapotranspiration of unirrigated grass in a smart field lysimeter. *Vadose Zone Journal*, 17(1):1–13, 2018. doi:10.2136/vzj2017.09.0173.
- [46] GR Edwards. Producing temperate-zone fruit at low latitudes: avoiding rest and the chilling requirement. *HortScience*, 22(6):1236–1240, 1987.
- [47] S Er-Raki, Abdelghani Chehbouni, Gilles Boulet, y DG Williams. Using the dual approach of fao-56 for partitioning et into soil and plant components for olive orchards in a semi-arid region. *Agricultural water management*, 97(11):1769–1778, 2010. doi:10.1016/j.agwat.2010.06.009.

- [48] A. Richey [et al]. Quantifying renewable groundwater stress with grace. 51(7):5217–5238, 2015.
- [49] Francesca Orlando [et al]. Estimating Leaf Area Index (LAI) in vineyards using the PocketLAI Smart-App. *Sensors*, 16(12), 2016. doi:10.3390/s16122004.
- [50] G. Donchyts [et al]. Earth’s surface water change over the past 30 years. *Nature Climate Change*, 6(9):810–813, 2016.
- [51] J.A. Businger [et al]. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Atmosphere Sciences*, 28:181–189, 2018. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2.
- [52] J.H. Prueger [et al]. Patch scale turbulence over dryland and irrigated surfaces in a semi-arid landscape under advective conditions during bearex08. *Advances in Water Resources*, 50:106–119, 2012.
- [53] Lingling Zhao [et al]. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Geographical Sciences*, 23(2):359–369, 2013.
- [54] Marek Rodný [et al]. Modified method of aerodynamic resistance calculation and its application to potential evapotranspiration estimation. *Institute of Agrophysics*, 30:231–235, 2016. doi:10.1515/intag-2015-0092.
- [55] María Cruz-Blanco [et al]. Uncertainty in estimating reference evapotranspiration using remotely sensed and forecasted weather data under the climatic conditions of southern Spain. *Int. J. Climatology*, 35(11):3371–3384, 2014. doi:10.1002/joc.4215.
- [56] Richard G. Allen [et al]. *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO, 1998. ISBN 92-5-104219-5.
- [57] Stefano Serafin [et al]. Exchange processes in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain. *Atmosphere*, 9(3):102, 2018. doi:10.3390/atmos9030102.
- [58] Ting-Ting Shi [et al]. Comparison of methods for estimating evapotranspiration rate of dry forest canopy: Eddy covariance, Bowen ratio energy balance, and Penman-Monteith equation. *Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D19116):1–15, 2008. doi:10.1029/2008JD010174.

- [59] J Ezzahar y Abdelghani Chehbouni. The use of scintillometry for validating aggregation schemes over heterogeneous grids. *Agricultural and forest meteorology*, 149(12):2098–2109, 2009. doi:10.1016/j.agrformet.2009.09.004.
- [60] Rafael Dreux Miranda Fernandes, Maria Victoria Cuevas, Antonio Diaz-Espejo, y Virginia Hernandez-Santana. Effects of water stress on fruit growth and water relations between fruits and leaves in a hedgerow olive orchard. *Agricultural water management*, 210:32–40, 2018. doi:10.1016/j.agwat.2018.07.028.
- [61] Patricia Irene Figuerola, Maria Cecilia Rousseaux, y Peter Stoughton Searles. Soil evaporation beneath and between olive trees in a non-mediterranean climate under two contrasting irrigation regimes. *Journal of arid environments*, 97:182–189, 2013. doi:10.1016/j.jaridenv.2013.07.002.
- [62] J J Finnigan, R Clement, Y Malhi, R Leuning, y HA Cleugh. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part i: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107(1):1–48, 2003. doi:10.1023/A:1021554900225.
- [63] Gabriela Gambetta. *Memoria de título: Simulación computacional flujo de aire en condiciones de helada radiativa sobre terreno complejo a mesoescala*. Tesis Doctoral, Valparaíso, Chile, 2020.
- [64] JR Garratt. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly weather review*, 105(7):915–929, 1977. doi:10.1175/1520-0493(1977)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2.
- [65] Pedro Gavilán y Joaquín Berengena. Influencia de la advección de calor sensible en la precisión de los métodos de cálculo de la evapotranspiración de referencia en el valle del Guadalquivir. *Ingeniería del agua*, 11(1):13–27, 2004. doi:10.4995/ia.2004.2519.
- [66] Glendon W Gee y Daniel Hillel. Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrological processes*, 2(3):255–266, 1988.
- [67] HARGREAVES, George y SAMANI, Zohrab. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 1985.
- [68] Jurgen Griesbach. *Growing temperate fruit trees in Kenya*. World Agroforestry Centre, 2007.

- [69] Y Guo y PH Schuepp. On surface energy balance over the northern wetlands: 2. the variability of the bowen ratio. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D1):1613–1621, 1994.
- [70] MCGOWAN, M., TAYLOR, H. y WILLINGHAM, J. Influence of row spacing on growth, light and water use by sorghum. *Agricultural Science*, 116(3):329–339, 1991.
- [71] JM Ham, JL Heilman, y RJ Lascano. Soil and canopy energy balances of a row crop at partial cover. *Agronomy Journal*, 83(4):744–753, 1991. doi:10.2134/agronj1991.00021962008300040019x.
- [72] RJ Hanks, LH Allen, y HR Gardner. Advection and evapotranspiration of wide-row sorghum in the central great plains 1. *Agronomy Journal*, 63(4):520–527, 1971. doi:10.2134/agronj1971.00021962006300040002x.
- [73] DE BRUIN, H.A.R. y HOLTSLAG, A.A.M. A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the penman-monteith concept. *Applied Meteorology and Climatology*, 21(11):1610–1621, 1982. doi:10.1175/1520-0450(1982)021<1610:ASPOTS>2.0.CO;2.
- [74] RH Henson. The rough guide to climate change. the symptoms. the science. *The Solutions*, 2008.
- [75] V Hernandez-Santana, Rafael DM Fernandes, A Perez-Arcoiza, JE Fernández, JM Garcia, y Antonio Diaz-Espejo. Relationships between fruit growth and oil accumulation with simulated seasonal dynamics of leaf gas exchange in the olive tree. *Agricultural and Forest Meteorology*, 256:458–469, 2018. doi:10.1016/j.agrformet.2018.03.019.
- [76] H Hoffmann, H Nieto, Rasmus Jensen, Radoslaw Guzinski, P Zarco-Tejada, y Thomas Friborg. Estimating evaporation with thermal uav data and two-source energy balance models. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 20(2):697–713, 2016. doi:10.5194/hess-20-697-2016.
- [77] TABARI, Hossein y HOSSEINZADEHTALAEI, Parisa. Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. *Global and Planetary Change*, 115, 2014. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.01.006.

- [78] Douglas J Hunsaker, Paul J Pinter, Edward M Barnes, y Bruce A Kimball. Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. *Irrigation science*, 22(2):95–104, 2003.
- [79] STIPERSKI, I. y ROTACH, M.W. On the measurement of turbulence over complex mountainous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 159:97–121, 2016. doi:10.1007/s10546-015-0103-z.
- [80] LICOR Inc. Li-7000 co2/h2o analyzer instruction manual. *Lincoln, NE: LI-COR*, 2004.
- [81] ICT INTERNATIONAL. Lysimeters: simple definition but complex in application. URL <https://www.ictinternational.com/casestudies/lysimeters-simple-definition-but-complex-in-application/>. [consulta: 21 junio 2020].
- [82] MERTEN, G., RIQUELME, J. y BORGES, A. Manejo de microcuencas: La manera inteligente de conservar el suelo y las aguas. *Manejo de Microcuencas y Prácticas Conservacionistas de Suelo y Agua*, págs. 137–157, 2002.
- [83] HK Kafle y Y Yamaguchi. Effects of topography on the spatial distribution of evapotranspiration over a complex terrain using two-source energy balance model with aster data. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(16):2295–2306, 2009. doi:10.1002/hyp.7336.
- [84] Baburao Kamble, Ayse Kilic, y Kenneth Hubbard. Estimating crop coefficients using remote sensing-based vegetation index. *Remote Sensing*, 5(4):1588–1602, 2013. doi:10.3390/rs5041588.
- [85] Nader Katerji, A Hamdy, A Raad, y M Mastrorilli. Conséquence d'une contrainte hydrique appliquée à différents stades phénologiques sur le rendement des plantes de poivron. *Agronomie*, 11(8):679–688, 1991.
- [86] Gabriel G Katul, Larry Mahrt, Davide Poggi, y Christophe Sanz. One-and two-equation models for canopy turbulence. *Boundary-layer meteorology*, 113(1):81–109, 2004. doi:10.1023/B:BOUN.0000037333.48760.e5.
- [87] Min-Seong Kim y Byung Hyuk Kwon. Estimation of sensible heat flux and atmospheric boundary layer height using an unmanned aerial vehicle. *Atmosphere*, 10(7):363, 2019. doi:10.3390/atmos10070363.

- [88] A Kormas, JM Prospathopoulos, PK Chaviaropoulos, y K Yakinthos. Wind flow simulation over forested areas using a 3d rans solver with a tree-scale approach. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 155:149–158, 2016. doi:10.1016/j.jweia.2016.06.003.
- [89] Bojan Lalić y D Mihailovic. An empirical relation describing leaf-area density inside the forest for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology*, 2004. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0641:AERDLLD>2.0.CO;2.
- [90] J Launiainen y T Vihma. Derivation of turbulent surface fluxes—an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. *Environmental Software*, 5(3):113–124, 1990.
- [91] Clayton S Lewis. Evapotranspiration estimation: A study of methods in the western united states. 2016.
- [92] Yuanbo Liu, Tetsuya Hiyama, y Yasushi Yamaguchi. Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on aster and modis products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, 105(2):115–128, 2006. doi:10.1016/j.rse.2006.06.012.
- [93] MR Lund y Henrik Søgaard. Modelling of evaporation in a sparse millet crop using a two-source model including sensible heat advection within the canopy. *Journal of hydrology*, 280(1-4):124–144, 2003. doi:10.1016/S0022-1694(03)00222-1.
- [94] S McCormick, C Montavon, I Jones, C Staples, y Y Sinai. Atmospheric boundary layer-boundary layer conditions and profiles. *WindModeller Manuals. ANSYS*, 2012. doi:10.1007/s10546-008-9323-9.
- [95] BD REVIS BD ORTON Ayuda MegaBase y Agropecuaria Alianza SIDALC. Título: Tierra adentro.
- [96] Florian R Menter. Two-equation eddy-viscosity turbulence models for engineering applications. *AIAA journal*, 32(8):1598–1605, 1994. doi:10.2514/3.12149.
- [97] AS Monin y AM Obukhov. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Geofiz. Inst., Akad. Nauk SSSR*, 24(151):163–187, 1954.
- [98] Jed Moorhead et al. *Lysimetric evaluation of eddy covariance and scintillometer systems for the Texas High Plains*. Tesis Doctoral, 2015.

- [99] Jerry E Moorhead. Field-scale estimation of evapotranspiration. En *Advanced Evapotranspiration Methods and Applications*. IntechOpen, 2018.
- [100] James IL Morison y Michael D Morecroft. *Plant growth and climate change*. John Wiley & Sons, 2008.
- [101] Organización Meteorológica Mundial. Atlas of mortality and economic losses from weather, climate and water extremes (1970-2012). 2014.
- [102] Tingting Ning, Sha Zhou, Feiyang Chang, Hong Shen, Zhi Li, y Wenzhao Liu. Interaction of vegetation, climate and topography on evapotranspiration modelling at different time scales within the budyko framework. *Agricultural and Forest Meteorology*, 275:59–68, 2019. doi:10.1016/j.agrformet.2019.05.001.
- [103] Haoyu Niu, Tiebiao Zhao, Dong Wang, y YangQuan Chen. Estimating evapotranspiration with uavs in agriculture: A review. En *2019 ASABE Annual International Meeting*, pág. 1. American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2019. doi:10.13031/aim.201901226.
- [104] Organización para la Cooperación y Desarrollo. Environmental outlook to 2050: The consequences of inaction. <https://doi.org/10.1787/1999155x>, 2012. doi:10.1787/9789264122246-en.
- [105] Suyoung Park. *Estimating plant water stress and evapotranspiration using very-high-resolution (VHR) UAV imagery*. Tesis Doctoral, 2018.
- [106] G Rampanelli y D Zardi. A method to determine the capping inversion of the convective boundary layer. *Journal of Applied Meteorology*, 43(6):925–933, 2004. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0925:AMTDTC>2.0.CO;2.
- [107] Roozbeh Raoufi y Edward Beighley. Estimating daily global evapotranspiration using penman–monteith equation and remotely sensed land surface temperature. *Remote Sensing*, 9(11):1138, 2017. doi:10.3390/rs9111138.
- [108] Arturo Reyes-Gonzalez, Christopher Hay, Jeppe Kjaersgaard, y Christopher Neale. Use of remote sensing to generate crop coefficient and estimate actual crop evapotranspiration. En *2015 ASABE Annual International Meeting*, pág. 1. American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2015. doi:10.13031/aim.20152190105.

- [109] ASTABURUAGA G., Ricardo. El agua en las zonas áridas de Chile. (57):68–73, 2004.
- [110] Rudolf Richter, Tobias Kellenberger, y Hermann Kaufmann. Comparison of topographic correction methods. *Remote Sensing*, 1(3):184–196, 2009. doi:10.3390/rs1030184.
- [111] I Rodríguez-Iturbe. Ecohydrology: a hydrological perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resour Res*, 23:349–357, 2000. doi:10.1029/1999WR900210.
- [112] STULL, Roland. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. The University of British Columbia, Vancouver, 1 ed^{ón}., 2016. ISBN 978-0-88865-176-1.
- [113] Steven W Running y John S Kimball. Satellite-based analysis of ecological controls for land-surface evaporation resistance. *Encyclopedia of hydrological sciences*, 2006. doi:10.1002/0470848944.hsa110.
- [114] Johannes Sachsperger, Stefano Serafin, y Vanda Grubišić. Lee waves on the boundary-layer inversion and their dependence on free-atmospheric stability. *Frontiers in Earth Science*, 3:70, 2015. doi:10.3389/feart.2015.00070.
- [115] AN, Ni, HEMMATI, Sahar y CUI, Yu-Jun. Assessment of the methods for determining net radiation at different time-scales of meteorological variables. *Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 9:239–246, 2017. doi:10.1016/j.jrmge.2016.10.004.
- [116] Marcela Sánchez Martínez y Luis Carvacho Bart. Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la región del libertador general Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, (50):171–186, 2011.
- [117] CHOUDHURY, B.K., IDSO, S.B. y REGINATO, J.R. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39(4):283–297, 1987. doi:10.1016/0168-1923(87)90021-9.
- [118] Phillip Scheffknecht, Stefano Serafin, y Vanda Grubišić. A long-lived supercell over mountainous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(709):2973–2986, 2017. doi:10.1002/qj.3127.

- [119] Juerg Schmidli y Richard Rotunno. Mechanisms of along-valley winds and heat exchange over mountainous terrain. *Journal of the atmospheric sciences*, 67(9):3033–3047, 2010. doi:10.1175/2010JAS3473.1.
- [120] Juerg Schmidli y Richard Rotunno. Influence of the valley surroundings on valley wind dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, 69(2):561–577, 2012. doi:10.1175/JAS-D-11-0129.1.
- [121] Juerg Schmidli y Richard Rotunno. The quasi-steady state of the valley wind system. *Frontiers in Earth Science*, 3:79, 2015. doi:10.3389/feart.2015.00079.
- [122] Campbell Scientific. Cr5000 measurement and control system operators manual, campbell scientific. Inc., Logan, Utah, 2001.
- [123] Campbell Scientific. Cnr1 net radiometer instruction manual. 2004.
- [124] Campbell Scientific. Csat3 three dimensional sonic anemometer user guide. *Campbell scientific, Loughborough, 42p*, 2007.
- [125] Campbell Scientific. Hub-sdm8 instruction manual. campbell scientific. Inc., Logan, Utah, 2008.
- [126] Campbell Scientific. Model hmp45c temperature and relative humidity probe. 2008.
- [127] Campbell Scientific. Cr1000 measurement and control datalogger. *accessed on*, 5(7):2009, 2009.
- [128] Campbell Scientific. Et107 evapotranspiration monitoring station. *accessed on*, 2009.
- [129] Russell L Scott, Christopher Watts, Jaime Garatuza Payan, Eric Edwards, David C Goodrich, David Williams, y W James Shuttleworth. The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114(3-4):127–139, 2003. doi:10.1016/S0168-1923(02)00197-1.
- [130] Stefano Serafin y Dino Zardi. Daytime development of the boundary layer over a plain and in a valley under fair weather conditions: A comparison by means of idealized numerical simulations. *Journal of the atmospheric sciences*, 68(9):2128–2141, 2011. doi:10.1175/2011JAS3610.1.

- [131] Roger H Shaw y AR Pereira. Aerodynamic roughness of a plant canopy: a numerical experiment. *Agricultural Meteorology*, 26(1):51–65, 1982.
- [132] W James Shuttleworth. Evapotranspiration measurement methods. *Southwest Hydrology*, 7(1):22–23, 2008.
- [133] Andrey Sogachev. A note on two-equation closure modelling of canopy flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 130(3):423–435, 2009. ISSN 0006-8314. doi:10.1007/s10546-008-9346-2.
- [134] Maxime Soma, François Pimont, Sylvie Durrieu, y Jean-Luc Dupuy. Enhanced measurements of leaf area density with t-lidar: Evaluating and calibrating the effects of vegetation heterogeneity and scanner properties. *Remote Sensing*, 10(10):1580, 2018. doi:10.3390/rs10101580.
- [135] ZILITINKEVICH, S.S. y MONIN, A.S. Turbulence in dynamic models of the atmosphere. 1971.
- [136] David I Stannard, Marshall W Gannett, Danial J Polette, Jason M Cameron, M Scott Waibel, y J Mark Spears. *Evapotranspiration from Wetland and Open-water Sites at Upper Klamath Lake, Oregon, 2008-2010*. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2013.
- [137] Lukas Strauss, Stefano Serafin, y Vanda Grubišić. Atmospheric rotors and severe turbulence in a long deep valley. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(4):1481–1506, 2016. doi:10.1175/JAS-D-15-0192.1.
- [138] Urban Svensson y Kenneth Häggkvist. A two-equation turbulence model for canopy flows. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 35:201–211, 1990.
- [139] MAUDER, M., FOKEN, T. y CUXART, J. Surface-energy-balance closure over land: A review. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00529-6>, 2020. doi:10.1007/s10546-020-00529-6.
- [140] L Testi, FJ Villalobos, y F Orgaz. Evapotranspiration of a young irrigated olive orchard in southern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121(1-2):1–18, 2004. doi:10.1016/j.agrformet.2003.08.005.
- [141] AS Thom. Momentum absorption by vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97(414):414–428, 1971. doi:10.1002/qj.49709741404.

- [142] A.S. Thom. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.*, 98:124–134, 1972.
- [143] Judy A Tolk, Steven R Evett, y Terry A Howell. Advection influences on evapotranspiration of alfalfa in a semiarid climate. *Agronomy journal*, 98(6):1646–1654, 2006. doi:10.2134/agronj2006.0031.
- [144] Luis Torras. El agua: el petroleo del siglo xxi. *Foro Economico Mundial*, 2017.
- [145] Juan Tuñón Colom et al. *Determinación experimental del balance hídrico del suelo y evaluación de la contaminación asociada a las prácticas agrícolas*. Universitat Jaume I, 2014.
- [146] L Turc. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Ann. Agron*, 12(1):13–49, 1961.
- [147] Tracy E Twine, WP Kustas, JM Norman, DR Cook, PRea Houser, TP Meyers, JH Prueger, PJ Starks, y ML Wesely. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and forest meteorology*, 103(3):279–300, 2000. doi:10.1016/S0168-1923(00)00123-4.
- [148] IGNAZ Vergeiner y EKKEHARD Dreiseitl. Valley winds and slope winds—observations and elementary thoughts. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4):264–286, 1987.
- [149] María Jesús Bochetti Vladilo. *Análisis Comparativo de la evapotranspiración obtenida mediante distintas ecuaciones empíricas aplicadas a la zona agrícola de Chillán*. Tesis Doctoral, Universidad Católica de la Santísima Concepción, 2010.
- [150] Kozue Yuge, Mitsumasa Anan, y Yoshiyuki Shinogi. Effects of the micro-scale advection on the soil water movement in micro-irrigated fields. *Irrigation science*, 32(2):159–167, 2014. doi:10.1007/s00271-013-0413-1.
- [151] Shulei Zhang, Hanbo Yang, Dawen Yang, y AW Jayawardena. Quantifying the effect of vegetation change on the regional water balance within the budyko framework. *Geophysical Research Letters*, 43(3):1140–1148, 2016. doi:10.1002/2015GL066952.
- [152] Tiebiao Zhao, Haoyu Niu, Andreas Anderson, YangQuan Chen, y Joshua Viers. A detailed study on accuracy of uncooled thermal cameras by exploring the

- data collection workflow. En *Autonomous Air and Ground Sensing Systems for Agricultural Optimization and Phenotyping III*, tomo 10664, pág. 106640F. International Society for Optics and Photonics, 2018.
- [153] Xiaosong Zhao y Yuanbo Liu. Relative contribution of the topographic influence on the triangle approach for evapotranspiration estimation over mountainous areas. *Advances in Meteorology*, 2014, 2014. doi:10.1155/2014/584040.
- [154] Sha Zhou, Bofu Yu, Lu Zhang, Yuefei Huang, Ming Pan, y Guangqian Wang. A new method to partition climate and catchment effect on the mean annual runoff based on the budyko complementary relationship. *Water Resources Research*, 52(9):7163–7177, 2016. doi:10.1002/2016WR019046.
- [155] Sergej S Zilitinkevich, Ivan Mammarella, Alexander A Baklanov, y Sylvain M Joffre. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Boundary-layer meteorology*, 129(2):179–190, 2008. doi:10.1007/s10546-008-9307-9.
- [156] Mario Zúñiga. Memoria de título: Consumo de agua por la planta de siete especies frutales producidas en Chile. 2015.