

**5.
NECESIDADES DE
RIEGO EN CULTIVOS Y
PASTURAS**

J.SAWCHIK



5. Necesidades de Riego en Cultivos y Pasturas

J.Sawchik

Jorge Sawchik: Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria, Ruta 50 km 11 Colonia, email: jsawchik@inia.org.uy

Introducción

El potencial de los sistemas de producción agropecuarios en Uruguay es altamente dependiente del régimen de precipitaciones y su variabilidad. Durante el verano, y en condiciones promedio, el contenido de agua disponible de los suelos no satisface la demanda hídrica de los cultivos y las pasturas. De esta forma se verifican frecuentemente impactos negativos en la producción de cultivos anuales y perennes. Siendo que la capacidad de almacenaje de los suelos oscila entre 60-180 mm de agua disponible (Molfino y Califra, 2001), esto representa en el mejor de los casos aproximadamente 1/3 o 1/4 de los requerimientos o necesidades de agua de un cultivo de maíz de alto potencial, o el 50% de aporte para la persistencia y/o producción de materia seca en cantidad y calidad de algunas forrajeras utilizadas en nuestros sistemas de producción (Sawchik et al., 2010). Por tanto, se puede decir que existe una alta dependencia de la recarga hídrica por precipitaciones y/o riego para satisfacer las demandas de cultivos y pasturas.

Ante un escenario de alta intensificación productiva que se verifica en varios sistemas de producción, es necesario utilizar herramientas que los establezcan y potencien. El riego suplementario puede ser una estrategia viable para potenciar áreas de producción siempre que se levanten limitantes tecnológicas del manejo de los cultivos y las pasturas y se utilicen herramientas adecuadas para la programación del riego. Esto implica contestar correctamente a las preguntas sobre cuánto y cuándo regar. El objetivo del presente artículo es repasar conceptos metodológicos relacionados con el cálculo de las necesidades de riego en cultivos y pastu-

ras y revisar información nacional relacionada con este tema.

Caracterización agroclimática y su relevancia para el riego

La alta variabilidad interanual del clima determina que en términos generales las precipitaciones que ocurren en el período estival no satisfacen la demanda atmosférica en el promedio de los años. Así la demanda atmosférica tiene una marcada estacionalidad, con valores mayores durante la época estival en comparación con la época invernal (Figura 1). En cambio, la ocurrencia de precipitaciones tiene un comportamiento caracterizado por una muy alta variabilidad a lo largo del año. Esto resulta en un déficit hídrico negativo durante los meses de verano y con alta frecuencia en los meses de primavera.

Si bien esta tendencia es observada en todo el país, existe cierta variación entre regiones. Así, la caracterización agroclimática del país muestra que para el período 1980-2009, los valores medios de precipitación acumulada anual se situaron entre 1200 y 1600 mm (Castaño et al., 2011). Los valores mínimos para esta serie se observan en el suroeste del país (Colonia) y los máximos en los departamentos del noreste (departamentos de Rivera y Artigas). En términos promedio, la distribución estacional de las precipitaciones presenta dos picos marcados, en el otoño y en la primavera pero se caracteriza por presentar una muy alta variabilidad entre años y regiones (Castaño et al., 2011). Por su parte, los valores medios de la evapotranspiración (ET) anual, término que se define con mayor precisión

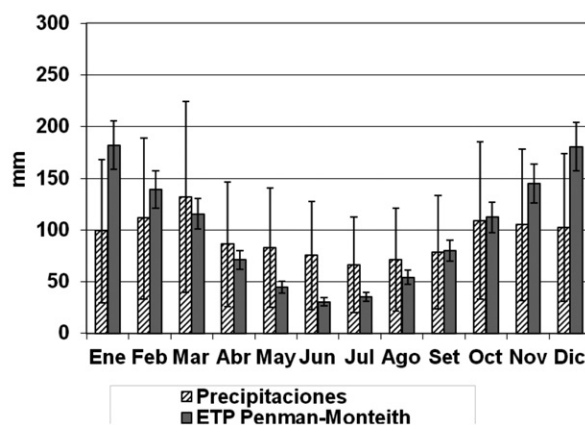


Figura 1. Evapotranspiración potencial y precipitaciones promedio (serie 1970-2008) registradas en INIA-La Estanzuela (Litoral Sur).

más adelante en el artículo, se sitúan entre 1000 y 1200 mm siguiendo un gradiente incremental de sureste a noroeste, con máximos en el verano (160-185 mm/mes) y mínimos en el invierno (25-35 mm/mes). En definitiva, el conocimiento del comportamiento estacional de estas variables, que es útil al momento de diseñar proyectos de riego, es orientativo pero insuficiente para las condiciones de cada productor. En este sentido y a los efectos de la toma de decisiones (programación del riego, estrategia de aplicación del mismo) se requiere de conocimiento local en tiempo real sobre la precipitación y otras variables. Esto es, considerando el costo de inversión de la tecnología de riego, la disponibilidad de estaciones meteorológicas automáticas de bajo costo permitiría un manejo más adecuado del agua para productores individuales o grupos de productores. Por otro lado, el sector agropecuario utiliza ampliamente los pronósticos de corto y mediano plazo que se elaboran a nivel nacional e internacional y su aplicación práctica para la planificación del riego es clara. Así, mientras en las principales regiones en donde se aplica el riego a nivel mundial la precipitación es muy escasa durante la estación de riego, los pronósticos en el país son una excelente herramienta para modificar la lámina de riego a aplicar a corto plazo, o diferir de manera de lograr un uso más eficiente del agua. Los pronósticos de tendencias de mediano plazo pueden utilizarse para definir la estrategia agrícola (fechas de siembra, elección de ciclos, entre otras) y la de previsión del riego.

El comportamiento local de las variables climáticas y su previsión interaccionan con otro

factor muy importante relacionado con las propiedades del suelo de cada sitio en particular. La profundidad efectiva del perfil del suelo, su capacidad de almacenaje de agua, su tasa de infiltración son elementos que combinados con las características climáticas del sitio determinan necesidades y estrategias de riego diferentes. Así, en el siguiente apartado se definirán algunos conceptos útiles para la estimación de las necesidades de riego y su programación.

Caracterización del suelo y su relevancia para el riego

El éxito en el desarrollo de un método de programación de las necesidades de riego (para un cultivo particular en determinado año, o para una serie de años) implica el conocimiento o estimación de algunas variables de suelo que son insumos necesarios para un uso eficiente del riego. Se aluden algunos conceptos básicos a tener en cuenta.

El suelo está constituido por tres fases: sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida se compone de partículas minerales y de materia orgánica. El espacio no ocupado por la fase sólida constituye los poros del suelo. Estos están normalmente ocupados por agua y aire en proporciones variables según el contenido de humedad del suelo.

Contenido de agua de un suelo

El contenido de agua y el potencial del agua del suelo son propiedades interrelacionadas que se

deberían conocer para guiar el manejo del riego. El contenido de agua de un suelo puede expresarse de diferentes formas (peso, volumen o como lámina o altura de agua). El potencial de agua del suelo varía con el contenido de agua. A medida que el contenido de agua se reduce las fuerzas capilares determinan que el agua quede retenida en poros más pequeños y se generen valores negativos de potencial de agua en el suelo en comparación con el agua libre (Hillel, 1998). Se definen en primer término el contenido de agua en peso de una muestra de suelo.

$$\% H (\text{peso}) = (PH - PS) / PS * 100 \quad (1)$$

donde % H (peso) es el contenido de agua en base a peso expresada como porcentaje, y PH y PS (g) representan el peso del suelo húmedo y seco respectivamente. El peso seco se determina luego de secar la muestra en estufa por 24 horas a 105°C. También puede utilizarse para su determinación el horno de microondas.

Otra forma de expresar el contenido de agua es en base a volumen y para ello se debe conocer o estimar la densidad aparente que es el cociente entre el peso seco de la muestra de suelo y su volumen. Como esta medida es difícil de determinar a nivel de campo, a manera de guía se presentan valores de densidad aparente (Dap) para diferentes situaciones: suelo recién laboreado, 0.95 – 1.05 gr/cm³, suelos bajo pastura 1.25 gr/cm³, suelos compactados 1.4 gr/cm³ (Hillel, 1998).

Humedad en base a volumen

$$\% H (\text{volumen}) = \% H (\text{peso}) * Dap \quad (2)$$

En la práctica como las láminas de riego, la precipitación y la evapotranspiración se expresan en forma de profundidad equivalente (mm) es conveniente el uso de esta misma unidad para expresar el contenido de agua de un suelo. Para ello se puede decir que:

$$mm \text{ de agua} = (\% H (\text{peso}) * Dap * Profundidad (cm)) / 10 \quad (3)$$

siendo en este caso la profundidad, el espesor del horizonte de suelo considerado.

Almacenaje de agua en los suelos: el concepto de agua disponible

En general, no toda el agua del suelo está disponible para las plantas. Es por ello que se introduce aquí el concepto de agua disponible (AD) de un suelo para representar la cantidad de agua en el suelo disponible en el perfil de suelo para las plantas (Evet, 2007). Se define AD como la diferencia entre el contenido de agua de un suelo a capacidad de campo (CC) y el contenido de agua en el punto de marchitez permanente (PMP).

$$AD = CC - PMP \quad (4)$$

Durante muchos años la utilización de límites arbitrarios, con escaso fundamento físico, para la definición de AD ha sido muy criticada (Hillel, 1998). Sin embargo muchos de los programas de modelación de necesidades de riego más utilizados continúan usando esta terminología con las limitaciones del caso.

La CC se define como el contenido de agua de un suelo de un suelo inicialmente saturado luego de que el agua gravitacional ha drenado. Este parámetro puede determinarse en el laboratorio, o en el campo por el método de humedecimiento natural o inferirse a través de otras propiedades del suelo como la granulometría y la materia orgánica. El PMP sería el límite inferior de disponibilidad de agua en el suelo y también puede determinarse con métodos de laboratorio similares a la CC, o mediante ecuaciones que utilizan otras propiedades del suelo.

A manera de guía en el Cuadro 1 se presentan los valores promedio de CC, PMP y AD para suelos de diferente textura.

Si se quieren utilizar valores más precisos, para los suelos de Uruguay, Silva et. al (1988) han estimado estos parámetros para diferentes suelos de nuestro país mediante el uso de variables como la granulometría o el contenido de materia orgánica del suelo. Algunas ecuaciones ajustadas se presentan a continuación:

Para horizontes A de textura media a pesada estos autores encontraron que:

$$CC = 21\,977 - 0,681 * (\% \text{ arena}) + 2601 * (\% \text{ Materia orgánica}) + 0,127 * (\% \text{ arcilla})$$

Cuadro 1. Valores promedio y rango de CC, PMP y AD (expresados como % en peso) para suelos de diferente textura (Hillel, 1998).

Textura del suelo	Capacidad de campo (CC)	Punto de marchitez permanente (PMP)	Agua disponible (AD)
Arenoso	9 (6 -12)	4 (2 - 6)	5 (4 - 6)
Franco	22 (18 – 26)	10 (8 – 12)	12 (10 – 14)
Franco – Arcilloso	27 (23 – 31)	14 (12 – 16)	13 (11 – 15)
Arcilloso	36 (31 – 39)	18 (16 – 20)	18 (15 – 19)

Para el caso de los suelos arenosos:

$$CC = 8658 + 2571 * (\% \text{ Materia orgánica}) + 0,296 * (\% \text{ Limo})$$

Estos mismos autores ajustaron las siguientes ecuaciones para el cálculo del PMP en horizontes A.

$$PMP = -2177 + 0,393 * (\% \text{ arcilla}) + 1,206 (\% \text{ Materia orgánica})$$

Otra manera de estimar el PMP es dividiendo el contenido de agua a CC por 1,7 o 2 para suelos arcillosos o arenosos respectivamente.

El concepto de agua disponible y su relación con el potencial de agua en el suelo

Como se explicó anteriormente, el potencial de agua en el suelo varía con el contenido de agua siendo las fuerzas de la matriz del suelo responsables en la retención del agua. A medida que el contenido de agua disminuye, el potencial de agua en el suelo se vuelve más negativo con respecto a una superficie de agua libre. Por su parte, el potencial del agua en la atmósfera es aún más negativo. De esta manera, el flujo de agua ocurre desde el suelo a la raíz, y luego a través de tallos, hojas y estomas hacia la atmósfera. En la medida que el suelo se seca el flujo de agua disminuye y la planta transpira menos agua. Esto tiene relación directa con la pérdida o el impacto negativo en el rendimiento (Evet, 2007).

La relación entre el contenido de agua de un suelo y el potencial de agua en el suelo se denomina comúnmente la curva característica o curva de retención de humedad y puede determinarse experimentalmente. Dentro de ella se pueden determinar los parámetros CC y PMP

(a -0.10 y -1500 kPa de potencial) pero también los puntos intermedios. Esta curva está afectada en su forma por parámetros relacionados con la estructura de suelo a bajas tensiones (cercanas a CC) y por la textura a altas tensiones. En síntesis dos suelos bajo determinado contenido de agua pueden estar bajo potenciales de agua muy diferentes y esto tiene impacto en la disponibilidad de agua para la planta. Estrictamente el umbral de riego se define como el potencial de agua en el suelo en cual se debe aplicar la lámina de riego. Debido a que es muy escasa la información nacional en cuanto al umbral óptimo para cada cultivo (expresado en términos de potencial de agua en el suelo) se utiliza en general un agotamiento del 50 % del AD en suelos de textura media a liviana para efectuar el riego (Agorio et al., 1988). En el diseño de un proyecto de riego la confección de la curva característica debería ser realizada para definir mejor cuándo aplicar la lámina de riego. Esto también es útil cuando el riego se programa en base a la humedad del suelo.

Infiltración de agua en el suelo

El proceso a través del cual el agua ingresa el suelo se denomina infiltración. En otras palabras, explica cual es la capacidad de determinado suelo de absorber agua aplicada mediante el riego o la lluvia natural. La velocidad de infiltración es alta, cuando el suelo está seco hasta que baja y se hace más o menos constante. La textura del suelo es uno de los principales factores que afectan esta propiedad del suelo. Conocer y caracterizar esta propiedad es importante para manejar la aplicación de las láminas de riego. Es decir la tasa de aplicación del riego debería ser menor a la tasa de infiltración de manera de evitar escurrimiento superficial. En las condiciones dadas en Uruguay, esto es muy relevante ya que buena parte de sus suelos agrícolas tienen bajas tasas de infiltración. Si bien este paráme-

Cuadro 2. Tasas de infiltración básicas para suelos de diferente textura (Hillel, 1998)

Tipo de suelo	Tasa de infiltración básica (mm/h)
Arenoso	>20
Limoso	10-20
Franco	5-10
Arcilloso	1-5
Arcilloso sódico	<1

tro debe ser cuantificado a campo a manera de guía se presentan valores medios de la tasa de infiltración (Cuadro 2).

Integrando conceptos de suelo y cultivo para definir una lámina de riego

Una vez definidos estos términos se puede determinar el cálculo de una lámina de riego o de programación del riego basado en factores de suelo, y en la profundidad radicular del cultivo. Como se explicó anteriormente el AD representa la diferencia en contenido de agua en el suelo entre el valor de CC y el PMP. Si antes de un riego se dejó caer el agua disponible muy cerca de PMP, probablemente se está comenzando a afectar la transpiración del cultivo. Por eso a los efectos del riego se debe manejar un concepto que se describió en los apartados anteriores relacionado con el umbral de riego. En definitiva se debe encontrar un punto intermedio entre CC y PMP para definir la lámina a reponer. Para ello se debe definir previamente un concepto clave. Se definirá el valor “p” como la fracción de agua del suelo que un cultivo puede extraer de la zona radicular sin experimentar estrés hídrico (Allen et al., 1998). Mediante este valor se puede calcular el agua fácilmente aprovechable. El valor de p puede oscilar entre 0,3, en cultivos de escaso desarrollo radicular, hasta 0,5, que es el más utilizado para diferentes cultivos. Este valor depende y se ajusta en función de la demanda atmosférica, del tipo de suelo y del estado del cultivo. Así los valores de p serán mayores cuando la evapotranspiración es baja (esto se puede dejar caer más el valor de AD). Alternativamente la literatura maneja el concepto de agotamiento máximo permisible (MAD) para el agua del suelo (Salazar et al, 1987; Pereira et al., 2010). Este valor puede ser inferior (cuando se quiere cubrir riesgos) o mayor a p (cuando se utilizan prácticas de riego deficitario).

Se representan estos conceptos manejados en un ejemplo simple. Para ilustrar esto se usa como ejemplo un suelo que se define como:

Horizonte A de textura franca (0-20 cm de profundidad): CC = 24% en peso, PMP = 10 % en peso, densidad aparente = 1,25 gr/cm³

Horizonte B de textura arcillosa (20-40 cm de profundidad): CC = 31% en peso, CMP = 16% en peso, densidad aparente = 1,4 gr/cm³

Se asume que la profundidad radicular efectiva es de 40 cm:

Utilizando las ecuaciones (3) y (4) se calcula el AD por horizonte y acumulada en el perfil.

AD para horizonte A: $((24-10)*1.25*20)/10 = 35$ mm

AD para horizonte B: $((31-16)*1.4*20)/10 = 42$ mm

AD acumulada = 35 + 42 = 77 mm en 40 cm de profundidad

Se considera una fracción de agotamiento de $p=0.5$, por tanto el agua fácilmente disponible que se define a estos efectos como RAW se calcula como:

$RAW = 77 \times 0.5 = 38.5$ mm

Por tanto cuando el cultivo transpire esa lámina se debe volver a regar.

Uno de los problemas que tiene esta metodología de cálculo y programación del riego es que se precisa conocer con exactitud el contenido de agua del suelo. Para ello se requieren muestreos diarios o muy frecuentes con sensores de humedad. Si bien en el mercado hay disponibles diferentes tecnologías utilizables para tal fin en general se usan solamente con fines de investigación. Así se puede recurrir a métodos directos (métodos gravimétricos o aquellos que además estiman el volumen de la muestra) o indirectos (Evet, 2007). Entre estos se destacan el uso de sonda de neutrones, la relación entre la velocidad de un pulso de voltaje a un sensor colocado en el suelo y el contenido de humedad del suelo (TDR), o variaciones de este método (capacitancia). Es claro que aún cuando la programación del riego se base en métodos más amplios que consideren el clima, el cultivo y el suelo (por ej. el balance hídrico) es necesario el chequeo del contenido de humedad del suelo. Esto es importante en climas como el de Uruguay, en donde la ocurrencia de precipitaciones de variada intensidad genera incertidumbres en el cálculo de los balances hídricos.

El balance hídrico y el cálculo de las necesidades de riego

La programación y el cálculo de las necesidades de riego en base a parámetros del suelo, como el contenido de humedad, presenta limitaciones en tanto no se toman en cuenta otros parámetros del sistema suelo-planta-clima y requiere un monitoreo continuo en el tiempo. Por esta razón como alternativa complementaria, y para el cálculo de necesidades de riego para un año en particular o una serie de años se utiliza un modelo de balance hídrico, en el que interaccionan los parámetros de: suelo, cultivo y atmósfera. El concepto de balance hídrico a nivel de campo implica considerar las entradas y salidas de agua en un determinado volumen de suelo durante un período específico de tiempo (Hillel, 1998). Está basado en el principio o ley de conservación de masa, que indica que la masa no puede ser creada o destruida simplemente puede cambiar de estado o de lugar. En ello está acoplado al balance de energía porque requiere procesos que a su vez necesitan energía. En su

forma simplificada el balance hídrico se puede representar como:

Cambio en el almacenaje = Ganancias – Pérdidas

o de manera más detallada:

$$\Delta S + \Delta V = (P + I + U) - (R + D + E + Tr)$$

donde ΔS representa el cambio en el almacenaje de agua de suelo en la zona radicular, ΔV es el incremento de agua incorporada en la biomasa vegetativa; P, es la precipitación, I representa la lámina de riego, U, representa el aporte positivo por ascenso capilar. Mientras que R representa el escurrimiento, D, el drenaje profundo fuera de la zona radicular, E, la evaporación desde la superficie del suelo y T la transpiración por las plantas. Todas estas cantidades pueden expresarse en medidas de profundidad equivalentes.

En términos prácticos la magnitud de los componentes ΔV (el agua de constitución de las plantas), U, y D puede considerarse como insignificantes (Pereira et al., 2010). Entonces en condiciones de riego puede reformularse el balance como:

$$(\Delta S) = (P-R) + I - ETR \quad (5)$$

En donde $ETR = T + E$ y representa la evapotranspiración real del cultivo, que depende de la disponibilidad de agua en el suelo.

Sin dudas que el componente principal dentro de las salidas en el balance está dado por el término $E + T$ y es a su vez uno de los más difíciles de derivar.

Estimación de la Evapotranspiración

La medición o estimación de la evapotranspiración (ET) puede ser realizada por diferentes métodos que se clasifican en: gravimétricos, métodos que usan el balance de energía y microclimáticos, o estimaciones con datos meteorológicos (Lascano, 2007). Los métodos gravimétricos incluyen el uso de lisímetros o el uso del balance hídrico en el perfil del suelo, para estimar la ET a través del cambio en el contenido de humedad del suelo.

Los métodos que utilizan el balance de energía parten del hecho que la evaporación del agua requiere cantidades altas de energía y es controlado por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación. Para ello estos métodos utilizan la ecuación de balance de energía. Del resultado del balance de flujos de radiación, que no se trata en detalle, resulta el término radiación neta. Parte de esta radiación recibida en la superficie del suelo es transformada en calor. Otra parte es tomada por las plantas para el desarrollo de sus procesos metabólicos (ej. fotosíntesis). Y la mayor parte es absorbida como calor latente en los procesos de evaporación-transpiración. Esto resulta en la siguiente expresión de balance de energía:

$$\lambda ET = R_n - H - G$$

donde λET , es el calor latente, esto es, el flujo de energía en forma de calor asociado al flujo de vapor de agua; λ es el calor latente de vaporización o sea la energía necesaria para evaporar la unidad de masa, R_n , es la radiación neta o balance de energía intercambiada por radiación, H es el calor sensible o flujo de energía intercambiado por convección entre la superficie y la atmósfera y G es el flujo o tasa a la cual el calor es almacenado en el suelo.

La ET puede ser también estimada con datos meteorológicos y se han desarrollado diversas ecuaciones empíricas con diferente requerimiento de variables meteorológicas (Allen et al., 2006). En el siguiente apartado se desarrollan estos métodos para el cálculo de la ET. La ET también puede ser estimada a través del tanque de evaporación o tanque "Clase A". En este caso, la evaporación de una superficie de agua integra los efectos de la radiación, temperatura del aire, humedad relativa, y el viento (Doorenbos y Pruitt, 1977). Dado que la evaporación del tanque responde a la demanda atmosférica, que no considera los mecanismos de transferencia y resistencia que se dan nivel de un cultivo se proponen coeficientes de ajuste con la ET de referencia. Estos son habitualmente denominados coeficientes de tanque (K_p).

El uso de la evaporación de tanque "A" con coeficientes bien calibrados es de muy útil aplicación para el cálculo de la programación y necesidades de riego. En Uruguay, se han determinado los

coeficientes de tanque para la región sur (Puppo y García Petillo, 2009) y noroeste (Otero et al., 2012). En el primer caso se propone un valor de K_p promedio de 0,71 durante la temporada de riego, cuando se pretende corregir el valor de tanque para calcular la ET del cultivo de referencia. Mientras que para la región del noroeste se propone un valor de K_p de 0,77 cuando se utilizan períodos de un mes.

Otros métodos, los más utilizados, emplean datos meteorológicos para la estimación de la ET. El concepto de evapotranspiración potencial (ET_p) fue definido como la tasa máxima de pérdida de agua por evaporación desde la superficie del suelo bajo condiciones atmosféricas dadas (Lascano, 2007). Penman (1948) introdujo un método para calcular la ET_p basado en variables climáticas y principios físicos. Para ello utilizó medidas de radiación neta, temperatura, presión de vapor y viento. Desarrollos posteriores que se analizan en el siguiente apartado permiten definir el concepto de evapotranspiración de referencia (ET_0).

Evapotranspiración del cultivo

La evapotranspiración se refiere a dos procesos que ocurren simultáneamente: evaporación desde la superficie del suelo y transpiración por la planta. A los efectos de proveer un valor estándar la ET es calculada para una superficie vegetal hipotética (Allen et al., 1998, 2006). En este contexto la ET_0 se define como la tasa de evapotranspiración de una cobertura vegetal densa, creciendo activamente, sin limitantes hídricas, y de una altura determinada (Allen et al., 2006). Para ello estos autores sugieren utilizar el procedimiento o ecuación de Penman-Monteith, que es conocido también como Penman-Monteith FAO56. Este modelo requiere para su correcta aplicación datos que habitualmente no están fácilmente disponibles o no se registran. Las variables meteorológicas mínimas requeridas para su cálculo son: temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa media y mínima, velocidad del viento a 2 m de altura y radiación neta. Esta última variable puede ser estimada a través de la radiación solar incidente o a través del número de horas diarias de insolación (Otero et al., 2012). La fundamentación teórica de este modelo está fuera del alcance de este artículo pero se detalla exhaustivamente en la literatura (Santos Pereira et al., 2010; Allen et

al, 1998, 2006). Durante las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa desde el suelo, pero con el desarrollo del cultivo y una vez que este cubre el suelo el proceso dominante es la transpiración, pasando a ser el 90 % de la ET (Allen et al., 2006).

Factores que afectan la ET

Sin pretender ahondar demasiado en estos aspectos se deben mencionar los siguientes:

- a) Variables climáticas: Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Es así que la fuerza evaporativa de la atmósfera puede ser expresada por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0).
- b) Factores de cultivo: El tipo de cultivo, su etapa de desarrollo, su rugosidad, entre otros aspectos pueden generar diferentes valores de ET aún cuando se encuentren en condiciones ambientales similares. Es aquí que se introduce el concepto de ET_c .
- c) Manejo y condiciones ambientales.

Por tanto el concepto de evapotranspiración incluye tres definiciones: la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0), la evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar (ET_c), y la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c,aj}$). Mientras que la primera se relaciona con el poder evaporante de la atmósfera y es un parámetro relacionado con el clima, la ET_c se refiere a un cultivo que crece en condiciones óptimas en cultivos que tienen un excelente manejo y adecuado aporte de agua. Mientras tanto la $ET_{c,aj}$ representa una corrección de la anterior cuando no existe un manejo óptimo y existen condiciones ambientales que de alguna manera afectan el crecimiento del cultivo y restringen la evapotranspiración (Allen et al., 2006).

Evapotranspiración del cultivo en condiciones estándar

La ET_c se determina para condiciones estándar en las cuales el cultivo se desarrolla bajo con-

diciones agronómicas excelentes y sin limitantes de humedad del suelo. La ET_c será diferente de la ET_0 en la medida que sus características de cobertura del suelo, propiedades de la vegetación y otras variables son también diferentes al de la superficie de referencia. Estos efectos están incorporados en el coeficiente del cultivo (K_c). De manera que la ET_c se obtiene multiplicando la ET_0 por el K_c . La gran mayoría de los factores meteorológicos están incluidos en la estimación de ET_0 , mientras que el K_c varía en función de las características particulares del cultivo (Allen et al., 2006). Este coeficiente integra los efectos que distinguen a un cultivo típico de la pastura tomada como referencia. Las características del cultivo que varían durante la estación de crecimiento de éste determinan distintos valores del coeficiente. Se nombran algunos de los factores que determinan el valor del coeficiente del cultivo. Entre ellos, la altura del cultivo, que tiene una influencia en la rugosidad y resistencia aerodinámica; el albedo de la cobertura que afecta la radiación neta absorbida por el cultivo; el área foliar, y el área expuesta de suelo desnudo que determina la evaporación desde el suelo (Allen et al., 2006).

Durante el ciclo del cultivo, el valor del K_c varía a medida que la cubierta vegetal crece y se desarrolla por lo que se ha procurado estimar el valor de K_c a través de la evolución del IAF (Índice de área foliar) efectivo.

El coeficiente del cultivo

Los coeficientes de cultivo se expresan bajo dos formas diferentes: como K_c basal o como K_c medio. El primero de ellos se determina de la siguiente forma (Jensen et al., 1990):

$$K_c = K_s K_{cb} + K_e$$

donde: K_c es el coeficiente de cultivo; K_{cb} es el coeficiente basal; K_s es un coeficiente de estrés; y K_e es el coeficiente de evaporación de agua del suelo.

El coeficiente de cultivo basal (K_{cb}) se define como la relación entre la ET_c y la ET_0 cuando la superficie del suelo está seca, pero el contenido de agua en la zona radicular es el adecuado para que la transpiración se produzca sin limitacio-

nes. Cuando el cultivo se encuentra fuera de las condiciones óptimas y la transpiración deja de ser máxima, el K_{cb} se corrige por un coeficiente de estrés K_s que reduce su valor (Pereira et al., 2010). Por su parte el K_c representa el componente de evaporación de agua desde el suelo. Este es afectado por la cobertura del suelo (es máximo en las etapas iniciales del cultivo) y la humedad en la superficie de suelo (es elevado luego de una lluvia o riego y tiende a cero cuando la superficie está seca).

En tanto el cálculo de los factores puede ser engorroso, con frecuencia se recurre a los coeficientes de cultivo promedio, asumiendo que el $K_s = 1$.

$$K_c = K_{cb} + K_s$$

Este valor integra los efectos combinados de la transpiración del cultivo y la evaporación de agua del suelo en un único coeficiente que es el que se reporta en numerosas publicaciones (Allen et al., 1998). Entonces cuando se simplifica el proceso y se integra el papel del suelo en un único coeficiente se utiliza el Coeficiente de Cultivo Único, mientras que cuando se consideran ambos procesos por separado se habla de Coeficiente de Cultivo Dual.

La evolución del coeficiente de cultivo K_c a lo largo del ciclo del cultivo se distribuye temporalmente en cuatro etapas según el grado de cobertura del cultivo, su IAF y su altura. La etapa inicial comprende el período entre la fecha de siembra, y el 10 % de cobertura del suelo. En este período el proceso dominante es la pérdida por evaporación desde el suelo. Por tanto este valor será mayor cuando el suelo se encuentre húmedo por el riego o la lluvia, y dependerá de la frecuencia de estos eventos y del poder evaporante de la atmósfera (Allen et al., 2006). En la etapa de desarrollo, que se alcanza cuando el cultivo logra una cobertura completa del suelo, el K_c varía con la cobertura del cultivo y su altura. Se ha propuesto un valor de Índice de área foliar de 3 para definir la cobertura completa (Allen et al., 2006). En la etapa de mediados de temporada, que comprende el período entre la cobertura total del suelo y el comienzo de la madurez el K_c alcanza su valor máximo y constante y se denomina K_c medio.

Finalmente en el período entre el comienzo de la madurez y el momento de cosecha o etapa de finales de temporada el valor de K_c vuelve a descender hasta el valor de K_c final. Los valores de los coeficientes de cultivo tentativos para cada etapa (K_c inicial, medio y final) han sido reportados extensamente (Doorenbos y Pruitt, 1977; Allen et al., 1998). Como tal deben ser ajustados a las condiciones climáticas locales y al propio desarrollo del cultivo. Es igual de cierto para los períodos en días que ocupa cada una de las fases. El ajuste de estos coeficientes ha sido extensamente revisado y propuesto en la bibliografía por lo que el lector puede profundizar en este tema que escapa al foco de este artículo (Pereira et al., 2010, Allen et al., 2006).

En el caso de los cultivos forrajeros perennes y a los efectos del riego de pasturas, la magnitud de datos disponibles es muy amplia para el caso de alfalfa en comparación con otro tipo de especies o mezclas. La característica común es que depende del manejo la curva de K_c de las especies forrajeras para corte o pastoreo, la que a su vez está compuesta de varios ciclos de K_c correspondientes que transcurren entre los diferentes cortes de producción. En el Uruguay esos valores no están determinados, pero las fases de duración en días de cada período pueden extraerse de experimentos de redes de evaluación de especies forrajeras.

Cuando se recurre a valores tabulados de K_c se debe recordar que los valores de K_c cuando se habla de coeficiente único de cultivo son más altos que cuando se utiliza el coeficiente de cultivo dual. Esto porque en el primero ya está incorporado el componente evaporación del suelo. En el caso del coeficiente dual el componente K_c debe incorporarse al cálculo. A manera de ejemplo se presentan valores de K_c (como coeficiente único) y K_{cb} (como coeficiente dual) reportados para cultivos y pasturas (Cuadro 3).

Para una interpretación más fácil, en el caso de la alfalfa u otras pasturas el valor inicial representa el período inmediato a un corte o pastoreo rasante, el valor medio es cuando la pastura cubre el suelo completamente y el final es aquel que sucede inmediatamente antes del nuevo corte.

Cuadro 3. Valores y rangos del coeficiente de cultivo (Kc y Kcb) en climas sub-húmedos para especies utilizadas en Uruguay. Adaptado de Allen et al. (2006).

Cultivo	K _{c inicial}	K _{cb inicial}	K _{c med}	K _{cb med}	K _{c fin}	K _{cb fin}
Maíz		0.15	1.20	1.15	0.50	0.50
Sorgo grano		0.15	1.00-1.10	0.95-1.05	0.55	0.35
Soja		0.15	1.15	1.10	0.50	0.30
Alfalfa	0.40	0.30	1.20	1.15	1.15	1.10
Pasturas	0.40	0.30	0.85-1.05	0.80-1.00	0.85	0.80

Integración del conocimiento para el cálculo de necesidades de riego

De los diferentes conceptos expuestos surge que la herramienta de balance hídrico para calcular necesidades de riego para una zafra o serie de años requiere el conocimiento integrado de aspectos de suelo, cultivo y clima. En todos los casos cuanto más información local (a escala país y a escala predial) esté disponible, el cálculo de las necesidades de riego será más precisa. Esto determina que los proyectos de inversión en riego deben tener buenos datos de base en variables a las que hicimos referencia. Si bien hoy en día existen diversos modelos de simulación con los cuales se puede hacer este cálculo, los valores de input deben ser la mejor aproximación posible a nuestras condiciones.

Entonces se puede a partir de la ecuación de balance hídrico determinar el requerimiento neto de riego,

$$Irn = \sum (ET - Pef.) - W_b$$

donde Irn, es el requerimiento neto de riego para un período de tiempo dado, ET puede ser expresada como ET_c, Pef es la precipitación efectiva, a los efectos prácticos la diferencia entre la precipitación y el escurrimiento (cuya estimación en condiciones de Uruguay es muy importante) y W_b es el agua almacenada al principio del período para satisfacer los requerimientos de ET.

Existen diferentes modelos para el cálculo de necesidades de riego y programación del mismo, con diferente grado de complejidad. Así, el modelo ISAREG tiene un programa para el cálculo de la ET_o una vez ingresados los datos climáticos, un programa para el cálculo del K_c

en sus diferentes etapas y un modelo de simulación de balance hídrico para el cálculo de las necesidades de riego bajo diferentes opciones o esquemas de manejo del agua (Pereira et al., 2003; Pereira et al., 2010). Un aspecto importante a considerar es que, entre otras variables, el usuario debe ingresar la profundidad de exploración radicular para de esa manera considerar el almacenaje de agua en esa zona. Si bien datos nacionales revelan que los cultivos de verano y las pasturas pueden explorar todo el perfil del suelo (Sawchik y Ceretta, 2005; Sawchik et al., 2010), el patrón de extracción del agua se concentra en los primeros 30-40 cm.

En la actualidad, existen disponibles en el país, modelos que hacen uso de la información de suelo, clima, cultivo y diseño del sistema y equipo de riego para la definición del momento de riego y la lámina de aplicación. Este desarrollo, de la Universidad Federal de Santa María, llamado Sistema Irriga se ha asociado a INIA para brindar este servicio de programación de riego, para generar información local sobre parámetros hídricos de suelo, parámetros climáticos y de cultivo.

Aproximaciones al cálculo de necesidades de riego en Uruguay

Los esfuerzos para el cálculo de las necesidades de riego en cultivos y pasturas para una serie de años en Uruguay han sido relativamente escasos y concordantes con la baja importancia relativa que tuvo el tema durante años. Así Agorio et al. (1988) desarrollaron un programa para el cálculo de necesidades de riego netas para una serie de cultivos, suelos y localidades del país. Los autores utilizaron los datos de evaporación de tanque "A" de series históricas de datos climáticos, para el cálculo de la ET_o. Para el cálculo

de la precipitación efectiva, utilizaron el índice de precipitación antecedente desarrollado por Shaw (1963), que aún se utiliza en modelos de balance hídrico a nivel nacional. En el caso de la soja, y utilizándose este modelo, los cultivos que se realizan en la región centro-norte presentan en promedio y para fechas de siembra tempranas (15 de octubre) mayores requerimientos de riego que para la zona este. Las necesidades de riego calculadas son alrededor de 30% mayores en la región centro-norte debido a la mayor ET_p en esa región. Esta diferencia se mantiene para siembras de noviembre. La distribución de probabilidad acumulada mostró requerimientos de riego netos (para una probabilidad de 50%) entre 150 y 250 mm según región y tipo de suelo considerados para el tipo de cultivares utilizados en esa época. En el caso de maíz, los autores también reportan diferencias entre regiones. La región sur mostró mayores requerimientos de riego y los autores sugieren que estas diferencias se debían a menor precipitación efectiva y mayores valores de ET_p . En el caso de pasturas, estos autores utilizaron para la simulación mezclas convencionales de gramíneas y leguminosas. Los requerimientos netos para el período octubre-marzo, para una probabilidad de 50%, oscilaban entre 250 y 350 mm para un suelo profundo y superficial respectivamente.

Trabajos posteriores focalizados en las necesidades de riego del cultivo de maíz utilizaron otras herramientas como modelos de crecimiento, que incluyen una rutina de balance de agua (Cardellino y Baethgen, 2007) o experimentos diseñados para estimar la ET_c en diferentes condiciones hídricas (Romero, 2000). En el primer caso los autores estimaron los requerimientos netos de riego para maíz en dos épocas de siembra y para cultivares de dos ciclos: corto (siembra-setiembre) y medio (siembra-octubre). Los requerimientos netos de riego y su distribución en siembras de setiembre eran menores que en épocas normales. Este concepto (siembras tempranas) se aplica hoy al área de maíz de secano como alternativa para colocar el período crítico de definición de rendimiento del cultivo en una época con mejor perfil hídrico. Los requerimientos de riego más frecuentes para una serie climática de 30 años en el litoral sur del país oscilaban entre 150 y 280 mm. Los autores también mostraron el impacto de la profundidad radicular en los requerimientos de riego. Suelos con mayor profundidad de

arraigamiento requerían menos lámina de riego que aquellos más superficiales. En experimentos desarrollados en INIA-La Estanzuela, se encontraron valores algo inferiores a los reportados anteriormente (Romero, 2000). En este caso se determinó que para el 90% de éstos (para una serie de datos climáticos de 35 años) el requerimiento neto era de 150 mm o menos para la combinación siembra de setiembre-ciclo corto y de 230 mm para la combinación siembra de octubre-ciclo medio. Con esto se lograba mantener un 70-80 % de AD en el perfil de suelo. En experimentos de riego desarrollados en La Estanzuela sobre diferentes especies de leguminosas se determinaron requerimientos de riego netos de 350-370 mm en años secos o muy secos.

En desarrollos posteriores, Sawchik y Ceretta (2005) trabajando en ambientes de producción bajo secano en el cultivo de soja estimaron valores de ET_r (medidos a través del cambio en el almacenaje de agua en el suelo) que no superaban los 350 mm, magnitud muy inferior a la demanda del cultivo para altos potenciales de rendimiento.

Otro enfoque utilizado en el país fue el empleo del modelo WINISAREG (Pereira et al., 2003) para estimar la ET_c (consumo de agua efectivo de los cultivos) y la ET_c ya definida anteriormente, en cultivos de maíz, soja, girasol y sorgo (Giménez y García Petillo, 2011). Estos autores trabajaron con datos de dos localidades (Colonia y Salto) y sus respectivas series históricas de parámetros climáticos para el período 1984-2007. Los resultados mostraron que para la mayor parte de la serie analizada, los valores de ET_c estimados por el modelo fueron superiores a los de ET_r , lo que indica que, independientemente del cultivo, los requerimientos hídricos de los cultivos de verano en Uruguay no son cubiertos por las precipitaciones, con la excepción de años caracterizados como "Niño". En ambas localidades las diferencias entre ET_c y ET_r fueron mayores en los cultivos de soja (independientemente de su grupo de madurez) y maíz. En promedio, la diferencia entre la ET_c y la ET_r fue de 300 y 170 mm para el cultivo de maíz en Colonia y Salto respectivamente. En el caso de soja para un cultivar de grupo de madurez 6 (uno de los grupos más utilizados a nivel comercial) esta diferencia osciló en los 200 mm en ambas localidades. En términos promedio la ET_c estimada para los diferentes cultivos fue mayor en Colonia que en

Salto, posiblemente debido al acortamiento del ciclo en el norte del país.

Estos estudios deben continuarse, ajustando los parámetros necesarios para mejorar los *inputs* a este u otro modelo de programación de necesidades de riego.

Consideraciones finales

En este artículo se revisaron algunos conceptos necesarios para el cálculo de las necesidades de riego para la planificación de una zafra o en forma más global para una serie de años. En este sentido la herramienta de balance hídrico re-

quiere un adecuado ajuste en la estimación de sus componentes. Esto requiere el manejo de parámetros locales de: suelo, cultivo y clima; así como del conocimiento de las limitaciones que éstos presentan. En este sentido existen hoy modelos de programación del riego que pueden utilizarse para balances de paso diario pero fundamentalmente para explorar la sensibilidad de las necesidades de riego en cultivos y pasturas frente al cambio en variables de manejo y ambientales en series de datos climáticos. Se presentaron algunas aplicaciones de este tipo de herramientas para las condiciones del país, que permiten: caracterizar y cuantificar la magnitud de las deficiencias hídricas y los requerimientos de riego necesarios para cubrirlas.