2018

# ESTUDIO DE LA PÉRDIDA DE AGUA EN EL SUELO POR MEDIO DEL BALANCE DE ENERGÍA Y UN LISÍMETRO DE PESADA

Trabajo Final de Licenciatura en Tecnología Ambiental

Autor: Faramiñán, Adán

Director: Dr. Carmona, Facundo
Codirector: Dr. Rivas, Raúl

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CENTRO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

ihlla
Instituto de Hidrología de Llanuras
*Dr. Eduardo Jorge Usunoff*

COMISIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación

# *Agradecimientos*

Esta investigación fue financiada con fondos aportados por el Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff” por medio de proyectos asociados. Doy mis gratitudes a todos los miembros del Grupo de Teledetección del IHLLA, en especial a los Doctores Facundo Carmona y Raúl Rivas, no solo la oportunidad y el lugar de trabajo que me brindaron, sino también por el apoyo y el tiempo que dedicaron en las correcciones del trabajo. También agradezco al MSc. Martín Bayala y al Ing. Mariano Scasso por la gran ayuda que ofrecieron para la construcción, instalación y puesta en marcha del lisímetro. Además, agradezco a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICPBA) por otorgarme la beca de entrenamiento la cual se enmarcó mi Práctica Profesional y este Trabajo Final de la Licenciatura en Tecnología Ambiental y a Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires por brindarme la formación académica y un lugar de trabajo.

Pero principalmente agradezco a todos los que me apoyaron en este arduo pero muy lindo camino; a mis amigos, de la secundaria y los que encontré en este trayecto; a mi novia Carla y a la familia Stadler por brindarme el cariño y el apoyo sin necesidad alguna. Pero en especial a mis padres Olga y Mario por enseñarme los valores y principios que me sirvieron de guía, a mis hermanas Cintia y Olgui por acompañarme y apoyarme en todas las iniciativas que me he propuesto y a mi hermano Gabriel por mostrarme que nunca se deben bajar los brazos.

# Índice

Índice de Tablas ..... 5
Índice de Figuras ..... 6
Índice de abreviaturas ..... 9
Resumen ..... 11
Objetivos ..... 13
*Capítulo 1. Introducción* ..... 14
1.1. Introducción ..... 15
1.2. Evaporación ..... 15
1.3. Transpiración ..... 16
1.4. Evapotranspiración ..... 17
1.5. Determinación de la ET ..... 19
1.5.1. Método de balance de agua en el suelo ..... 19
1.5.2. Método de balance de energía ..... 22
*Capítulo 2. Materiales y Métodos* ..... 27
2.1. Área de estudio ..... 28
2.2. Materiales utilizados ..... 30
2.3. Lisímetro de pesada con registro continuo ..... 30
2.4. Estación de Balance de Energía ..... 33
2.6. Métodos de cálculo ..... 36
2.6.1. Estimación de la Evapotranspiración real a partir de la ELC ..... 36
2.6.3. Balance de energía ..... 37
2.6.4. Fracción evaporativa ..... 38
*Capítulo 3. Resultados y Discusión* ..... 39
3.1. Periodo de estudio ..... 40
3.2. Análisis de la pérdida de agua por medio de la ELC ..... 40
3.3. Análisis de la ET para un caso de baja humedad del suelo ..... 42
3.4. Análisis de la ET para casos con alta humedad de suelo y días de distinta nubosidad ..... 43

3.5. Estudio y seguimiento del drenaje profundo ..... 45
3.6. Análisis de calentamiento o efectos de borde en el lisímetro ..... 47
3.7. Correlación entra datos de ELC y EBE ..... 49
*Capítulo 4. Conclusiones y Perspectivas a futuro* ..... 51
4.1. Conclusiones ..... 52
4.2. Perspectivas a futuro ..... 53
*Capítulo 5. Bibliografía y Anexo* ..... 54
5.1. Bibliografía ..... 55
5.2. Anexo ..... 58

# Índice de Tablas

Tabla 1. Datos de laboratorio correspondientes a las muestras del suelo (Silicani, 2012). ..... 29
Tabla 2. Modelo, marca y ecuación de transformación para los sensores empleados en este trabajo ..... 31
Tabla 3. Sensores que forman la Estación de Balance de Energía, características y errores en la medición. ..... 33
Tabla 4. Sensores que configuran la Estación de Balance de Energía, características y errores en la medición. ..... 35
Tabla 5. Se muestran los datos de P, D y Pe registrados para las últimas horas del día 61 y primeras horas del día 62. ..... 47

## Índice de Figuras

Figura 1. Representación esquemática de un estoma. En la figura a) se observa la fisionomía de la hoja, en la figura b) un esquema de los estomas y en la figura c) las características y flujos dentro del estoma (adaptado de Curtis (2000)). ..... 16

Figura 2. Repartición de la evapotranspiración en la evaporación y la transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo. En línea fina se observa el comportamiento teórico del IAF para el mismo periodo (tomado de Allen et al. 1998). ..... 18

Figura 3. Balance de agua en el suelo. Se observa la entrada y salida de agua, y se identifican en color azul y rojo respectivamente. Las abreviaturas son definidas en el texto. ..... 19

Figura 4. En la figura a) se observa una ilustración de un lisímetro de drenaje, en la figura b) y c) se observan lisímetros de pesada con registro discreto y continuo respectivamente. ..... 21

Figura 5. Términos de la ecuación de balance de energía sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (tomado de Carmona et al. 2011). ..... 23

Figura 6.En la imagen a) división política propia de cada una de las provincias de la República Argentina. En la figura b) el partido de Tandil señalando la ubicación de las estaciones y en la figura c) la parcela experimental del IHLLA donde se indica la Estación del Lisímetro de Pesada y la Estación de Balance de Energía. ..... 28

Figura 7. Imagen del perfil de suelo. Se muestran los horizontes y una escala en centímetros (tomado de Ocampo et al. 2013). ..... 30

Figura 8. Características y dimensiones del lisímetro. Se detalla el diámetro, el alto, el sistema de drenaje, entre otros detalles (plano realizado por Redimec S.R.L.). ..... 32

Figura 9. Estación del Lisímetro de Pesada. En la Figura (a) se observa el gabinete que contiene el sistema de recolección de datos y en la Figura (b) el lisímetro. ..... 32

Figura 10. Imagen de la Estación de Balance de Energía ubicada en la parcela de estudio. ..... 34

Figura 11. Gráfico donde se muestra la pérdida de agua y las precipitaciones para los días 48-62 (gráficos i-ii) y 252-271 (gráficos iii-iv). Entre líneas naranjas se detallan los casos de estudio I, II, III y IV. Marcado en amarillo se muestra la pérdida de agua producto del drenaje profundo. ..... 41

Figura 12. Se muestra el comportamiento de la Hs, la FE, la temperatura atmosférica y superficial, y el viento a 2 m de altura para el día 52. ..... 42

Figura 13. En el gráfico a) se muestra el balance de energía obtenido por la EBE y en el gráfico b) se muestra $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$, ambos para el día 52, representado como caso I. Se muestran las barras de error para el método de $ET_{LI}$. ..... 43

Figura 14. Se muestra el comportamiento de la humedad del suelo, la FE, la temperatura atmosférica, la temperatura superficial y el viento a 2 m de altura para el día 59..... 44

Figura 15. En el gráfico a) se muestra el balance de energía obtenido por la EBE y en el gráfico b) se muestra $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$. Ambos gráficos corresponden a los días 58 y 59, y representan el caso II. Se muestran las barras de error para el método de $ET_{LI}$. ..... 45

Figura 16. Se muestra $ET_{BE}$, $ET_{LI}$, la Rn y D para los días 61 y 62 (caso de estudio III). Se representan las barras de error para $ET_{LI}$ y D. ..... 46

Figura 17. Se presentan los valores horarios de $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$ en forma gráfica para los días 264, 265 y 266 (caso de estudio IV). Se muestran las barras de error para los valores de $ET_{LI}$. ..... 48

Figura 18. Se muestran los valores de G que registran los sensores de la ELC y la EBE para los días 264, 265 y 266. ..... 49

Figura 19. Comparación entre los datos horarios $G_{LI}$ y $G_{BE}$ para los días de estudio de la segunda campaña. En línea de puntos negro se representa una línea de tendencia y en puntos naranjas con intersección en el origen. ..... 49

Figura 20. Comparación entre los valores diarios de ET obtenidos por el método de balance de energía y el lisímetro. La línea azul es la recta 1:1. ..... 50

Figura A1. Términos del método de BE registrados para los días de estudio del trabajo. ..... 60

Figura A2. En los gráficos se muestra los registros promedios diarios de la Hs para los intervalos de tiempo que comprenden los días 48-62 y 261-281. ..... 61

Figura A3. Se muestran los datos diarios de la $T_a$, $T_s$ y $U_2$ para los días de estudio. ..... 62

Figura A4. Datos registrados por los sensores de G de la ELC y EBE para días de la segunda campaña. ..... 63

## Índice de abreviaturas

$\delta_w$: Densidad del agua de lluvia

$\theta$: Humedad volumétrica

$\rho_a$: Densidad atmosférica

$\Delta$FS: Diferencia entre flujos sub-superficiales

$\Delta$Hs: Cambio en el contenido de agua en el sueño

BE: Balance de Energía

C: Capilaridad

D: Drenaje profundo

DL: Datalogger

EBE: Estación de Balance de Energía

ELC: Estación de lisímetro de pesada con registro continuo

ES: Escurrimiento Superficial

ET: Evapotranspiración

$ET_{BE}$: Evapotranspiración calculada por el método balance de energía

$ET_{LI}$: Evapotranspiración calculada a partir de datos del lisímetro

ETo: Evapotranspiración de referencia

ETp: Evapotranspiración potencial

$ET_{REAL}$: Evapotranspiración real

FE: Fracción Evaporativa

$FE_{SE}$: Fracción Evaporativa calculada por los sensores de humedad

FSin: Flujo sub-superficial hacia dentro

FSout: Flujo sub-superficial hacia afuera

G: Flujo de calor en el suelo

$G_{BE}$: Flujo de calor en el suelo registrado por la EBE

$G_{LI}$: Flujo de calor en el suelo registrado por la ELC

H: Flujo de calor sensible

Hs: Humedad del suelo

IAF: Índice de Área Foliar

LD: Lisímetro de drenaje

LE: Flujo de calor latente

LP: Lisímetro de pesada

P: Precipitación

Pe: Pesada de la balanza

R: Recarga

$r_a$: Resistencia aerodinámica

Rn: Radiación neta

$Rn_l$: Radiación neta de onda larga

$Rn_s$: Radiación neta de onda corta

$T_a$: Temperatura atmosférica

$T_s$: Temperatura superficial o aerodinámica

U: velocidad del viento

$U_2$: velocidad del viento medida a dos metros sobre la superficie

## Resumen

El seguimiento de la disponibilidad de agua en los primeros decímetros del suelo es fundamental para diversos estudios (hidrológicos, agronómicos, de cambio global, entre otros) y requiere de medidas de terreno con una adecuada precisión. En el mundo, es reducida la cantidad de puntos geográficos en los que se registra de manera continua el agua disponible en la zona no saturada. Lo mismo ocurre en Argentina, y es necesario que se comiencen a instrumentar las diferentes cuencas hidrológicas del país con aparatos y sensores que permitan un adecuado registro del almacenamiento de agua en el suelo. Como bien se conoce, una de las variables más importantes a monitorear es la evapotranspiración (ET), la cual puede obtenerse de forma indirecta a escala local (estaciones agrometeorológicas y de balance de energía) o regional (a partir de datos de satélite y como término residual de la ecuación de balance hidrológico). Sin embargo, resulta importante validar los modelos que se aplican, siendo fundamental contar con medidas directas que nos brinden información de la ET real. En este sentido, este trabajo se centró en el estudio del comportamiento del agua en suelos de secano y arcillosos con una superficie cubierta por gramíneas de la ciudad de Tandil.

Como objetivo principal se planteó analizar datos horarios del balance de energía y el balance de masa para estimar la pérdida real de agua. Para ello se contó con una Estación de Balance de Energía (EBE) y una Estación de Lisímetro de pesada con registro Continuo (ELC) las cuales registraron datos en los meses de febrero, marzo y septiembre de 2017. Con la EBE se estudió el Balance de Energía (BE) como método indirecto, midiendo los tres parámetros que lo definen: la radiación neta (Rn), el flujo de calor del suelo (G) y el flujo de calor sensible (H). A partir de los tres parámetros se obtiene el flujo de calor latente (LE) como término residual, el cual es equivalente a la ET de la cobertura monitoreada. La estación cuenta con los sensores adecuados para medir Rn y G. Sin embargo, para conseguir H se empleó un modelo empírico definido por distintas variables climáticas. El balance de agua, método directo, se analizó por medio de un lisímetro de pesada. Se realizó un seguimiento del registro horario de las pesadas para diferenciar la perdida de agua por ET, drenaje profundo (D) o precipitaciones (P).

A partir de cuatro casos de estudio, se analizó: un evento de drenaje profundo luego de un evento de lluvia extremo; efectos de borde o calentamiento dentro del lisímetro; cómo afecta la humedad del suelo (Hs) y la nubosidad en las medidas de ET. Para ello se utilizaron medidas complementarias de Hs y G registradas por sensores dentro y fuera del lisímetro. Los resultados indicaron diferencias entre los métodos para días donde el perfil posee baja Hs. Para ello se definió la Fracción Evaporativa como un indicador de agua disponible y se encontró que la diferencia entre los modelos ocurre para valores menores a 0,3. Además, la comparación de G dentro y fuera de la ELC demostró la efectividad de la técnica de montaje del lisímetro. En el análisis de cómo afecta la nubosidad se demostró que no hay diferencias entre el método directo y el indirecto. En trabajos futuros se propone trabajar con el método de BE, principalmente en el ajuste del modelo empírico de H.

## Objetivos

*Objetivo general:*

El objetivo general del trabajo es estudiar la pérdida de agua por medio del balance de energía y un lisímetro de pesada. En particular, se consideran medidas horarias de la pérdida real de agua con el objetivo de analizar el cálculo de la ET con modelos que utilizan medidas indirectas.

*Objetivos específicos:*

- Realizar tareas de control y seguimiento de la medida de pérdida de agua a partir del registro de datos colectados;

- Estimar la ETreal a partir de los datos del balance de agua proporcionados por el lisímetro, diferenciando entre precipitaciones, recarga y drenaje;

- Calcular la ET por medio del método de BE. Analizar las variables fundamentales del proceso, como la Rn, el G y el H;

- Evaluar los resultados obtenidos por balances de agua y energía en diferentes casos; entre ellos principalmente se pretende estudiar el comportamiento de la ET en situación de cielo despejado y nublado, en situación de exceso y déficit de humedad en el suelo, el drenaje profundo luego de un evento de lluvia extremo, efectos de borde y calentamiento a partir de comparar medidas de G dentro y fuera del lisímetro, y la aptitud del modelo de una capa (cálculo de H) en el cálculo de la ET por medio del balance de energía validando los resultados con el lisímetro recientemente construido.

# Capítulo 1. Introducción

## 1.1. Introducción

De los diversos procesos meteorológicos que ocurren continuamente en la atmósfera, los más importantes para la hidrología son los de precipitación y evaporación, en los cuales la atmósfera interactúa con el agua superficial. La mayor parte del agua que precipita sobre la superficie terrestre proviene de la humedad que se evapora en los océanos y que es transportada por la circulación atmosférica a lo largo de grandes distancias. Pero si tenemos en cuenta la superficie terrestre debemos considerar que las plantas participan en la pérdida de agua del ciclo hidrológico por medio de la ET. Se define como ET la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y, por otra parte, mediante transpiración desde la vegetación. A continuación, se definen conceptos claves para entender el proceso.

## 1.2. Evaporación

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

Para cambiar el estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, el flujo de calor desde el aire circundante a temperatura ambiente, proporcionan esta energía. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la misma superficie y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente cuando el aire húmedo circundante no se transfiere a la atmósfera, o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. La tasa de reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende considerablemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de evaporación (Chow, 1994).

Cuando la superficie evaporante es el suelo, el grado de cobertura por parte del cultivo y la cantidad de agua disponible en la superficie evaporante son factores que afectan el proceso de evaporación. Lluvias frecuentes, el riego y el ascenso capilar en un suelo con nivel freático poco profundo, mantienen húmeda la superficie del suelo. En zonas en las que el suelo es capaz de proveer agua con velocidad suficiente para satisfacer la demanda de la evaporación del suelo, el

proceso está determinado solamente por las condiciones meteorológicas. Sin embargo, en casos en que el intervalo entre la lluvia y el riego, de existir, es grande y la capacidad del suelo de conducir la humedad cerca de la superficie es reducida, el contenido en agua en los horizontes superiores del suelo disminuye y la superficie del mismo se seca. Bajo estas circunstancias, la disponibilidad limitada del agua ejerce un control sobre la evaporación en el suelo. En ausencia de cualquier fuente de reabastecimiento de agua a la superficie del suelo, la evaporación disminuye rápidamente y puede cesar casi totalmente en un corto lapso de tiempo (Allen et al., 1998).

## 1.3. Transpiración

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera (Figura 1) (Curtis et al. 2000).

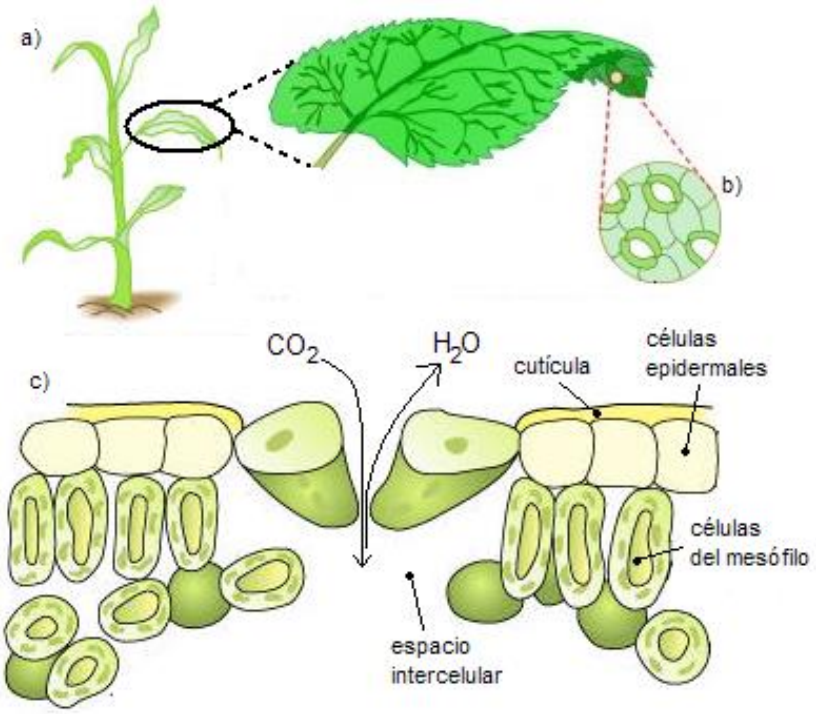



*Figura 1. Representación esquemática de un estoma. En la figura a) se observa la fisionomía de la hoja, en la figura b) un esquema de los estomas y en la figura c) las características y flujos dentro del estoma (adaptado de Curtis (2000)).*

El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada hacia la hoja a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales (Sánchez-Toribio, 1992).

La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión de vapor y de la velocidad del viento. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua hacia las raíces también determinan la tasa de transpiración, así como la salinidad del suelo y del agua de riego. La tasa de transpiración también es influenciada por las características del cultivo, el medio donde se produce y las prácticas del mismo. Diversas clases de plantas pueden tener diversas tasas de transpiración. Por otra parte, no solamente el tipo de cultivo, sino también su estado de desarrollo y su manejo deben ser considerados al medir la transpiración (Allen et al., 1998).

## 1.4. Evapotranspiración

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del mismo, el agua se pierde principalmente por el proceso de evaporación directa desde el suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando éste cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En la Figura 2 se presenta la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el índice de área foliar (IAF). El IAF se define como la razón entre el área de las hojas de un cultivo y el área de suelo sobre el cual se encuentra establecido. El índice permite estimar la capacidad fotosintética de las plantas y ayuda a entender la relación entre acumulación de biomasa y rendimiento bajo condiciones ambientales preponderantes en una región determinada (Intagri, 2016).

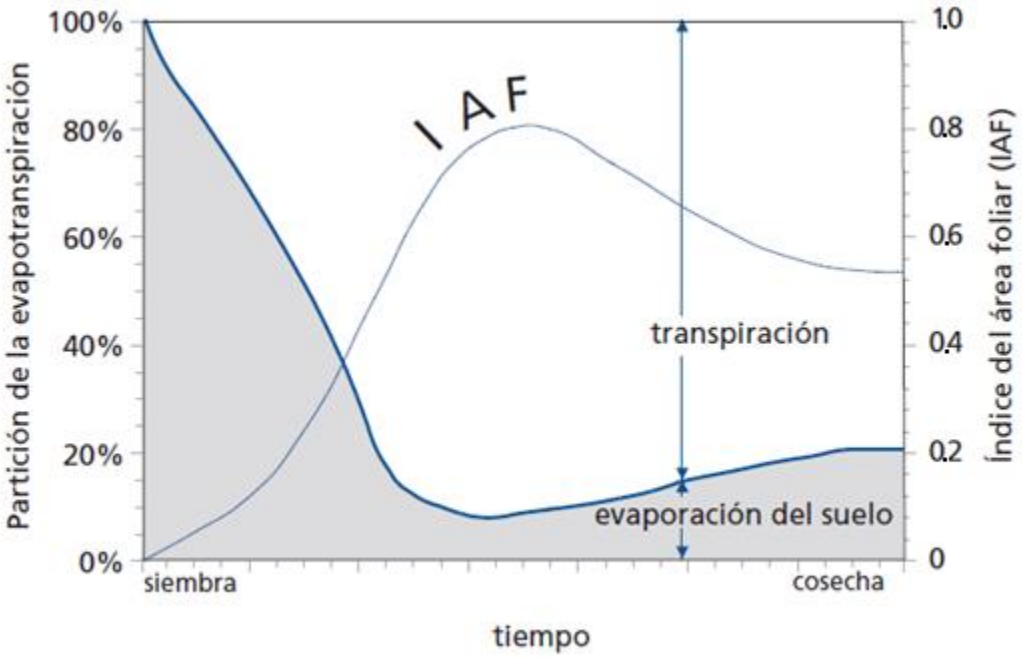



*Figura 2. Repartición de la evapotranspiración en la evaporación y la transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo. En línea fina se observa el comportamiento teórico del IAF para el mismo periodo (tomado de Allen et al. 1998).*

En la Figura 2, se observa que, en el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, por otra parte, cuando la cobertura vegetal es completa más del 90% de la ET ocurre como transpiración.

En cuanto a la definición cuantitativa de la ET, independientemente Penman (1948) y Thornthwaite (1948) definieron el concepto de evapotranspiración potencial (ETp), como la tasa máxima de evaporación de una superficie completamente sombreada por un cultivo verde, sin limitación en el suministro hídrico. Thornthwaite consideró que la ETp estaba controlada fundamentalmente por los factores meteorológicos, siendo secundaria la influencia de los factores del suelo y de la planta.

La definición de ETp por ambos autores resulta ambigua y da origen a interpretaciones diversas. Por ello, se utiliza la ET de un cultivo bien provisto de agua, tal como alfalfa (*Medicago sativa L.)* o gramíneas, para representar la evapotranspiración potencial, al considerar esencial que cualquier referencia a ETp se explícita en su definición de la cubierta vegetal. Esta se refiere a la evapotranspiración de un cultivo de referencia, bajo condiciones ideales en términos de desarrollo, ausencia de enfermedades y plagas, así como nivel de humedad disponible en el suelo. Es importante indicar que bajo estas condiciones impuestas la ET de una cubierta depende únicamente de las condiciones

meteorológicas y se independiza de la humedad del suelo. Se han desarrollado varias definiciones de ET de referencia, según el cultivo considerado (Doorenbos et al. 1977; Jensen et al. 1971; Allen et al. 1998; entre otros).

Hoy en día, existe una elevada diversidad de métodos para estimar la ET, no solo diferenciando el cultivo sino también la escala espacial. A escala puntual, la ET se puede determinar por medio de porómetros, medidores de flujo de sabia en la planta, y lisímetros, los cuales dan como resultado la ETreal. A escala de parcela se mide por medio de balances de agua, relación de Bowen, centillómetros, entre otros; y a escala regional, principalmente, por medio de balances de energía (o ecuaciones derivadas) incorporando datos de satélite (Soegaard y Boegh, 1995; Wang et al., 2006; Rivas y Carmona, 2010; Carmona et al., 2016).

## 1.5. Determinación de la ET

Como se mencionó en el apartado anterior, existen muchas formas de estimar la ET. A continuación, se explican los métodos que se tuvieron en cuenta para el desarrollo de este trabajo.

### 1.5.1. Método de balance de agua en el suelo

La ET puede determinarse midiendo varios componentes del balance de agua en el suelo. El método consiste en evaluar los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado periodo de tiempo (Figura 3).

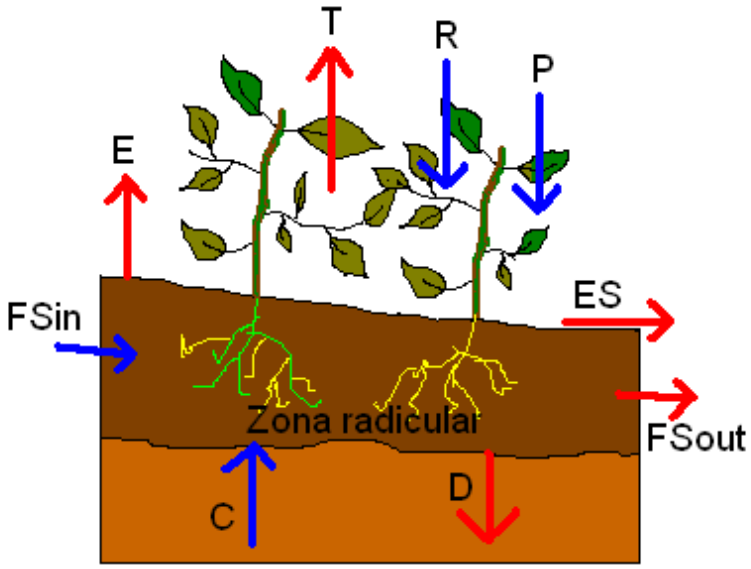



*Figura 3. Balance de agua en el suelo. Se observa la entrada y salida de agua, y se identifican en color azul y rojo respectivamente. Las abreviaturas son definidas en el texto.*

Como se observa en la Figura 3, el riego (R) y la precipitación (P) proporcionan agua a la zona radicular. Parte de R y P pueden perderse por escurrimiento superficial (ES), y drenaje profundo (D) el cual eventualmente recargará el acuífero. El agua también puede ser transportada hacia la superficie mediante capilaridad (C) desde la capa freática sub-superficial hacia dentro (FSin) o fuera (FSout) de la zona radicular (ΔFS). Sin embargo, excepto bajo condiciones de pendientes pronunciadas, normalmente los valores FSin y FSout son mínimos y pueden no ser considerados. La evaporación del suelo y la transpiración del cultivo pueden agotar el agua de la zona radicular. Si todos los otros flujos aparte de la ET pueden ser evaluados, la ET se puede deducir a partir del cambio en el contenido de agua en el suelo (ΔHs) a lo largo de un periodo de tiempo:

$$ET = R + P - ES - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta Hs \qquad (1)$$

Algunos flujos como el flujo sub-superficial, la percolación profunda y la capilaridad desde la capa freática son difíciles de medir y pueden no considerarse en periodos cortos de tiempo.

Si se aísla la zona radicular del cultivo y se controlan los procesos que son difíciles de medir, los diversos términos en la ecuación del balance de agua en el suelo se pueden determinar con apreciable precisión. Esto se hace en lisímetros, los cuales, según el Glosario Hidrológico Internacional de la UNESCO, “consisten en una vasija que contiene una muestra del suelo local con su parte superior a nivel con la superficie del terreno, para el estudio de varias fases del ciclo hidrológico, por ejemplo, infiltración, escorrentía, evapotranspiración, eliminación de componentes solubles por el drenaje, entre otros”. Es decir, un lisímetro simula el comportamiento del agua entre el suelo, la vegetación y la atmósfera.

Existen diferentes tipos de lisímetros (Aboukhaled et al. 1986; Parisi et al., 2009) entre los que se pueden citar a los lisímetros de drenaje (LD) y a los lisímetros de pesada (LP). En lisímetros de pesada de precisión, la ET se puede obtener con una exactitud de centésimos de milímetro, donde la pérdida de agua es medida directamente por el cambio de masa en cortos intervalos de tiempo, desde horas a minutos (Figura 4). En lisímetros de drenaje, la ET es medida por un período dado, restando la cantidad de agua de drenaje recogida en el fondo de los lisímetros de la cantidad total de agua ingresada (Figura 4).

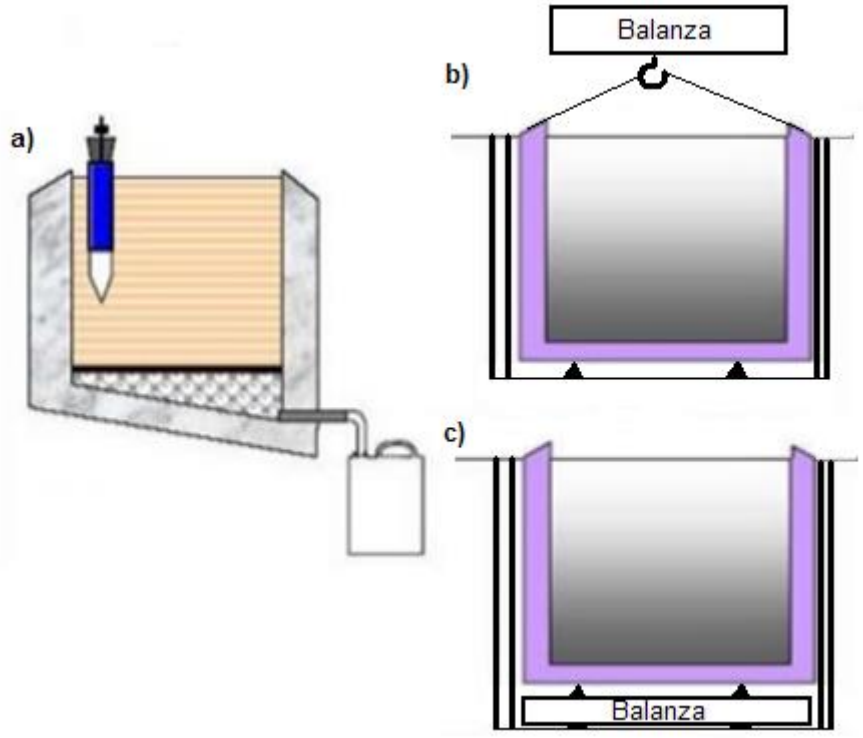



*Figura 4. En la figura a) se observa una ilustración de un lisímetro de drenaje, en la figura b) y c) se observan lisímetros de pesada con registro discreto y continuo respectivamente.*

Como se observa en la Figura 4 (b y c), los LP proveen datos discretos o continuos. La diferencia entre éstos es que los primeros corresponden a medidas, por lo general manuales, que se realizan con un cierto intervalo de tiempo (medidas intermitentes, del orden de días) y los segundos registran datos en un datalogger (colecta los datos de la balanza) con intervalos cortos, desde horas hasta minutos (Howell et al., 1991). A nivel internacional, no existe un lisímetro universal normalizado para medir la ET. La superficie de estos instrumentos varía de 0,05 a unos 100 $m^2$, y su profundidad lo hace de 0,1 a 5,0 m. Cada uno de estos instrumentos ofrece ventajas e inconvenientes y la elección del lisímetro depende del problema que se vaya a estudiar.

En forma resumida, se puede decir que un lisímetro de pesada cuantifica la ET a través de la diferencia de peso en un intervalo de tiempo determinado, que se traduce a una diferencia de humedad del suelo (Hs). Además de las diferencias de pesada, otro indicador del estado de la Hs es la Fracción Evaporativa (FE) (Ecuación 2), la cual constituye la fracción de agua disponible para el desarrollo del proceso de ET (Ocampo et al., 2013).

$$FE = \frac{Hs_i - Hs_{\min}}{Hs_{\max} - Hs_{\min}} \quad (2)$$

donde $Hs_i$ es la humedad del suelo registrada en el tiempo i (a escala de día, hora o minuto), $Hs_{min}$ y $Hs_{max}$ es la humedad del suelo mínima y máxima registrada respectivamente. Desde el punto de vista energético, cuando el sistema dispone de humedad, la energía es utilizada predominantemente en el proceso de ET y FE tiende a tomar el valor 1. Al contrario, con poca o nula humedad de suelo, toda la energía se destina al proceso de H y la FE se aproxima a cero (Vogt et al., 2011). El estado de humedad de suelo puede determinarse a partir de lisímetros (Santa Olalla Mañas et al., 2005), pero para tener una medida complementaria se pueden usar sensores de humedad instalados dentro del lisímetro (Ocampo, 2016; Silicani, 2014).

### 1.5.2. Método de balance de energía

La evaporación de agua requiere cantidades relativamente altas de energía, ya sea en forma de calor sensible o de energía radiante. Por ello, el proceso de ET es controlado por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y es limitado por la cantidad de energía disponible. Debido a esta limitación, es posible predecir la ET aplicando el principio de conservación de energía.

Todos los flujos de energía deben ser considerados cuando se deriva una ecuación de BE. La ecuación simplificada para una superficie de evaporación se puede escribir como:

$$Rn = H + G + LE \quad (3)$$

donde Rn es la radiación neta, H es el calor sensible, G es el flujo de calor del suelo, L es el calor latente de vaporización y E la tasa de evaporación. Todos los términos están definidos en W $m^{-2}$. En la Ecuación 3, solamente se consideran flujos verticales y se ignora la tasa neta de energía que se transfiere horizontalmente por advección. La ecuación está restringida a estas cuatro componentes sin considerar otros términos de energía, tal como el calor almacenado y liberado de la planta, o la energía utilizada en actividades metabólicas. Estos términos solo utilizan una pequeña fracción de la radiación neta diaria y pueden ser considerados despreciables cuando se comparan con los otros cuatro componentes.

Los distintos términos de la Ecuación 3 pueden ser positivos o negativos dependiendo de las condiciones de la superficie (Figura 5).

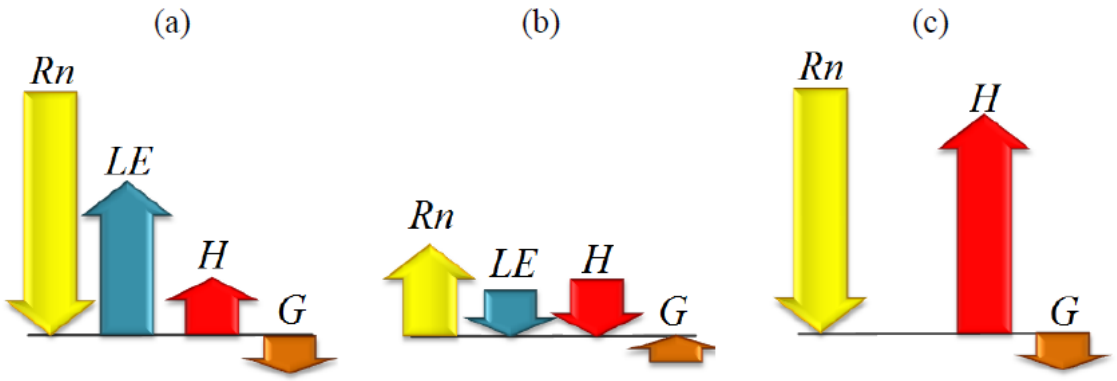



*Figura 5. Términos de la ecuación de balance de energía sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (tomado de Carmona et al. 2011).*

El LE representa la energía que se invierte en el proceso de ET, la cual puede ser derivada de la ecuación de BE si todos los otros componentes son conocidos. La Rn y el G pueden ser medidos o estimados con adecuada precisión en función de parámetros climáticos (temperatura superficial, temperatura atmosférica, nubosidad, etc.). Por el contrario, la obtención del H es compleja y sus valores no pueden obtenerse fácilmente debido a que incluye mediciones precisas de los gradientes de temperatura y viento por encima de la superficie (Brutsaert, 1984).

En los siguientes apartados se hace una descripción detallada de los parámetros que se consideran en el método de balance de energía.

#### *1.5.2.1. Radiación neta*

El proceso de la ET está determinado por la cantidad de energía disponible en el sistema para evaporar el agua. La cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año. La radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la condición de la atmósfera y de la presencia de nubes que reflejan y absorben cantidades importantes de radiación. Cuando se determina el efecto de la radiación solar neta de onda corta ($Rn_s$) en la ET, se debe también considerar que no toda la energía disponible se utiliza para evaporar el agua. Parte de la energía solar se refleja y otra parte se utiliza también para calentar la atmósfera y el suelo.

La radiación solar absorbida por la Tierra se convierte en energía térmica, la cual se pierde por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La Tierra, que tiene una temperatura (~288 K) mucho más baja que el Sol (~6000 K), emite energía radiante con longitudes de onda más largas que el Sol. Por ello, la radiación terrestre se conoce como radiación de onda larga, la cual es absorbida por la atmósfera o perdida hacia el espacio.

La radiación de onda larga recibida por la atmósfera aumenta su temperatura. Por consiguiente, la atmósfera irradia también energía. Parte de la radiación emitida por la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre. Por lo tanto, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación de onda larga entrante y saliente a la superficie se llama radiación neta de onda larga ($Rn_l$). Como la $Rn_l$ es casi siempre mayor que la radiación entrante, representa una pérdida de energía (Brutsaert, 1983; Chow, 1994).

La Rn es el término principal de la Ecuación 4, siendo el resultado neto de las contribuciones de radiación de onda corta y larga que entra y sale de la superficie, lo cual se expresa como:

$$Rn = R_s \downarrow - R_s \uparrow + R_l \downarrow - R_l \uparrow \qquad (4)$$

donde $R_s\downarrow$ es la radiación de onda corta incidente, $R_s\uparrow$ es la radiación de onda corta reflejada (donde $R_s\downarrow - R_s\uparrow = Rn_s$), $R_l\downarrow$ es la radiación de onda larga de la atmósfera y $R_l\uparrow$ es la radiación de onda larga saliente (donde $R_l\downarrow - R_l\uparrow = Rn_l$), ésta última es la suma de la radiación emitida por la superficie más una pequeña fracción de energía reflejada desde la que proviene de la atmósfera. Para estimar la Rn localmente existen básicamente dos tipos de sensores; (1) sensores de Rn integrados y (2) sensores de Rn que miden la radiación entrante y saliente por separado y son éstos los que permiten estimar el albedo de la superficie observada. Los primeros de ellos dan un valor directo (o proporcional a la Rn, en mV), mientras que los segundos se componen por cuatro sensores, dos de ellos miden radiación de onda corta y otros dos la radiación de onda larga (entrante y saliente en ambos casos), obteniéndose así la Rn a partir de la Ecuación 4.

#### *1.5.2.2. Flujo de calor del suelo*

Se cuenta con diversos modelos complejos para describir flujo del calor del suelo. Algunos se basan en la idea que la temperatura del suelo tiene similar tendencia a la de la temperatura del aire (Allen et al, 1998). El G generalmente representa una fracción reducida del BE, más aún cuando la proporción de vegetación es alta, aunque puede resultar una magnitud significativa en suelos desnudos principalmente. Dado que la conducción molecular es el principal mecanismo de transporte de calor en el suelo, G puede expresarse según la primera ley de Fourier como

$$G = -K_T \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \qquad (5)$$

donde $K_T$ es la conductividad térmica molecular y el término entre paréntesis es el gradiente vertical de temperatura en los primeros centímetros del suelo.

Se puede estimar G a partir de sensores que se insertan dentro del perfil del suelo. Los sensores son planchas metálicas y se emplazan a una profundidad de entre 7 u 8 cm. Están configurados para entregar un valor directo generalmente en W $m^{-2}$ con tiempos desde horas a minutos (con estos sensores es necesario corregir el valor entregado por el tipo de suelo y su contenido de humedad). A escala diaria el G puede despreciarse, más aún en superficies con alta proporción vegetal, dado que el flujo de energía en el suelo suele compensarse entre el día y la noche (Carmona et al., 2011).

#### *1.5.2.3. Flujo de calor sensible*

El contenido de energía del aire depende de la presión barométrica, de la temperatura de aire y de la superficie, y de la cantidad de vapor de agua presente por unidad de volumen. Si el aire estuviera completamente en calma (es decir sin viento o turbulencia), entonces la temperatura que notaríamos dependería únicamente de la transferencia de calor molecular, donde la energía se transfiere debido a las colisiones a alta velocidad entre las moléculas de aire que se están moviendo en distancias cortas. Sin embargo, como hay viento y turbulencia, las parcelas de aire con distinto contenido de calor sensible se mueven de un lugar a otro. A este fenómeno se lo define como flujo de calor sensible. El H es el parámetro del BE más difícil de medir, sin embargo, a partir de la analogía existente entre la ley de Ohm de la conducción eléctrica y la ecuación de transporte de calor, se desarrolló una simple ecuación para el cálculo entre dos niveles, siendo H proporcional a la diferencia de temperatura e inversamente proporcional a la resistencia aerodinámica entre dichos niveles (Sánchez et al. 2008). Este razonamiento constituyó el punto de partida para los llamados modelos de resistencias de una y dos capas, los cuales están definidos por la relación vegetación-atmósfera-cobertura total. Si se considera, por ejemplo, un cultivo con cobertura vegetal completa, el H puede calcularse a través del modelo de una capa de la siguiente manera:

$$H = \frac{\rho_a C_p}{r_{ah}} (T_s - T_a) \qquad (6)$$

donde $\rho_a$ es la densidad media del aire a presión constante, $C_p$ es el calor específico del aire, $T_s$ es la temperatura superficial o aerodinámica, $T_a$ es la temperatura del aire y $r_{ah}$ es la resistencia aerodinámica de la vegetación (función de la velocidad del viento y la altura de la vegetación, ver Anexo A.1) A

continuación, se definen algunos parámetros necesarios para el cálculo de H que tienen importancia en el proceso.

*Temperatura superficial y del aire ($T_s$-$T_a$)*

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra elevan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y entonces ejerce un cierto control en la tasa de ET. En un día soleado y cálido, la pérdida de agua por ET será mayor que un día nublado y fresco.

*Velocidad del viento*

El proceso de remoción de vapor depende en alto grado del viento y de la turbulencia del aire, los cuales transfieren grandes cantidades de aire hacia la superficie evaporante. Con la evaporación del agua, el aire sobre la superficie evaporante se satura gradualmente con vapor. Si este aire no se substituye continuamente por un aire más seco, disminuye la intensidad de remoción de vapor de agua y la velocidad de pérdida de agua por el proceso de ET.

# Capítulo 2. Materiales y Métodos

## 2.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la parcela experimental ubicada en el Campus Universitario Tandil (37º 17´ de latitud Sur y 59º 07´ de longitud Oeste, 214 msnm), de la Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires, que mantiene el Instituto de Hidrología de Llanura "Dr. Eduardo Usunoff" (IHLLA) desde el año 2005 (Figura 6).

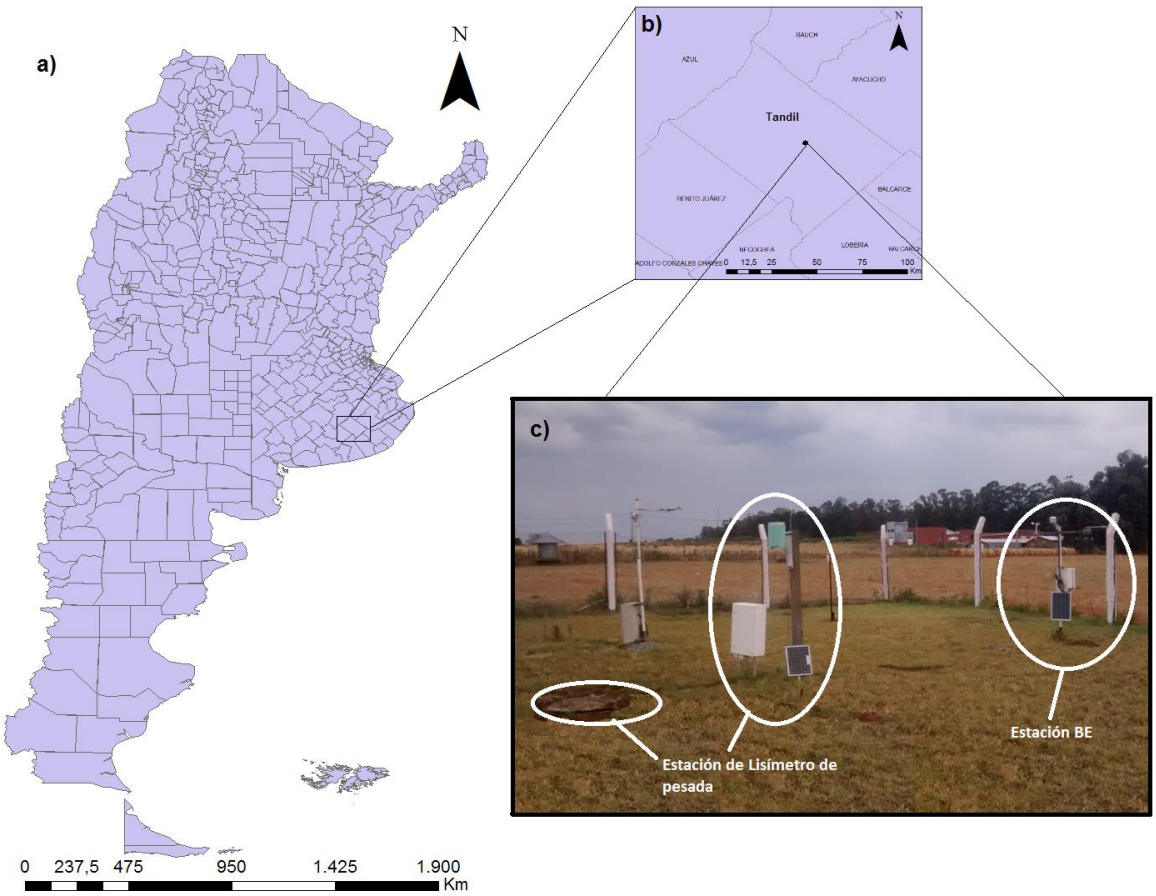



*Figura 6.En la imagen a) división política propia de cada una de las provincias de la República Argentina. En la figura b) el partido de Tandil señalando la ubicación de las estaciones y en la figura c) la parcela experimental del IHLLA donde se indica la Estación del Lisímetro de Pesada y la Estación de Balance de Energía.*

La ciudad de Tandil está ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. Se halla a 352 Km de la ciudad de Buenos Aires, forma parte de una gran planicie rodeada de serranías. Posee un clima templado húmedo-subhúmedo, con precipitación promedio anual (1970-2010) de 925 mm y una evapotranspiración real de entre 730 y 820 mm/año (Aliaga et al. 2017, Ocampo et al. 2013).

El suelo en el que se instaló el lisímetro tiene un buen desarrollo de horizontes, del que se tomaron muestras hasta 0,78 m (Tabla 1). Del análisis de laboratorio y de la descripción se observa que el suelo corresponde a un Argiudol Típico (Rivas & Ocampo, 2009).

*Tabla 1. Datos de laboratorio correspondientes a las muestras del suelo (Silicani, 2012).*

| | | | | | Análisis Mecánico | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Horizonte | Profundidad (cm) | ph (1:2,5, agua) | MO% | CO $Kg^{-1}$ | % Arcilla | % Limo | % Arena | Clase Textural |
| Ap1 | 0 -- 7 | 5,80 | 5,69 | 33,00 | 26 | 37 | 37 | Franca |
| Ap2 | 7 -- 20 | 6,10 | 4,00 | 23,20 | 26 | 38 | 36 | Franca |
| AB | 20 -- 35 | 6,30 | 2,08 | 12,10 | 27 | 36 | 37 | Franca |
| Bt1 | 35 -- 57 | 6,40 | 1,45 | 8,40 | 45 | 26 | 29 | Arcillosa |
| Bt2 | 57 -- 70 | 6,50 | 0,79 | 4,60 | 40 | 25 | 35 | Arcillosa |
| BC | 70 -- 78 | 6,70 | 0,52 | 3,00 | 20 | 36 | 44 | Franca |
| C | 78 + | 6,80 | 0,34 | 2,00 | 8 | 39 | 53 | F. Arenosa |

Argiudol significa que el suelo es un Molisol, es decir, un suelo con un horizonte superficial (A) formado en superficie y enriquecido con materia orgánica que esta humificada (en estrecha asociación con la matriz mineral); la partícula *Argi* implica que en el subsuelo se acumuló arcilla como resultado de un proceso de migración (por suspensión y movimiento en agua) desde horizontes subyacentes (horizontes Bt1 y Bt2) y el elemento formativo *ud* indica el régimen de humedad údico (L. udus, húmedo) en el cual la sección de control presenta poco déficit de agua (ver Figura 7).

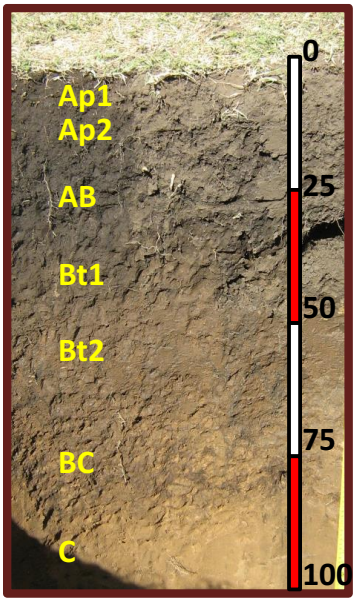



*Figura 7. Imagen del perfil de suelo. Se muestran los horizontes y una escala en centímetros (tomado de Ocampo et al. 2013).*

El suelo tiene una cubierta vegetal mixta (Dactylisglomerata, Festucaarundinacea y LoliumMultiflorum) y está rodeada por un área experimental de pastoreo de ganado vacuno (Schirmbeck & Rivas, 2007).

## 2.2. Materiales utilizados

Para realizar los objetivos de este trabajo se utilizaron dos estaciones ubicadas en la parcela de estudio. Para conseguir la evapotranspiración real se contó con una estación de lisímetro con registro continuo (ELC). Para calcular el método de BE se utilizó la Estación de Balance de Energía (EBE) que cuenta con los sensores necesarios para calcular los parámetros implicados. En los siguientes apartados se detallan las características y funcionamiento de cada estación.

## 2.3. Lisímetro de pesada con registro continuo

La construcción de este lisímetro se basó a partir del trabajo de tesis de especialización en riego y drenaje de Silicani (2014), pero con la diferencia que no se perturbó el suelo en su instalación, conservando la estructura del suelo a monitorear, su biota, la pastura natural y por ende las raíces de la misma. La ventaja de esta práctica sirve para mantener las características biológicas, texturales y estructurales originales del suelo y no tener que esperar un tiempo a que se reacomode (Faramiñán, 2017).

El cilindro del lisímetro posee 3 mm de espesor, un diámetro de 0,59 m y 0,55 m de alto, de los cuales los 0,05 m de la base corresponden a la estructura de drenaje. Esta última está diseñada para facilitar el drenaje del excedente de agua. La profundidad seleccionada queda definida por la exploración de raíces y no supera los 0,50 m (Dormaar & Chanasyk, 1995). Abajo del lisímetro se encuentra una balanza (celdas de carga) que soporta hasta 300 kg (con una precisión de 50 gramos) con el objetivo de registrar el peso de suelo a estudiar. La balanza se encuentra conectada a un datalogger (DL) para almacenar las medidas del peso del lisímetro con una resolución temporal de 10 minutos. Los datos se descargan directamente desde el DL mediante una notebook.

En la Figura 8 se describen las dimensiones del lisímetro, indicando además otras especificaciones del mismo, como por ejemplo el sistema de drenaje. En la Figura 9 se observa la disposición final del LP, la que incluye el suelo sin disturbar con la vegetación mixta que representa la cobertura de la parcela.

Además, dentro del lisímetro se instalaron dos sensores de humedad que cubren los 20-40 cm y 0-20 cm de profundidad en el suelo y un sensor que mide G a 7 cm de profundidad. También se utilizaron sensores de humedad en la misma parcela, pero ubicados fuera del lisímetro. En la Tabla 2 se incluye la ecuación de transformación que emplean los sensores para convertir los mV en unidades de humedades volumétricas.

*Tabla 2. Modelo, marca y ecuación de transformación para los sensores empleados en este trabajo*

| Modelo del sensor | Marca | Ecuación de transformación | Error |
|---|---|---|---|
| EC-10* | Decagon Devices Inc. | $\theta$=0,00093*mV-0,376 | ±3% |
| SCH-20*,** | Cavadevices | $\theta$=0,0007*mV-0,0764 | ±3% |

*Estos sensores se ubican fuera del lisímetro y están conectados a otro datalogger.

** Se utilizaron dos sensores de este modelo para instalar dentro del lisímetro.

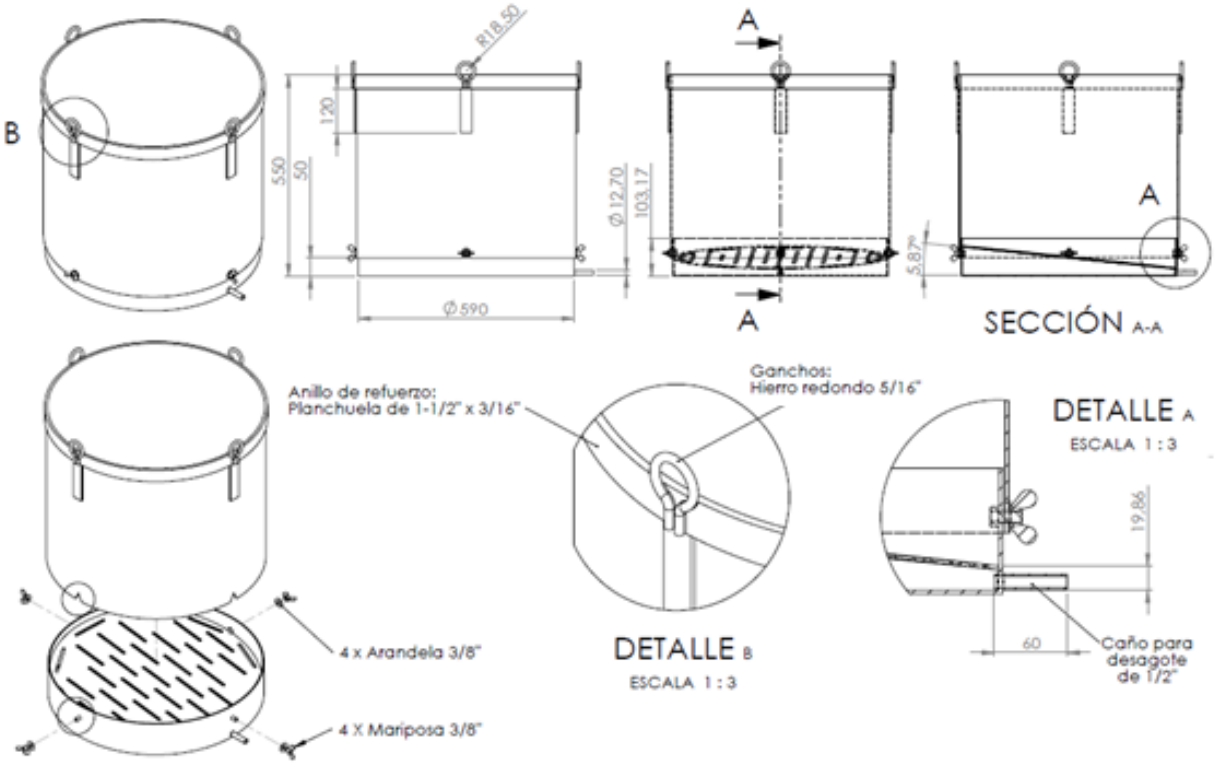
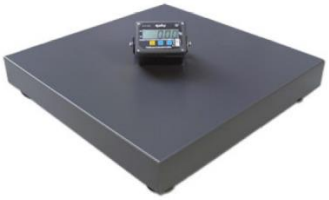
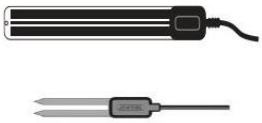
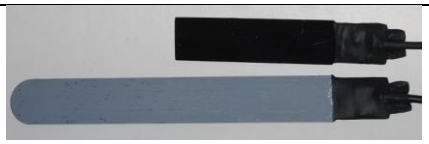



*Figura 8. Características y dimensiones del lisímetro. Se detalla el diámetro, el alto, el sistema de drenaje, entre otros detalles (plano realizado por Redimec S.R.L.).*

*Figura 9. Estación del Lisímetro de Pesada. En la Figura (a) se observa el gabinete que contiene el sistema de recolección de datos y en la Figura (b) el lisímetro.*

En la Tabla 3 se listan todos los instrumentos que forman la ELC y los sensores de humedad que se encuentran afuera del lisímetro. También se indica la marca, el modelo, las características y la precisión.

*Tabla 3. Sensores que forman la Estación de Balance de Energía. Se muestran sus características y precisión.*

| Sensor/Instrumento | Modelo | Características y medición | Error |
|---|---|---|---|
|  | Balanza de piso SH de Trébol S.A.I.C | Posee dimensiones de 60 cm por 60 cm de superficie con 15 cm de altura. Las celdas de carga de la balanza funcionan con 12 v, soporta hasta 300 kg. | ±50 g |
| | Datalogger CR800 series de Campbell Scientific | Se utilizó para la recolección de datos. El bajo consumo de energía permite funcionar durante períodos prolongados con una batería recargada con un panel solar, eliminando la necesidad de alimentación de CA. | |
| | Sensor de flujo de calor del suelo HFT3 | La placa HFT3 utiliza una termopila para medir gradientes de temperatura a través de la placa. | ±5% |
|  | Sensor de Humedad EC-10 de DecagonDevices Inc.* | A partir de este sensor se consiguieron medidas humedad volumétrica del suelo. | ±3%(Hs) |
|  | Sensor de Humedad SCH-20 de Cavadevices Inc.*,** | Mismas características que el sensor EC-10 | ±3%(Hs) |

*Estos sensores se encuentran afuera y adentro de la ELC.

**Dos sensores de este modelo fueron instalados dentro del lisímetro a diferentes profundidades.

## 2.4. Estación de Balance de Energía

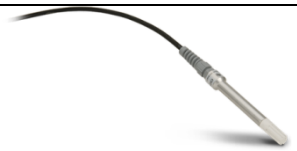
El principal objetivo de la estación es medir los parámetros que intervienen en el balance de energía. En la Figura 10 se observa la estación con los sensores utilizados en este trabajo.

*Figura 10. Imagen de la Estación de Balance de Energía ubicada en la parcela de estudio.*

Los sensores son conectados a un datalogger que fue configurado para almacenar los valores medios, máximos, mínimos y desviaciones estándar de cada variable cada 15 minutos. La energía es proporcionada por una batería de 12 V alimentada con un panel solar de 20 W para su recarga. Los datos pueden ser descargados por una notebook.

En la Tabla 4 se detallan las características más importantes de los sensores utilizados para este trabajo.

*Tabla 4. Sensores que configuran la Estación de Balance de Energía. Se muestran sus características y precisión.*

| Sensor | Modelo | Características y medición | Error |
|---|---|---|---|
| | Radiómetro neto CNR2 de Campbell Scientific | Consta de un par de piranómetro y un par de pirgeómetros que miran hacia arriba y hacia abajo. Los piranómetros miden la radiación de onda corta neta entrante y los pirgeómetros la radiación de onda larga neta entrante. | <1% |
| | SI-111 de Campbell Scientific | Consiste en una termopila, que mide la temperatura de la superficie, y un termistor, que mide la temperatura del cuerpo del sensor. | ±0.2 °C (para T entre –10; 65 °C) |
|  | CS215 de Campbell Scientific | Sensor que mide la temperatura atmosférica y humedad relativa combinada, para proporcionar mediciones precisas y estables. | $T_a$ (±0.4 °C para T entre 5 y 40 °C); HR (±4% para HR entre 0 y 100% |
| | 014A de Campbell Scientific | Este sensor mide la velocidad del viento. La rotación de las hélices produce un pulso que es directamente proporcional a la velocidad del viento. | 1.5% o 0.11 m $s^{-1}$ (0.25 mph) |
| | Pluviómetro RG600 de Global Water Instrumentation Inc. | Instrumento que mide las precipitaciones. Está programado para que registre la lluvia acumulada cada 15 minutos. | ±0,2 mm |
| | Sensor HFP01 de Hukseflux | Posee las mismas características que el sensor HFT3. | ± 2 % |

## 2.6. Métodos de cálculo

### 2.6.1. Estimación de la Evapotranspiración real a partir de la ELC

Como se detalló en la Introducción, a partir del balance de masa o balance hídrico en un perfil del suelo se puede determinar la pérdida de agua y así obtener la ETreal. Analizando la Ecuación 1 se llega a que el comportamiento en el lisímetro se traduce a partir de la siguiente ecuación

$$ET_{LI} = P - D \pm \Delta Hs \qquad (7)$$

recordando que $ET_{LI}$ es la evapotranspiración, P es la precipitación, D es el drenaje profundo y $\Delta$Hs es el cambio de contenido de agua en el perfil del suelo. La ET medida por el lisímetro es la real y a partir de la Ecuación 7 se observa que cuando no ocurren precipitaciones y el drenaje es insignificante la ET es igual $\Delta$Hs. En este trabajo $\Delta$Hs se calculó por medio del lisímetro, definida en la ecuación (8) como,

$$\Delta Hs = \Delta Pe = Pe_i - Pe_{i-1} \qquad (8)$$

donde $Pe_i$ y $Pe_{i-1}$ se traducen en pesadas por tiempo y el subíndice i equivale al tiempo que se realizó la medición (en horas para este trabajo). Cuando no hay precipitaciones, y en horas diurnas, el agua contenida en la matriz del suelo del lisímetro se pierde principalmente por el proceso de ET. A partir de esta condición se tiene que $ET_{LI} \approx \Delta Hs$ y se puede definir de la siguiente manera

$$ET_{LI} \approx \Delta Hs = 3{,}658\left[mm.kg^{-1}\right](Pe_i - Pe_{i-1}) \qquad (9)$$

. El factor de conversión 3,411 es un factor para transformar kg $h^{-1}$ a mm de agua evapotranspirados por hora, teniendo en cuenta principalmente las dimensiones del lisímetro (ver en Anexo A2). A partir del último factor, se asume que los 50 gramos de precisión de la balanza se traducen a un valor inferior a los 0,2 mm.

Conseguir la ET a partir de la Ecuación 9 es posible realizando un correcto seguimiento de los datos, para ello hay que tener en cuenta los registros de recarga y pérdida por precipitaciones y drenaje respectivamente. Siguiendo este proceso, y por medio de la Ecuación 9, se obtienen resultados de la ETreal.

## 2.6.3. Balance de energía

A partir de la Ecuación 3 se calcula el balance de energía a nivel de superficie. Pero antes de conseguir resultados del método, se debe establecer cómo se mide cada parámetro involucrado.

### *2.6.3.1. Radiación neta (Rn)*

En este trabajo se utilizó un radiómetro para medir la $Rn_l$ y $Rn_s$. Ambas, son medidas registrando la diferencia de salida entre los sensores dirigidos hacia arriba y hacia abajo. El sensor que se uso fue el radiómetro CNR2 (Tabla 3) y fue configurado para que el datalogger automáticamente realice la relación que aparece en la Ecuación 4. Los datos descargados muestran valores de la Rn, y las componentes $Rn_s$ y $Rn_l$.

### *2.6.3.2. Flujo del calor del suelo (G)*

En este trabajo se utilizaron dos sensores para medir G, uno instalado dentro del lisímetro de la ELC y otro en la EBE, con el objetivo de comparar las diferencias entre las propiedades de un suelo perturbado y otro sin perturbar respectivamente. Además, a partir de la comparación, se estudia si el suelo que compone el lisímetro pierde energía por calentamiento o efectos de borde.

### *2.6.3.3. Flujo de calor sensible (H)*

Para calcular el flujo de calor sensible H se utilizó la Ecuación 6, cuyos términos fueron calculados por los sensores SI-111 de Campbell Scientific ($T_0$), CS215 de Campbell Scientific ($T_a$) y 014A de Campbell Scientific ($r_{ah}$). La resistencia aerodinámica fue calculada según el manual de la FAO (Allen et al. 1998, ver Anexo A1) que propone para una cubierta vegetal (gramíneas) de 12 cm de altura un valor de $208/u_2$ (siendo $u_2$ la velocidad del viento medida a 2 metros de altura).

### *2.6.3.4. Evapotranspiración*

A partir de las tres variables mencionadas anteriormente se puede calcular LE como término residual. Además, teniendo en cuenta la Ecuación 3 y un factor para transformar a unidades de mm $h^{-1}$ se llega a la siguiente expresión

$$ET_{BE} = 1{,}46x10^{-3}\left[\frac{mm.m^2}{W.h}\right]LE = 1{,}46x10^{-3}(Rn - G - H) \qquad (10)$$

donde $ET_{BE}$ es la evapotranspiración obtenida a través del balance de energía y $1{,}46x10^{-3}$ una constante para pasar de W $m^{-2}$ a mm $h^{-1}$ teniendo en cuenta

factores de conversión (calor latente de vaporización, unidad de área unitaria y el tiempo horario) (Carmona et al. 2011).

### 2.6.4. Fracción evaporativa

La fracción evaporativa (FE) se define en la Ecuación 2. En este trabajo se determina a partir del registro de humedad detectado por los sensores de Hs utilizados y se expresa en la Ecuación 11,

$$FE_{SE} = \frac{Hs_{SEi} - Hs_{SE\,\min}}{Hs_{SE\,\max} - Hs_{SE\,\min}} \qquad (11)$$

donde $FE_{SE}$ es la fracción evaporativa estimada por medio de los sensores, $HS_{SEi}$ es la humedad de suelo promedio registrada por los sensores a una profundidad determinada del día i, $HS_{SEmín}$ es la humedad mínima de suelo y $HS_{SEmáx}$ es la humedad máxima de suelo. Los límites máximo y mínimo deben de determinarse para el tipo de suelo analizado y son propios de éste.

# Capítulo 3. Resultados y Discusión

## 3.1. Periodo de estudio

Para el análisis de los resultados se consideraron dos periodos. El estudio comprende una primera campaña de 30 días entre los meses de febrero y marzo, donde es posible registrar altas temperaturas y días con diferentes tasas de humedad del suelo. Posteriormente, se realizó una segunda campaña en el mes de septiembre para estudiar la ET con días de diferentes condiciones de nubosidad y, además, el flujo de calor del suelo dentro y fuera del lisímetro. La elección de estos días de estudio sirvió para cumplir con los objetivos propuestos.

A continuación, se muestran los resultados horarios de la ET y la Hs calculada por medio de la ELC. También se presentan los resultados, análisis y comparaciones con los datos obtenidos por la EBE y sensores de humedad, entre otros. Los registros de datos que no se muestran en los siguientes apartados se presentan en el Anexo (A3, A4, A5 y A6).

## 3.2. Análisis de la pérdida de agua por medio de la ELC

En la Figura 11 se representa la pérdida de agua (línea continua) y precipitaciones (en barras) que registró la ELC para los días de la primera campaña (desde el día juliano 48 hasta el 76 -17 de febrero hasta el 17 de marzo-) y segunda campaña (desde el día juliano 252 hasta el 271 – es decir entre el 8 y 27 de septiembre) con indicación de los casos de estudio. Los milímetros de agua que se pierden por hora equivale a la ETreal, salvo los intervalos de datos marcados en amarillo, donde se observa que la descarga de agua se incrementa para horas posteriores a altas precipitaciones. En un evento de precipitación la radiación tiende a cero y el ingreso de agua que pudiese haber por el proceso de condensación no es significativo (no se observa por estar por debajo del límite de detección). Entre líneas naranjas se marcaron distintos casos con el fin de responder a los objetivos propuestos. En el caso I se analizó un día de baja humedad de suelo (comprende el día juliano 52 - 21 de febrero); en el caso II se estudió el impacto de la nubosidad en los métodos de obtención de ET teniendo en cuenta altas tasas de humedad del suelo (comprende los días julianos 58 y 59 - 27 y 28 de febrero); en el caso III se analizó el comportamiento del drenaje profundo (día juliano 61 - 2 de marzo); y en el caso IV se estudió si ocurre efecto de borde o calentamiento en el lisímetro (días julianos 264, 265 y 267 - 21, 22 y 23 de septiembre). En los siguientes apartados se muestran los resultados y análisis para los distintos casos.

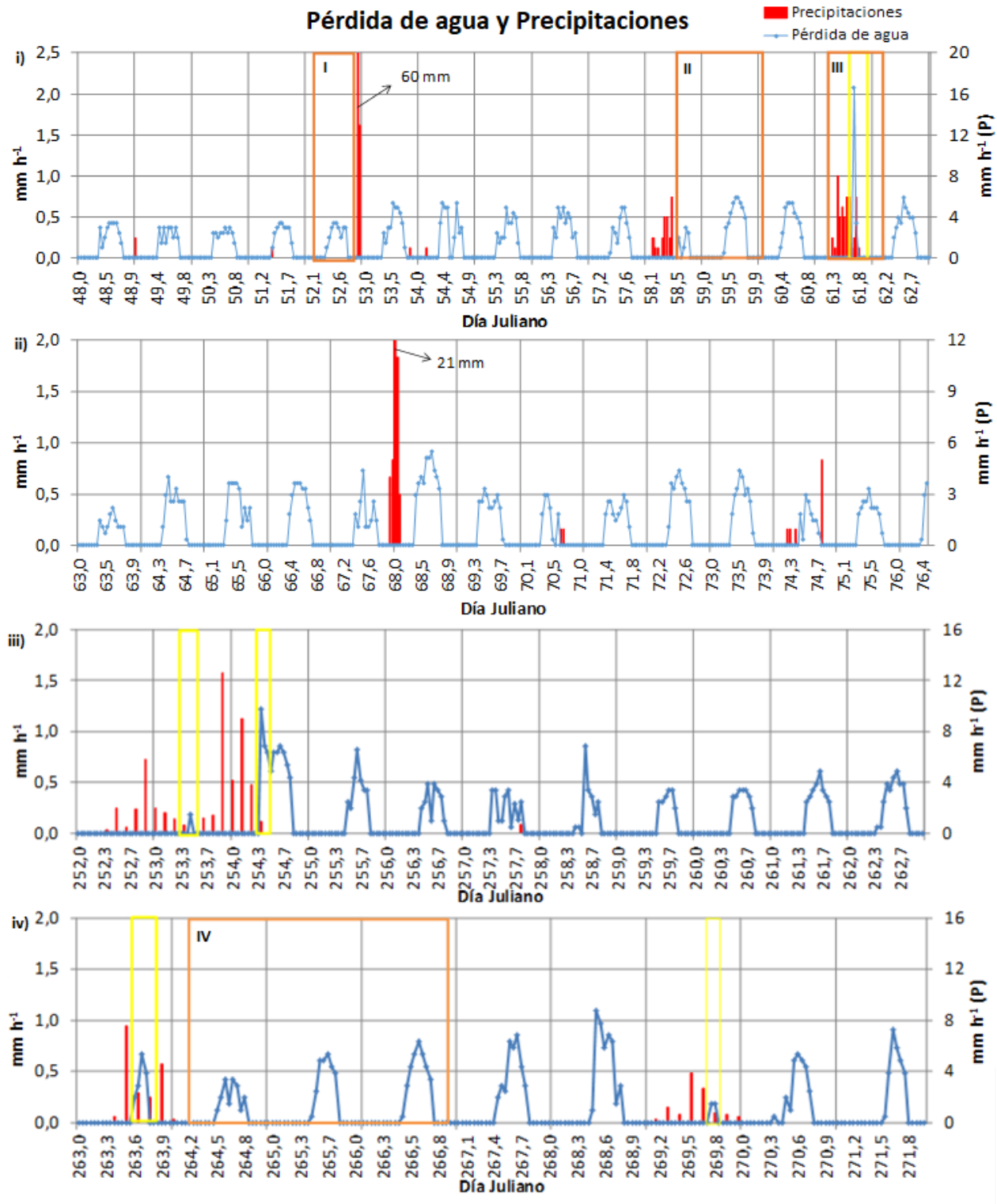



*Figura 11. Gráfico donde se muestra la pérdida de agua y las precipitaciones para los días 48-62 (gráficos i-ii) y 252-271 (gráficos iii-iv). Entre líneas naranjas se detallan los casos de estudio I, II, III y IV. Marcado en amarillo se muestra la pérdida de agua producto del drenaje profundo.*

## 3.3. Análisis de la ET para un caso de baja humedad del suelo

En la Figura 12 se representa el comportamiento diario para condiciones de Hs menores al 15% en la superficie (0-10 cm) y menores al 20% para profundidades mayores (20-40 cm), indicando que estamos en una situación de baja humedad en el conjunto del perfil de suelo (0 - 40 cm). El estado de la temperatura atmosférica y de superficie es estable en la mayor parte del día con diferencias ($T_s$-$T_a$) centradas en las horas de máxima radiación que, asociadas a la velocidad del viento, dan lugar a flujos de calor sensible bajos (Figura 13 (a)). En condiciones de baja Hs se obtiene como resultado baja $FE_{SE}$, lo cual puede observarse en la Figura 12. Las variaciones horarias de la $FE_{SE}$ responden a la demanda de la atmósfera y a la capacidad de abastecer esta demanda desde el agua almacenada en el suelo.

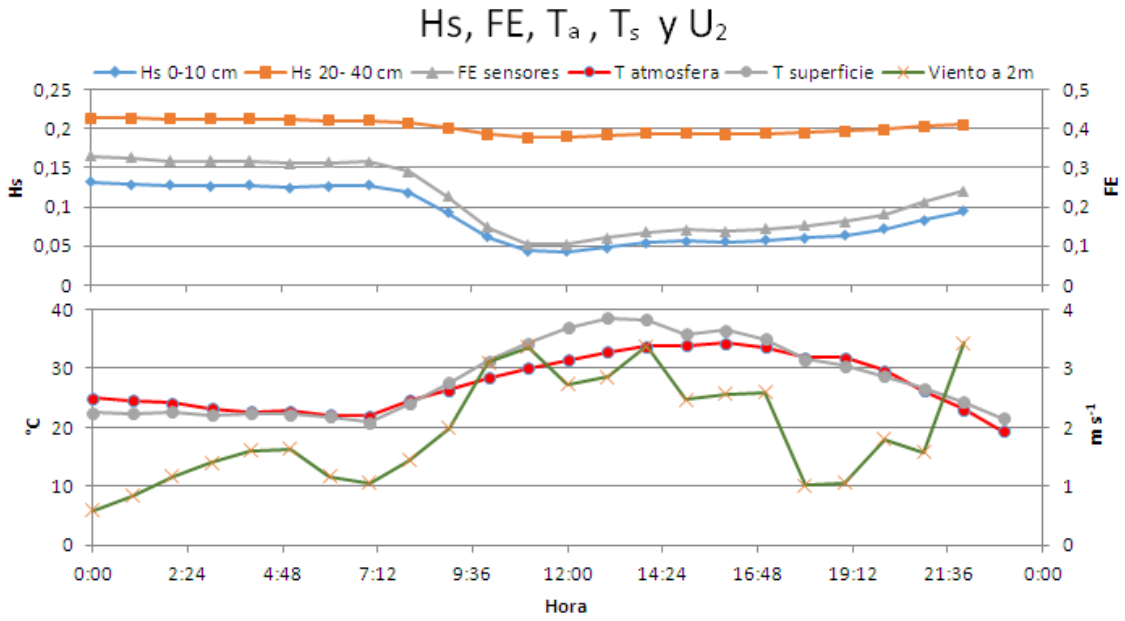



*Figura 12. Se muestra el comportamiento de la Hs, la $FE_{SE}$, la temperatura atmosférica y superficial, y el viento a 2 m de altura para el día 52.*

En la Figura 13 (b) se muestra la ET estimada por la ELC y la EBE. Para las condiciones atmosféricas y de Hs mostradas en la Figura 12, los valores de $ET_{BE}$ sobrestiman a los de $ET_{LI}$. Esta diferencia aumenta para horas en donde $T_s$-$T_a$ se incrementa y la $FE_{SE}$ disminuye.

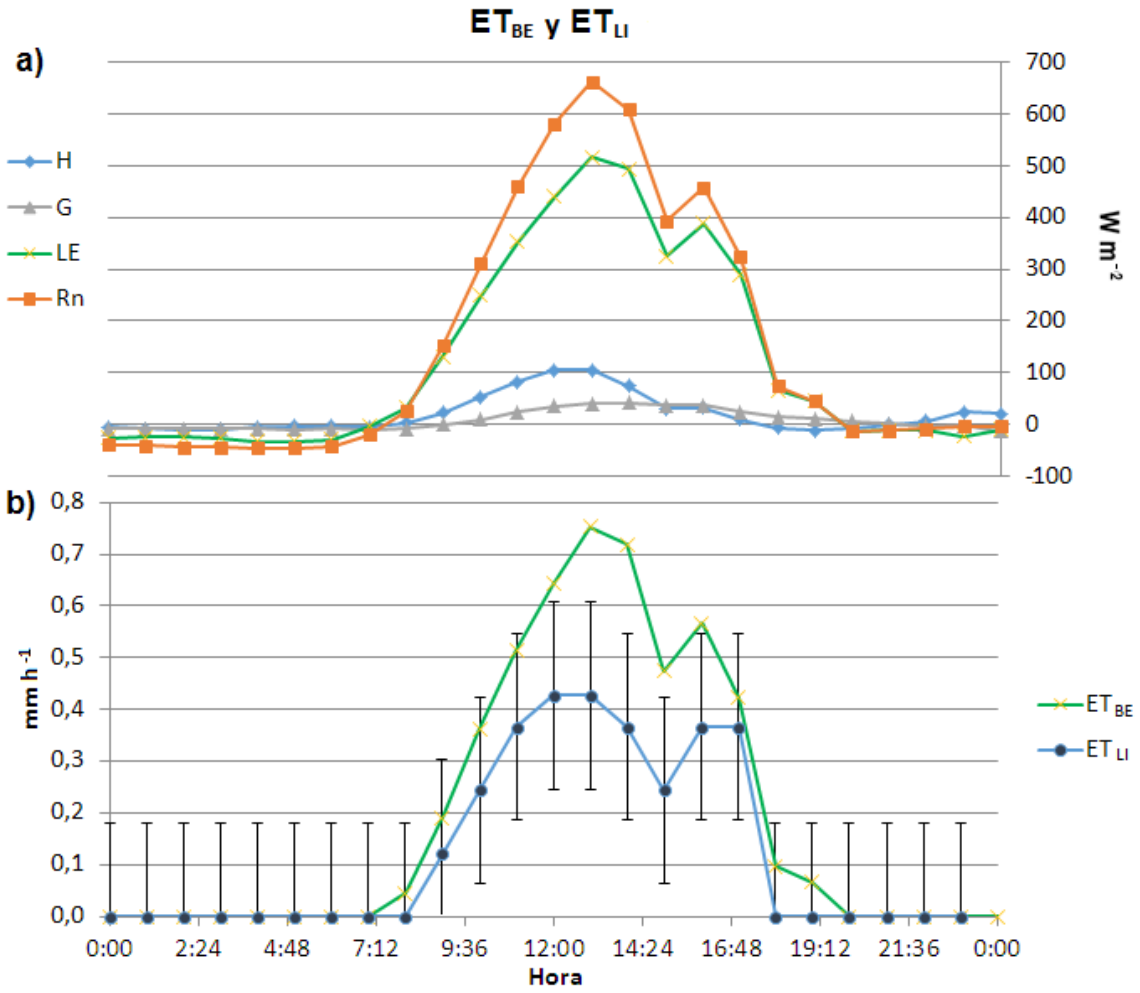



*Figura 13. En el gráfico a) se muestra el balance de energía obtenido por la EBE y en el gráfico b) se muestra $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$, ambos para el día 52, representado como caso I. Se muestran las barras de error para el método de $ET_{LI}$.*

## 3.4. Análisis de la ET para casos con alta humedad de suelo y días de distinta nubosidad

En la Figura 14 se muestra el comportamiento de Hs, $FE_{SE}$, $T_s$, $T_a$ y la magnitud del viento para el día 59. La diferencia $T_s$-$T_a$ registrada en este día es menor que la registrada en caso I para horarios en donde la Rn es máxima. Esto disminuye el valor de H y se ve reflejado en $ET_{BE}$. Sin embargo, en este caso se registraron valores de Hs cercanos al 20% en los centímetros de profundidad estudiados, produciendo valores de $FE_{SE}$ cercanos a 0,4, lo cual se traduce en una mayor disponibilidad de agua en el suelo. Esto último garantiza valores mayores de $ET_{LI}$ y como resultados los valores de $ET_{BE}$ se aproximan (ver Figura 15 (b), día 59).

Por ello, en condiciones altas de Hs los valores del modelo de BE pueden ser definidos como ETreal.

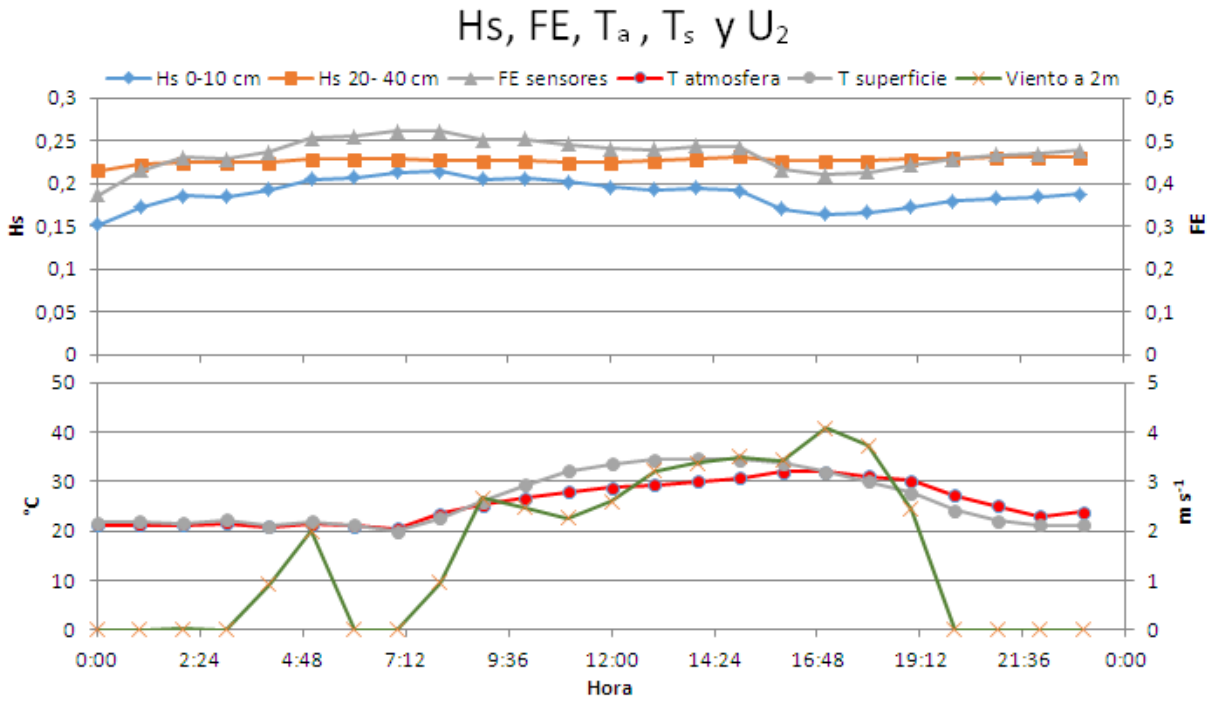



*Figura 14. Se muestra el comportamiento de la humedad del suelo, la $FE_{SE}$, la temperatura atmosférica, la temperatura superficial y el viento a 2 m de altura para el día 59.*

En la Figura 15 se muestra un día nublado (día 58) y otro despejado (día 59). En este trabajo el índice de nubosidad se mide directamente por los valores de Rn (Figura 15 (a)). En el día 58 la Rn no superó los 400 W $m^{-2}$, y por momentos llega a valores cercanos a los 100 W $m^{-2}$. Los registros bajos de Rn son producto de una disminución de la radiación solar (onda corta) por la presencia de nubes. Para el mismo día se registró un promedio diario (horas diurnas) de 76 W $m^{-2}$ en $Rn_s$. Estos valores se ven reflejados en la $ET_{BE}$ mostrada en la Figura 15 (b). Se muestra que la ET aumenta y disminuye según el comportamiento de la Rn, registrando valores por debajo de los 0,2 mm $h^{-1}$ de ET. En el día 59 los valores de Rn se acercan a los 700 W $m^{-2}$ para horas de mayor radiación solar, registrando un promedio diario de 236 W $m^{-2}$ en $Rn_s$, indicando que la presencia de nubes es menor al día anterior. En la comparación de $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$, se muestra que la presencia de nubes afecta por igual a las medidas del lisímetro registrando un comportamiento similar para ambos métodos (teniendo en cuenta valores mayores a 0,4 de FE).

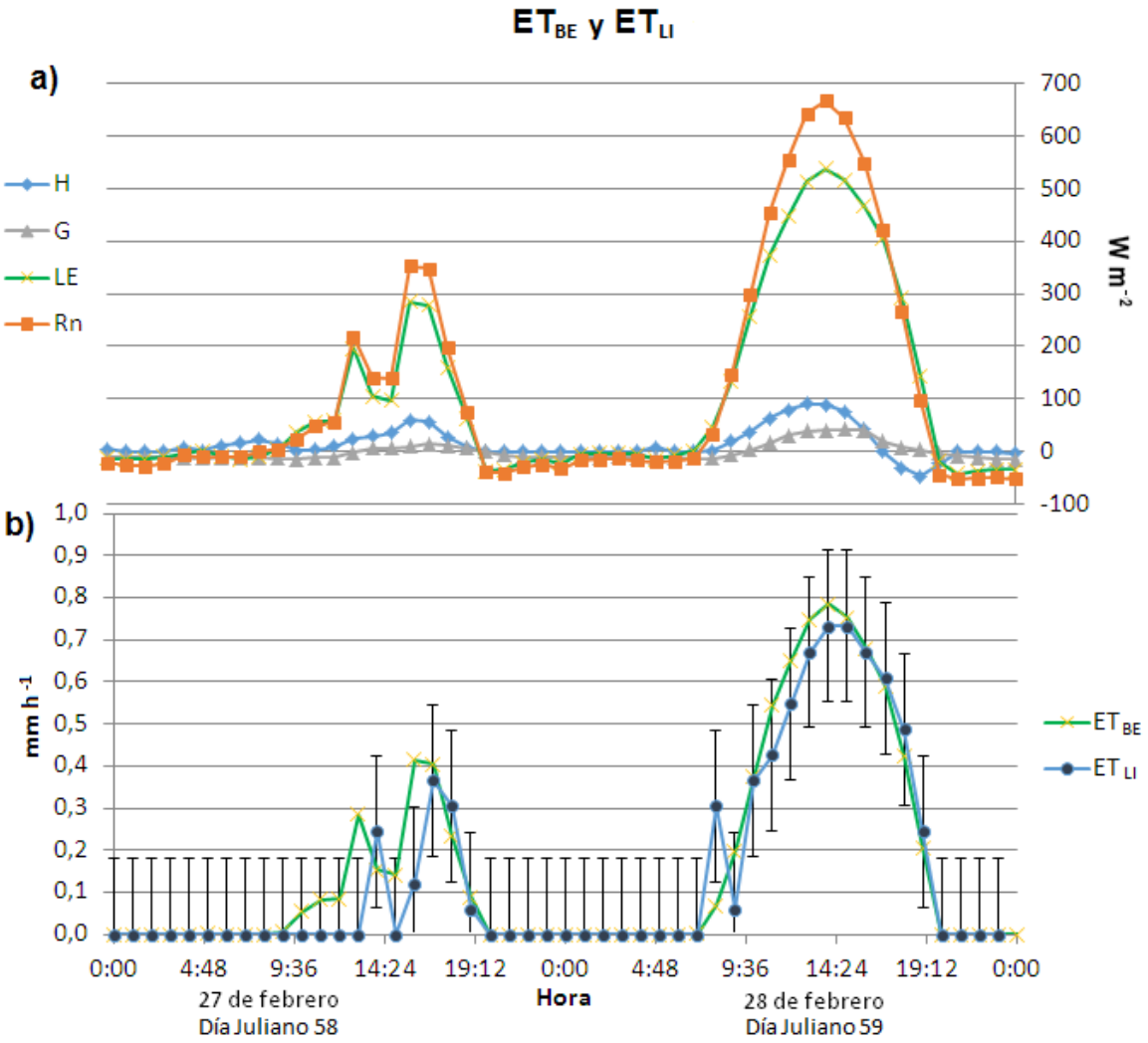



*Figura 15. En el gráfico a) se muestra el balance de energía obtenido por la EBE y en el gráfico b) se muestra $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$. Ambos gráficos corresponden a los días 58 y 59, y representan el caso II. Se muestran las barras de error para el método de $ET_{LI}$.*

## 3.5. Estudio y seguimiento del drenaje profundo

Para el caso III se analizó una situación de drenaje profundo después de un evento de lluvia. Para ello, y teniendo en cuenta la Figura 11, se eligieron los días 61 y 62. En el día 61 se registró un promedio diario de 15 W $m^{-2}$ de $Rn_s$ y de -3 W $m^{-2}$ de Rn, indicando la presencia de nubes para este día y siendo el registro de menor valor para el periodo de estudio. En la Figura 16 se muestran los valores horarios de la Rn, mostrando valores por debajo de los 100 W $m^{-2}$. Además, como se observa en la Tabla 6, para el día 61 se registraron precipitaciones desde las 07:00 h hasta las 18:00 h, teniendo como resultado para este intervalo una lluvia

acumulada de 46 mm. El ingreso de agua en el lisímetro generó un aumento en las pesadas y en la Hs, registrándose el peso máximo para el tiempo de estudio (241,3 kg, ver Tabla 5) y un valor promedio diario cercano a 0,6 de $FE_{SE}$ (teniendo en cuenta las horas diurnas). En cuanto a los registros de la EBE para el mismo día, se obtuvieron valores por debajo de los 0,1 mm $h^{-1}$ de $ET_{BE}$. A partir de estas condiciones, se asume que la pérdida de agua que registra el lisímetro corresponde a drenaje.

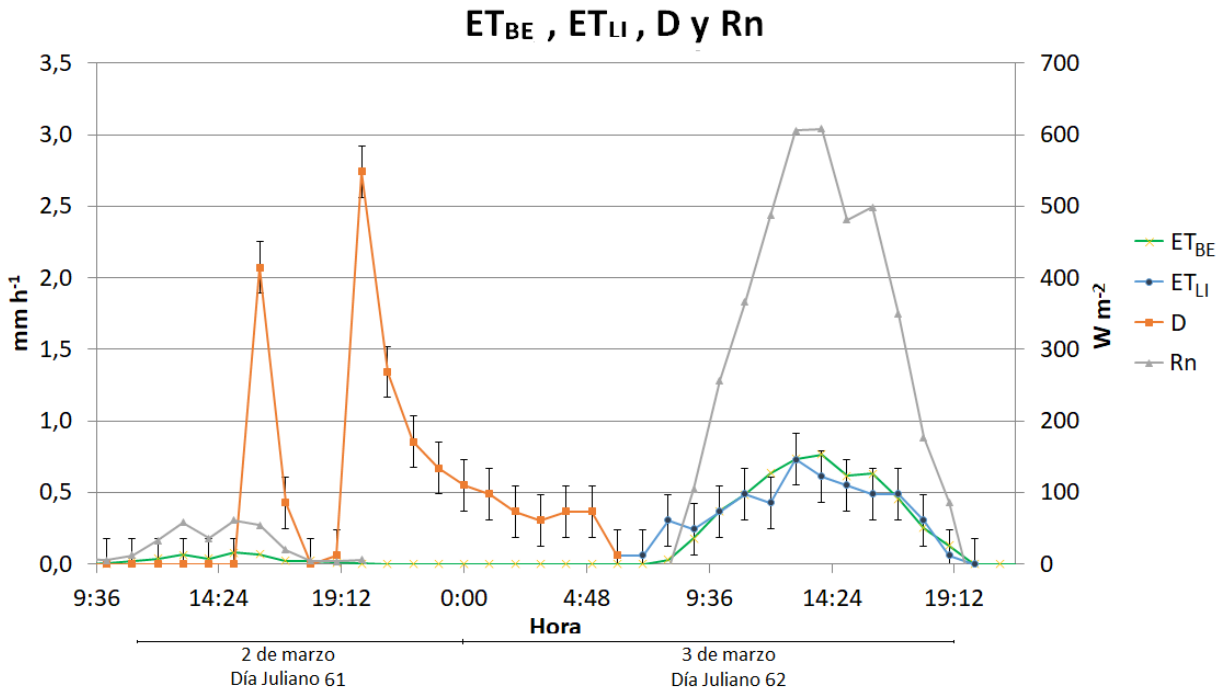



*Figura 16. Se muestra $ET_{BE}$, $ET_{LI}$, la Rn y D para los días 61 y 62 (caso de estudio III). Se representan las barras de error para $ET_{LI}$ y D.*

En la Tabla 5 se observa que para el periodo en consideración precipitaron 46 mm, de los cuales 10,67 mm fueron drenados. Según los datos de la ELC la humedad del perfil aumentó alrededor de un 13% y el peso máximo del lisímetro fue de 241,3 kg (para un registro de Hs 0-20 de y un Hs 20-40). El peso registrado a las 05:00 h y 06:00 h es menor a la precisión de la balanza (50 gramos o 0,18 mm), lo que podría indicar la finalización del drenaje. A modo de comparación, en la Figura 16 se muestra el mismo análisis para el día 62, y se observa que a partir de las 07:00 h los datos que se registran de Rn corresponden a un día con bajas tasas de nubosidad, y los valores que arroja el lisímetro corresponden a ET real, asemejándose a los valores de $ET_{BE}$.

*Tabla 5. Se muestran los datos de P, D y Pe registrados para las últimas horas del día 61 y primeras horas del día 62.*

| Día | Hora | P (mm $h^{-1}$) | D (mm $h^{-1}$) | Pe (kg) |
|---|---|---|---|---|
| Día juliano 61 | 07:00 | 2 | 0,06 | 233,7 |
| | 08:00 | 1 | 0,00 | 234,4 |
| | 09:00 | 8 | 0,00 | 234,4 |
| | 10:00 | 4 | 0,00 | 235,5 |
| | 11:00 | 5 | 0,00 | 237,2 |
| | 12:00 | 4 | 0,00 | 238,0 |
| | 13:00 | 6 | 0,00 | 239,5 |
| | 14:00 | 6 | 0,00 | 240,8 |
| | 15:00 | 1 | 0,00 | 241,3 |
| | 16:00 | 2 | 2,07 | 240,7 |
| | 17:00 | 6 | 0,43 | 240,6 |
| | 18:00 | 1 | 0,00 | 241,2 |
| | 19:00 | 0 | 0,06 | 241,2 |
| | 20:00 | 0 | 2,74 | 240,5 |
| | 21:00 | 0 | 1,34 | 240,1 |
| | 22:00 | 0 | 0,85 | 239,9 |
| | 23:00 | 0 | 0,67 | 239,7 |
| Día juliano 62 | 00:00 | 0 | 0,55 | 239,5 |
| | 01:00 | 0 | 0,49 | 239,4 |
| | 02:00 | 0 | 0,37 | 239,3 |
| | 03:00 | 0 | 0,30 | 239,2 |
| | 04:00 | 0 | 0,37 | 239,1 |
| | 05:00 | 0 | 0,37 | 239,0 |
| | 06:00 | 0 | 0,06 | 239,0 |
| | 07:00 | 0 | 0,06 | 239,0 |
| | Total | 46 | 10,79 | |

## 3.6. Análisis de calentamiento o efectos de borde en el lisímetro

En la Figura 17 se muestra el comportamiento diario de los días 264, 265 y 266 de 2017 con el fin de analizar el comportamiento del flujo de calor en el suelo. En las mediciones de la segunda campaña se inició con un perfil de suelo saturado en el que la $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$ tienen un comportamiento horario similar con diferencias

propias del método aplicado (Figura 17). En este caso no existe limitación de humedad del suelo, por ello, la velocidad de pérdida de agua en esta situación está regulada por la demanda de agua de la atmósfera. Además, se muestra que los días en la Figura 17 estudiados representan diferentes casos de nubosidad observando que la ET calculada por ambos métodos se relacionan.

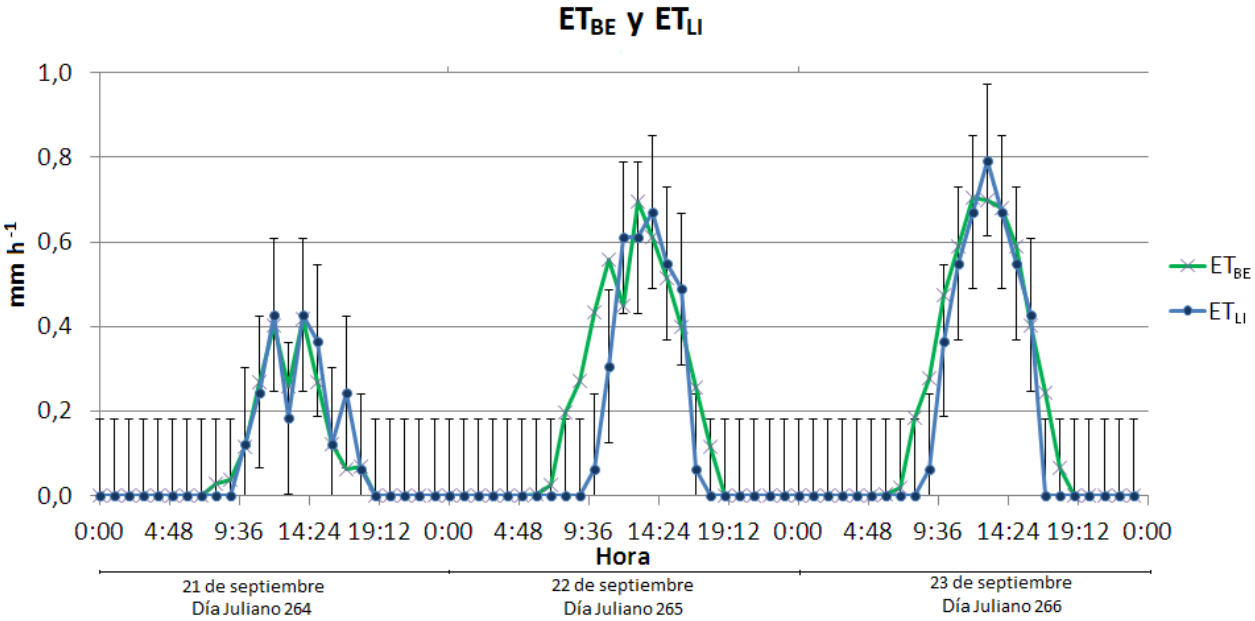



*Figura 17. Se presentan los valores horarios de $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$ en forma gráfica para los días 264, 265 y 266 (caso de estudio IV). Se muestran las barras de error para los valores de $ET_{LI}$.*

Las condiciones anteriores facilitan el análisis del comportamiento del G en el lisímetro y fuera de éste (Figura 18). Las mediciones horarias entre G de la ELC ($G_{LI}$) y G de la EBE ($G_{BE}$) son semejantes. Los valores solo muestran diferencias en las horas de máxima radiación, sin embargo, se encuentran dentro del error de la medida al considerar la humedad del suelo (<15%).

Por otra parte, como se mencionó en la Introducción, el flujo de calor del suelo es una forma de caracterizar que tipo de suelo se tiene, ya que para suelos húmedos la conductividad es mayor que para suelos secos. En la Figura 19 se muestra la relación entre el G de la ELC y la EBE para el conjunto de datos de la segunda campaña indicando que el perfil del lisímetro tiene las mismas características térmicas (capacidad calórica) que el suelo de la parcela. Este resultado se debe a la baja alteración del perfil de suelo por la efectiva técnica de montaje del lisímetro, lo que permitió que los horizontes dentro del lisímetro no sufrieran cambios y por lo tanto no requiere tiempo en reacomodarse como en la mayoría de los ensayos descriptos en la bibliografía existente.

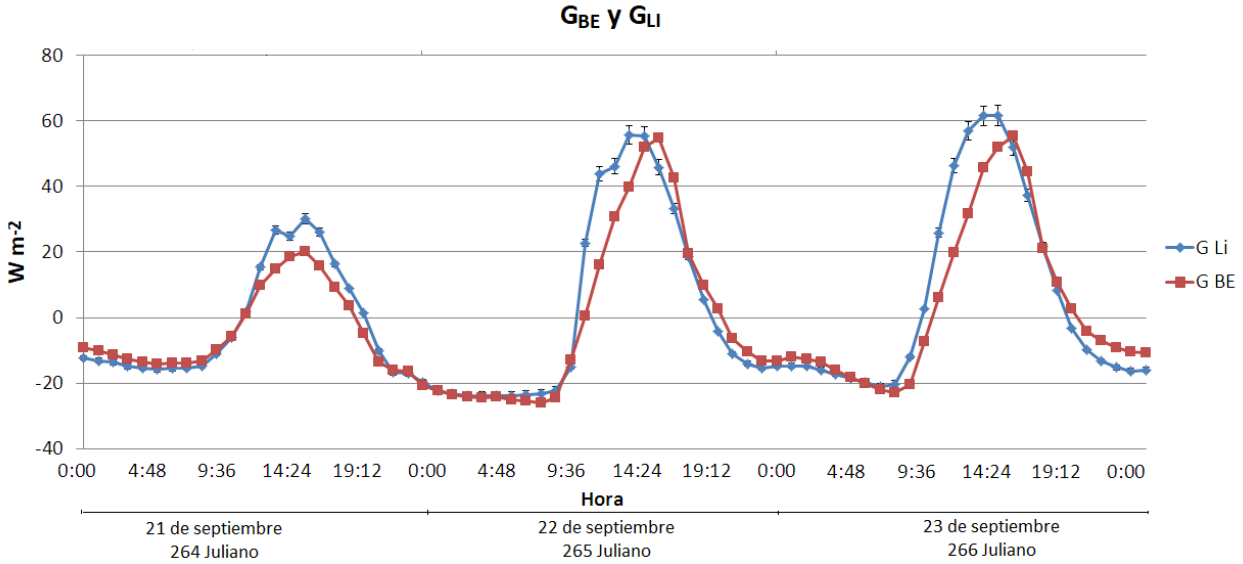



*Figura 18. Se muestran los valores de G que registran los sensores de la ELC y la EBE para los días 264, 265 y 266.*

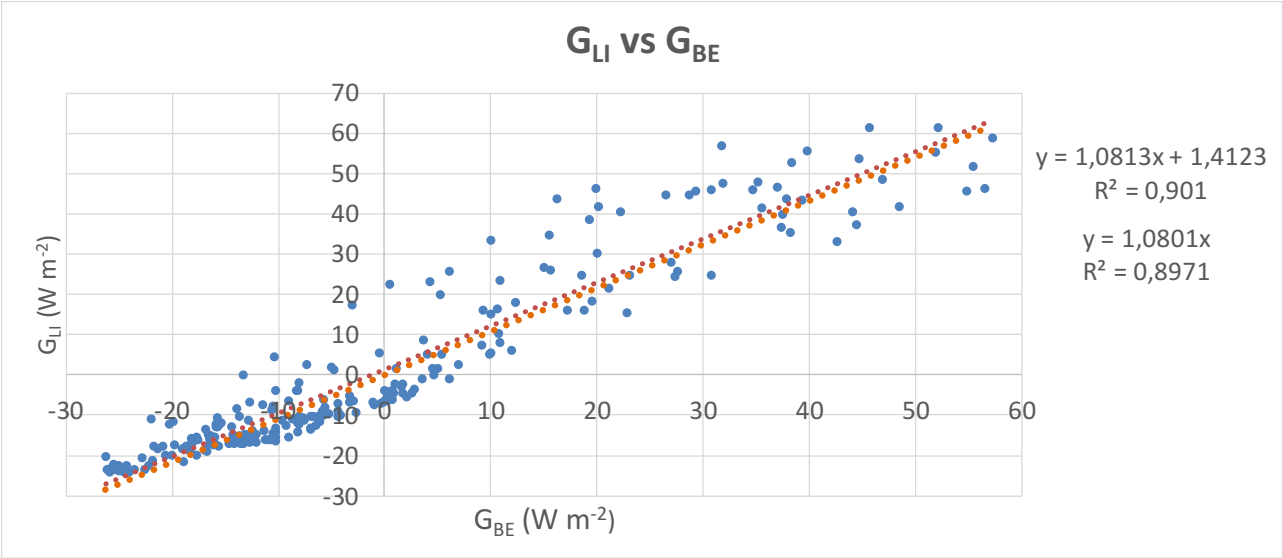



*Figura 19. Comparación entre los datos horarios $G_{LI}$ y $G_{BE}$ para los días de estudio de la segunda campaña. En línea de puntos negro se representa una línea de tendencia y en puntos naranjas con intersección en el origen.*

## 3.7. Correlación entra datos de ELC y EBE

Logrado el análisis horario de la pérdida de agua desde dos formulaciones diferentes es importante analizar el comportamiento diario para las dos campañas consideradas. Teniendo en cuenta que se demostró que los flujos nocturnos son despreciables, se consideraron las medidas diurnas para evaluar la $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$ (0-

6 mm día$^{-1}$) (Figura 20). A partir de la Figura 20, y de los resultados analizados en apartados anteriores, se muestra que para días con suelo húmedo ($FE_{SE}$>0,3) los valores de $ET_{LI}$ y $ET_{BE}$ se asemejan, y se posicionan cerca de la recta 1:1 (línea azul). Los valores que están por debajo de la línea de tendencia (línea negra) corresponden a días en donde el perfil del suelo estaba con baja disponibilidad de agua (valores tal que $FE_{SE}$<0,3). Para estos casos se encontró que los valores de $ET_{BE}$ sobrestimaron los de $ET_{LI}$. Teniendo en cuenta los registros de cada variable que forman la ecuación de BE, se encontró que los términos Rn y G son correctos para la variabilidad meteorológica analizada. Además, cuando $T_s$-$T_a$ es grande la diferencia entre los métodos incrementa y ello se debería al método de estimación de H (aerodinámico). Este error no se ve cuando el suelo está húmedo (Hs≈20%), ya que H es despreciable (Figura 5). Por lo tanto, para disminuir el error del método de balance de energía, el cálculo del H debe ser corregido.

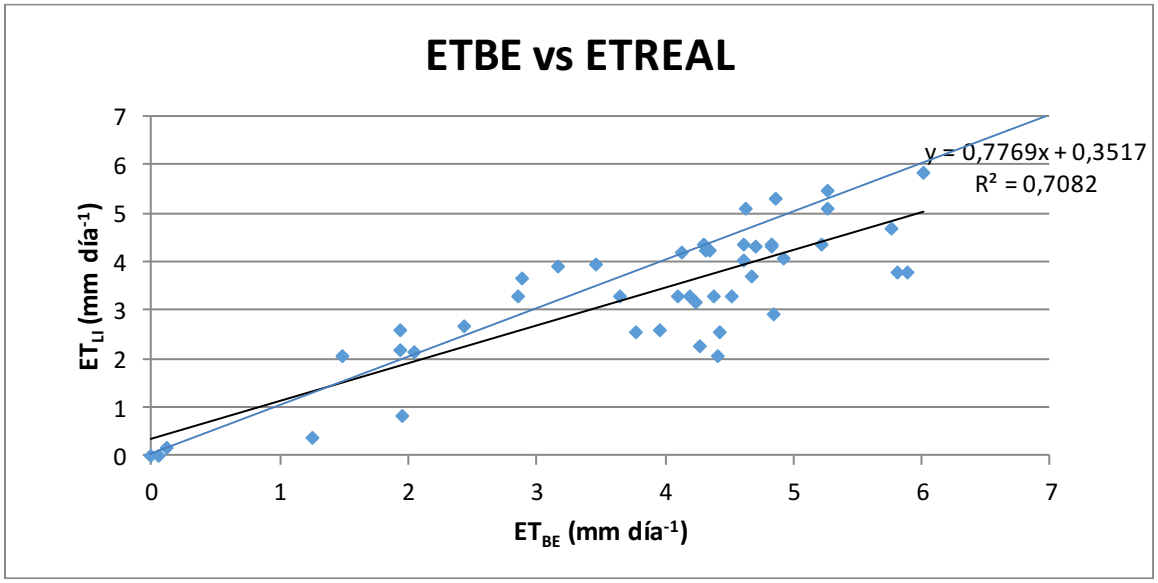



*Figura 20. Comparación entre los valores diarios de ET obtenidos por el método de balance de energía y el lisímetro. La línea azul es la recta 1:1.*

# Capítulo 4. Conclusiones y Perspectivas a futuro

## 4.1. Conclusiones

En este trabajo se propuso un análisis detallado de la ET registrada por el método de balance de energía (método indirecto) y un lisímetro de pesada (método directo). Se trabajaron con los datos horarios de una ELC y una EBE considerando un periodo de estudio que comprendía días de febrero, marzo y septiembre, los cuales abarcaron dos campañas. Se tuvieron en cuenta la incidencia de distintas situaciones meteorológicas y de suelo en la estimación de la ET, principalmente considerando la nubosidad, la humedad y conductividad del suelo, velocidad del viento, temperatura superficial y aerodinámica. Para ello, se realizó un seguimiento preciso de los datos registrados y se consideraron cuatros casos de estudio: en el caso I se analizaron bajos registros de Hs, en el caso II se estudió la incidencia de nubes para días de alta Hs, en el caso III se analizó el drenaje profundo para periodos posteriores a precipitaciones y para el caso IV se estudió si existían efectos de borde en el lisímetro.

En el análisis del caso I y II se observó que en un suelo húmedo (Hs>15% y $FE_{SE}$>0,4) los registros de $ET_{LI}$ y la $ET_{BE}$ muestran semejanzas, indicando la fiabilidad del método indirecto para condiciones de alto contenido de agua en el perfil del suelo. Sin embargo, para valores bajos de humedad ($FE_{SE}$<0,3), donde la Hs es menor al 15% principalmente en los primeros 20 cm del suelo, los modelos tienen diferencias y la $ET_{BE}$ sobrestima los registros del lisímetro. A partir de estos resultados, y por medio de un seguimiento detallado en los datos, se demostró que el modelo de una capa (para el cálculo de H) no se ajusta para casos de baja Hs. En el estudio del caso II se encontró que la incidencia de la nubosidad afecta la ET. Para ello se hizo un seguimiento de la radiación de onda corta, encontrando uno de los registros diario más bajos para el día 58, indicando un día con alta nubosidad. Sin embargo, teniendo en cuenta valores de Hs>20%, los valores de $ET_{BE}$ y $ET_{LI}$ fueron semejantes para este caso. En el intervalo de tiempo del caso III se registró la máxima humedad para el lisímetro y el mínimo valor diario para la Rn, lo que indica que la pérdida de agua ocurrió por drenaje profundo. Desde el estado de saturación, el lisímetro drenó aproximadamente 10 horas y perdió 10,47 mm de agua. Para el caso IV se trabajó con los datos de G de ambas estaciones encontrando semejanzas entre las medidas. La concordancia entre $G_{BE}$ y $G_{LI}$ indica que la técnica de montaje es efectiva, lo cual resulta beneficioso dado que no se debe esperar a que se logre recuperar la estructura de los horizontes del suelo (también es importante remarcar que la biota de los horizontes superiores no se ve alterada).

## 4.2. Perspectivas a futuro

Para futuros trabajos, se estudiará en detalles la incidencia de H en el método de balance de energía con el fin de encontrar una corrección para el modelo de una capa. Se trabajará en implementar un sistema para colectar y medir el D, y así poder diferenciar cuando este proceso ocurre simultáneamente con la ET. Además, se planea instalar una estación con un tanque evaporímetro para tener resultados directos de la evaporación potencial de una superficie de agua libre. La información que se obtuvo de este ensayo servirá para estudiar la variación de la humedad del perfil de suelo, que será de utilidad para calcular la ET a escala regional por medio de la combinación y validación de productos basados en información de satélite. Los objetivos mencionados anteriormente y los que se plantearon en este estudio, se continuarán trabajando en el marco de una Beca Doctoral CONICET (2018-2022).

# Capítulo 5. Bibliografía y Anexos

## 5.1. Bibliografía

Aboukhaled, A., Alfaro, A., & Smith, M. (1982). *Lysimeters, FAO Irrigation and Drainage paper Nº39.* Roma.

Aliaga, V., & Ferrelli, F. (2017). *Regionalization of climate over the Argentine Pampas.* INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY.

Allen, Pereira, Raes, & Smith. (1998). *Evapotranspiración del cultivo, Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos, FAO Irrigation and Drainage paper Nº56.* Roma.

Brutsaert, W. (1984). *Evaporation into the atmosphere.* Holland: D. Reidel Publishing Company.

Carmona, F., Rivas, R., & Kruse, E. (2016). *Estimación de la evapotranspiración de referencia con datos SNY1-CERES en la vertiente sur de la cuenca del río Salado.* XVII Simposio SELPER, 7-11 de Noviembre de 2016, Puerto Iguazú, Misiones, Argentina.

Chow, V. T. (1994). *Hidrología aplicada.* McGraw-Hill ISBN: 958-600-171-7.

Curtis, H. (2000). *Biología. 7m Edición.* Editorial Medica Panamericana.

Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). *Guidelines for predicting crop water requirements. Irrig. drain. Pap. 24, 144 pp. FAO.* Roma.

Dormaar, J. F., & Chanasyk, D. S. (1995). *Effect of native prairie, crested wheatgrass (Agropyron cristatum (L.) Gaertn.) and Russian wildrye (Elymus junceus Fisch.) on soil chemical properties.* J. Range Manag., vol 48, no. 3, pp.258-263.

Faramiñán, A., Carmona, F., Rivas, R., & Bayala, M. (2017). *Medida directa de la evapotranspiración por medio de un lisímetro de pesada digital.* La Plata: Reunión científica de la Asociación de Astronomos, Geofisicos y Geodestas (AAGG).

Howell, A., Schneider, A. D., & Jensen, M. E. (1991). *History of lysimiter design and use for evapotranspiration measurements.* New YOrk: In: Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements, Proceeding of International Symposium on Lysimetry.

Intagri. (2016). *El Índice de Área Foliar (IAF) y su Relación con el Rendimiento del Cultivo de Maíz.* Intagri. Gto. México. 3p.

Jensen, M. (1971). *Estimating evapotranspiration from solar radiation. J. Irrig. Drain. Div., Am. Soc. Civ. Eng. 89: 15-41.*

Novoa, P. (1998). *Estimate of actual evapotranspiration in forests.* Corporación Nacional Forestal, Sexta Región. Casilla 447, Rancagua, Chile.

Ocampo, D. (2013). *Estimación de la fracción evaporativa a partir de registros de humedad de suelo y un lisímetro de pesada.* E-ICES8.

Parisi, S., Mariani, L., Cola, G., & Maggiore, T. (2009). *Mini-Lysimeters evapotranspiration measurments on suburban enviroment.* Italian Journal of Agrometeorology, 3:13-16.

Penman, H. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil and grass.* Londres: PROC. Roy. Soc., A 193:120-146.

Rivas, R., & Carmona, F. (2010). *La ecuación de Priestley-Taylor aplicada a nivel de píxel: una alternativa para estudios detallados de cuencas.* Boletín Geológico y Minero, 121 (4): 401-412.

Rivas, R., & Ocampo, D. (2009). *Comportamiento del balance de energía en un cultivo de Avena sativa L.Estudios en la Zona no saturada del Suelo, Vol IX O. Silva et al.* Barcelona.

Rivas, R., Caselles, V., & Usunoff, E. (2002). *Reference evapotranspiration in the Azul River Basin, Argentina, , Mar del Plat.* Mar del Plata, Argentina: Actas XXXII AIH & VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Development, pp. 693-700; E. Bocanegra, D. Martínez y H. Massone (Eds.).

Sánchez, J., Kustas, W., Caselles, V., & Anderson, M. (2008). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Enviroment*, 1130-1146.

Sanchez-Toribio. (1992). *Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración.* Sociedad Española de Geomorfología: Geoforma Ediciones. ISBN: 84-87779-06-9.

Santa Olalla Mañas, Lopez Fuster, F., & Calera Belmonte, A. (2005). *Agua y Agronomía.* Mundi-Prensa Libros S.A., 606 pp.

Schirmbeck, & Rivas, R. (2007). *Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura. TELEDETECION, Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional.* Martin ISBN: 978-987-543-126-3.

Silicani, M. (2014). *Diseño, construcción y operación de un lisímetro de bajo costo.* Tesis de grado (UNCUYO). Tandil.

Soegaard, H., & Boegh, E. (1992). *Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index, and eddy correlation technique.* J. Hydrol., 166 265-282.

Thornthwaite, C. (1948). *An approach toward a rational classification of climate.* Rev., 38, 55.

Vogt, J. V., Niemeyer, S., & Viau, A. A. (2011). *Monitoring water stress at regional scales.* Canada: Proceedings of the 23rd Canadian Symposium on Remote Sensing.

Wang, K., Li, Z., & Cribb, M. (2006). *Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. .* Rem. Sens. Environ., 102, 293-305.

## 5.2. Anexo

*A.1. Estimación de la resistencia aerodinámica*

La transferencia de calor y de vapor de agua desde la superficie evaporante hacia el aire que se encuentra sobre la planta, está determinada por la resistencia aerodinámica. A partir de esta condición, Allen (1998) propone que éste término se puede obtener de la siguiente manera

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{k^2 u_z} \qquad (12)$$

donde $r_a$ resistencia aerodinámica [s $m^{-1}$]; $z_m$ altura de medición del viento [m]; $z_h$ altura de medición de humedad [m]; d plano de altura de desplazamiento cero [m], $z_{om}$ longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia del momentum [m], $z_{oh}$ longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor de agua [m], k constante de Von Karman, 0,41 [-], $u_z$ velocidad del viento a la altura z (m $s^{-1}$).

Para una amplia gama de cultivos, la altura de desplazamiento cero, d [m], y la transferencia del momento que gobierna la longitud de la rugosidad, $z_{om}$ [m], se pueden estimar de la altura del cultivo h [m] por medio las siguientes ecuaciones:

$$d = 2/3\ h$$
$$z_{om} = 0{,}123\ h$$

La longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor, $z_{oh}$ [m], se puede aproximar por:

$$z_{oh} = 0{,}1\ z_{om}$$

Si se asume una altura constante de cultivo de 0,12 m y una altura estandarizada para la medición de la velocidad del viento, temperatura y humedad de 2 m ($z_m = z_h = 2$ m), la resistencia aerodinámica $r_a$ [s $m^{-1}$] para la superficie de referencia se convierte en (Ecuación 7), y queda definida de la siguiente forma:

$$r_a = 208/u_2 \qquad (13)$$

donde $u_2$ es la velocidad del viento [m $s^{-1}$] a 2 m.

*A.2. Obtención del factor de conversión para el método de balance de agua*

Por medio de la ecuación 9 se obtiene la ET real con datos registrados por el lisímetro. Para obtener medidas en mm $h^{-1}$ se utilizó un factor de conversión, calculado de la siguiente manera

$$3{,}411\left[\frac{mm}{kg}\right]=\frac{1}{\delta_w A_{LI}} \qquad (14)$$

donde $\delta_w$ es la densidad del agua de lluvia y $A_{LI}$ es el área del lisímetro. La ecuación 14 se obtiene considerando que la única pérdida de peso dentro del lisímetro es el agua de lluvia, por este motivo se debe realizar una correcta construcción y un adecuado seguimiento para prevenir que parte del suelo se pierda por drenaje.

*A.3. Términos del método de BE*

En la Figura A1 se muestra las mediciones de Rn, G, H y LE para todos los días del periodo de estudio.

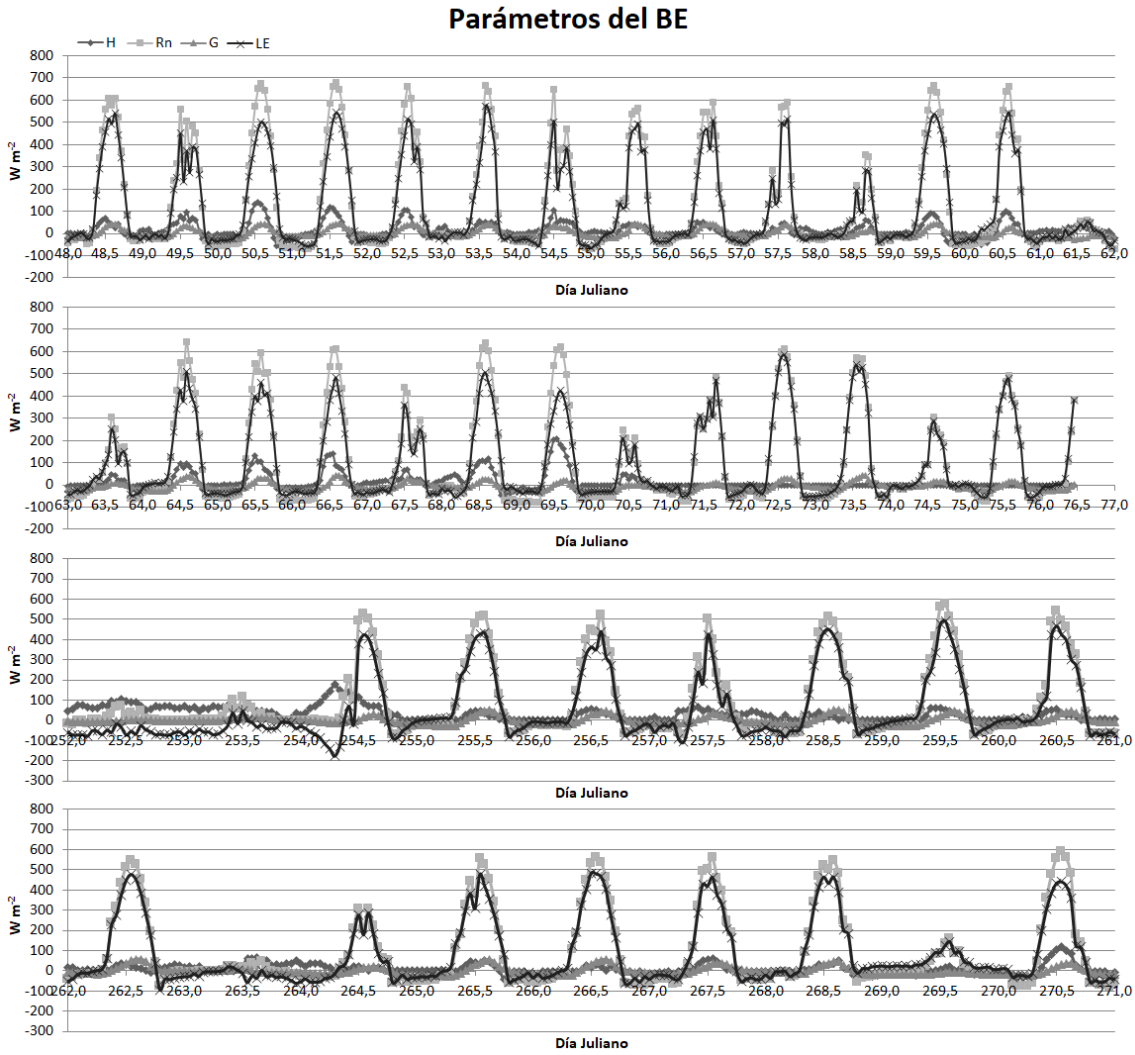



*Figura A21. Términos del método de BE registrados para los días de estudio del trabajo.*

## *A.4. Datos de la Hs*

En la Figura A2 se muestran registros diarios de la Hs. Se promediaron los valores de los sensores a distintas alturas cubriendo una profundidad de 0-10 y 20-40 cm para la primera campaña y 0-40 cm para la segunda. El periodo comprende entre los días 51-62 y 261-271.

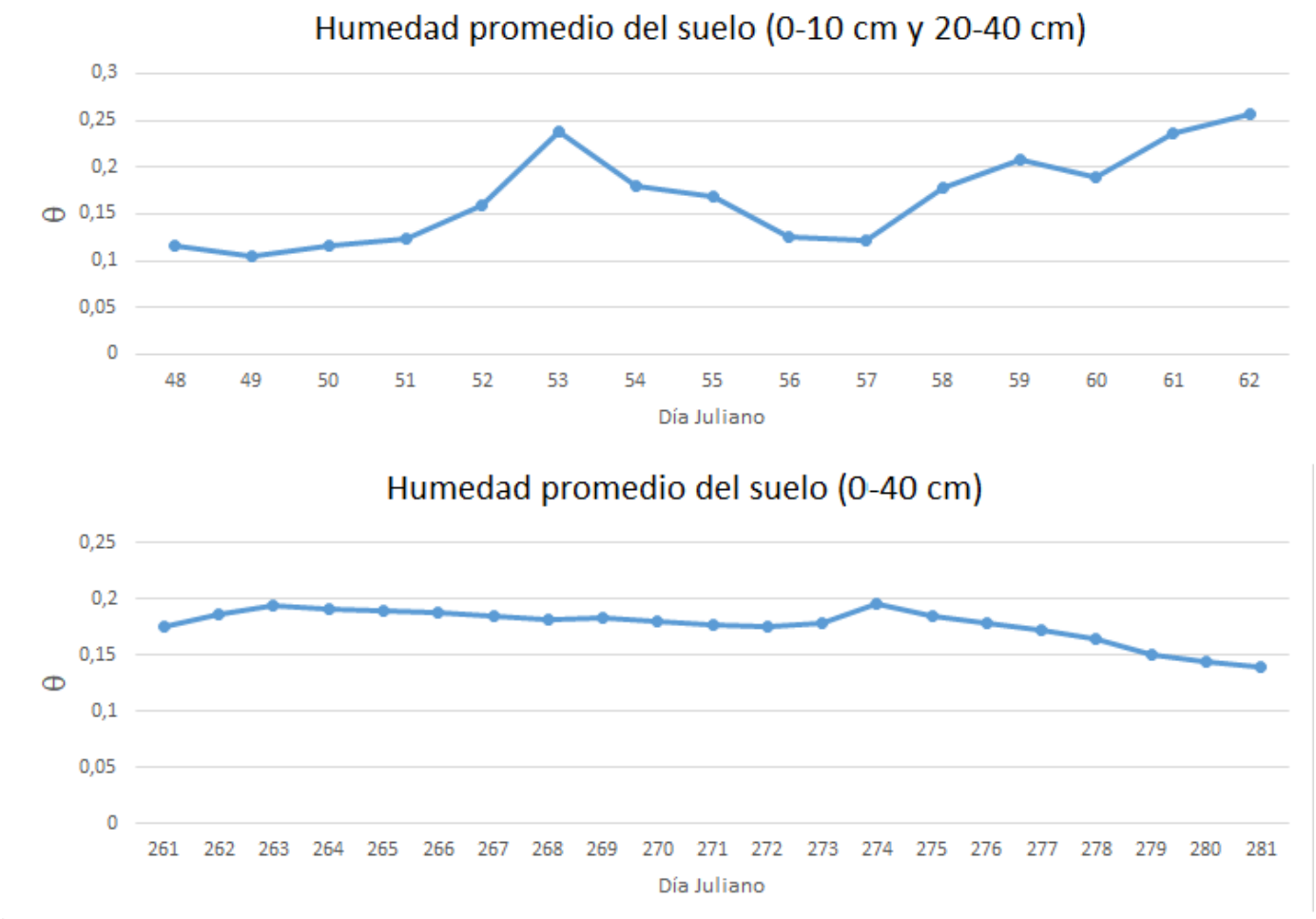



*Figura A22. En los gráficos se muestra los registros promedios diarios de la Hs para los intervalos de tiempo que comprenden los días 48-62 y 261-281.*

*A 5. Datos de $T_a$, $T_s$ y $U_2$.*

En la Figura A3 se muestran los datos diarios de $T_a$, $T_s$ y $U_2$, los cuales sirvieron para el cálculo de la Ecuación 6. Los valores fueron registrados entre los días 49-76 y 251-272 Julianos del 2017-

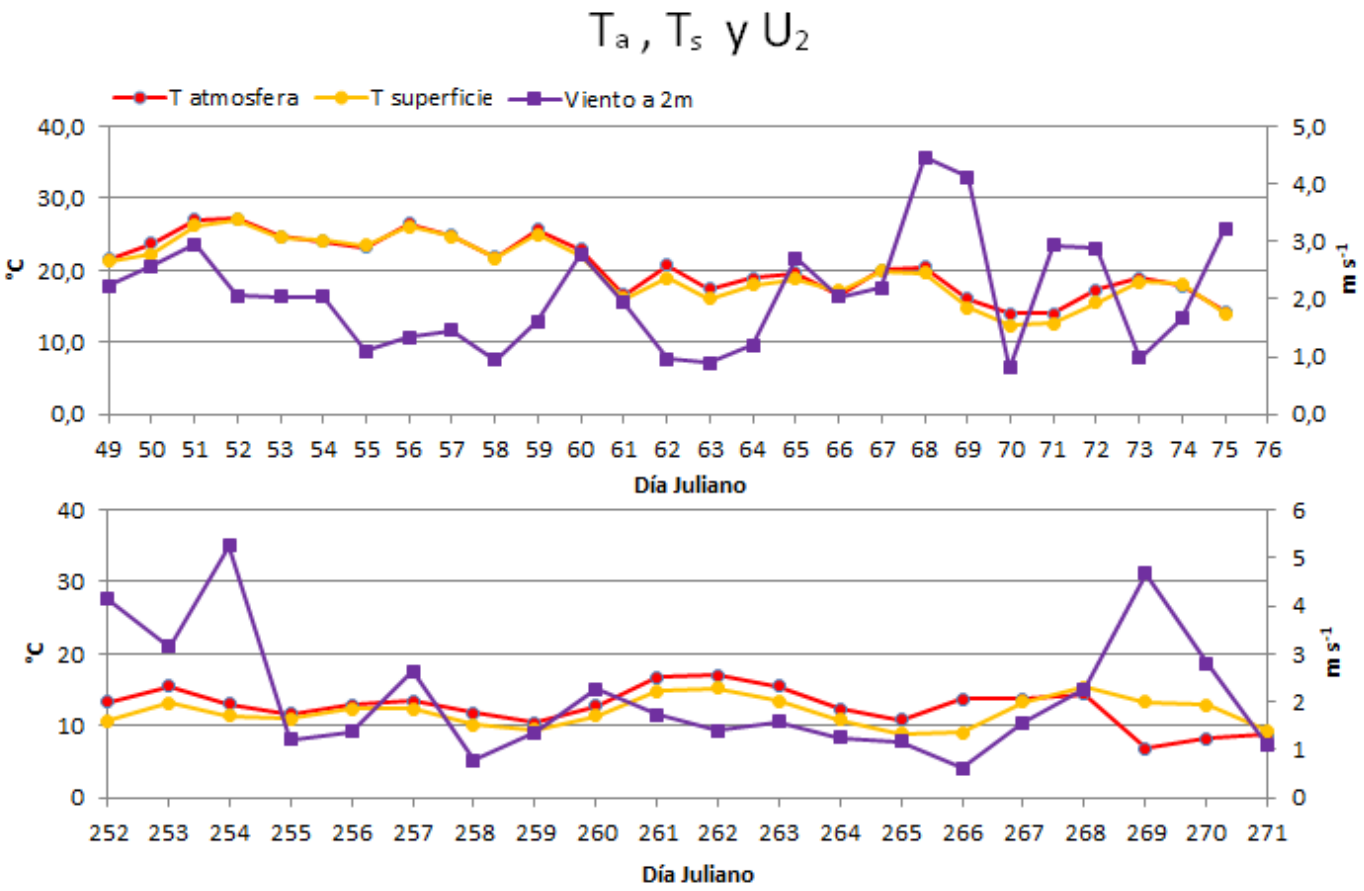



*Figura A23. Se muestran los datos diarios de la $T_a$, $T_s$ y $U_2$ para los días de estudio.*

## *A.6. Datos de $G_{LI}$ y $G_{BE}$*

En la Figura A4 se muestran los datos de $G_{LI}$ y $G_{BE}$ para días de la segunda campaña, los cuales fueron registrados entre los días 262 y 282 del 2017.

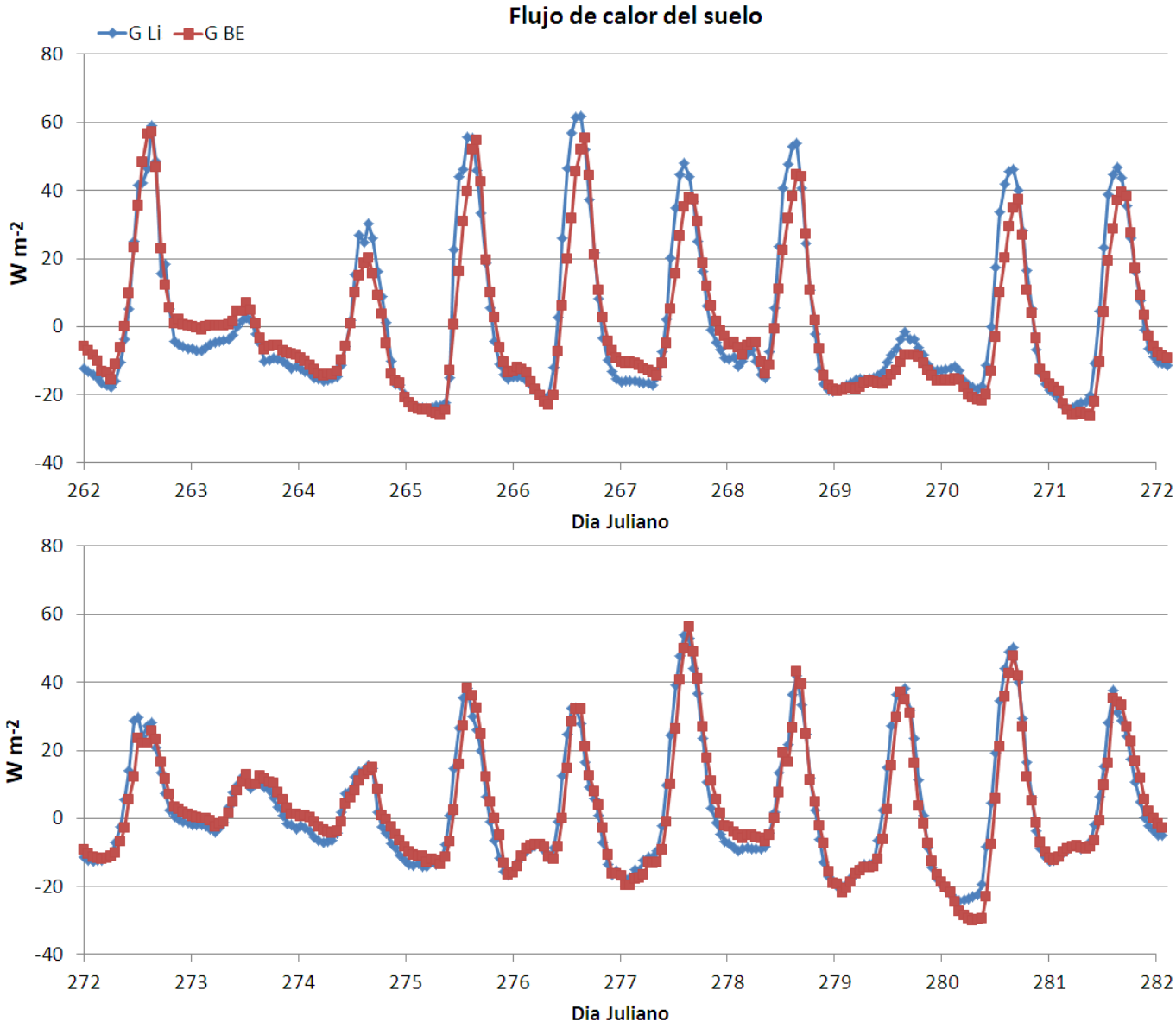



*Figura A24. Datos registrados por los sensores de G de la ELC y EBE para días de la segunda campaña.*