

Parte A

Evapotranspiración de referencia (ET_0)

Esta parte del libro incluye los aspectos relacionados con la evapotranspiración de la superficie de referencia, denominada evapotranspiración del cultivo de referencia o evapotranspiración de referencia y simbolizada como ET_0 . La superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto, con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23. La superficie de referencia es muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo. La resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} implica un suelo moderadamente seco que recibe riego con una frecuencia semanal aproximadamente.

La ET_0 se puede calcular utilizando datos meteorológicos. Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, el método de FAO Penman-Monteith ahora se recomienda como el único método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia. El método de FAO Penman-Monteith requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. En esta parte (Capítulo 3) se presentan los procedimientos de cálculo necesarios para derivar estos parámetros climáticos de los datos meteorológicos, así como, para estimar las variables faltantes requeridas para calcular ET_0 . Los procedimientos de cálculo presentados en este libro permiten la determinación de ET_0 con el método de FAO Penman-Monteith bajo casi todas las circunstancias, incluyendo los casos en que falten datos climáticos.

La ET_0 también se puede estimar también de la evaporación del tanque evaporímetro Clase A. Los tanques han probado su valor práctico y han sido utilizados con éxito para estimar ET_0 observando la evaporación del tanque y aplicando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque con la ET_0 . Sin embargo, para la aplicación de este método se deben tomar ciertas precauciones y debe estar garantizado un buen manejo del tanque.

Capítulo 2

Ecuación de FAO Penman-Monteith

Este capítulo muestra al usuario la importancia de contar con un método estándar para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_0) en base a información meteorológica. El método de FAO Penman-Monteith se recomienda como el único método para determinar la evapotranspiración de referencia ET_0 . En este capítulo se describen el método, su derivación, los datos meteorológicos requeridos y la definición correspondiente de la superficie de referencia.

NECESIDAD DE UN MÉTODO ESTÁNDAR PARA DETERMINAR ET_0

Durante los últimos 50 años se han desarrollado una gran cantidad de métodos más o menos empíricos por numerosos científicos y especialistas en todo el mundo, con el fin de estimar la evapotranspiración a partir de diferentes variables climáticas. A menudo las ecuaciones estaban sujetas a rigurosas calibraciones locales pero demostraron tener limitada validez global. Por otra parte, probar la exactitud de los métodos bajo nuevas condiciones es laborioso y necesita mucho tiempo y dinero. A pesar de ello, los datos de evapotranspiración son necesarios con antelación al planeamiento de proyectos o para programar calendarios de riego. Para cubrir esta necesidad, algunas guías fueron desarrolladas y publicadas en el Documento N° 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje «Necesidades de agua de los cultivos». En este documento, y con el fin de adecuarse a las necesidades de usuarios con diversa disponibilidad de datos, se presentaron cuatro métodos para calcular la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0): Blaney-Criddle, radiación, Penman modificado y el método del tanque de evaporación. El método de Penman modificado se consideró que ofrecía los mejores resultados con el mínimo error posible con relación a un cultivo de referencia (pasto). También se esperaba que el método del tanque de evaporación ofreciese estimaciones aceptables, en función de la localización del tanque. El método de la radiación fue sugerido para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían la medición de las horas de insolación, la nubosidad o la radiación, pero no la velocidad del viento ni la humedad atmosférica. Finalmente, la publicación propuso el uso del método de Blaney-Criddle para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían solamente datos de temperatura del aire.

Los métodos climáticos citados, fueron calibrados para obtener valores mensuales o decadiarios y no así para cálculos diarios u horarios de ET_0 . Por ejemplo, el método de Blaney-Criddle fue recomendado para períodos de un mes o mayores. El método del tanque de evaporación fue sugerido para ser aplicado a períodos de diez días o más. Lamentablemente, los usuarios no siempre han respetado estas condiciones y con frecuencia los cálculos se han hecho para periodos diarios de tiempo.

Por otra parte, los avances en la investigación y la valoración más precisa del uso de agua del cultivo han revelado debilidades en las metodologías propuestas. Numerosos investigadores analizaron el funcionamiento de los cuatro métodos para diversas localidades. Aunque los resultados de tales análisis podrían haber sido influenciados por el sitio, las condiciones de medida o por el sesgo en la recopilación de los datos climáticos, llegó a ser evidente que los métodos propuestos no se comportan de la misma manera en diversas zonas del mundo. Frecuentemente se encontraron desviaciones entre los valores calculados y los observados sobrepasando los rangos indicados por la FAO. Se encontró que el método de Penman modificado con frecuencia sobrestimaba la ET_0 , por niveles de hasta 20 por ciento para condiciones evaporativas bajas. Las otras

ecuaciones recomendadas mostraron una correlación variable con la evapotranspiración del cultivo estándar de referencia (pasto).

Para evaluar la validez de éstos y de otros procedimientos de estimación bajo diversas condiciones climáticas, se emprendió un importante estudio bajo auspicio del Comité de Requerimientos de Agua para Riego de la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE por sus siglas en inglés). El estudio de ASCE analizaba el comportamiento de 20 diversos métodos, usando procedimientos detallados para determinar la validez de los resultados de estos métodos comparados con una base de datos cuidadosamente obtenida de lisímetros en 11 localidades, bajo condiciones climáticas variables. El estudio probó y demostró claramente la amplia variabilidad de resultados de los métodos aplicados bajo diversas condiciones climáticas. En un estudio paralelo solicitado por la Comunidad Europea, un consorcio de institutos de investigación europeos evaluó el funcionamiento de los varios métodos de cálculo de evapotranspiración con datos de diversos estudios lisimétricos en Europa.

Los estudios confirmaron la sobrestimación de la ET_o por parte del método de Penman modificado presentado en el estudio No 24 de la Serie FAO Riego y Drenaje y el resultado variable de los diversos métodos dependiendo de su adaptación a las condiciones locales. Los resultados de los estudios comparativos pueden ser resumidos como sigue:

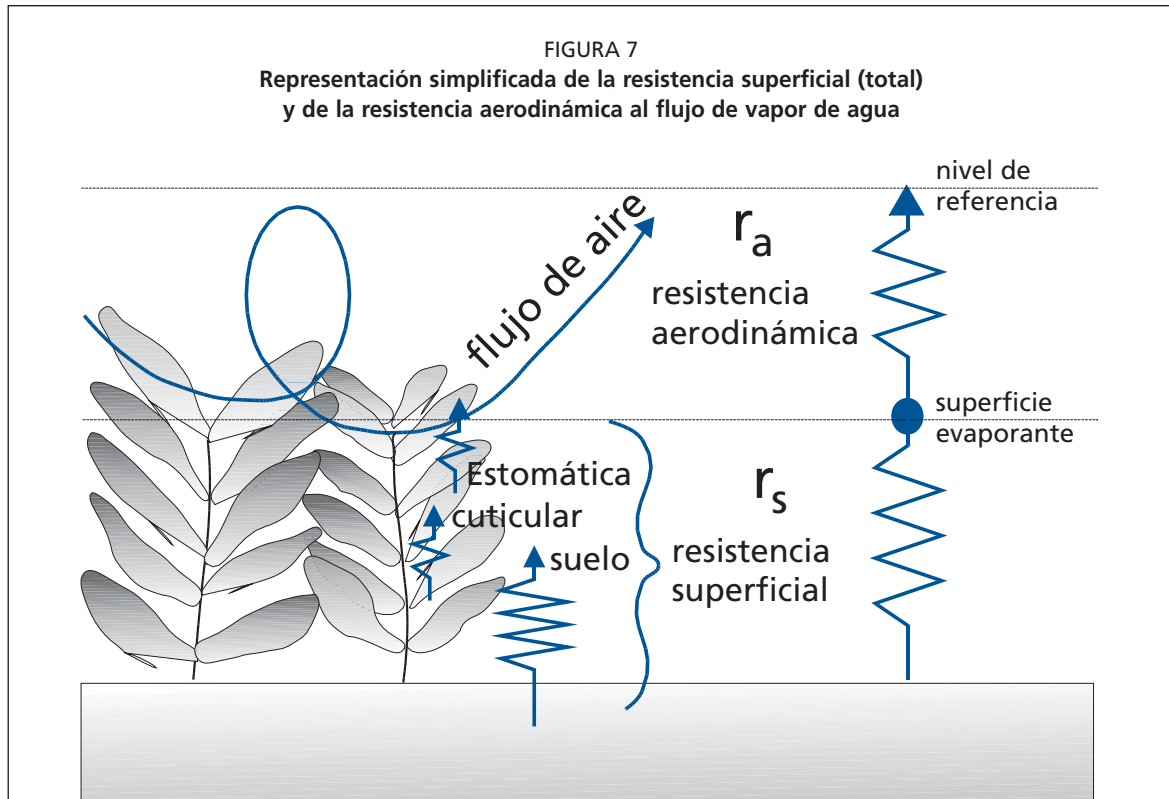
- Los métodos basados en la ecuación de Penman podrían requerir una calibración local de la función del viento para obtener resultados satisfactorios.
- Los métodos de la radiación demostraron buenos resultados en climas húmedos donde el término aerodinámico es relativamente pequeño, pero su funcionamiento en condiciones áridas fue errático y con tendencia a subestimar la evapotranspiración.
- Los métodos basados en la temperatura del aire al ser empíricos, requieren cuidadosas calibraciones locales para alcanzar resultados satisfactorios. Una excepción posible es el método de Hargreaves (1985) que ha producido resultados razonables de ET_o con cierta validez global.
- Los métodos basados en la evaporación del tanque reflejan las limitaciones de estimar la evapotranspiración del cultivo basándose en datos de evaporación libre del agua. Estos métodos son susceptibles a las condiciones microclimáticas bajo las cuales los tanques están funcionando y al rigor de mantenimiento de la estación. Muchas veces su funcionamiento se ha presentado errático.
- La fórmula de Penman-Monteith ha sido reportada por ambos equipos de investigación (ASCE y Europeo) como aquella que produce resultados relativamente exactos y consistentes tanto en climas áridos como en húmedos.

El análisis del funcionamiento y la dispersión de resultados obtenidos por varios métodos de cálculo revela la necesidad de formular un único método estándar para el cómputo de la ET_o . Dado el mejor comportamiento y consistencia del método FAO Penman-Monteith en el ámbito global, este es el único que se recomienda como método estándar de cálculo. Esto se debe a que existe una elevada probabilidad de que este método prediga correctamente los valores de ET_o en una amplia gama geográfica y climática y cuenta con previsiones para su uso en situaciones de falta de datos. En este sentido, no se aconseja el uso de las antiguas ecuaciones de FAO o de otra ecuación para el cálculo de ET_o .

FORMULACIÓN DE LA ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH

Ecuación de Penman-Monteith

En 1948, Penman combinó el balance energético con el método de la transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación de una superficie abierta de agua a partir de datos climáticos estándar de horas sol, temperatura, humedad atmosférica y velocidad de viento. Este método conocido como combinado fue



desarrollado posteriormente por muchos investigadores y ampliado a las superficies cultivadas por medio de la introducción de factores de resistencia.

La nomenclatura sobre resistencia distingue entre la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial (Figura 7). Los parámetros de la resistencia superficial se combinan a menudo en un solo valor, el de la resistencia superficial total que se combina en serie con la resistencia aerodinámica. La resistencia superficial, r_s , describe la resistencia al flujo de vapor a través de los estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo. La resistencia aerodinámica, r_a , describe la resistencia en la parte inmediatamente superior a la vegetación e incluye a la fricción que sufre el aire al fluir sobre superficies vegetativas. Aunque el proceso del intercambio en la vegetación es demasiado complejo para ser descrito completamente por los dos factores de resistencia mencionados, con esta estimación se obtienen buenas correlaciones entre los valores medidos y calculados de evapotranspiración, especialmente en el caso de una superficie de pasto uniforme (referencia).

La ecuación combinada de Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (3)$$

donde R_n es la radiación neta, G es el flujo del calor en el suelo, $(e_s - e_a)$ representa el déficit de presión de vapor del aire, ρ_a es la densidad media del aire a presión constante, c_p es el calor específico del aire, Δ representa la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, γ es la constante psicrométrica, y r_s y r_a son las resistencias superficial (total) y aerodinámica. Los parámetros de la ecuación se definen en el Capítulo 3.

Según lo formulado arriba, el enfoque de Penman-Monteith incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y el flujo de calor (evapotranspiración) de grandes extensiones uniformes de vegetación. La mayoría de los parámetros son medidos o pueden calcularse fácilmente de datos meteorológicos. La ecuación se puede utilizar para el cálculo directo de la evapotranspiración de cualquier cultivo pues las resistencias superficial y aerodinámica son específicas para cada cultivo.

Resistencia aerodinámica (r_a)

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:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 u_z} \quad (4)$$

donde

r_a	resistencia aerodinámica [$s \text{ m}^{-1}$],
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}].

La ecuación se restringe a condiciones neutras de estabilidad, es decir, condiciones en las que la temperatura, la presión atmosférica, y la distribución de la velocidad del viento siguen condiciones casi adiabáticas (sin intercambio de calor). El uso de la ecuación para períodos cortos (horarios o menores) podría requerir la inclusión de correcciones de estabilidad. Sin embargo, al predecir ET_o en la superficie de referencia bien regada, el intercambio de calor es pequeño, y por lo tanto normalmente no se requiere la corrección para la estabilidad.

Muchos estudios han explorado la naturaleza del régimen del viento en el dosel de las plantas. Las alturas de desplazamiento cero y las longitudes de rugosidad tienen que ser consideradas cuando la superficie está cubierta por vegetación. Los factores dependen de la altura del cultivo y de su arquitectura. En este sentido, se han desarrollado varias ecuaciones empíricas para la estimación de d , z_{om} y de z_{oh} . La derivación de la resistencia aerodinámica para la superficie de referencia se presenta en el Recuadro 4.

Resistencia superficial (total) (r_s)

La resistencia superficial 'total' describe la resistencia al flujo de vapor a través del cultivo transpirante y de la superficie evaporante de suelo. En casos en que la vegetación no cubra totalmente el suelo, el factor de resistencia debe incluir de hecho los efectos de la evaporación de la superficie del suelo. Si el cultivo no está transpirando de manera potencial, la resistencia depende también del estado del agua dentro de la planta. Una aproximación aceptable de una relación muy compleja de la resistencia superficial de una vegetación densa que cubre completamente el suelo es:

RECUADRO 4

Resistencia aerodinámica de la superficie de pasto de referencia

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 4):

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{2 - 2/3(0,12)}{0,123(0,12)} \right] \ln \left[\frac{2 - 2/3(0,12)}{(0,1)0,123(0,12)} \right]}{(0,41)^2 u_2} = \frac{208}{u_2}$$

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

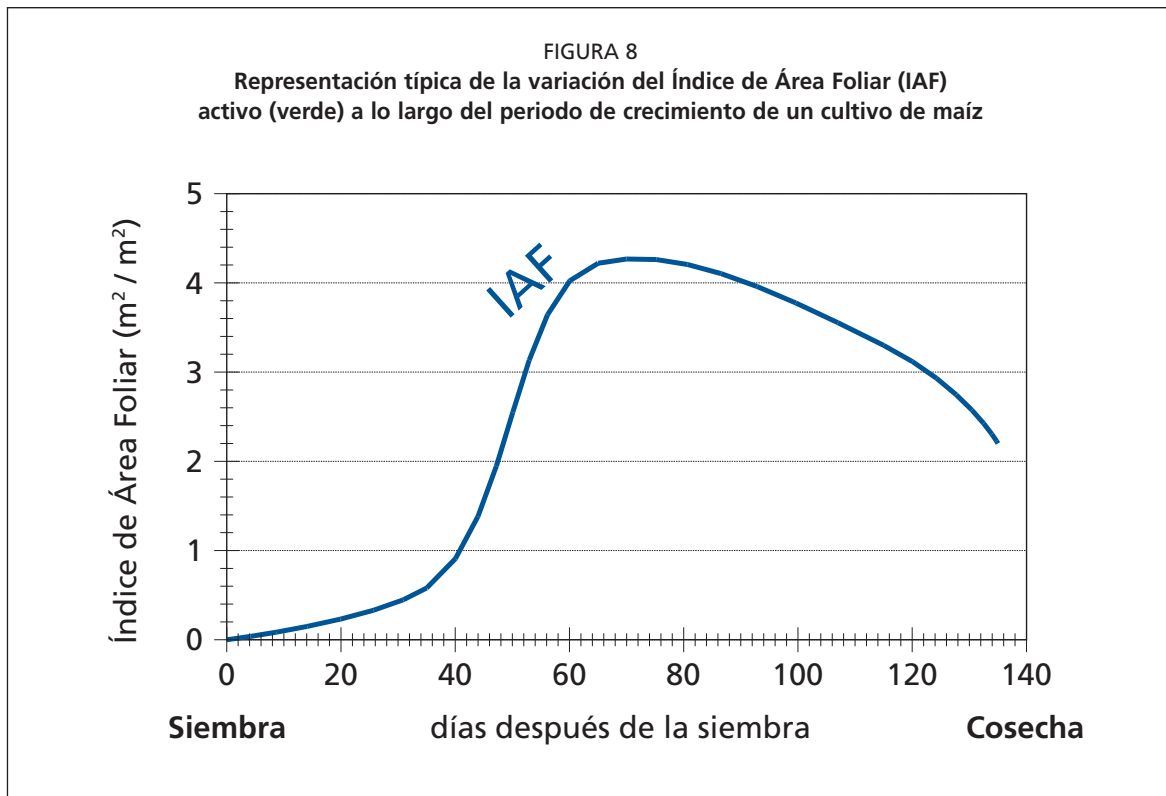
$$r_s = \frac{r_l}{IAF_{activo}} \tag{5}$$

donde

- r_s resistencia superficial (total) [$s\ m^{-1}$],
- r_l resistencia estomática total de una hoja bien iluminada [$s\ m^{-1}$],
- IAF_{activo} índice activo de área foliar [m^2 (área de la hoja) m^{-2} (superficie del suelo)].

El Índice de Área Foliar (IAF), es una cantidad adimensional, que presenta el área de la hoja (lado superior solamente) por unidad de área de suelo debajo de ella. Se expresa como m^2 área foliar por m^2 de área de suelo. El IAF_{activo} es el índice del área foliar que contribuye activamente a la transferencia superficial de calor y de vapor. Esto es generalmente la parte superior, iluminada de un cultivo denso. Los valores de IAF para los diferentes cultivos difieren grandemente pero valores de 3 a 5 son comunes para muchos cultivos desarrollados. Para un cultivo dado, el IAF cambia a lo largo del periodo de crecimiento y alcanza normalmente su máximo valor antes o en la floración (Figura 8). El IAF también depende de la densidad de las plantas y de la variedad del cultivo.

La resistencia estomática (total), r_l , es la resistencia media de una hoja individual. Esta resistencia es específica para cada cultivo y difiere entre variedades del cultivo y su manejo. Usualmente aumenta con la edad del cultivo y llega al máximo cuando



RECUADRO 5

Resistencia superficial (total) para el cultivo de referencia (pasto)

Una ecuación general para IAF_{activo} es:

$$IAF_{\text{activo}} = 0,5 \text{ IAF}$$

Ecuación que toma en consideración el hecho de que en general solamente la mitad superior del pasto denso está contribuyendo activamente a la transferencia superficial de calor y vapor de agua. Para el pasto una ecuación general para IAF es:

$$IAF = 24 h$$

donde h es la altura del cultivo [m].

La resistencia estomática, r_l , de una sola hoja tiene un valor de alrededor de 100 s m^{-1} bajo condiciones bien regadas. Si se asume una altura de cultivo de $0,12 \text{ m}$, la resistencia superficial, r_s [s m^{-1}], para el pasto será (Ecuación 5):

$$r_s = \frac{100}{0,5 (24) (0,12)} \approx 70 \text{ s m}^{-1}$$

éste madura. Hay, sin embargo, una carencia de información sólida sobre los cambios de r_1 en un cierto plazo para los diferentes cultivos. La información disponible en la literatura sobre conductancia o resistencia estomática se orienta a menudo hacia estudios fisiológicos o ecofisiológicos.

La resistencia estomática, r_1 , está influenciada por el clima y por la disponibilidad de agua, sin embargo, estas influencias varían de un cultivo a otro y diversas variedades pueden ser afectadas diferentemente. La resistencia aumenta cuando el cultivo se encuentra limitado de agua y la disponibilidad de agua en el suelo limita la evapotranspiración del cultivo. Algunos estudios indican que la resistencia estomática está influenciada en algún grado por la radiación, temperatura, y el déficit de presión del vapor. La derivación de la resistencia superficial para la superficie de referencia se presenta en el Recuadro 5.

SUPERFICIE DE REFERENCIA

El concepto de una superficie de referencia fue introducido con el fin de obviar la necesidad de definir los parámetros únicos de evaporación para cada cultivo y etapa de crecimiento. Los valores de evapotranspiración de los diferentes cultivos se relacionan con la evapotranspiración de la superficie de referencia (ET_0) por medio de los coeficientes de cultivo.

Anteriormente, una superficie libre de agua fue propuesta como superficie de referencia. Sin embargo, las diferencias aerodinámicas, el control de la vegetación y las características de la radiación presentan una fuerte limitación al relacionar la ET con la medición de la evaporación libre del agua. En cambio el relacionar ET_0 con un cultivo específico tiene la ventaja de incorporar los procesos biológicos y físicos implicados en la ET de superficies cultivadas.

El pasto, así como la alfalfa, es un cultivo muy bien estudiado con respecto a sus características aerodinámicas y superficiales y es aceptado ampliamente como superficie de referencia. Debido a que la resistencia a la difusión del vapor depende fuertemente de la altura del dosel del cultivo, de la cobertura de suelo, del índice de área foliar y de las condiciones de humedad del suelo, las características del cultivo de referencia deben ser bien definidas y fijadas. Los cambios en altura del cultivo dan lugar a variaciones en la rugosidad y el índice de área foliar. Consecuentemente, las resistencias del cultivo y aerodinámica variarán notablemente con el tiempo. Por otra parte, el estrés hídrico y el grado de cobertura del suelo también tienen un efecto en las resistencias y en el albedo.

Para evitar los problemas que conllevan los trabajos de calibración local que requerirían exigentes y costosos estudios, se ha seleccionado un cultivo hipotético de referencia. Las dificultades con un cultivo de referencia real, resultan del hecho de que la variedad y la morfología de la hierba pueden afectar perceptiblemente la tasa evapotranspiratoria, especialmente durante los periodos de máximo consumo de agua. Grandes diferencias pueden identificarse entre pastos de zonas calientes con pastos de zonas templadas. El pasto de zonas templadas tiene un grado mas bajo de control estomático y por lo tanto índices más altos de evapotranspiración. También podría tropezarse con el problema de la dificultad de cultivar pastos habituados a zonas templadas en algunos climas tropicales áridos.

La consulta a expertos de la FAO sobre la revisión de las metodologías recomendadas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos, presentó la siguiente definición inequívoca para la superficie de referencia:

«Un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0,12 m, una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23.»

La superficie de referencia se asemeja a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando totalmente la tierra y con un

adecuado aporte de agua. El requisito de que la superficie de pasto debe ser extensa y uniforme, resulta de asumir que todos los flujos de aire son ascendentes.

El método de FAO Penman-Monteith fue seleccionado como el método por el cual la evapotranspiración de esta superficie de referencia (ET_o) puede ser inequívocamente determinada y con el cual se obtienen valores consistentes de ET_o en todas las regiones y climas.

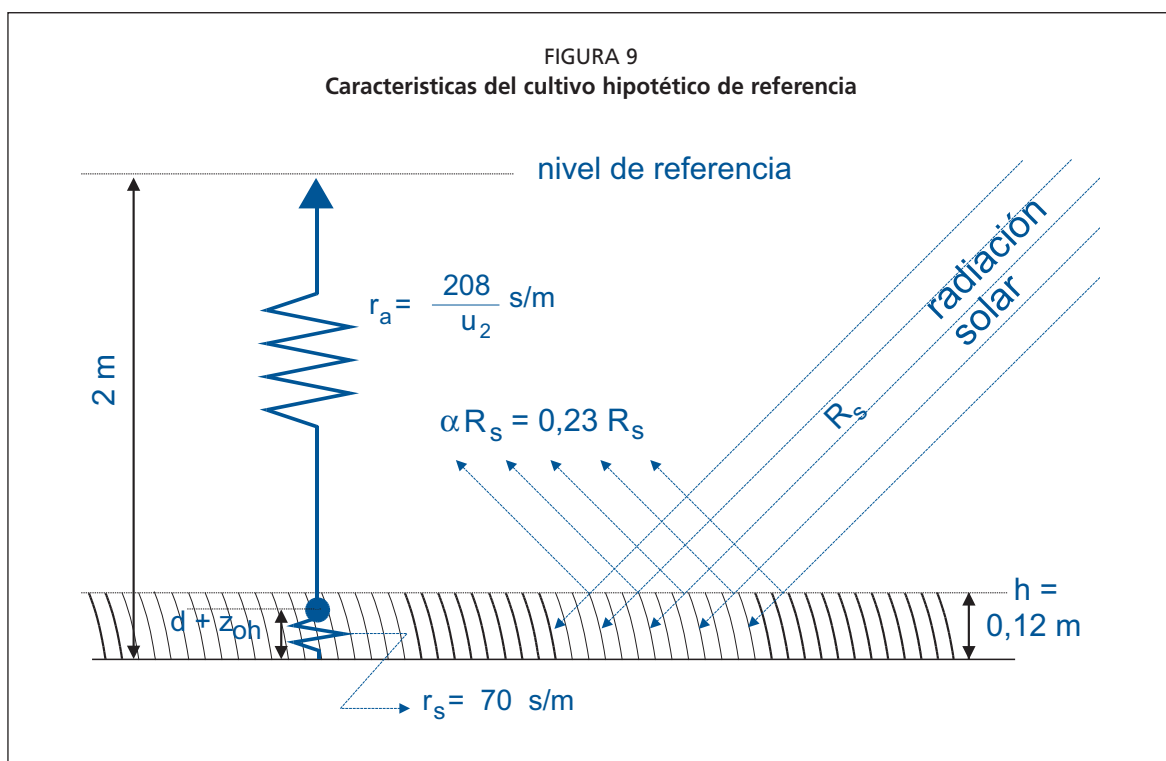
ECUACIÓN DE FAO PENMAN-MONTEITH

Ecuación

Un panel de expertos e investigadores en riego fue organizado por la FAO en mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, con el fin de revisar las metodologías previamente propuestas por la FAO para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos y para elaborar recomendaciones sobre la revisión y la actualización de procedimientos a este respecto.

El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como nuevo método estandarizado para el cálculo de la evapotranspiración de la referencia y aconsejó sobre los procedimientos para el cálculo de los varios parámetros que la fórmula incluye. El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado. El método reduce las imprecisiones del método anterior de FAO Penman y produce globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos.

El método de FAO Penman-Monteith para estimar ET_o , puede ser derivado (Recuadro 6) de la ecuación original de Penman-Monteith (Ecuación 3) y las ecuaciones de la resistencia aerodinámica (Ecuación 4) y superficial (Ecuación 5):



$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (6)$$

donde:

ET_o	evapotranspiración de referencia (mm día ⁻¹)
R_n	radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m ⁻² día ⁻¹)
R_a	radiación extraterrestre (mm día ⁻¹)
G	flujo del calor de suelo (MJ m ⁻² día ⁻¹)
T	temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)
u_2	velocidad del viento a 2 m de altura (m s ⁻¹)
e_s	presión de vapor de saturación (kPa)
e_a	presión real de vapor (kPa)
$e_s - e_a$	déficit de presión de vapor (kPa)
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C ⁻¹)
γ	constante psicrométrica (kPa °C ⁻¹)

La evapotranspiración de referencia (ET_o) provee un estándar de comparación mediante el cual:

- se puede comparar la evapotranspiración en diversos períodos del año o en otras regiones;
- se puede relacionar la evapotranspiración de otros cultivos.

La ecuación utiliza datos climáticos de radiación solar, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Para asegurar la precisión del cálculo, los datos climáticos deben ser medidos o ser convertidos a 2 m de altura, sobre una superficie extensa de pasto verde, cubriendo completamente el suelo y sin limitaciones de agua.

No se puede esperar que ninguna ecuación formulada para el cálculo de la evapotranspiración y basada en datos climáticos, determine la evapotranspiración perfectamente, bajo diferentes situaciones climáticas específicas. Esto debido principalmente a la simplificación en la formulación y los errores en la recopilación de los datos climáticos. Es probable que instrumentos de precisión, bajo condiciones ambientales y biológicas completamente controladas, demuestren que la ecuación de FAO Penman-Monteith se desvía ocasionalmente de mediciones reales de la ET_o del pasto. Sin embargo, el panel de expertos acordó utilizar la definición hipotética del cultivo de referencia sobre el que se basa la ecuación FAO Penman-Monteith como un valor de comparación homogeneizado de tal manera que los datos de diferentes zonas del mundo sean comparables entre sí.

En caso de que se realicen comparaciones de la ecuación FAO Penman-Monteith con mediciones directas de ET_o , es importante que la ecuación completa de Penman-Monteith (Ecuación 3) y las fórmulas asociadas para el cálculo de r_a y r_s (Ecuaciones 4 y 5) se consideren de tal manera que se tomen en cuenta las variaciones en ET debidas a cambios en la altura del pasto evaluado. Las variaciones en la altura del pasto, pueden producir cambios significativos del área foliar, d y z_{om} y el consecuente valor medido de ET_o con relación al valor calculado. Cuando se evalúan los resultados, debe considerarse también que los factores ambientales y de manejo local, tales como la frecuencia de riego, también afectan las observaciones de ET_o .

La ecuación de FAO Penman-Monteith es una representación clara, precisa y simple de los factores físicos y fisiológicos que gobiernan el proceso de la evapotranspiración. Usando la definición de ET_o sobre la que se basa la ecuación FAO Penman-Monteith, se pueden determinar los coeficientes del cultivo relacionando la evapotranspiración medida del cultivo (ET_c) con la ET_o calculada, es decir: $Kc = ET_c/ET_o$. Tomando como base el concepto de coeficiente de cultivo, las diferencias del dosel del cultivo y la

RECUADRO 6

Derivación de la ecuación de FAO Penman-Monteith para el cultivo hipotético de referencia

Teniendo una altura estandarizada para la velocidad del viento, la temperatura y las mediciones de humedad a 2 m (el $z_m = z_h = 2$ m) y la altura del cultivo $h = 0,12$ m, las resistencias aerodinámicas y superficial se convierten en (Recuadros 4 y 5):

$$r_a = 208/u_2 \text{ s m}^{-1}, \text{ (la velocidad del viento } u_2 \text{ a 2 m de altura)}$$

$$r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$$

$$(1 + r_s/r_a) = (1 + 0,34 u_2)$$

R_n y G se constituyen en la energía disponible por unidad de área y se expresan en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Para convertir las unidades de energía de radiación a alturas equivalentes de agua (mm), el calor latente de vaporización, λ , es utilizado como factor de conversión (Capítulo 1). Los valores de energía a alturas equivalentes del agua o viceversa se convierten con: (Ecuación 20)

$$\text{Radiación (mm día}^{-1}) \cong \text{Radiación (MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1})/2,45 = 0,408 \text{ Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día]}$$

Substituyendo c_p y reordenando la Ecuación 8:

$$c_p = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{P}$$

y considerando la ley de los gases ideales para ρ_a :

$$\rho_a = \frac{P}{T_{Kv} R}$$

donde T_{Kv} (temperatura virtual), se puede sustituir por:

$$T_{Kv} = 1,01(T + 273)$$

lo cual resulta en:

$$\frac{c_p \rho_a}{r_a} = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{1,01 (T + 273) R (208)} u_2 \quad [\text{ MJ m}^{-2} \text{ °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

donde

- c_p calor específico a presión constante [MJ kg⁻¹ °C⁻¹],
- ρ_a densidad media del aire a presión constante [kg m⁻³],
- r_a resistencia aerodinámica [s m⁻¹],
- γ constante psicrométrica [kPa °C⁻¹],
- ε cociente del peso molecular del vapor agua /aire seco = 0,622,
- λ calor latente de vaporización [MJ kg⁻¹],
- u_2 velocidad del viento a 2 m [m s⁻¹],
- R constante universal de los gases = 0,287 kJ kg⁻¹ K⁻¹,
- T temperatura del aire [°C],
- P presión atmosférica [kPa],

$$= 86400 \frac{\gamma (0,622) \lambda}{1,01 (T + 273) (0,287) (208)} u_2 \quad [\text{ MJ m}^{-2} \text{ °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

lo cual, cuando se divide por λ ($\lambda = 2,45$),

$$= \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 \quad [\text{ mm °C}^{-1} \text{ día}^{-1}]$$

resistencia aerodinámica con relación al cultivo hipotético de referencia se consideran dentro del coeficiente de cultivo. El factor K_c representa el resumen de las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos y la definición de cultivo de referencia.

Datos

Para llevar adelante cálculos diarios, semanales, de diez días o mensuales de ET_o , además de la localización del sitio, la ecuación FAO Penman-Monteith requiere datos de temperatura del aire, humedad atmosférica, radiación y velocidad del viento. El procesamiento y la metodología de cálculo de los datos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia se presentan en el Capítulo 3. Es importante verificar las unidades en las cuales se encuentran los datos climáticos. Los factores para convertir unidades de uso común a unidades estándar se presentan en el Anexo 1.

Localización

La altura sobre el nivel del mar (m) de la zona para la que se determina la ET_o y su latitud (grados norte o sur) deben ser especificados. Estos datos son necesarios para ajustar algunos parámetros climáticos al valor medio local de la presión atmosférica (función de la elevación del sitio sobre nivel del mar) y para calcular la radiación extraterrestre (R_a) y, en algunos casos, la duración máxima de la insolación (N). En los procedimientos del cálculo para R_a y N , la latitud se expresa en radianes (grados decimales $\pi/180$). Un valor positivo se utiliza para el hemisferio norte y un valor negativo para el hemisferio sur.

Temperatura

Para la aplicación de la fórmula FAO Penman-Monteith, se requiere información de temperatura diaria (promedio) máxima y mínima en grados centígrados ($^{\circ}\text{C}$). En los casos en que solamente se tenga disponibilidad de temperaturas medias diarias, el cálculo de ET_o todavía es válido pero se podría esperar una cierta subestimación de ET_o debido a la relación no-lineal de la presión de vapor de saturación en relación con la temperatura (Figura 11). El uso de la temperatura media del aire en lugar de la temperatura máxima y mínima tiene como resultado una presión de saturación más baja (e_s), y por lo tanto un déficit de presión de vapor también más bajo ($e_s - e_a$), resultante en una estimación más baja de la evapotranspiración de referencia.

Humedad

El valor de la presión real (promedio) diaria de vapor, (e_a), en kilopascales (kPa) se requiere como dato de entrada para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith. En caso de que los valores de presión real de vapor no estén disponibles, estos pueden ser derivados de la humedad relativa máxima y mínima (%), de los datos psicrométricos (temperaturas de bulbo seco y mojado en $^{\circ}\text{C}$) o de la temperatura del punto de rocío ($^{\circ}\text{C}$) según los procedimientos presentados en el Capítulo 3.

Radiación

La radiación neta diaria (promedio) está expresada en megajoules por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Estos datos no están disponibles comúnmente en forma directa pero pueden derivarse de la radiación de onda corta (promedio) medida con un piranómetro o de la duración real diaria (promedio) del sol brillante (horas por día) medida con el heliógrafo. Los procedimientos de cálculo se presentan en el Capítulo 3.

Viento

Para la aplicación de la ecuación FAO Penman-Monteith se requiere contar con la velocidad del viento (promedio) diaria en metros por segundo (m s^{-1}) medida a 2 m de altura sobre el nivel del suelo. Es importante verificar la altura a la cual se mide la

velocidad del viento, pues velocidades del viento medidas a diversas alturas sobre la superficie del suelo presentan con seguridad valores diferentes. En caso de no contar con datos de velocidad de viento a 2 m de altura, el procedimiento del cálculo para ajustar la velocidad del viento a la altura estándar de 2 m se presenta en el Capítulo 3.

Estimación de Datos Faltantes

Es común que se presenten situaciones en las que algunos datos climáticos no estén disponibles. Para estos casos, en general se debe evitar el uso de ecuaciones alternativas para el cálculo de ET_o , que requieren un número limitado de parámetros meteorológicos. Se recomienda en cambio, el cálculo de la ET_o usando el método estándar de FAO Penman-Monteith después de resolver el problema específico de los datos faltantes. Los procedimientos para estimar datos climáticos faltantes se presentan en el Capítulo 3. Se espera que las diferencias entre los valores de ET_o obtenidos con la ecuación de FAO Penman-Monteith con limitada cantidad de datos y, por otra parte, con todos los datos requeridos completo, sean más pequeñas o al menos de magnitud similar a las diferencias resultantes del uso de una ecuación alternativa de ET_o .

Incluso en casos en los que los datos disponibles solo incluyan la temperatura máxima y mínima del aire, se pueden obtener estimaciones razonables de ET_o con la ecuación de FAO Penman-Monteith para periodos de diez días o mensuales. Como se describe en el Capítulo 3, los datos de radiación se pueden derivar de la diferencia de temperatura del aire, o, junto con la velocidad del viento y datos de humedad atmosférica, se pueden extrapolar de una estación meteorológica próxima. Los datos de humedad se pueden también estimar de la temperatura mínima diaria del aire. Una vez evaluada la validez del uso de datos de otra estación, las estimaciones de ET_o para periodos de diez días o mensuales pueden ser efectuadas.

Los procedimientos para estimar datos faltantes se deben validar en el ámbito regional. Esto es posible para estaciones meteorológicas que cuentan con los datos completos comparando la ET_o calculada con todos los datos y calculada con datos estimados. El cociente debe estar cerca de uno. En los casos en que el cociente se desvía perceptible y consistentemente de uno, el cociente se puede utilizar como factor de corrección para las estimaciones hechas con los datos estimados. En los casos en que el error estándar de la estimación exceda el 20 por ciento del valor de ET_o calculada con datos completos y en forma inconsistente, se debe realizar un análisis de sensibilidad para determinar causas (y límites) para el método utilizado para estimar los datos faltantes. La validación se debe realizar para cada mes y cada variable así como para estimaciones diarias de ET_o .

Capítulo 3

Datos meteorológicos

Los métodos para calcular la evapotranspiración partiendo de datos meteorológicos requieren de varios parámetros climatológicos y físicos. Algunos de estos parámetros se miden directamente en estaciones meteorológicas. Otros parámetros se relacionan con los datos comúnmente medidos y se pueden derivar con la ayuda de relaciones directas o empíricas. Este capítulo presenta la medición y cómputo de los datos requeridos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia por medio del método FAO Penman-Monteith. Diversos ejemplos ilustran los varios procedimientos del cálculo. También se presentan procedimientos para estimar datos faltantes.

Los datos meteorológicos se pueden expresar en diferentes unidades. Los factores de conversión entre varios sistemas de unidades y las unidades estándar del S.I. se presentan en el Anexo 1. Los parámetros climáticos, calculados por medio de las ecuaciones presentadas en este capítulo para diversas condiciones meteorológicas se tabulan y se muestran en el Anexo 2. Solamente las relaciones estandarizadas se presentan en el presente capítulo. El principio de algunas ecuaciones y más información sobre algunos procedimientos usados se presenta en el Anexo 3. Los Anexos 4, 5 y 6 detallan metodologías para el análisis estadístico, evaluación, corrección y llenado de datos meteorológicos faltantes.

FACTORES METEOROLÓGICOS QUE DETERMINAN LA ET

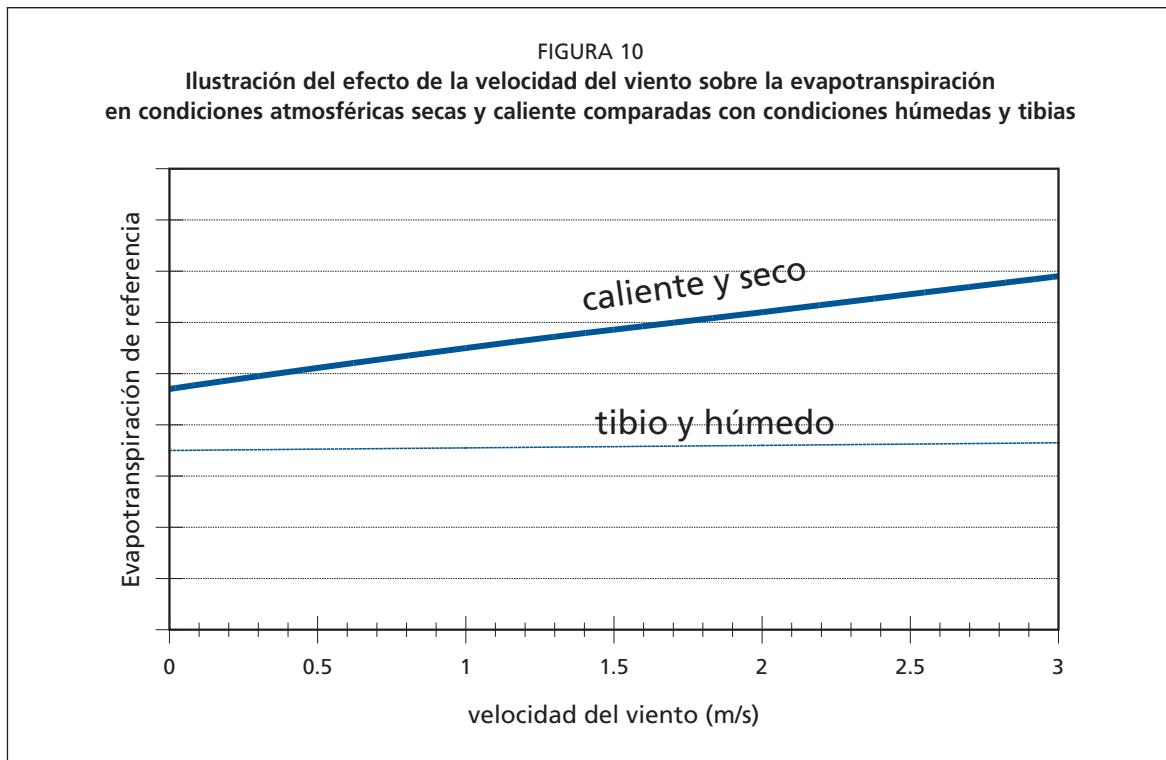
Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son los componentes del tiempo que proporcionan energía para la vaporización y extraen vapor de agua de una superficie evaporante. Los principales parámetros meteorológicos que se deben considerar se presentan a continuación.

Radiación solar

El proceso de la evapotranspiración está determinado por la cantidad de energía disponible para evaporar el agua. La radiación solar es la más importante fuente de energía en el planeta y puede cambiar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua. La cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año. Debido a las diferencias en la posición del planeta y a su movimiento alrededor del sol, esta cantidad potencial de radiación es diferente para cada latitud y para las diversas estaciones del año. La radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la turbidez 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 en la evapotranspiración, se debe también considerar que no toda la energía disponible se utiliza para evaporar el agua. Parte de la energía solar se utiliza también para calentar la atmósfera y el suelo.

Temperatura del aire

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 evapotranspiración. En un día soleado y cálido, la pérdida de agua por evapotranspiración será mayor que en un día nublado y fresco.



Humedad del aire

Mientras que el aporte de energía del sol y del aire circundante es la fuerza impulsora principal para la evaporación del agua, la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie evapotranspirante y el aire circundante es el factor determinante para la remoción de vapor. Áreas bien regadas en regiones áridas secas y calientes, consumen grandes cantidades de agua debido a la gran disponibilidad de energía y al poder de extracción de vapor de la atmósfera. En cambio en regiones húmedas tropicales, a pesar de que el ingreso de energía es elevado, la alta humedad del aire reducirá la demanda de evapotranspiración. En este último caso, como el aire está ya cerca de saturación, puede absorber menos agua adicional y por lo tanto la tasa de evapotranspiración es más baja que en regiones áridas.

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 tasa de evapotranspiración disminuye.

El efecto combinado de los factores climáticos que afectan la evapotranspiración se ilustra en la Figura 10 para dos condiciones climáticas diferentes. La demanda evapotranspiratoria es alta bajo condiciones de tiempo caliente y seco debido a la sequedad del aire y de la cantidad de energía disponible como radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, mucho vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras que el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que se retire mayor cantidad de vapor de agua. Por otra parte, bajo condiciones atmosféricas húmedas, la alta humedad del aire y la presencia de nubes hacen que la tasa de evapotranspiración sea más baja. El aumento de la velocidad del viento para las dos condiciones climáticas presentadas, afecta la evapotranspiración en diferente forma como muestra la pendiente de las curvas en la Figura 10. Cuanto más seca esté la atmósfera, más grande será el efecto sobre la ET y mayor es la pendiente de la curva. Para

las condiciones húmedas, el viento puede sustituir el aire saturado solamente por aire levemente menos saturado y así reducir la energía térmica. Por tanto, bajo condiciones húmedas la velocidad del viento afecta la evapotranspiración en un grado mucho menos importante que bajo climas áridos en los que variaciones pequeñas en la velocidad del viento pueden dar lugar a importantes variaciones en la evapotranspiración.

PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS

Se han desarrollado varias metodologías para determinar los parámetros climáticos. El efecto de los principales componentes del tiempo sobre la evapotranspiración se puede determinar con la ayuda de estas ecuaciones. Algunas de las metodologías requieren parámetros que expresan una característica específica de la atmósfera. Antes de estudiar las cuatro variables principales del tiempo atmosférico se analizan algunos parámetros atmosféricos.

Presión atmosférica (P)

La presión atmosférica, P, es la presión ejercida por el peso de la atmósfera terrestre. La evaporación en altitudes elevadas ocurre en parte gracias a la baja presión atmosférica que se expresa con la constante psicrométrica. Este efecto es, sin embargo, pequeño y en los procedimientos del cálculo, el valor medio para una localidad es suficiente. Para calcular P puede emplearse una simplificación de la ley de los gases ideales, a una temperatura atmosférica estándar de 20°C:

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (7)$$

donde

P	Presión atmosférica [kPa]
z	Elevación sobre el nivel del mar [m]

Los valores de presión atmosférica en función de la altitud se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.1).

Calor latente de vaporización (λ)

El calor latente de vaporización, λ , expresa la energía requerida para cambiar una masa de unidad de agua líquida a vapor de agua bajo presión y temperatura constantes. El valor del calor latente de vaporización varía en función de la temperatura. Cuanto más elevada sea la temperatura, menos energía será requerida. Como λ varía levemente dentro de rangos de temperaturas normales, se considera un valor constante de 2,45 MJ kg⁻¹ para la simplificación de la ecuación de FAO Penman-Monteith. Este valor corresponde al calor latente de vaporización a una temperatura del aire de alrededor de 20 °C.

Constante Psicrométrica (γ)

La constante psicrométrica, γ , se calcula por:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3} \quad (8)$$

donde

γ	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹],
P	presión atmosférica [kPa],
λ	calor latente de vaporización, 2,45 [MJ kg ⁻¹],
c_p	calor específico a presión constante, 1,013 x 10 ⁻³ [MJ kg ⁻¹ °C ⁻¹],
ϵ	cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0,622.

EJEMPLO 2

Determinación de parámetros atmosféricos

Determine la presión atmosférica y la constante psicrométrica a una elevación de 1800 m.

Con:	$z =$	1800	m
De la Ec. 7:	$P = 101,3 [(293 - (0,0065) 1800)/293]^{5,26} =$	81,8	kPa
De la Ec. 8:	$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} (81,8) =$	0,054	kPa °C ⁻¹

El valor medio de la presión atmosférica es 81,8 kPa.

El valor medio de la constante psicrométrica, γ , es 0,054 kPa/°C.

El calor específico es la cantidad de energía requerida para aumentar la temperatura de una unidad de masa de aire en 1° C a presión constante. Su valor depende de la composición del aire, fundamentalmente de su humedad. Para condiciones atmosféricas medias se puede utilizar el valor $c_p = 1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$. Dado que se aplica un valor medio de presión atmosférica en cada localidad (Ecuación 7), la constante psicrométrica también se mantiene constante para cada localidad. Los valores para la constante psicrométrica en función de la altitud se encuentran en el Anexo 2 (Cuadro 2.2).

TEMPERATURA DEL AIRE

La agrometeorología se ocupa de la temperatura del aire al nivel del cultivo. En estaciones meteorológicas convencionales y automáticas, la temperatura del aire se mide dentro de abrigos meteorológicos (pantallas de Stevenson o casetas ventiladas) a 2 m sobre la superficie, de acuerdo a los estándares de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Los abrigos meteorológicos se diseñan para proteger los instrumentos contra la exposición directa a la radiación solar. La construcción con persianas permite el movimiento libre del aire alrededor de los instrumentos. La temperatura del aire se mide con termómetros o termopares instalados en el abrigo. Los termómetros de mínima y máxima registran la temperatura mínima y máxima del aire en un período de 24 horas. Los termógrafos generan gráficos de las temperaturas instantáneas durante un día o una semana. Las estaciones meteorológicas electrónicas comúnmente hacen un muestreo de la temperatura del aire cada minuto y entregan promedios horarios además de los valores máximo y mínimo en 24 horas.

Debido a la relación no lineal de la humedad con la temperatura, ambas incluidas en la ecuación FAO Penman-Monteith, la presión de vapor para cierto período se debe calcular como la media entre la presión de vapor bajo la temperatura máxima y la presión de vapor bajo la temperatura mínima del aire en ese periodo. La temperatura máxima diaria del aire (T_{\max}) y la temperatura mínima diaria del aire (T_{\min}) son, respectivamente, la máxima y la mínima temperatura del aire observadas durante un período de 24 horas, desde la medianoche. T_{\max} y T_{\min} por períodos más largos tales como semanas, diez días o meses se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios respectivos por el número de días del período. La temperatura media diaria del aire (T_{media}) se emplea en la ecuación FAO Penman-Monteith solamente para calcular la pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor (Δ) y del impacto de la densidad media del aire (P_a) pues el efecto de las variaciones de temperatura en el valor de estos parámetros climáticos es pequeño. Para la estandarización, T_{media} para períodos de 24 horas se define como el promedio de las temperaturas máxima (T_{\max}) y mínima diaria (T_{\min}) en lugar del promedio de las mediciones horarias de temperatura.

$$T_{\text{media}} = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad (9)$$

La temperatura se expresa en grados centígrados ($^{\circ}\text{C}$) o Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$). El Cuadro de conversión se presenta en el Anexo 1. En algunos procedimientos del cálculo, la temperatura se debe expresar en grados Kelvin (K), los que se obtienen agregando 273,16 a la temperatura expresada en grados centígrados (en la práctica $\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273,16$). La escala centígrada y la Kelvin tienen la misma escala de intervalo.

HUMEDAD DEL AIRE

Conceptos

El contenido de agua del aire se puede expresar de diversas maneras. En agrometeorología, la presión de vapor, la temperatura del punto de condensación (punto de rocío) y la humedad relativa son expresiones comunes para indicar la humedad del aire.

Presión de vapor

El vapor de agua es un gas y su presión contribuye a la presión atmosférica total. La cantidad de vapor de agua en el aire se relaciona directamente con la presión parcial ejercida por ese vapor de agua en el aire y esta es por lo tanto una medida directa del contenido de vapor de agua del aire.

Bajo las unidades estándar del S.I., la presión ya no es expresada en centímetros de agua, milímetros de mercurio, bares, atmósferas, etc., sino en pascales (Pa). Los factores de conversión entre las varias unidades y pascales se presentan en el Anexo 1. Mientras que un pascal se refiere a una fuerza relativamente pequeña (1 newton) aplicada a una superficie relativamente grande (1 m^2), múltiplos de esta unidad básica se utilizan frecuentemente. En el presente libro, la presión de vapor se expresa en los kilopascales ($\text{kPa} = 1\,000 \text{ Pa}$).

Cuando un volumen de aire se encuentra retenido sobre una superficie evaporante de agua, se alcanza un equilibrio entre las moléculas de agua que se incorporan al aire y las que vuelven a la fuente de agua. En ese momento, se considera que el aire está saturado puesto que no puede almacenar ninguna molécula de agua adicional. La presión correspondiente se llama presión de saturación de vapor ($e^{\circ}(T)$). La cantidad de moléculas de agua que se pueden almacenarse en el aire depende de la temperatura (T). Cuanto más alta es la temperatura del aire, más alta es la capacidad de almacenar vapor de agua y más alta es la presión de saturación de vapor (Figura 11).

Como se puede observar en la Figura 11, la pendiente de la curva cambia exponencialmente con la temperatura. A temperaturas bajas, la pendiente es pequeña y varía levemente con el incremento de temperatura. A temperaturas elevadas, la pendiente es mayor y pequeños cambios de temperatura producen grandes cambios grandes en la pendiente. La pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, Δ , es un parámetro importante para la descripción de la vaporización y se utiliza en algunas ecuaciones de cálculo de ET_0 con datos climáticos.

La presión real de vapor (e_a) es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el aire. Cuando el aire no se satura, la presión real de vapor será más baja que la presión de vapor de saturación. La diferencia entre la presión de saturación y la presión real de vapor se llama déficit de presión de vapor o déficit de saturación y es un indicador preciso de la real capacidad evaporativa del aire.

Temperatura del punto de rocío

La temperatura del punto de rocío o punto de condensación es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarse. La presión real de vapor del aire es la presión de saturación de vapor en la temperatura del punto de rocío. Cuanto más seco esté el aire, más grande será la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura del punto de rocío.

FIGURA 11
Presión de saturación de vapor (e^o) en función de la temperatura: curva de $e^o(T)$

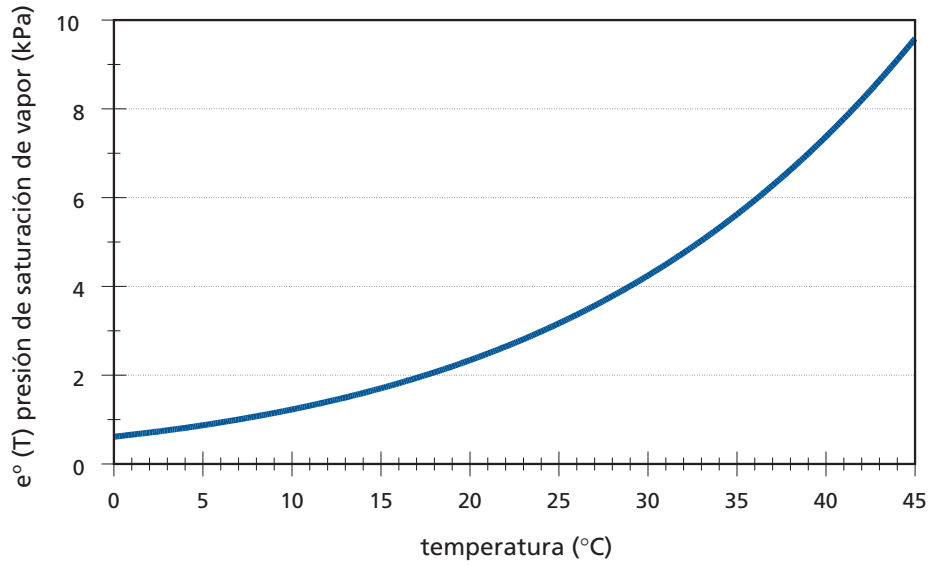
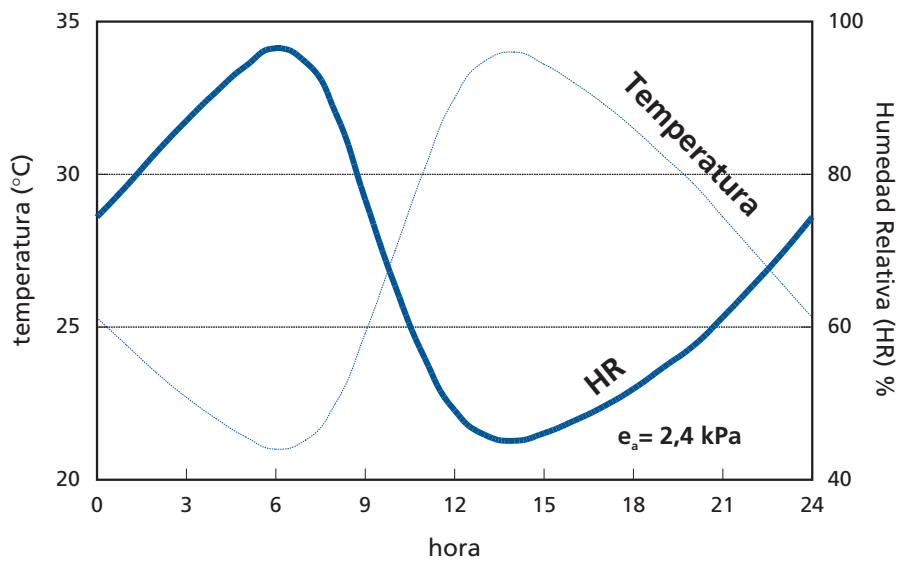


FIGURA 12
Variación de la humedad relativa durante un periodo de 24 horas
para una presión real de vapor constante de 2,4 kPa



Humedad relativa

La humedad relativa (HR) expresa el grado de saturación del aire como el cociente entre la presión real de vapor (e_a) a una temperatura dada y la presión de saturación de vapor ($e^o(T)$) a la misma temperatura (T):

$$HR = \frac{e_a}{e^o(T)} * 100 \quad (10)$$

La humedad relativa es el cociente entre la cantidad de agua que el aire realmente contiene a una determinada temperatura y la cantidad que podría contener si estuviera saturado a la misma temperatura. Es adimensional y se expresa comúnmente como porcentaje. Aunque la presión real de vapor puede ser relativamente constante a lo largo del día, la humedad relativa fluctúa entre un máximo al amanecer y un mínimo a primeras horas de la tarde (Figura 12). La variación de la humedad relativa se produce porque la presión de saturación de vapor depende de la temperatura del aire. Como la temperatura del aire cambia durante el día, la humedad relativa también cambia substancialmente.

Medición

No es posible medir directamente la presión real de vapor. La presión de vapor se deriva comúnmente de la humedad relativa o de la temperatura del punto de rocío.

La humedad relativa se mide directamente con el higrómetro. La medición se basa en las propiedades de algunos materiales como el cabello humano, que se contrae o extiende en respuesta a cambios en humedad del aire, o por medio de una placa eléctrica que es sensible a los cambios de humedad. La presión de vapor puede ser medida indirectamente con psicrómetros que miden la diferencia de temperatura entre dos termómetros, conocidos como termómetro de bulbo seco y termómetro de bulbo húmedo. El termómetro de bulbo seco mide la temperatura del aire. El bulbo del termómetro de bulbo húmedo se cubre con una muselina constantemente humedecida. La evaporación de agua de la muselina requiere energía, la que es tomada del bulbo del termómetro y por tanto enfría el bulbo y descende el valor registrado de temperatura. Cuanto más seco esté el aire, más grande es la evaporación y más grande es el descenso de temperatura. La diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y del bulbo húmedo se conoce como la depresión del bulbo húmedo y es una medida de la humedad del aire.

La temperatura del punto de rocío se mide con instrumentos especiales. El principio de funcionamiento de estos instrumentos es el de bajar la temperatura del aire hasta que ocurra la formación del rocío. La temperatura correspondiente es la temperatura del punto de rocío.

Los datos de humedad relativa y de la temperatura del punto de rocío comúnmente contienen notables errores de medición. Los errores de medición ocurren tanto en caso de uso de tipos antiguos de termohigrógrafos como en caso de instrumentos electrónicos más modernos. Estos instrumentos se describen en el Anexo 5. Se debe tener mucho cuidado en la determinación de la exactitud y la integridad de los datos de HR y del punto de rocío. Se aconseja que se compare siempre las temperaturas registradas del punto de rocío y la temperatura mínima del aire, según lo descrito en la parte final de este capítulo y en los Anexos 5 y 6. Con frecuencia, es mejor utilizar temperaturas de punto de rocío que hayan sido derivadas de la temperatura mínima diaria del aire, que utilizar medidas no confiables de humedad relativa. Esto debe ser evaluado por el mismo usuario.

Procedimientos de cálculo

Presión media de vapor de la saturación (e_s)

La presión de saturación de vapor puede ser calculada en función de la temperatura del aire, pues depende de ella. La relación entre ambas variables se expresa como:

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right] \quad (11)$$

donde

$e^{\circ}(T)$ presión de saturación de vapor a la temperatura del aire, T [kPa]
 T temperatura del aire [°C]
 exp [...] 2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [...]

Los valores de la presión de saturación de vapor en función de la temperatura del aire se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.3). Debido a la característica no-lineal de la Ecuación 11, la presión media de saturación de vapor para un día, semana, década o mes, debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima media y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima media del aire para ese período:

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2} \quad (12)$$

El uso de la temperatura media del aire en lugar de las temperaturas mínima y máxima da lugar a subestimaciones de la presión media de saturación de vapor. El correspondiente déficit de presión de vapor (un parámetro que expresa la energía evaporante de la atmósfera) también será menor y el resultado será una cierta subestimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia. Por lo tanto, es siempre recomendable el calcular la presión media de saturación de vapor como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y a la temperatura mínima del aire.

EJEMPLO 3

Determinación de la presión media de vapor de saturación

Teniendo una temperatura diaria máxima y mínima respectivamente de 24,5 y 15°C.

Determine la presión media de vapor de saturación para ese día.

De la Ec. 11	$e^{\circ}(T_{\max}) = 0,6108 * \exp[17,27(24,5)/(24,5 + 237,3)]$	3,075	kPa
De la Ec. 11	$e^{\circ}(T_{\min}) = 0,6108 * \exp[17,27(15)/(15 + 237,3)]$	1,705	kPa
De la Ec. 12	$e_s = (3,075 + 1,705)/2$	2,39	kPa
	Note que para la temperatura de 19,75°C (T_{mean}) $e^{\circ}(T) =$	2,30	kPa

La presión media de vapor de saturación es 2,39 kPa.

Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor (Δ)

Para el cálculo de evapotranspiración, se requiere calcular la pendiente de la relación entre la presión de saturación de vapor y la temperatura, Δ . La pendiente de la curva (Figura 11) a una temperatura dada se da por:

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (13)$$

donde

Δ	pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T [kPa °C ⁻¹]
T	temperatura del aire [°C]
exp[. .]	2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [..]

Los valores de la pendiente Δ para diversos temperatura del aire se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.4). Para su aplicación en la ecuación FAO Penman-Monteith, la pendiente de la curva de presión de vapor (Δ) se calcula usando la temperatura media del aire (Ecuación 9).

Presión real de vapor (e_a) derivada de la temperatura del punto de rocío

Como la temperatura del punto de rocío es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarlo, la presión real de vapor (e_a) es la presión de saturación de vapor a la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{rocío}}$) [°C]:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{rocío}}) = 0,6108 \exp\left[\frac{17,27 T_{\text{rocío}}}{T_{\text{rocío}} + 237,3}\right] \quad (14)$$

Presión real de vapor (e_a) derivada de datos psicrométricos

La presión real de vapor puede determinarse de la diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y húmedo conocida como la depresión del bulbo húmedo. La relación se expresa por la siguiente ecuación:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{húmedo}}) - \gamma_{\text{psi}}(T_{\text{seco}} - T_{\text{húmedo}}) \quad (15)$$

donde

e_a	presión real de vapor [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{húmedo}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura del bulbo húmedo [kPa]
γ_{psi}	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹]
$T_{\text{seco}} - T_{\text{húmedo}}$	depresión del bulbo húmedo, con T_{seco} la temperatura del termómetro de bulbo seco y $T_{\text{húmedo}}$ la temperatura del termómetro de bulbo húmedo [°C].

La constante psicrométrica del instrumento está dada por:

$$\gamma_{\text{psi}} = a_{\text{psi}} P \quad (16)$$

donde a_{psi} es un coeficiente que depende del tipo de ventilación del bulbo húmedo [°C⁻¹], y P es la presión atmosférica [kPa]. El coeficiente a_{psi} depende principalmente del diseño del psicrómetro y de la ventilación alrededor del bulbo húmedo. Para condiciones normales se utilizan los valores siguientes:

$a_{\text{psi}} = 0,000662$	para los psicrómetros ventilados del tipo de Asmann, con un movimiento de aire de unos 5 m s ⁻¹ ,
0,000800	para los psicrómetros naturalmente ventilados (cerca de 1 m s ⁻¹),
0,001200	para los psicrómetros no ventilados instalados bajo techo.

EJEMPLO 4

Determinación de la presión real de vapor de lecturas del psicrómetro

Determine la presión de vapor de las lecturas de un psicrómetro aspirado en un punto geográfico ubicado a una altitud de 1 200 m. Las temperaturas de los termómetros de bulbo húmedo y seco son 25,6 y 19,5 °C respectivamente.

De la Ec. 7 (Cuadro 2.1), con:	$z =$	1 200	m
Entonces:	$P =$	87,9	kPa
De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), para	$T_{\text{húmedo}} =$	19,5	°C
Entonces:	$e^{\circ}(T_{\text{húmedo}}) =$	2,267	kPa
Psicrómetro ventilado	$a_{\text{psi}} =$	0,000662	°C ⁻¹
De la Ec. 15:	$e_a = 2,267 - 0,000662 (87,9) (25,6 - 19,5) =$	1,91	kPa

La presión real de vapor es de 1,91 kPa.

Presión real de vapor (e_a) derivada de datos de humedad relativa

La presión real de vapor se puede también derivar de la humedad relativa. Dependiendo de la disponibilidad de datos de humedad, se pueden utilizar diversas ecuaciones.

➤ Disponibilidad de HR_{max} y HR_{min} :

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{\text{min}}) \frac{HR_{\text{max}}}{100} + e^{\circ}(T_{\text{max}}) \frac{HR_{\text{min}}}{100}}{2} \quad (17)$$

donde

e_a	presión real de vapor [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{min}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria [kPa]
$e^{\circ}(T_{\text{max}})$	presión de saturación de vapor a la temperatura máxima diaria [kPa]
HR_{max}	humedad relativa máxima [%]
HR_{min}	humedad relativa mínima [%].

Para períodos de una semana, diez días o un mes, la HR_{max} y la HR_{min} se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios por el número de días del período considerado.

➤ Datos disponibles de HR_{max} :

Cuando se utiliza instrumentos con los que los errores en la estimación de HR_{min} pueden ser grandes, o cuando la exactitud de los datos es dudosa, se debe utilizar solamente HR_{max} :

$$e_a = e^{\circ}(T_{\text{min}}) * \frac{HR_{\text{max}}}{100} \quad (18)$$

➤ Datos disponibles de HR_{media} :

Cuando no se cuenta con datos disponibles de HR_{min} y HR_{max} , se puede utilizar la Ecuación 19, sin embargo, esta ecuación es menos precisa que las Ecuaciones 17 o 18.

$$e_a = \frac{HR_{media}}{100} e^{\circ}(T_{media}) \quad (19)^1$$

donde HR_{media} es la humedad relativa media, definida como el promedio entre la HR_{max} y HR_{min} .

Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)

El déficit de presión de vapor es la diferencia entre la presión de saturación de vapor (e_s) y la presión real de vapor (e_a) durante un determinado período. Para periodos tales como una semana, diez días o un mes, e_s se calcula de la Ecuación 12 usando el promedio de T_{max} y T_{min} en el período. En el caso de e_a , esta se computa similarmente con la aplicación de las Ecuaciones 14 a 19 en función a la disponibilidad de datos, usando los promedios de cada período. Como se demostró en el Ejemplo 3, el uso de la temperatura media del aire en lugar de T_{max} y T_{min} en la Ecuación 12 resulta en una subestimación de e_s , consecuentemente en un valor mas bajo del déficit de presión de vapor y por lo tanto una subestimación de ET_o (Recuadro 7). Si es pertinente, e_s y e_a para períodos largos también pueden calcularse como los promedios de valores calculados en forma diaria durante el periodo estudiado.

EJEMPLO 5

Determinación de la presión real de vapor de la humedad relativa

Con los siguientes datos diarios de temperaturas máxima y mínima y los datos correspondientes de humedad relativa.

$T_{min} = 18^{\circ}C$; $HR_{max} = 82\%$

$T_{max} = 25^{\circ}C$; $HR_{min} = 54\%$

Determine la presión real de vapor.

De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), a:	$T_{min} =$	18	$^{\circ}C$
Se calcula:	$e^{\circ}(T_{min}) =$	2,064	kPa
De la Ec. 11 (Cuadro 2.3), a:	$T_{max} =$	25	$^{\circ}C$
Se calcula:	$e^{\circ}(T_{max}) =$	3,168	kPa
De la Ec. 17:	$e_a = [2,064 (82/100) + 3,168 (54/100)]/2 =$	1,70	kPa
Nótese que cuando se usa la Ec. 19:	$e_a =$	1,78	kPa

EJEMPLO 6

Determinación del déficit de presión de vapor

Determine el déficit de presión de vapor con los datos del Ejemplo 5.

Del Ejemplo 5:	$e^{\circ}(T_{min}) =$	2,064	kPa
	$e^{\circ}(T_{max}) =$	3,168	kPa
	$e_a =$	1,70	kPa
	$e_s - e_a = (2,064 + 3,168)/2 - 1,70 =$	0,91	kPa

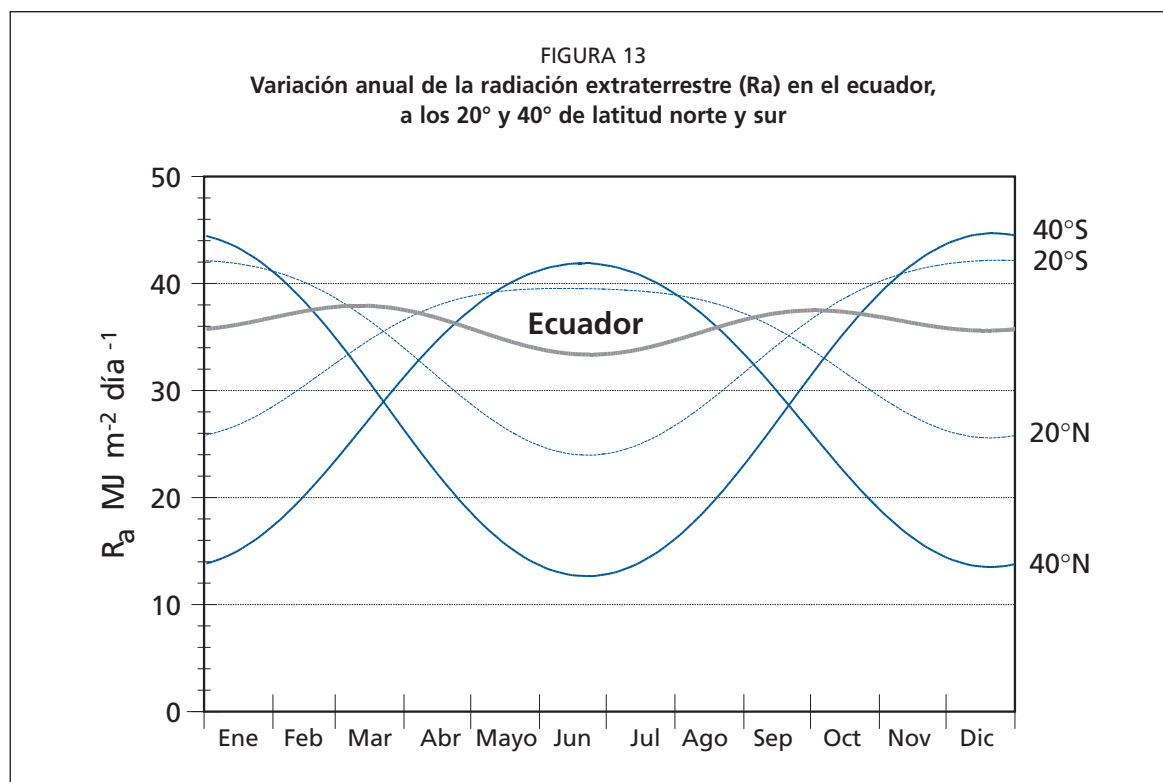
El déficit de presión de vapor es 0,91 kPa.

¹ Esta ecuación usa la humedad relativa media diaria y la temperatura media diaria del aire ya que se ha determinado que produce resultados más precisos que la ecuación presente en la versión original en Inglés que se basaba en el cálculo de la presión de vapor a saturación con la temperaturas del aire máxima y mínima.

RECUADRO 7

Hoja de cálculo para determinar el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)

Presión de saturación de vapor: e_s		(Ec. 11 o Cuadro 2.3)	
T_{\max}	°C	$e^{\circ}(T_{\max}) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\max}}{T_{\max} + 237,3}\right]$	kPa
T_{\min}	°C	$e^{\circ}(T_{\min}) = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\min}}{T_{\min} + 237,3}\right]$	kPa
Presión de saturación de vapor:		$e_s = [e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})]/2$ Ec. 12	kPa
Presión real de vapor: e_a			
1. e_a derivada de la temperatura del punto de rocío		(Ec. 14 o Cuadro 2.3)	
$T_{\text{rocío}}$	°C	$e_a = 0,6108 * \exp\left[\frac{17,27 * T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237,3}\right]$	kPa
O bien 2. e_a derivada de la humedad relativa máxima y mínima			
HR_{\max}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) * \frac{HR_{\max}}{100}$	kPa
HR_{\min}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\max}) * \frac{HR_{\min}}{100}$	kPa
$e_a = [e^{\circ}(T_{\min}) HR_{\max}/100 + e^{\circ}(T_{\max}) HR_{\min}/100]/2$ Ec. 17		kPa	
O bien 3. e_a derivada de la humedad relativa máxima (en caso de errores en HR_{\min})			
HR_{\max}	%	$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) HR_{\max}/100$ Ec. 18	kPa
O bien 4. e_a derivada de la humedad relativa media (menos recomendable)			
HR_{media}	%	$e_a = e_s (HR_{\text{media}})/100$ Ec. 19	kPa
Déficit de presión de vapor: ($e_s - e_a$)		kPa	



RADIACION

Conceptos

Radiación extraterrestre (R_a)

La radiación que choca a una superficie perpendicular a los rayos del sol en el extremo superior de la atmósfera terrestre, se llama constante solar, y tiene un valor aproximado de $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. La intensidad local de la radiación, sin embargo, está determinada por el ángulo entre la dirección de los rayos solares y la superficie de la atmósfera. Este ángulo cambia durante el día y es diferente en diversas latitudes y en diversas épocas del año. La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie horizontal se conoce como radiación (solar) extraterrestre, R_a .

Si el sol se encuentra directamente encima de la cabeza, el ángulo de incidencia es cero y la radiación extraterrestre es $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Así como las estaciones cambian, la posición del sol, la longitud del día y la radiación extraterrestre también cambian. La radiación extraterrestre es entonces una función de la latitud, la época del año y la hora del día. Los valores de R_a a lo largo del año para diversas latitudes se presentan en la Figura 13.

Radiación solar o de onda corta (R_s)

Cuando la radiación atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie terrestre, parte de ella se dispersa, refleja o absorbe por los gases, las nubes y el polvo atmosféricos. La cantidad de radiación que llega a un plano horizontal en la superficie terrestre se conoce como radiación solar, R_s . Como el sol emite energía por medio de ondas electromagnéticas caracterizadas por longitudes de onda cortas, la radiación solar también se conoce como radiación de onda corta.

En un día despejado, R_s constituye aproximadamente el 75% de la radiación extraterrestre. En un día nublado este valor disminuye debido a que la radiación se dispersa en la atmósfera. Sin embargo incluso con una nubosidad muy densa, cerca del 25% de la radiación extraterrestre puede todavía llegar a la superficie terrestre principalmente como radiación difusa de la atmósfera. La radiación solar también se

conoce como radiación global, que es la suma de radiación directa de la onda corta del sol y de la radiación difusa resultante de todos los otros ángulos.

Radiación relativa de onda corta (R_s/R_{s0})

La radiación relativa de onda corta es el cociente de la radiación solar (R_s) y de la radiación solar de un día despejado (R_{s0}). R_s es la radiación solar que realmente llega a la superficie terrestre en un determinado período, mientras que R_{s0} es la radiación solar que alcanzaría la misma superficie durante el mismo período si el cielo estuviera despejado.

La radiación relativa de onda corta es una manera de expresar la nubosidad de la atmósfera; cuanto más nublado este el cielo, más pequeño será su valor. El cociente varía aproximadamente entre 0,33 (nubosidad elevada) y 1 (cielo despejado).

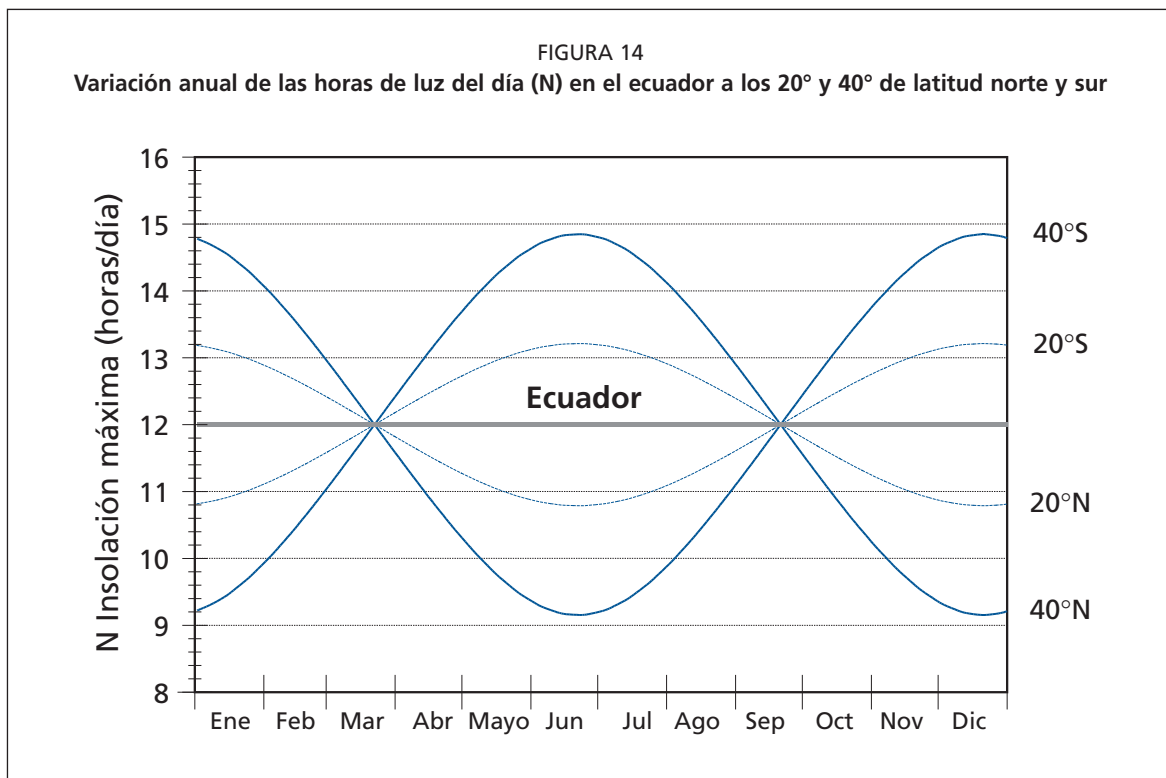
Duración solar relativa (n/N)

La duración solar relativa es otro cociente que expresa la nubosidad atmosférica. Es el cociente de la duración real de la insolación, n , y la duración máxima posible de la insolación o de la luz del día N . Bajo condiciones de ausencia de nubosidad la duración real de la insolación es igual a la insolación máxima posible ($n = N$) y el cociente es uno, mientras que en días muy nublados n y el cociente puede tomar el valor de cero. En ausencia de datos directos de R_s , la duración solar relativa, n/N , se utiliza para derivar la radiación solar de la radiación extraterrestre.

Como ocurre con la radiación extraterrestre, la duración del día, N , depende de la posición del sol y es por lo tanto una función de la latitud y de la fecha. Los valores diarios de N a través del año, para diversas latitudes, se presentan en la Figura 14.

Albedo (α) y radiación neta solar (R_{ns})

Una cantidad considerable de la radiación solar que llega a la superficie terrestre se refleja en ella. La fracción, α , de la radiación solar que es reflejada por la superficie se conoce como albedo. El albedo es muy variable de acuerdo al tipo de superficie y el



ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre. Su valor puede ser tan elevado como 0,95 para la nieve recientemente caída y tan bajo como 0,05 para un suelo desnudo y húmedo. Una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0,20 a 0,25. Para el cultivo de referencia, se asume que α tiene un valor de 0,23.

La radiación neta solar, R_{ns} , es la fracción de la radiación solar R_s que no se refleja en la superficie. Su valor es $(1-\alpha)R_s$.

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que el sol, 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 radiación de onda larga emitida por el planeta 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, según lo ilustrado en la Figura 15. 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 se llama radiación neta de onda larga, R_{nl} . Como la radiación saliente de onda larga es casi siempre mayor que la radiación entrante, R_{nl} representa una pérdida de energía.

Radiación neta (R_n)

La radiación neta, R_n , es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre o la diferencia de la radiación de onda corta entrante neta (R_{ns}) y la radiación de onda larga saliente neta (R_{nl}) (Figura 15). La R_n es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche. El valor diario total para R_n es casi siempre positivo para 24 horas, excepto en condiciones extremas de latitudes elevadas.

Flujo de calor del suelo

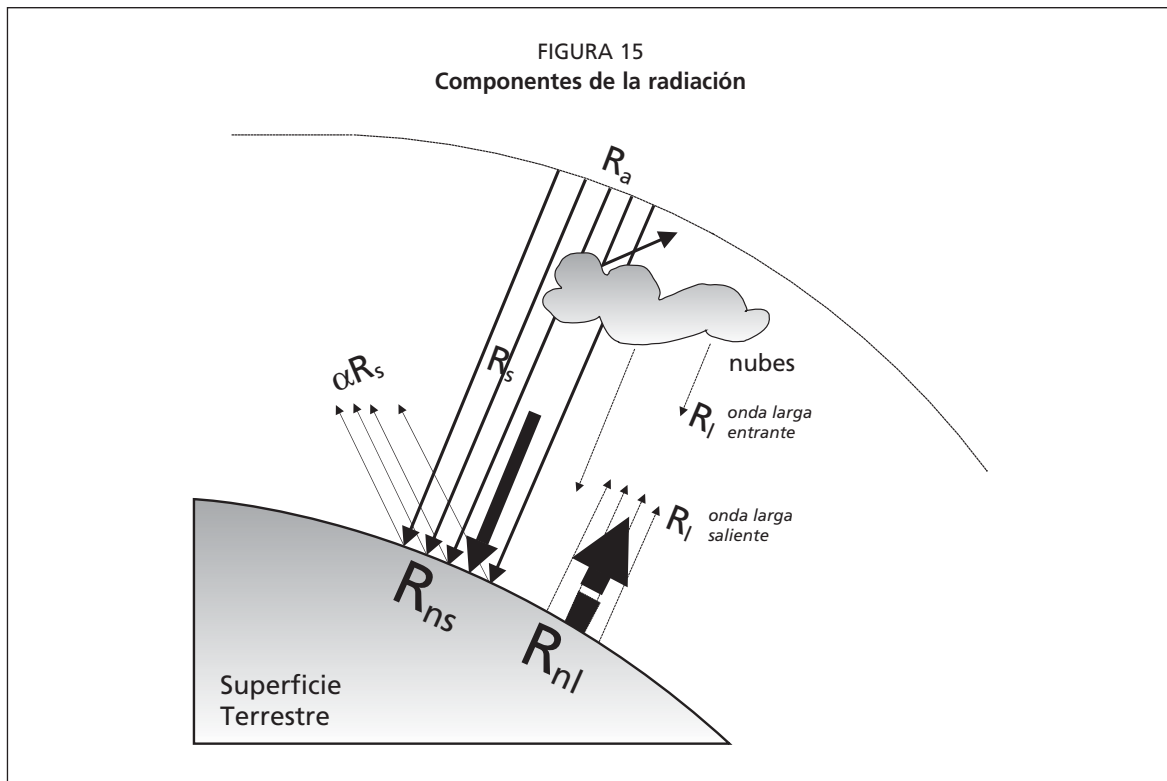
En las estimaciones de evapotranspiración, se deben considerar todos los términos del balance energético (Ecuación 1). El flujo del calor del suelo, G , es la energía que se utiliza para calentar el suelo. G tiene valores positivos cuando el suelo se calienta y negativos cuando el suelo se enfría. Aunque el flujo calórico del suelo es pequeño comparado con R_n y puede ser no considerado con frecuencia, la cantidad de energía ganada o perdida por el suelo en este proceso teóricamente debe restarse o agregarse a R_n para estimar la evapotranspiración.

Unidades

La unidad estándar para expresar la energía recibida en una unidad de superficie por unidad de tiempo es el megajoule por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). En algunos boletines meteorológicos pueden utilizarse otras unidades o la radiación puede estar incluso expresada en unidades ya no aceptadas dentro de las unidades estándares del S.I., tales como las calorías $\text{cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

En la ecuación FAO Penman-Monteith (Ecuación 6), la radiación expresada en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ (Recuadro 8) se convierte a evaporación equivalente en mm día^{-1} , usando un factor de conversión igual a la inversa del calor latente de vaporización ($1/\lambda = 0,408$):

$$\text{evaporación equivalente } [\text{mm día}^{-1}] = 0,408 \times \text{Radiación } [\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}] \quad (20)$$



Las unidades comúnmente utilizadas, expresan la energía recibida en una superficie por unidad de tiempo. Los factores de conversión entre diversas unidades se resumen en el Cuadro 3.

RECUADRO 8
Conversión de valores de energía a evaporación equivalente

$$\text{Radiación [altura de agua]} = \frac{\text{Radiación [energía / superficie]}}{\lambda \rho_w}$$

La conversión de valores de la energía hacia altura de agua o viceversa está dada por:

donde

λ = calor latente de vaporización [MJ kg^{-1}]

ρ_w = densidad de agua, es decir, 1 000 kilogramos m^{-3}

[energía / superficie] se expresa en MJ m^{-2}

$$\text{Radiación [mm día}^{-1}] \approx \frac{\text{Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}]}{2,45} = 0,408 \times \text{Radiación [MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}]$$

Usando un valor único de $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ para λ (véase la sección sobre parámetros atmosféricos y Anexo 3) y multiplicando la ecuación previa por 1 000 para obtener milímetros:

CUADRO 3
Factores de conversión para la radiación

	Factor multiplicador para obtener la energía recibida en una superficie por unidad de tiempo				Evaporación equivalente
	MJ m ² día ⁻¹	J cm ² día ⁻¹	cal cm ² día ⁻¹	W m ²	mm día ⁻¹
1 MJ m ² día ⁻¹	1	100	23,9	11,6	0,408
1 cal cm ² día ⁻¹	4,1868 x 10 ⁻²	4,1868	1	0,485	0,0171
1 W m ²	0,0864	8,64	2,06	1	0,0353
1 mm día ⁻¹	2,45	245	58,5	28,4	1

Medición

La radiación solar puede ser medida con piranómetros, radiómetros o solarímetros. Los instrumentos contienen un sensor instalado en una superficie horizontal que mide la intensidad de la radiación solar total, es decir, la suma de la radiación solar directa y la difusa que ocurre cuando el cielo está cubierto. El sensor es protegido y mantenido en una atmósfera seca usando una bóveda de cristal que se limpia regularmente.

La radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga pueden ser medidas registrando la diferencia de salida entre los sensores dirigidos hacia arriba y hacia abajo. En un radiómetro neto, las bóvedas de cristal son substituidas por bóvedas del polietileno que tienen un rango de sensibilidad para onda corta y para onda larga.

Cuando no se cuenta con piranómetros, la radiación solar puede ser generalmente estimada de la duración de la insolación. La duración real de la insolación (horas sol reales), n , se mide con un heliógrafo. Este instrumento registra períodos de sol brillante usando un globo de cristal que actúa como lente. Los rayos solares se concentran en un punto focal que quema una parte de una tarjeta especialmente calibrada para ello y colocada concéntricamente con la esfera. El movimiento del sol cambia el punto focal a lo largo del día y un rastro aparece en la tarjeta. Si se nubla, se interrumpe el rastro. Las horas de sol brillante son indicadas por la longitud de los segmentos del rastro.

La cantidad de calor transmitida por el suelo, G , se puede medir con sistemas de placas de flujo de calor en el suelo y con termopares.

Procedimientos de cálculo

Radiación extraterrestre para periodos diarios (R_a)

La radiación extraterrestre, R_a , para cada día del año y para diversas latitudes se puede estimar a partir de la constante solar, la declinación solar y la época del año:

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega)] \quad (21)$$

donde

- R_a radiación extraterrestre [MJ m² día⁻¹]
- G_{sc} constante solar = 0,082 MJ m² min⁻¹,
- d_r distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ecuación 23)
- ω_s ángulo de radiación a la puesta del sol (Ecuaciones 25 o 26) [rad]
- φ latitud [rad] (Ecuación 22)
- δ declinación solar (Ecuación 24) [rad].

R_a se expresa en MJ m² día⁻¹ en la Ecuación 21. La evaporación equivalente en mm día⁻¹ se obtiene multiplicando R_a por 0,408 (Ecuación 20). La latitud, φ , expresada en radianes es positiva para el hemisferio norte y negativa para el hemisferio sur (Ejemplo 7). La conversión de grados decimales a radianes se da por:

$$[\text{radianes}] = \frac{\pi}{180} [\text{grados decimales}] \quad (22)$$

EJEMPLO 7

Conversión de la latitud grados y minutos a radianes

Expresé las latitudes de Bangkok (Tailandia) ubicada a 13° 44' N y Río de Janeiro (Brasil) ubicada a 22° 54' S en radianes.

Latitud	Bangkok (hemisferio norte)	Río de Janeiro (hemisferio sur)
Grados y minutos	13° 44' N	22° 54' S
Grados decimales	13 + 44/60=13,73	(-22) + (-54/60) = - 22,90
Radianes	(π /180) 13,73 = + 0,240	(π /180) (-22,90) = - 0,400

Las latitudes de Bangkok y Río de Janeiro son +0,240 y -0,400 radianes respectivamente.

La distancia relativa inversa Tierra-Sol, d_r , y la declinación solar, δ , están dadas por:

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (23)$$

$$\delta = 0,409 * \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (24)$$

donde J es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre). Los valores de J para todos los días del año y una ecuación para estimar su valor se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.5).

El ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol, ω_s , se da por:

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (25)$$

Como la función de los arccos no está disponible en todos los lenguajes de programación, el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol se puede también calcular usando la función arctan:

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0,5}}\right] \quad (26)$$

donde

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (27)$$

y $X = 0,00001$ si $X \leq 0$

Los valores de R_a para diversas latitudes se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.6). Estos valores representan R_a en el día 15 de cada mes. Estos mismos valores se desvían de valores promedio de los valores diarios del mes en menos del 1% para todas las latitudes durante períodos libres de hielo y se incluyen para simplificar el cálculo. Estos valores se desvían levemente de los valores en los Cuadros Smithsonianos. Para los meses invernales en latitudes mayores a 55° (N o S), las ecuaciones de R_a tienen validez limitada. Se debe comparar con los valores presentados en los Cuadros Smithsonianos para evaluar posibles desviaciones.

EJEMPLO 8
Determinación de la radiación extraterrestre
 Determine la radiación extraterrestre (R_a) para el 3 de Septiembre a 20° S.

De la Ec. 22	20°S ó $\varphi = (\pi/180)(-20) =$ (el valor es negativo para el hemisferio sur)	-0,35	rad
Del Cuadro 2.5:	El número del día en el año, $J =$	246	día
De la Ec. 23	$d_r = 1 + 0,033 \cos(2\pi(246)/365) =$	0,985	-
De la Ec. 24	$\delta = 0,409 \sin(2\pi(246)/365 - 1,39) =$	0,120	rad
De la Ec. 25:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0,35)\tan(0,120)] =$	1,527	rad
Entonces:	$\sin(\varphi)\sin(\delta) =$	-0,041	-
y :	$\cos(\varphi)\cos(\delta) =$	0,933	-
De la Ec. 21	$R_a = 24(60)/\pi (0,0820)(0,985)[1,527 (-0,041) + 0,933 \sin(1,527)] =$	32,2	MJ m ⁻² d ⁻¹
De la Ec. 20	Para expresarse en evaporación equivalente = 0,408 (32,2) =	13,1	mm día ⁻¹

La radiación extraterrestre es 32,2 MJ m⁻² día⁻¹.

Radiación extraterrestre para periodos horarios o menores (R_a)

Para periodos horarios o menores, el ángulo solar al principio y al final del período deben ser considerados al calcular R_a :

$$R_a = \frac{12 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta)(\sin(\omega_2) - (\sin(\omega_1)))] \quad (28)$$

donde

- R_a Radiación extraterrestre por hora [MJ m⁻² hora⁻¹]
- G_{sc} Constante solar = 0,082 MJ m⁻² min⁻¹,
- d_r Distancia relativa inversa Tierra-Sol (Ecuación 23)
- δ Declinación solar (Ecuación 24) [rad].
- φ Latitud [rad] (Ecuación 22)
- ω_1 Angulo de radiación al inicio del periodo (Ecuación 29) [rad]
- ω_2 Angulo de radiación al final del periodo (Ecuación 30) [rad]

Los ángulos de radiación solar al inicio y al final del período están dados por:

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad (29)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24} \quad (30)$$

donde

- ω ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado [rad],
- t_1 duración del periodo considerado [horas] p.e., 1 para periodos horarios y 0,5 para periodos de 30 minutos

El ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo considerado se calcula por:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (31)$$

donde

- t hora estándar en el punto medio del periodo considerado [hora], p.e. para un periodo entre las 14:00 y las 15:00 horas, $t = 14,5$
 L_z longitud del centro de la zona de tiempo local [grados oeste de Greenwich] p.e. $L_z = 75, 90, 105$ y 120° para las zonas horarias Este, Central, Rocky Mountain y Pacífico en los Estados Unidos y $L_z = 0^\circ$ para Greenwich, 330° para Cairo (Egipto), y 255° para Bangkok (Tailandia)
 L_m longitud de la zona de medición [grados oeste de Greenwich],
 S_c corrección estacional para el tiempo solar [horas].

Por supuesto, $\omega < -\omega_s$ o $\omega > \omega_s$ de la Ecuación 31 indica que el sol está bajo del horizonte de manera que, por definición, R_a es cero.

La corrección estacional para el tiempo solar.

$$S_c = 0,1645 \sin(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \sin(b) \quad (32)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (33)$$

donde J es el número de día en el año.

Duración máxima de la insolación (N)

La duración máxima de la insolación N, esta dada por:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (34)$$

donde ω_s es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol calculado con Ecuaciones 25 o 26. Los valores medios para N (día 15 de cada mes) para diferentes latitudes se presentan en el Anexo 2, Cuadro 2.7.

EJEMPLO 9

Determinación de la insolación máxima

Determine las horas de insolación máxima (N) para el 3 de septiembre a 20° S.

Del Ejemplo 8:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0,35)\tan(0,120)] =$	1,527	rad
De la Ec. 34:	$N = 24/\pi (1,527) =$	11,7	horas

El número de horas de insolación máxima es 11,7 horas.

<p style="text-align: center;">RECUADRO 9 Hoja de cálculo para la radiación extraterrestre (Ra) y la insolación máxima</p>					
Latitud		Grados y minutos son + positivo para el hemisferio norte - negativo para el hemisferio sur			
Grados		°	----->		°
Minutos		'	----- / 60 ----->		°
Grados decimales = Suma (grados + minutos/60)					°
$\varphi = \pi/180 * [\text{grados decimales}]$ Ec. 22					rad
Día del año					
Día					
Mes			J Cuadro 2.5 (Anexo 2)		
$d_r = 1+0,033 \cos(2\pi J/365)$			Ec. 23		
$\delta = 0,409 \sin(2\pi J/365 - 1,39)$			Ec. 24		rad
$\sin(\varphi)\sin(\delta)$					
$\cos(\varphi)\cos(\delta)$					
$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)]$			Ec. 25		rad
$(24 (60)/\pi) G_{sc}$				37,59	MJ m⁻² día⁻¹
Radiación extraterrestre: R_a					
$R_a = \frac{24 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$ Ec. 21					MJ m⁻² día⁻¹
Horas de insolación máxima: N					
$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$			Ec. 21		horas / día

Radiación solar (R_s)

Si no se cuenta con mediciones directas de radiación solar, R_s , ésta puede ser calculada a través de la aplicación de la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (35)$$

donde

R_s	radiación solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
n	duración real de la insolación [horas],
N	duración máxima posible de la insolación [horas],
n/N	duración relativa de la insolación[-],
R_a	radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
a_s	constante de regresión, que expresa la fracción radiación extraterrestre que llega a la tierra en días muy nublados ($n = 0$),
$a_s + b_s$	fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados ($n = N$).

R_s , en la Ecuación 35, se expresa en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. La evaporación equivalente correspondiente en mm día^{-1} se obtiene multiplicando R_s por 0,408 (Ecuación 20). Dependiendo de las condiciones atmosféricas (p.e. humedad, polvo) y de la declinación solar (latitud y mes), los valores de la Ecuación 35 pueden variar. En casos en que no disponga de datos reales de radiación solar y cuando no se han realizado calibraciones previas a la ecuación mencionada, se recomienda usar valores de $a_s = 0,25$ y de $b_s = 0,50$.

La radiación extraterrestre, R_a , y la duración máxima posible de insolación, N , se pueden calcular aplicando las ecuaciones 21 y 34. Los valores para R_a y N para diversas latitudes también se encuentran en el Anexo 2 (Cuadros 2.6 y 2.7). La duración real de la insolación diaria, n , se mide con un heliógrafo.

EJEMPLO 10**Determinación de la radiación solar con datos de insolación real diaria**

En Rio de Janeiro (Brasil) a una latitud de $22^{\circ}54' \text{ S}$, se midieron en el mes de mayo, 220 horas de insolación real. Determine la radiación solar.

De la Ec. 22:	latitud = $22^{\circ}54' \text{ S} = 22,90^{\circ} \text{ S}$ o $\pi/180 (-22,90) =$	-0,40	rad
Del Cuadro 2.5:	para el 15 de mayo, el número de día (J) en el año =	135	--
De la Ec. 21 o Cuadro 2.6:	$R_a =$	25,1	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 34 o Cuadro 2.7	$N =$ $n = 220 \text{ horas} / 31 \text{ días} =$	10,9 7,1	horas día^{-1} horas día^{-1}
De la Ec. 35:	$R_s = [0,25 + 0,50 (7,1/10,9)] R_a =$ $= 0,58 R_a = 0,58 (25,1) =$	14,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 20:	lo que expresado como evaporación equivalente $= 0,408 (14,5) =$	5,9	mm día^{-1}

La radiación solar estimada es $14,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Radiación solar en un día despejado (R_{so})

La radiación en días despejados, R_{so} , cuando $n = N$, puede ser calculada de la siguiente forma:

- Para localidades cerca al nivel del mar o cuando se dispone de valores calibrados de a_s y b_s :

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \quad (36)$$

donde

R_{so} radiación solar en un día despejado [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 $a_s + b_s$ fracción de la radiación extraterrestre que llega a la superficie terrestre en días de cielo despejado ($n = N$).

- En casos en que los valores calibrados de a_s y b_s no estén disponibles

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (37)$$

donde

z elevación de la estación sobre el nivel del mar [m].

Otras estimaciones más complejas para R_{so} , que incluyen efectos de turbidez y de vapor de agua, se presentan en el Anexo 3 (Ecuaciones 3.14 a 3.20).

Radiación neta solar o de onda corta (R_{ns})

La radiación neta de onda corta resultante del equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada está dada por:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (38)$$

donde

R_{ns} radiación neta solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 α albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia [adimensional],
 R_s radiación solar entrante [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].
 R_{ns} en la Ecuación 38 está expresada en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La cantidad de emisión de energía de onda larga es proporcional a la temperatura absoluta de la superficie elevada a la cuarta potencia. Esta relación se expresa cuantitativamente por la ley de Stefan-Boltzmann. Se debe tener en cuenta que el flujo de energía neta que sale de la superficie terrestre es menor que la calculada y dada por la ley de Stefan-Boltzmann debido a la absorción y radiación devuelta del cielo. El vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo absorben y emiten radiación de onda larga. Por ello se deben conocer sus concentraciones para determinar el flujo saliente neto. Como la humedad y la nubosidad tienen un papel importante, la ley de Stefan-Boltzmann se corrige por estos dos factores cuando se estima el flujo saliente neto de la radiación de onda larga. De tal modo que se asume que las concentraciones de los otros factores de absorción de radiación son constantes:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (39)$$

donde

R_{nl}	Radiación neta de onda larga [MJ m ² día ⁻¹],
σ	constante de Stefan-Boltzmann [4,903 x 10 ⁻⁹ MJ K ⁻⁴ m ⁻² día ⁻¹],
$T_{\max,K}$	temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas [K = °C + 273,16],
$T_{\min,K}$	temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [K = °C + 273,16],
e_a	presión de vapor real [kPa],
R_s/R_{so}	radiación relativa de onda corta (valores ≤ 1,0),
R_s	radiación solar medida o calculada (Ecuación 35) [MJ m ² día ⁻¹],
R_{so}	radiación en un día despejado (Ecuación 36 o 37) [MJ m ² día ⁻¹].

Comúnmente, en la ecuación de Stefan-Boltzmann se utiliza el promedio de la temperatura máxima del aire elevada a la cuarta potencia y de la temperatura mínima del aire elevada a la cuarta potencia para periodos de 24 horas. El término $(0,34 - 0,14\sqrt{e_a})$ expresa la corrección para la humedad del aire, y será más pequeño con valores más elevados de humedad. El efecto de la nubosidad se expresa por $(1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$. El término llega a ser más pequeño con mayor nubosidad y por lo tanto R_s disminuye. Cuanto más pequeños son los términos de corrección, más pequeño es el flujo saliente neto de radiación de onda larga. Observe que los valores del término R_s/R_{so} en la Ecuación 39 deben ser menores que 1.

En caso en que mediciones directas de radiación de onda corta y onda larga durante periodos despejados y completamente cubiertos se encuentren disponibles, se puede realizar la calibración de los coeficientes en la Ecuación 39. El Anexo 2 (Cuadro 2.8) presenta valores de σT^4 para diferentes valores de temperatura.

EJEMPLO 11

Determinación de la radiación neta de onda larga

En Río de Janeiro (Brasil) a una latitud de 22°54' S (= -22,70°), se tienen 220 horas de insolación real, temperaturas máxima y mínima media diaria de 25,1 y 19,1°C y la presión de vapor de 2,1 kPa para el mes de mayo. Determine radiación de onda larga.

Del Ejemplo 10:	$R_s =$	14,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 36:	$R_{so} = 0,75 R_s = (0,75) (25,1) =$	18,8	MJ m ² día ⁻¹
De la Cuadro 2.8 o para: entonces:	$\sigma =$	4,903 x 10 ⁻⁹	MJ K ⁻⁴ m ⁻² día ⁻¹
y :	$T_{\max} = 25,1^\circ\text{C} =$	298,3	K
y :	$\sigma T_{\max,K}^4 =$	38,8	MJ m ² día ⁻¹
y :	$T_{\min} = 19,1^\circ\text{C} =$	292,3	K
y :	$\sigma T_{\min,K}^4 = 35,8 \text{ MJ m}^2 \text{ día}^{-1}$	35,8	MJ m ² día ⁻¹
y :	$e_a =$	2,1	kPa
y :	$0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} =$	0,14	-
y :	$R_s/R_{so} = (14,5)/(18,8)$	0,77	-
-	$1,35(0,77) - 0,35 =$	0,69	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} = [(38,7 + 35,7)/2] (0,14) (0,69) =$	3,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 20:	Expresada como evaporación equivalente = $0,408 (3,5) =$	1,4	mm día ⁻¹

La radiación neta de onda larga es 3,5 MJ m² día⁻¹.

Radiación neta (R_n)

La radiación neta (R_n) es la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \tag{40}$$

EJEMPLO 12

Determinación de la radiación neta

Determine la radiación neta en Río de Janeiro en mayo con los datos de ejemplos previos.

Del Ejemplo 10:	$R_s =$	14,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 39:	$R_{ns} = (1 - 0,23) R_s =$	11,1	MJ m ² día ⁻¹
Del Ejemplo 11:	$R_{nl} =$	3,5	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 40:	$R_n = 11,1 - 3,5 =$	7,6	MJ m ² día ⁻¹
De la Ec. 20:	Expresada como evaporación equivalente 0,408 (7,7) =	3,1	mm día ⁻¹

La radiación neta es 7,6 MJ m² día⁻¹.

RECUADRO 10

Hoja de cálculo de la radiación neta (R_n)

Latitud		°		
Día			R_a (Recuadro 9 o Cuadro 2.6)	MJ m ² d ⁻¹
Mes			N (Recuadro 9 o Cuadro 2.7)	horas
N		horas	(en caso de no contar con R_s) n/N	

Radiación solar neta: R_{ns}

Si se cuenta con datos de n:

$$R_s = (0,25 + 0,50 n/N) R_a \tag{Ec. 35}$$

$$R_{so} = [0,75 + 2 (\text{Altitud}) / 100\,000] R_a \tag{Ec. 37}$$

$$R_s / R_{so} (\leq 1,0)$$

$$R_{ns} = 0,77 R_s \tag{Ec. 38}$$

Radiación neta de onda larga: R_{nl}

con $\sigma = 4,903 \times 10^{-9}$ MJ K⁻⁴ m⁻² día⁻¹

y $T_K = T[^\circ\text{C}] + 273,16$

T_{max}		°C	$T_{max,K} = T_{max} + 273,16$	K
T_{min}		°C	$T_{min,K} = T_{min} + 273,16$	K
			$\sigma T_{max,K}^4$ (Cuadro 2.8)	MJ m ² d ⁻¹
			$\sigma T_{min,K}^4$ (Cuadro 2.8)	MJ m ² d ⁻¹
			$(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4) / 2$	MJ m ² d ⁻¹
e_a		kPa	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_a})$	
R_s / R_{so}			$(1,35 R_s / R_{so} - 0,35)$	
$R_{nl} = (\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4) / 2 (0,34 - 0,14\sqrt{e_a})(1,35 R_s / R_{so} - 0,35)$			Ec. 39	MJ m ² d ⁻¹

Radiación neta: R_n

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \tag{Ec. 40}$$

Flujo del calor del suelo (G)

Se cuenta con diversos modelos complejos para describir flujo del calor del suelo. Como el flujo del calor del suelo es pequeño comparado a la R_n , particularmente cuando la superficie esta cubierta con vegetación y los periodos de tiempo de cálculo son de 24 horas o más, un procedimiento simple del cálculo se presenta aquí para periodos largos de tiempo, basados en la idea de que la temperatura del suelo tiene similar tendencia a la de la temperatura del aire:

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad (41)$$

donde

G	flujo de calor del suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
c_s	capacidad calorífica del suelo [$\text{MJ m}^{-3} \text{ °C}^{-1}$],
T_i	temperatura del aire en el tiempo i [°C],
T_{i-1}	temperatura del aire en el tiempo $i-1$ [°C],
Δt	intervalo de tiempo considerado [días],
Δz	profundidad efectiva del suelo [m].

Como la variación de la temperatura del suelo se retrasa con relación a los cambios de la temperatura del aire, la temperatura media por un período más largo al estudiado debe ser considerado para determinar el flujo diario del calor del suelo, es decir, Δt debe exceder un día. La profundidad de la penetración de la onda de la temperatura es determinada por la duración del intervalo del tiempo. La profundidad efectiva del suelo, Δz , es solamente 0,10-0,20 m para un intervalo del tiempo de uno o pocos días pero puede ser de 2 m o más por periodos mensuales. La capacidad calorífica del suelo se relaciona con su contenido mineral y su contenido de agua.

□ Para periodos diarios y decadiarios:

Como la magnitud del flujo de calor bajo la superficie de referencia es relativamente pequeña, esta puede ser ignorada y entonces:

$$G_{\text{day}} \approx 0 \quad (42)$$

□ Para períodos mensuales:

Si se asume una capacidad calorífica constante del suelo de $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ °C}^{-1}$ y una profundidad media de suelo, la Ecuación 41 se puede utilizar para derivar G para períodos mensuales:

$$G_{\text{mes},i} = 0,07 (T_{\text{mes},i+1} - T_{\text{mes},i-1}) \quad (43)$$

o, si no se conoce el valor de $T_{\text{mes},i+1}$

$$G_{\text{mes},i} = 0,14 (T_{\text{mes},i} - T_{\text{mes},i-1}) \quad (44)$$

donde

$T_{\text{mes},i}$	temperatura media del aire en el mes i [°C]
$T_{\text{mes},i-1}$	temperatura media del aire en el mes $i-1$ [°C]
$T_{\text{mes},i+1}$	temperatura media del aire en el mes $i+1$ [°C]

EJEMPLO 13**Determinación del flujo de calor en el suelo para periodos mensuales**

Determine el flujo de calor del suelo en Abril en Argelia cuando el suelo se calienta. Las temperaturas medias mensuales de marzo, abril y mayo son 14,1, 16,1 y 18,8°C respectivamente.

De la Ec. 43	Para el mes de abril $G_{\text{mes}} = 0,07 (18,8 - 14,1) =$	0,33	MJ m ⁻² día ⁻¹
De la Ec. 20	Expresado como evaporación equivalente = 0,408(0,33) =	0,13	mm día ⁻¹
El flujo de calor del suelo 0,33 MJ m ⁻² día ⁻¹ .			

□ Para periodos horarios o más cortos:

Para los cálculos horarios (o más cortos), G bajo una cubierta densa de pasto no correlaciona bien con la temperatura del aire. El valor horario de G se puede aproximar durante períodos de luz por:

$$G_{\text{hr}} = 0,1 R_n \quad (45)$$

y durante los periodos nocturnos:

$$G_{\text{hr}} = 0,5 R_n \quad (46)$$

Cuando el suelo se calienta, el flujo del calor del suelo, G , es positivo. La cantidad de energía requerida para este proceso es sustraída de R_n para estimar la evapotranspiración.

VELOCIDAD DEL VIENTO**Medición**

El viento se caracteriza por su dirección y su velocidad. La dirección del viento se refiere a la dirección de la cual el viento está soplando. Para el cómputo de la evapotranspiración, la velocidad del viento es una variable importante. Como la velocidad del viento en una localidad dada varía con el tiempo, es necesario expresarla como el promedio sobre un intervalo determinado de tiempo. La velocidad del viento se mide en metros por segundo (m s⁻¹) o kilómetros por día (km día⁻¹).

La velocidad del viento se mide con los anemómetros. Los anemómetros usados comúnmente en las estaciones meteorológicas se componen de cazoletas o propulsores que giran sobre un eje gracias a la fuerza del viento. El conteo del número de revoluciones en un periodo dado, permite determinar la velocidad promedio del viento en dicho período.

Relación del viento con la altura

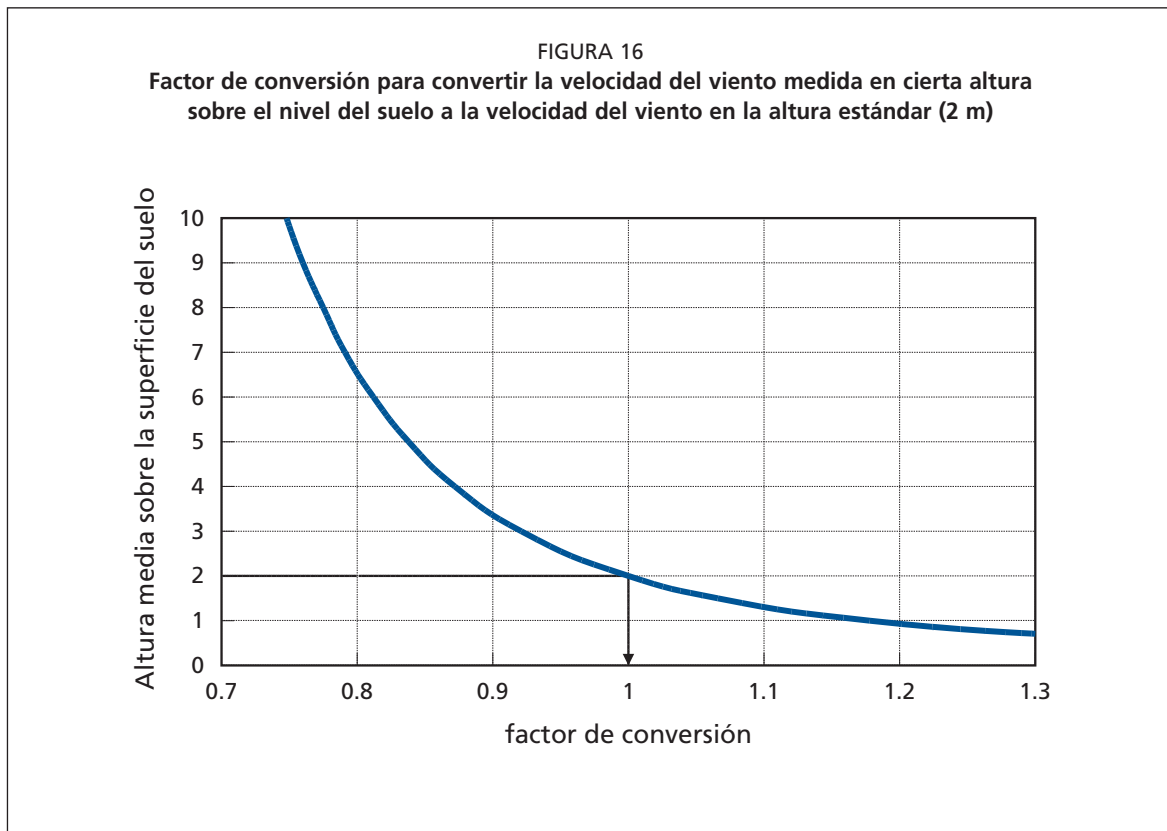
La velocidad del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tienen valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con altura. Por esta razón los anemómetros se colocan en una altura estándar elegida, 10 m en meteorología y 2 ó 3 m en agrometeorología. Para el cálculo de la evapotranspiración, se requiere la velocidad del viento medida a 2 m sobre la superficie. Para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura estándar de 2m, se puede usar una relación logarítmica:

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)} \quad (47)$$

donde

- u_2 velocidad del viento a 2 m sobre la superficie [m s^{-1}],
- u_z velocidad del viento medida a z m sobre la superficie [m s^{-1}],
- z altura de medición sobre la superficie [m].

Los factores de conversión correspondientes se presentan en el Anexo 2 (Cuadro 2.9) y en la Figura 16.



EJEMPLO 14

Ajuste de datos de velocidad del viento a la altura estándar

Determine la velocidad del viento a la altura estándar de 2 m, si se conoce la velocidad del viento a 10 m sobre la superficie y cuyo valor es de 3,2 m s^{-1}

Para:	$u_z =$	3,2	m s^{-1}
y:	$z =$	10	m
entonces:	Factor de conversión = $4,87 / \ln(67,8 (10) - 5,42) =$	0,75	-
De la Ec. 47:	$u_2 = 3,2 (0,75) =$	2,4	m s^{-1}

La velocidad del viento a 2 m sobre la superficie es de 2,4 m s^{-1} .

RECOLECCION DE DATOS CLIMATICOS

Estaciones meteorológicas

Los datos meteorológicos se registran en diferentes tipos de estaciones meteorológicas. Las estaciones agrometeorológicas normalmente se localizan en áreas cultivadas donde los instrumentos se exponen a condiciones atmosféricas similares a las de los cultivos circundantes. En estas estaciones, la temperatura del aire, la humedad, la velocidad del viento y la duración de la insolación se miden típicamente a 2 m sobre una superficie extensa de pasto u otro cultivo corto. Cuando es necesario y factible, la cobertura vegetal de la estación se riega. Las pautas para el establecimiento y mantenimiento de estaciones agrometeorológicas se dan en el Manual No. 27 de la Serie FAO Riego y Drenaje. Este manual también describe los diversos tipos de instrumentos, su instalación y confiabilidad.

Los datos tomados en estaciones no agrometeorológicas requieren de un análisis cuidadoso de validez antes de su uso. Por ejemplo, en estaciones aeronáuticas, se miden los datos relevantes para la aviación. Sin embargo los aeropuertos se sitúan a menudo cerca de condiciones urbanas, y por ello las temperaturas pueden ser más altas que las encontradas en áreas agrícolas rurales. Por otra parte la velocidad del viento se mide comúnmente a una altura de 10 m sobre la superficie.

Cuando sea posible, se debe acudir al servicio meteorológico nacional de cada país para conocer que tipos de datos climáticos se tienen a disposición y de que tipo de estaciones meteorológicas. Los servicios climáticos nacionales comúnmente publican boletines meteorológicos que describen datos climáticos procesados de varias estaciones.

En anexos se presentan procedimientos para el análisis estadístico, la evaluación, corrección y llenado de datos parciales o perdidos:

- Anexo 4: Análisis estadístico de datos meteorológicos;
- Anexo 5: Medición y evaluación de la integridad de los datos del tiempo;
- Anexo 6: Corrección de datos meteorológicos observados en sitios cubiertos por superficies diferentes al cultivo de referencia para evaluar ET_o .

Bases de datos agroclimáticos mensuales

Desde 1984, la FAO ha publicado datos agroclimáticos mensuales medios de 2300 estaciones dentro de la serie Producción y de Protección de Cultivos de la FAO. Existen varios volúmenes:

- No. 22: Volumen 1: datos para África: países al norte del ecuador (1984),
Volumen 2: datos para África: países al sur del ecuador (1984);
- No. 24: Datos agroclimáticos de América latina y el Caribe (1985);
- No. 25: Volumen 1: Datos agroclimáticos de Asia (A-J) (1987),
Volumen 2: Datos agroclimáticos de Asia (K-Z) (1987).

El programa CLIMWAT para CROPWAT (Manual No. 46 de la Serie FAO Riego y Drenaje) contiene datos climáticos mensuales. Los promedios mensuales de temperaturas máximas y mínimas, de humedad relativa media, de velocidad de viento, de horas de insolación, de datos de radiación así como de precipitación y de ET_o calculada con el método FAO Penman-Monteith se presentan para condiciones medias.

El programa FAOCLIM proporciona una interfase a la base de datos agroclimáticos del Grupo de Agrometeorología de la FAO. Los datos presentados son una extensión del Manual previamente publicado en la Serie Producción y Protección de Plantas de la FAO con un número incrementado de estaciones de las previas 2 300 a alrededor de

19 000, con una mejor y mayor cobertura mundial. Sin embargo, los valores para los parámetros principales del tiempo no están disponibles en todas las estaciones. Muchas contienen solamente temperatura del aire y precipitación.

Estas bases de datos se pueden consultar para verificar la consistencia de la base de datos reales o para estimar datos climáticos faltantes. Sin embargo, deben ser utilizadas solamente para estudios preliminares pues contienen datos mensuales medios solamente. La información en estas bases de datos no debe nunca sustituir a los datos reales.

Otras bases de datos electrónicas para algunas regiones del planeta han sido publicadas por el Instituto Internacional de Manejo de Agua (IWMI por sus siglas en inglés). Estas bases de datos incluyen la temperatura diaria y mensual del aire, precipitación y ET_0 calculada usando la ecuación de Hargreaves basada en diferencias entre la temperatura máxima y mínima del aire.

ESTIMACIÓN DE DATOS CLIMÁTICOS FALTANTES

La evaluación de la evapotranspiración de referencia, ET_0 , por el método de Penman-Monteith se desarrolla en el Capítulo 4. El cálculo requiere de datos diarios, decadiarios o mensuales de la temperatura máxima y mínima del aire (T_{\max} y T_{\min}), la presión real de vapor (e_a), la radiación neta (R_n) y la velocidad del viento medida a 2 m (u_2). Si no se dispone de alguno de los datos climáticos requeridos o estos no pueden ser calculados, se recomienda la estimación de estos datos con uno de los procedimientos siguientes para con ello aplicar la ecuación de FAO Penman-Monteith para el cálculo de ET_0 . No se recomienda el uso de un procedimiento alternativo de cálculo de ET_0 , que requiera solamente parámetros meteorológicos limitados. Los procedimientos para estimar datos faltantes de humedad, radiación y velocidad del viento se presentan en esta sección.

Estimación de datos faltantes de humedad

En caso en que los datos de humedad no estén disponibles o sean de calidad cuestionable, se puede llevar adelante una estimación de la presión real de vapor, e_a , si se asume que la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{rocío}}$) es similar a la temperatura mínima diaria (T_{\min}). Se asume implícitamente que a la salida del sol, cuando la temperatura del aire está alrededor de T_{\min} , el aire está casi saturado con vapor de agua y que la humedad relativa es de alrededor de 100%. Si T_{\min} se utiliza para representar $T_{\text{rocío}}$ entonces:

$$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) = 0,611 \exp \left[\frac{17,27 T_{\min}}{T_{\min} + 237,3} \right] \quad (48)$$

La relación $T_{\text{rocío}} \approx T_{\min}$ se mantiene para localidades en que el cultivo que cubre el suelo de la estación está bien regado. Sin embargo, particularmente en regiones áridas, el aire no está saturado cuando la temperatura está en el mínimo. Por ello, T_{\min} puede ser mayor que $T_{\text{rocío}}$ y se necesita otra calibración para estimar la temperatura del punto de rocío. En estas situaciones, « T_{\min} » en la Ecuación 48 puede aproximarse mas adecuadamente restando 2-3 °C de T_{\min} . Los procedimientos de corrección se presentan en el Anexo 6. En climas húmedos y subhúmedos, T_{\min} y $T_{\text{rocío}}$ por la mañana pueden tener valores menores que $T_{\text{rocío}}$ durante el día debido a la condensación del rocío durante la noche. Después de la salida del sol, la evaporación del rocío humedecerá el aire y aumentará de nuevo el valor de $T_{\text{rocío}}$ durante el día. Este fenómeno se muestra en la Figura 5.4 del Anexo 5. Sin embargo, en cálculos de ET_0 diarios, es una práctica estándar la de utilizar $T_{\text{rocío}}$ medido o calculado temprano en la mañana.

La estimación de e_a partiendo de datos de T_{\min} debe ser calibrada. Cuando la predicción de la Ecuación 48 se valida para una región, puede ser utilizada para estimaciones diarias de e_a .

Estimación de los datos de radiación

Existen pocos instrumentos de medición de la radiación neta instalados en estaciones agrometeorológicas. A falta de mediciones directas, la radiación de onda larga y la radiación neta pueden ser derivadas de otros parámetros meteorológicos más comunes p.e. horas de insolación, temperatura del aire y presión de vapor. En casos en que la radiación solar no sea medida, esta puede ser estimada a partir de las horas de insolación. Sin embargo, en casos en que no están disponibles las horas diarias de insolación (n), los datos de radiación no pueden calcularse con los procedimientos de cálculo presentados previamente. Esta sección presenta varios métodos para estimar la radiación solar con metodologías alternativas.

Datos de radiación solar de una estación meteorológica cercana

Este método se basa en el hecho de que para el mismo mes y a menudo para el mismo día, las variables que afectan la radiación solar entrante, R_s , y la duración de la insolación, n , son similares a lo largo de una región dada. Para que esto último se cumpla, se debe considerar que: (i) el tamaño de la región considerada sea pequeño; (ii) los mecanismos atmosféricos que gobiernan la precipitación y la nubosidad son casi idénticos dentro de las partes analizadas de la región; y (iii) la fisiografía de la región es casi homogénea. Las diferencias en el relieve deben ser mínimas ya que estas tienen mucha influencia en el movimiento de las masas de aire. Si se cumplen tales condiciones, los datos de radiación observados en estaciones cercanas pueden ser utilizados.

Se debe tener precaución al aplicar este método en áreas montañosas y costeras donde las diferencias en la exposición y la altitud podrían ser importantes y también en zonas en que existe mucha variación en la precipitación debido a factores convectivos. Más aún, los datos de una estación cercana pero situada en el lado opuesto de una montaña podrían no ser transferibles ya que las condiciones que determinan la radiación son diferentes. Se deben observar las condiciones climáticas en ambas localidades y conseguir información local referente a diferencias generales sobre la cobertura y tipos de nubes.

En casos en que la distancia norte-sur a una estación meteorológica dentro de la misma región homogénea excede 50 kilómetros, el valor de R_a cambiará y por ello los valores de R_s se deben ajustar usando el cociente de la radiación solar y la radiación extraterrestre, R_s/R_a :

$$R_s = \frac{R_{s,reg}}{R_{a,reg}} R_a \quad (49)$$

donde

$R_{s,reg}$ radiación solar en la localidad situada en la región [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 $R_{a,reg}$ radiación extraterrestre en la localidad situada en la región [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

Una vez que la radiación solar se ha derivado de los datos de radiación de una estación próxima, se pueden calcular la radiación neta de onda larga (Ecuación 39) y la radiación neta (Ecuación 40).

El método de estimación de la Ecuación 49 se recomienda para cálculos mensuales de ET_o . Si se usa este método para estimaciones diarias de ET_o , se tiene que realizar un análisis más cuidadoso de los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de las que se importa y exporta la información para verificar si ambas estaciones están en la misma región climática homogénea y si están lo bastante cercanas para tener las condiciones similares en el mismo día. El análisis debe incluir la comparación de los datos climáticos diarios de ambas estaciones, particularmente de temperaturas máximas y mínimas y humedad. Duración similar de la nubosidad y de la insolación se relacionan con semejanzas en las tendencias de temperatura y humedad.

Generalmente, los cálculos diarios de ET_0 con datos estimados de la radiación se justifican cuando son utilizados como suma o promedio sobre un período de varios días. Éste es el caso del cálculo de la demanda evapotranspirativa media entre riegos sucesivos o al elaborar calendarios de riego. Bajo estas condiciones, el error relativo para un día compensa a menudo el error para otro día del período que hace el promedio. Las estimaciones diarias no deben ser utilizadas como datos verdaderos sino solamente como promedios en el periodo considerado.

Radiación solar derivada de las diferencias térmicas

La diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se relaciona con el grado de nubosidad en una localidad. Condiciones despejadas determinan altas temperaturas durante el día (T_{\max}) porque la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante. También se presentan bajas temperaturas durante la noche (T_{\min}) porque menos radiación saliente de onda larga es absorbida por la atmósfera. Por otra parte, en condiciones cubiertas (nubladas), el valor de T_{\max} es relativamente más pequeño porque una parte significativa de la radiación solar entrante nunca alcanza la superficie de la tierra y es absorbida y reflejada por las nubes. Similarmente, T_{\min} será relativamente más alta porque la cobertura de la nubosidad actúa como cobertor y disminuye la radiación saliente neta de onda larga. Por lo tanto, la diferencia entre temperatura del aire máxima y mínima ($T_{\max} - T_{\min}$) se puede utilizar como indicador de la fracción de la radiación extraterrestre que alcanza la superficie de la tierra. Este principio ha sido utilizado por Hargreaves y Samani para desarrollar estimaciones de ET_0 usando solamente datos de temperatura del aire.

La ecuación de radiación de Hargreaves, ajustada y validada en varias estaciones meteorológicas en una amplia variedad de condiciones climáticas, está dada por:

$$R_s = k_{Rs} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a \quad (50)$$

donde

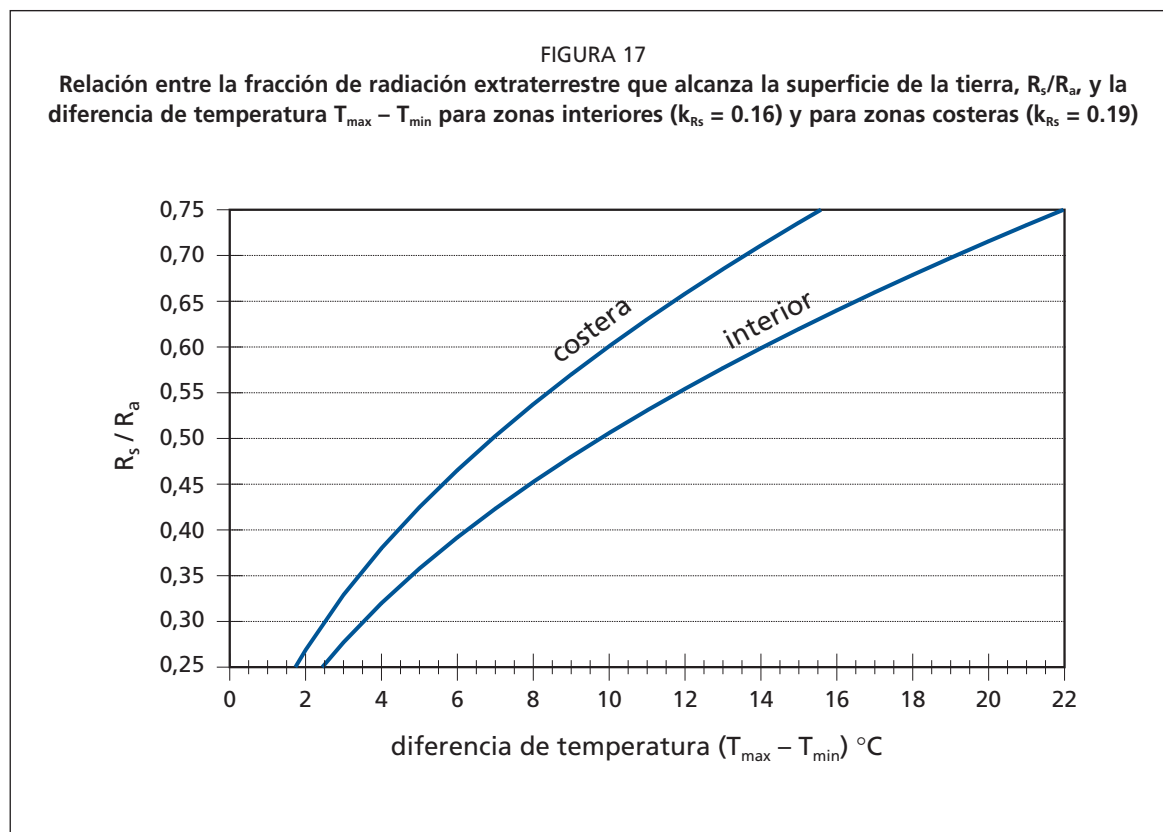
R_a	radiación extraterrestre [$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$],
T_{\max}	temperatura máxima del aire [$^{\circ}C$],
T_{\min}	temperatura mínima del aire [$^{\circ}C$],
k_{Rs}	coeficiente de ajuste (0,16 .. 0,19) [$^{\circ}C^{-0,5}$].

La raíz cuadrada de la diferencia de temperaturas esta muy relacionada con la radiación solar diaria en una localidad dada. Los coeficientes de ajuste, k_{Rs} , son empíricos y se diferencian para zonas del 'interior' y las regiones 'costeras':

- para las localidades «interiores», en donde la masa de tierra domina y las masas de aire no están influenciadas fuertemente por un cuerpo grande del agua, $k_{Rs} \approx 0,16$;
- para las localizaciones «costeras», situadas en la costa o cerca de una masa grande de tierra y donde las masas de aire están influenciadas por un cuerpo de agua cercano, $k_{Rs} \approx 0,19$.

La relación entre R_s/R_a y la diferencia de la temperatura se presenta en la Figura 17 para puntos interiores y costeros. La fracción de radiación extraterrestre que llega a la superficie terrestre, R_s/R_a , varía en un rango de 0,25 en un día cubierto a cerca de 0,75 en un día despejado y con el cielo claro. El valor de R_s dado por la Ecuación 50 debe ser $\leq R_{s0}$ de la Ecuación 36 o 37.

El método de Hargreaves de la diferencia de temperatura se recomienda para localidades donde no es apropiado importar datos de radiación de una estación cercana, ya sea porque no ocurren condiciones de clima homogéneas, o porque no se cuenta con datos para la región. Para las condiciones de islas, la metodología de la Ecuación 50 no es apropiada debido a los efectos de amortiguación de las variaciones térmicas del cuerpo circundante del agua.



En caso en que sea necesario calcular datos diarios de ETo , se debe tener precaución en la aplicación de las ecuaciones aquí mencionadas. Las mismas consideraciones dadas para la Ecuación 49 se aplican para la Ecuación 50. Se recomienda que las estimaciones diarias de ETo que se basan en R_s estimada estén sumadas o promediadas para reducir errores de predicción para un período de varios días, como una semana, una década o un mes.

EJEMPLO 15

Determinación de la radiación solar con datos de temperatura

Determine la radiación solar a partir de datos de temperatura en Lyon (Francia) a una latitud de $45^{\circ}43' N$ y una altura de 200 m sobre el nivel del mar. En julio, la temperatura máxima y mínima son 26,6 y 14,8 °C respectivamente.

Del Cuadro 2.5:	Latitud = $45^{\circ}43' = +45,72^{\circ}$ grados decimales =	0,80	radian
De la Ec. 21 o Anexo 2, (Cuadro 2.6):	El día del año para el 15 de Julio es:	196	-
	$R_a =$	40,6	$MJ m^{-2} día^{-1}$
De la Ec. 50 (la misma latitud):	$R_s = 0,16 [\sqrt{(26,6-14,8)}]$ $R_a = 0,55 (40,6) =$	22,3	$MJ m^{-2} día^{-1}$
De la Ec. 20 (la misma latitud):	evaporación equivalente = $0,408 (22,3) =$	9,1	$mm día^{-1}$

En julio, la radiación solar estimada, R_s , es de $22,3 MJ m^{-2} día^{-1}$

EJEMPLO 16

Determinación de la radiación neta en ausencia de datos de radiación

Calcule la radiación neta para Bangkok (13°44'N) usando T_{\max} y T_{\min} . La estación se encuentra en la costa a 2 m sobre el nivel del mar. En abril, la media mensual de la temperatura máxima, temperatura mínima y presión de vapor diaria son de 34,8°C, 25,6°C y 2,85 kPa respectivamente.

Para la latitud 13°44'N = +13,73° grados decimales = 0,24 radian
y para el 15 abril, J =105:

De la Ec. 21 o Cuadro 2.6:	$R_s =$ (en región costera) $k_{RS} =$ $(T_{\max} - T_{\min}) = (34,8 - 25,6) =$	38,1 0,19 9,2°C	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ °C
De la Ec. 50:	$R_s = 0,19 \sqrt{(9,2)} R_a$	21,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 36:	$R^{so} = 0,75 R^a$	28,5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 38:	$R^{ns} = 0,77 R^a$	16,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
	$\sigma =$ $T^{\max} =$ $\sigma T_{\max}^4 K^4 =$	4,903 10^{-9} 34,8 44,1	$\text{MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ °C $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
	T_{\min} $\sigma T_{\min}^4 K^4 =$ $(\sigma T_{\max}^4 K^4 + \sigma T_{\min}^4 K^4)/2 =$	25,6 39,1 41,6	°C $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
Para:	$e_s = 2,85 \text{ kPa}$ $(0,34 - 0,14\sqrt{e_s}) =$	2,85 0,10	kPa -
Para:	$R_s/R_{so} =$	0,77	-
Entonces:	$(1,35(R_s/R_{so}) - 0,35) =$	0,69	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} = 41,6 (0,10) 0,69 =$	3,0	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 40:	$R_n = (16,9 - 2,9) =$	13,9	$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$
De la Ec. 20:	evaporación equivalente = 0,408 (13,9) =	5,7	mm día^{-1}

La radiación neta estimada es de 13,9 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Metodología empírica para islas

En el caso de islas, en donde la masa de tierra tiene un ancho perpendicular a la línea de la costa de 20 kilómetros o menos, las masas de aire que influyen las condiciones atmosféricas están dominadas por el cuerpo adyacente del agua en todas las direcciones. El método de la temperatura para cálculo de la radiación, no es apropiado para esta situación. En caso en que no estén disponibles los datos de radiación de otra localización en la isla, una primera aproximación del promedio solar mensual se obtiene de la relación empírica:

$$R_s = 0,7 R_a - b \quad (51)$$

donde

- R_s Radiación solar [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- R_a Radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
- b constante empírica, igual a 4 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Esta relación es solamente aplicable para altitudes bajas (de 0 a 100 m.s.n.m.). La constante empírica representa el hecho de que en localizaciones insulares, algunas nubes están generalmente presentes, provocando que la radiación solar media tenga un valor de aproximadamente 4 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ por debajo de la radiación bajo cielo despejado (0,7 R_a). El ajuste local de la constante empírica puede mejorar la estimación.

El método propuesto es apropiado solamente para cálculos mensuales. La relación constante entre R_s y R_a no estima valores diarios confiables.

Datos faltantes de viento

Datos de velocidad de viento de una estación meteorológica cercana

La importación de datos de la velocidad del viento de una estación meteorológica cercana, como en el caso de los datos de la radiación, se basa en el hecho de que el flujo de aire sobre una región homogénea puede tener variaciones relativamente grandes en el transcurso de un día pero variaciones pequeñas cuando se trata de períodos más largos al valor total del día. Los datos de una estación próxima pueden ser importados a zonas donde las masas de aire tienen el mismo origen o donde los mismos frentes gobiernan los flujos de aire en la región y el relieve fisiográfico es similar.

Al importar datos de velocidad de viento de otra estación, se deben comparar el clima regional, las tendencias de variación de los otros parámetros meteorológicos y el relieve fisiográfico. Los vientos fuertes se asocian a menudo a una humedad relativa baja y los vientos ligeros son comunes con humedad relativa elevada. Así, las tendencias en la variación del máximo diario y de humedades relativas mínimas deben ser similares en ambas localidades. En áreas montañosas, los datos no necesariamente se deben importar de la estación más cercana sino de estaciones próximas con similar elevación y exposición a los vientos dominantes. Las estaciones comparadas pueden incluso variar de una estación a otra, dependiendo de los vientos dominantes.

Los datos importados de la velocidad del viento pueden ser utilizados para estimar valores mensuales de evapotranspiración. Los cálculos diarios son válidos cuando se utilizan como suma o promedio de un período de varios días, como una semana o una década.

Estimaciones empíricas de la velocidad mensual del viento

Como la variación del promedio de la velocidad del viento en períodos mensuales es relativamente pequeña y fluctúa alrededor de los valores medios, los valores mensuales de la velocidad del viento pueden ser estimados. Las estimaciones «medias» de la velocidad del viento se pueden seleccionar de la información disponible para el clima regional, pero deben tomar en cuenta los cambios estacionales. Algunos valores generales se sugieren en el Cuadro 4.

CUADRO 4.

Valores generales de la velocidad del viento en términos mensuales

Descripción	Velocidad media mensual del viento a 2 m de altura
Vientos suaves	... ≤ 1,0 m s ⁻¹
Vientos suaves a moderados	1 - 3 m s ⁻¹
Vientos moderados a fuertes	3 - 5 m s ⁻¹
Vientos fuertes	... ≥ 5,0 m s ⁻¹

En caso de no tener disponibilidad de datos de viento dentro de la misma región, un valor de 2 m s⁻¹ se puede utilizar como estimación temporal. Este valor es el promedio de 2000 estaciones meteorológicas en todo el mundo.

En general, la velocidad del viento a 2 m de altura, u_2 , debe limitarse a valores mayores a 0,5 m s⁻¹ cuando se utiliza en la ecuación de ET_0 (Ecuación 6). Este valor mínimo es necesario para explicar los efectos de inestabilidad y flotabilidad del aire al promover el intercambio de vapor en la superficie cuando el aire está en calma. Este efecto ocurre cuando la velocidad del viento es baja y la flotabilidad del aire caliente induce el intercambio de aire en la superficie. La limitación $u_2 \geq 0,5 \text{ m s}^{-1}$ en la ecuación de ET_0 mejora la exactitud de las estimaciones bajo condiciones de velocidades de viento muy bajas.

Datos mínimos requeridos

Esta sección ha demostrado cómo se pueden estimar los datos de radiación solar, presión de vapor y velocidad del viento en caso de no estar disponibles. Muchos de los procedimientos sugeridos se basan en datos de la temperatura máxima y mínima del aire. Desafortunadamente, no existe una manera confiable de estimar la temperatura del aire cuando ésta falta. Por lo tanto los datos diarios de temperatura máxima y mínima del aire son los requerimientos mínimos de datos necesarios para aplicar el método FAO Penman-Monteith de estimación de ET_o .

Una ecuación alternativa para el cálculo de ET_o

Cuando no se tiene disponibilidad de datos meteorológicos de radiación solar, humedad relativa o velocidad del viento, estos deberían ser estimados usando los procedimientos presentados en esta sección. Sin embargo, como una opción alternativa, la ET_o se puede estimar usando la ecuación de Hargreaves para estimar ET_o donde:

$$ET_o = 0,0023(T_{media} + 17,8)(T_{max} - T_{min})^{0,5} R_a \quad (52)$$

donde todos los parámetros han sido previamente definidos. Las unidades de ET_o y R_a en la Ecuación 52 son $mm\ día^{-1}$. Antes de aplicar la Ecuación 52 en cada nueva región, se debe verificar la validez de sus resultados comparándolos con estimaciones de la ecuación de FAO Penman-Monteith (Ecuación 6) en estaciones meteorológicas donde se dispone de datos de radiación solar, temperatura del aire, humedad, y velocidad del viento. Si es necesario, la Ecuación 52 puede calibrarse en base mensual o anual determinando los coeficientes empíricos de correlación donde $ET_o = a + b ET_{o, Ec.52}$, donde el subíndice «Ec.52» se refiere al valor de ET_o calculado aplicando la Ecuación 52. Los coeficientes a y b se pueden determinar por análisis de regresión. En general, la estimación de la radiación solar, presión de vapor y velocidad del viento según lo descrito en las Ecuaciones 48 a 51 y el Cuadro 4 para después aplicar estas estimaciones a la Ecuación 6 (la ecuación FAO Penman-Monteith) proporcionarán estimaciones más exactas de ET_o que aquellas estimadas usando directamente la Ecuación 52. Esto se debe a la capacidad de las ecuaciones de estimación de incorporar características climáticas generales tales como la velocidad del viento alta o baja o la humedad relativa alta o baja, considerando que ambas constituyen el término aerodinámico en la estimación de ET_o usando la Ecuación 6.

También es importante recalcar que la Ecuación 52 tiene una tendencia a subestimar los valores de ET_o bajo condiciones de viento fuerte ($u_2 > 3\ m\ s^{-1}$) y a sobreestimar la ET_o bajo condiciones de elevada humedad relativa.

Capítulo 4

Determinación de la ET_o

Este capítulo demuestra cómo se puede determinar la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) tanto a partir de datos meteorológicos como del tanque evaporímetro.

El método FAO Penman-Monteith se mantiene como el método estándar único para el cómputo de la ET_o de datos meteorológicos. El método en sí mismo se presentó en el Capítulo 2 y el cómputo de todos los datos requeridos para el cálculo de la ET_o se aclaró en el Capítulo 3. Este capítulo presenta pautas para calcular la ET_o para diferentes periodos de tiempo que van desde horas a meses y cuando faltan datos climáticos. El cálculo de la ET_o se puede hacer a mano con la ayuda de una hoja del cálculo, o por medio de una computadora.

La ET_o puede también estimarse a partir de la evaporación de una superficie de agua. El procedimiento para obtener los valores de la ET_o a partir de los datos del tanque evaporímetro y los coeficientes para diversos tipos de evaporímetros se presentan también en este capítulo.

ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH

La ecuación FAO Penman-Monteith fue derivada en el Capítulo 2, a partir de la ecuación original de Penman-Monteith y de las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo:

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (6)$$

donde:

ET_o	evapotranspiración de referencia (mm día^{-1})
R_n	radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)
R_a	radiación extraterrestre (mm día^{-1})
G	flujo del calor de suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)
T	temperatura media del aire a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$)
u_2	velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1})
e_s	presión de vapor de saturación (kPa)
e_a	presión real de vapor (kPa)
$e_s - e_a$	déficit de presión de vapor (kPa)
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
γ	constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

La Ecuación 6 determina la evapotranspiración de la superficie hipotética de referencia y proporciona un valor estándar con el cual se puede comparar la evapotranspiración en diversos períodos del año o en otras regiones así como también puede relacionarse con la evapotranspiración de otros cultivos.

Procedimiento del cálculo

Planilla de cálculo

La ET_o se puede estimar por medio de la planilla de cálculo presentada en el Recuadro 11. La planilla se refiere a los Cuadros del Anexo 2 para la determinación de algunos de los parámetros climáticos. El procedimiento del cálculo consiste en los siguientes pasos:

1. Derivación de algunos parámetros climáticos de las temperaturas máximas y mínimas diarias (T_{max} y T_{min}), de la altitud (z) y de la velocidad medía del viento (u_2).
2. Cálculo del déficit de la presión del vapor ($e_s - e_a$). La presión de saturación de vapor (e_s) se deriva de T_{max} y T_{min} , mientras que la presión real del vapor (e_a) se puede derivar de la temperatura del punto de rocío ($T_{rocío}$), de la humedad relativa máxima y mínima (HR_{max} y HR_{min}), de la húmeda relativa máxima solamente (HR_{max}), o de la humedad relativa promedio (HR_{media}).
3. Determinación de la radiación neta (R_n) como la diferencia entre la radiación neta de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}). En la planilla, el efecto del flujo de calor en el suelo se ignora para los cálculos diarios pues la magnitud del flujo en este caso es relativamente pequeña. En la ecuación FAO Penman-Monteith, la radiación neta, expresada en $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$, se convierte a $mm\ día^{-1}$ (evaporación equivalente) usando 0,408 como el factor de la conversión dentro de la ecuación.
4. La ET_o se obtiene combinando los resultados de los pasos anteriores.

Los Ejemplos 17 y 20 presentan ejemplos típicos de uso de la planilla aquí mostrada.

Cálculos con la computadora

El cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) puede ser automatizado. Los procedimientos de cálculo de todos los datos requeridos para el cálculo de la ET_o por medio de la ecuación FAO Penman-Monteith se presentan en el Capítulo 3. Las secuencias típicas en las cuales los cálculos pueden ser ejecutados se dan en las planillas. Los procedimientos presentados en los Recuadros 7 (déficit de presión de vapor), 9 (radiación y horas de radiación extraterrestre), 10 (la radiación neta) y 11 (ET_o) pueden ser utilizados para desarrollar una hoja de cálculo o un programa de computación para determinar la ET_o .

Muchos programas informáticos utilizan ya la ecuación FAO Penman-Monteith para determinar la evapotranspiración de referencia. Como ejemplo, los resultados generados por el programa CROPWAT, el software de la FAO desarrollado para la programación del riego, se presentan en la Figura 18.

ET_o calculada para diversos periodos de tiempo

La selección del intervalo de tiempo con el cual se calcula la ET_o depende del propósito del cálculo, de la exactitud requerida y de los datos climáticos disponibles.

Periodos de tiempo de diez días o de un mes

Los datos meteorológicos promedios para periodos de diez días o mensuales medios se pueden utilizar para calcular los valores medios de la evapotranspiración de referencia para periodos de diez días o mensuales. El valor de la evapotranspiración de referencia calculada con datos meteorológicos mensuales medios es de hecho muy similar al promedio de los valores diarios de ET_o calculados con los datos medios diarios.

RECUADRO 11
Planilla para el cálculo de ET_o (FAO Penman-Monteith)
usando los Cuadros meteorológicos presentados en el Anexo 2

Parámetros					
T _{max}		°C			
T _{min}		°C	$T_{media} = (T_{max} + T_{min}) / 2$		°C
T _{media}		°C	Δ (Cuadro 2.4 del Anexo 2)		kPa °C ⁻¹
Altitud		m	γ (Cuadro 2.2 del Anexo 2)		kPa °C ⁻¹
u ₂		M s ⁻¹	(1 + 0,34 u ₂)		
			$\Delta / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)]$		
			$\gamma / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)]$		
			$[900 / (T_{media} + 273)] u_2$		
Déficit de presión de vapor					
T _{max}		°C	e°(T _{max}) (Cuadro 2.3)		kPa
T _{min}		°C	e°(T _{min}) (Cuadro 2.3)		kPa
Presión de saturación de vapor e_s = [(e°(T_{max}) + e°(T_{min}))/2]					kPa
e_a derivada de la temperatura del punto de rocío:					
T _{rocío}		°C	e _a = e°(T _{rocío}) (Cuadro 2.3)		kPa
O bien e_a derivada de la humedad relativa máxima y mínima:					
HR _{max}		%	e°(T _{min}) HR _{max} /100		kPa
HR _{min}		%	e°(T _{max}) HR _{min} /100		kPa
e_a: (promedio)					kPa
O bien e_a derivada de la humedad relativa máxima: (recomendada si hay errores en HR_{min})					
HR _{max}		%	e _a = e°(T _{min}) HR _{max} /100		kPa
O bien e_a derivada de la humedad relativa promedio: (menos recomendada debido a la no linealidad)					
HR _{media}		%	e _a = e _s HR _{media} /100		kPa
Déficit de presión de vapor			(e_s - e_a)		kPa

Radiación				
Latitud		°		
Día			R_a (Cuadro 2.6)	MJ m ⁻² día ⁻¹
Mes			N (Cuadro 2.7)	Horas
n		horas	n/N	
Si no hay datos disponibles de R_s : $R_s = (0,25 + 0,50 n/N) R_a$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_{so} = [0,75 + 2 (\text{Altitud})/ 100\ 000] R_a$				MJ m ⁻² día ⁻¹
R_s / R_{so}				
$R_{ns} = 0,77 R_s$				MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{max}			σT_{max}^4 (Cuadro 2.8)	MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{min}			σT_{min}^4 (Cuadro 2.8)	MJ m ⁻² día ⁻¹
$(\sigma T_{max}^4 + \sigma T_{min}^4)/2$				MJ m ⁻² día ⁻¹
e_a		kPa	$(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a})$	
R_s/R_{so}			$(1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$	
$R_{nl} = (\sigma T_{max}^4 + \sigma T_{min}^4)/2 (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) (1,35 R_s/R_{so} - 0,35)$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_n = R_{ns} - R_{nl}$				MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{mes}		°C	$G_{día}$ (asumir)	0 MJ m ⁻² día ⁻¹
T_{mes-1}		°C	$G_{mes} = 0,14 (T_{mes} - T_{mes-1})$	MJ m ⁻² día ⁻¹
$R_n - G$				MJ m ⁻² día ⁻¹
$0,408 (R_n - G)$				mm
Evapotranspiración de referencia del pasto				
$\left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \right] [0,408 (R_n - G)]$				mm día ⁻¹
$\left[\frac{\gamma}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \right] \left[\frac{900}{T + 273} \right] u_2 [(e_s - e_a)]$				mm día ⁻¹
$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$				mm día ⁻¹

FIGURA 18
ET_o calculada por CROPWAT

MONTHLY REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION PENMAN MONTEITH							
Meteostation: CABINDA				Country: Angola			
Altitude: 20 m.				Coordinates: -5.33 South 12.11 East			
Month	MinTemp °C	MaxTemp °C	Humid. %	Wind km/day	Sunshine Hours	Radiation MJ/m ² /day	ET _o -PenMon mm/day
January	22.8	29.6	81	78	4.0	15.7	3.4
February	22.7	30.3	82	69	4.6	16.9	3.7
March	23.0	30.6	80	78	5.1	17.4	3.8
April	23.0	30.2	82	69	5.0	16.4	3.5
May	22.0	28.6	84	69	3.8	13.5	2.9
June	19.2	26.5	81	69	3.3	12.2	2.6
July	17.6	25.1	78	78	3.2	12.3	2.6
August	18.6	25.3	78	78	2.6	12.4	2.6
September	20.5	26.5	78	104	2.0	12.4	2.8
October	22.5	28.0	79	130	2.2	12.9	3.1
November	23.0	28.7	80	104	3.2	14.4	3.3
December	23.0	29.1	82	95	3.8	15.2	3.4
Year	21.5	28.2	80	85	3.6	14.3	3.1

CROPWAT 7.0 Climate file: C:\PROF-P-1\CROPWAT\CROPWAT\CLI\CABINDA.PEN 03/07/98

Los datos meteorológicos consisten en:

- Temperatura del aire: Temperatura máxima (T_{max}) y temperatura mínima (T_{min}) promedio diario para periodos de diez días o mensuales.
- Humedad del aire: el promedio mensual o decadiario de la presión real de vapor (e_a) derivada del psicrómetro, del punto de condensación o de los datos de humedad relativa.
- Velocidad del viento: valores promedio decadiarios o mensuales de la velocidad diaria del viento medida a una altura de 2 m (u_2).
- Radiación: Promedio decadiario o mensual de la radiación neta diaria (R_n) calculada de la media decadiaria o mensual de la radiación de onda corta medida o de la duración real de las horas diarias de insolación (n). La radiación extraterrestre (R_a) y las horas de duración máxima de insolación (N) para un día específico del mes se pueden calcular usando las Ecuaciones 21 y 34 o se pueden hallar en los Cuadros 2.5 y 2.6 del Anexo 2.

Cuando el suelo se está calentando (primavera) o se está enfriando (otoño), el flujo del calor del suelo (G) para periodos mensuales puede llegar a ser significativo con relación a la R_n media mensual. En estos casos G no puede ser ignorado y su valor debe determinarse a partir de las temperaturas del aire medias mensuales del mes anterior y posterior al mes considerado. El Capítulo 3 también describe el procedimiento de cálculo (Ecuaciones 43 y 44).

EJEMPLO 17

Determinación de ET_0 con el promedio de los datos mensuales

Dados los datos climáticos promedios mensuales del mes de abril de Bangkok (Tailandia) localizada a 13 °44'N y a una elevación de 2 m:

-	Promedio mensual de la temperatura máxima diaria (T_{max}) =	34,8	°C
-	Promedio mensual de la temperatura mínima diaria (T_{min}) =	25,6	°C
-	Promedio mensual de la presión de vapor diaria (e_s) =	2,85	kPa
Medido a 2 m	Promedio mensual de la velocidad diaria del viento (u_2) =	2	m s ⁻¹
-	Promedio mensual de la duración de la insolación (n) =	8,5	horas día ⁻¹
Para abril	Promedio mensual de la temperatura media diaria ($T_{mes,i}$) =	30,2	°C
Para marzo	Promedio mensual de la temperatura media diaria ($T_{mes,i-1}$) =	29,2	°C

Determinación de acuerdo a lo delineado en el Recuadro 11 (Planilla de ET_0)**Parámetros**

-	$T_{media} = [(T_{max} = 34,8) + (T_{min} = 25,6)]/2 =$	30,2	°C
Del Cuadro 2.4 o Ec. 13:	$\Delta =$	0,246	kPa °C ⁻¹
Del Cuadro 2.1 y el Cuadro 2.2 o Ec. 7 y Ec. 8:	Altitud =	2	m
	P =	101,3	kPa
	$\gamma =$	0,0674	kPa °C ⁻¹
-	$(1 + 0,34 u_2) =$	1,68	-
-	$\Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] = 0,246/[0,246 + 0,0674 (1,68)] =$	0,685	-
-	$\gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] = 0,0667/[0,246 + 0,0674 (1,68)] =$	0,188	-
-	$900/(T_{media} + 273) u_2 =$	5,94	-

Déficit de presión de vapor

Del Cuadro 2.3 o Ec. 11:	$T_{max} =$	34,8	°C
	$e^{\circ}(T_{max}) =$	5,56	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11:	$T_{min} =$	25,6	°C
	$e^{\circ}(T_{min}) =$	3,28	kPa
-	$e_s = (5,56 + 3,28)/2 =$	4,42	kPa
Dado que	$e_a =$	2,85	kPa
Entonces	Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) = $(4,42 - 2,85) =$	1,57	KPa

Radiación (para el mes de Abril)

Del Cuadro 2.5 o 2.6 o de la Ec. 21:	J = (para el 15 de abril)	105	-
	Latitud = 13°44'N = (13 + 44/60)=	13,73	°N
	R _a =	38,06	MJ m ⁻² día ⁻¹
N (Cuadro 2.7 o Ec. 34):	Insolación máxima N =	12,31	Horas
-	n/N = (8,5/12,31) =	0,69	-
-	R _s = [0,25 + 0,50 (0,69)] 38,06 =	22,65	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _{so} = (0,75 + 2 (2)/100 000) 38,06 =	28,54	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _s /R _{so} = (22,65/28,54) =	0,79	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _{ns} = 0,77 (22,65) =	17,44	-
Del Cuadro 2.8:	T _{max} =	34,8	°C
	σT _{max} K ⁴ =	44,10	MJ m ⁻² día ⁻¹
Del Cuadro 2.8:	T _{min} =	25,6	°C
	σT _{min} K ⁴ =	39,06	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	(σT _{max} K ⁴ + σT _{min} K ⁴)/2 = (44,10 + 39,06)/2 =	41,58	MJ m ⁻² día ⁻¹
Para:	e _a =	2,85	kPa
Entonces:	(0,34-0,14√e _a) =	0,10	-
Para:	R _s /R _{so} =	0,79	-
Entonces:	(1,35 R _s /R _{so} - 0,35) =	0,72	-
-	R _{nl} = 41,58 (0,10) 0,72 =	3,11	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _n = (17,44 - 3,11) =	14,33	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	G = 0,14 (30,2 - 29,2) =	0,14	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	(R _n - G) = (14,33 - 0,14) =	14,19	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	0,408 (R _n - G) =	5,79	mm día ⁻¹

Evapotranspiración de referencia

-	0,408 (R _n -G) Δ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] =		
-	(5,79) 0,685 =	3,97	mm día ⁻¹
-	900u ₂ /(T+273) (e _s -e _a) γ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] =		
-	5,94(1,57)0,188 =	1,75	mm día ⁻¹
-	ET _o = (3,97 + 1,75) =	5,72	mm día ⁻¹

La evapotranspiración de referencia es 5,7 mm día⁻¹.

Cálculo de ET_0 para periodos de un día

El cálculo de la ET_0 usando la ecuación de Penman-Monteith para periodos de tiempo de 24 horas proporcionará generalmente resultados precisos. Los datos meteorológicos requeridos son los siguientes:

- Temperatura del aire: Temperatura máxima (T_{max}) y temperatura mínima (T_{min}) diaria.
- Humedad del aire: el promedio diario de la presión real de vapor (e_a) derivada de lecturas psicrométricas, de la temperatura del punto de condensación o de los datos de humedad relativa.
- Velocidad del viento: valores promedio diarios para 24 horas de la velocidad diaria del viento medida a una altura de 2 m (u_2).
- Radiación: Radiación neta diaria (R_n) medida o calculada de la radiación solar de onda corta y de la radiación de onda larga o de la duración real de las horas diarias de insolación (n). La radiación extraterrestre (R_a) y las horas de duración máxima de insolación (N) para un día específico del mes se deben calcular usando las Ecuaciones 21 y 34. Como la magnitud del flujo diario de calor del suelo (G) debajo de la superficie de referencia es relativamente pequeña, esta puede ser ignorada en cálculos diarios.

EJEMPLO 18

Determinación de ET_0 con datos diarios

Con los datos meteorológicos medidos el 6 julio en Uccle (Bruselas, Bélgica) punto localizado a 50°48'N y a 100 m sobre el nivel del mar:

-	Temperatura máxima del aire (T_{max}) =	21,5	°C
-	Temperatura mínima del aire (T_{min}) =	12,3	°C
-	Humedad relativa máxima (HR_{max}) =	84	%
-	Humedad relativa mínima (HR_{min}) =	63	%
-	Velocidad del viento medida a 10 m altura =	10	km h ⁻¹
-	Insolación real (n) =	9,25	horas

Conversión de la velocidad del viento

A 10 m altura	Velocidad del viento = 10 km/h o u_2 =	2,78	m s ⁻¹
De la Ec. 47, con z = 10 m:	Para la altura estándar, $u_2 = 0,748 (2,78) =$	2,078	m s ⁻¹

Parámetros

De la Ec. 7:	Altitud =	100	m
	P =	100,1	kPa
-	$T_{media} = (21,5 + 12,3)/2 =$	16,9	°C
De la Ec. 13:	$T_{media} =$	16,9	°C
	$\Delta =$	0,122	kPa °C ⁻¹
De la Ec. 8:	P =	100,1	kPa
	$\gamma =$	0,0666	kPa °C día ⁻¹
-	$(1 + 0,34 u_2) =$	1,71	-
-	$\Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] =$	0,518	-
-	$0,122/[(0,122 + 0,0666 (1,71))] =$		
-	$\gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)] =$	0,282	-
-	$0,0666/[0,122 + 0,0666 (1,71)] =$		
-	$900/(T_{media} + 273) u_2 =$	6,450	-

Déficit de presión de vapor

De la Ec. 11	$T_{max} =$	21,5	°C
Entonces:	$e^{\circ}(T_{max}) =$	2,564	kPa
De la Ec. 11	$T_{min} =$	12,3	°C
Entonces:	$E^{\circ}(T_{min}) =$	1,431	kPa
-	$e_s = (2,564 + 1,431) =$	1,997	kPa
Con los datos de Humedad Relativa	$HR_{max} =$	84	%
	$HR_{min} =$	63	%
De la Ec. 17:	$e_a = [1,431 (0,84) + 2,564 (0,63)]/2 =$	1,409	kPa
-	Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) = (1,997 - 1,409) =	0,589	kPa

Radiación

Del Cuadro 2.5:	Mes 7, Día = 6	187	-	
	J =			
	Latitud = 50°48'N =	50,80	°N	
De la Ec. 21:	J =	187	-	
	$R_a =$	41,09	MJ m ⁻² día ⁻¹	
	Latitud = 50°48'N =	50,80	°N	
De la Ec. 34:	J =	187	-	
	N = 16,1	16,1	horas	
	$n/N = 9,25/16,3 =$	0,57	-	
De la Ec. 35	$R_c = [0,25 + 0,50 (0,57)]$	41,09	MJ m ⁻² día ⁻¹	
De la Ec. 37	$R_{so} = (0,75 + 2 (100)/100 000)$	41,09 =	30,90	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$R_s/R_{so} =$	0,71	-	
De la Ec. 38	$R_{ns} = 0,77 (22,07) =$	17,00	MJ m ⁻² día ⁻¹	
Para:	$T_{max} =$	21,5	°C	
Entonces:	$T_{max,K} = 21,5 + 273,16 =$	294,7	K	
	$\sigma T_{max,K}^4 =$	36,96	MJ m ⁻² día ⁻¹	
Para:	$T_{min} =$	12,3	°C	
Entonces:	$T_{min,K} = 12,3 + 273,16 =$	285,5	K	
	$\sigma T_{min,K}^4 =$	32,56	MJ m ⁻² día ⁻¹	
-	$(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4)/2 = (36,96 + 32,56)/2 =$	34,76	MJ m ⁻² día ⁻¹	
-	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) =$	0,17	-	
-	$(1,35(R_s/R_{so}) - 0,35) =$	0,61	-	
De la Ec. 39	$R_{nl} = 34,76 (0,17) 0,61 =$	3,71	MJ m ⁻² día ⁻¹	
De la Ec. 40	$R_n = (17,00 - 3,71) =$	13,28	MJ m ⁻² día ⁻¹	
De la Ec. 42	G =	0	MJ m ⁻² día ⁻¹	
-	$(R_n - G) = (13,28 - 0) =$	13,28	MJ m ⁻² día ⁻¹	
-	$0,408 (R_n - G) =$	5,42	mm día ⁻¹	

Evapotranspiración de referencia

-	$0,408 (R_n - G) \Delta/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	2,81	mm día ⁻¹
-	$900/(T + 273) u_2 (e_s - e_a) \gamma/[\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)] =$	1,07	mm día ⁻¹
-	ET _o (Ec. 6) = 2,81 + 1,07 = 3,88 ≈	3,9	mm día ⁻¹
-			

La evapotranspiración de referencia es 3,9 mm día⁻¹.

Cálculo de ET_o para periodos horarios

En las áreas donde, durante el día, se producen cambios substanciales en la velocidad del viento, la temperatura del punto de condensación o la nubosidad, el cálculo de la ET_o para periodos horarios es generalmente mas adecuado que el cálculo para 24 horas. Los cambios notorios en los componentes del tiempo pueden producir promedios para 24 horas que no representen la verdadera energía evaporativa del ambiente durante algunos periodos del día y pueden introducir errores en los cálculos. Sin embargo, bajo la mayor parte de las condiciones, el uso de la ecuación FAO Penman-Monteith con datos de 24 horas produce resultados correctos.

Con el uso actual de estaciones meteorológicas automáticas, es posible contar cada vez más con datos del tiempo para períodos horarios o incluso más cortos. Por lo tanto, en las situaciones donde se automatizan los cálculos, la ecuación FAO Penman-Monteith se puede aplicar en forma horaria con buenos resultados. Al aplicar la ecuación FAO Penman-Monteith para periodos de tiempo horarios o menores, la ecuación y algunos procedimientos para calcular datos meteorológicos se deben ajustar para los periodos de tiempo aplicados. La ecuación FAO Penman-Monteith para cálculos horarios se modifica de la siguiente manera:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T_{hr} + 273} u_2 (e^o(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (53)$$

donde

ET_o	evapotranspiración de referencia [mm hora ⁻¹],
R_n	radiación neta en la superficie de referencia [MJ m ⁻² hora ⁻¹] (Ecuación 40),
G	densidad del flujo del calor del suelo [MJ m ⁻² hora ⁻¹] (Ecuaciones 45 y 46),
T_{hr}	temperatura media del aire cada hora [°C],
Δ	pendiente de la curva de presión de saturación de vapor en T_{hr} [kPa °C ⁻¹] (Ecuación 13),
γ	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹] (Ecuación 8),
$e^o(T_{hr})$	presión de saturación de vapor a temperatura del aire T_{hr} [kPa] (Ecuación 11),
e_a	promedio horario de la presión real de vapor [kPa] (Ecuación 54),
u_2	promedio horario de la velocidad del viento [m s ⁻¹].

Si se cuenta con mediciones de humedad relativa, la presión real del vapor se determina por:

$$e_a = e^o(T_{hr}) \frac{HR_{hr}}{100} \quad (54)$$

donde

e_a	promedio horario de la presión real de vapor [kPa],
$e^o(T_{hr})$	presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T_{hr} [kPa] (Ecuación 11),
HR_{hr}	promedio horario de la humedad relativa [%].

La radiación neta es la diferencia entre la radiación neta de la onda corta (R_{ns}) y la radiación neta de onda larga (R_{nl}) en los periodos horarios. Por lo tanto:

➤ Si se necesita calcular R_{ns} y R_{nl}, se debe utilizar el valor de la radiación extraterrestre (R_a) para períodos horarios (Ecuación 28).

➤ En el cómputo de R_{nl} por medio de la Ecuación 39, $(\sigma T_{\max}^4 K^4 + \sigma T_{\min}^4 K^4)/2$ se substituye por $\sigma T_{hr}^4 K^4$ y la constante de Stefan-Boltzman se convierte:

$$\sigma = (4,903/24) 10^{-9} = 2,043 10^{-10} \text{ MJ m}^{-2} \text{ hora}^{-1}.$$

Puesto que el cociente R_s/R_{so} se utiliza para representar la cobertura de nubes cuando se calcula R_{nl} para períodos horarios durante la noche, el cociente R_s/R_{so} se puede fijar igual a R_s/R_{so} calculado para un período que ocurre 2-3 horas antes de la puesta del sol, antes de que el ángulo del sol llegue a ser pequeño. Esto servirá generalmente como buena aproximación de la nubosidad que ocurre durante la noche subsecuente. El período horario de 2 a 3 horas antes de la puesta del sol se puede identificar durante el cómputo del R_a como el período durante el cual ω , calculado con la Ecuación 31, está dentro del rango $(\omega_s - 0,79) \leq \omega \leq (\omega_s - 0,52)$, donde ω_s se calcula usando la Ecuación 25. Como alternativa más aproximada, uno puede asumir R_s/R_{so} = 0,4 a 0,6 durante la noche en climas húmedos y subhúmedos y R_s/R_{so} = 0,7 a 0,8 en climas áridos y semiáridos. Un valor de R_s/R_{so} = 0,3 asume la cobertura total del cielo por las nubes.

El flujo del calor del suelo es importante para los cálculos horarios. Las Ecuaciones 45 y 46 se pueden utilizar para derivar G para los períodos horarios.

Los datos meteorológicos requeridos consisten en:

- temperatura del aire: promedio horario de temperatura (T_{hr}).
- humedad del aire: promedio horario de humedad relativa (HR_{hr}).
- velocidad del viento: promedio horario de velocidad del viento medido a 2 m de altura (u₂).
- radiación: radiación solar total horaria (R_s) o radiación neta (R_n).

Debido a la necesidad de la estandarización, las constantes en la Ecuación 53 presumen una resistencia superficial constante (r_s) de 70 s/m durante todos los periodos. Este valor para la resistencia constante puede causar alguna subpredicción de la ET_o horaria durante algunos periodos del día en que los r_s reales pueden ser algo más bajos. En cambio la resistencia constante puede causar alguna sobreestimación de la ET_o horaria durante los periodos de la tarde en que los r_s reales pueden ser algo más altos. Sin embargo, cuando los cálculos de la ET_o horaria con la Ecuación 53 se suman para periodos de 24 horas para producir una ET_o de 24 horas equivalente, las diferencias horarias tienden a compensar los resultados y son generalmente equivalentes a los cálculos de ET_o hechos para periodos de 24 horas. Las estimaciones exactas de ET_o para periodos horarios específicos pueden requerir el uso de funciones de estabilidad aerodinámica, basadas en niveles de radiación, de humedad y de temperatura, para modificar el valor de las r_s. El uso de estas funciones no se requiere cuando los cálculos horarios tienen el objetivo de ser sumados para obtener los totales para 24 horas. Por tanto, estas funciones no se describen aquí.

EJEMPLO 19

Determinación de la ET_o con datos horarios

Se calcula ETo con datos horarios, promedio de entre las 02:00 y las 03:00 horas y 14:00 y 15:00 horas del 1 de octubre en N'Diaye (Senegal) situado a 16°13'N y 16°15'W y 8 m sobre el nivel del mar. En ausencia de coeficientes calibrados se utilizarán valores indicativos de a_s y b_s (Ecuación 35 de la fórmula de Ångstrom) y de la fórmula de la radiación neta de onda larga (Ecuación 39).

Datos climáticos medidos		02:00-03:00 h	14:00-15:00 h	Unidades
T _{hr} : temperatura horaria promedio =		28	38	°C
HR _{hr} : humedad relativa horaria promedio =		90	52	%
u ₂ : velocidad del viento horaria promedio =		1,9	3,3	m s ⁻¹
R _s : radiación solar total =		-	2,450	MJ m ⁻² hora ⁻¹
Parámetros				
De la Ec. 13	Δ =	0,220	0,358	kPa °C ⁻¹
De la Ec. 8	γ =	0,0673	0,0673	kPa °C ⁻¹
Déficit de presión de vapor				
De la Ec. 11	e ^o (T) =	3,780	6,625	kPa
De la Ec. 54	e _a =	3,402	3,445	kPa
-	e _s - e _a =	0,378	3,180	kPa

Radiación extraterrestre		02:00-03:00 h	14:00-15:00 h	Unidades
Del Cuadro 2.5 para el 1 octubre:	$J = 274$			-
De la Ec. 22:	$\varphi = \pi/180 (16,22) = 0,2830$			rad
De la Ec. 23:	$d_r = 1,0001$			-
De la Ec. 24:	$\delta = -0,0753$			rad
De la Ec. 33:	$b = 3,3315$			-
De la Ec. 32:	$S_c = 0,1889$			hora
-	$L_z = 15$			grados
-	$L_m = 16,25$			grados
-	$t =$	2,5	14,5	hora
De la Ec. 31:	$\omega =$	-2,46	0,682	rad
-	$t_i =$	1	1	hora
De la Ec. 29:	$\omega_1 =$	-	0,5512	rad
De la Ec. 30:	$\omega_2 =$	-	0,8130	rad
De la Ec. 28:	$R_a =$	0	3,543	MJ m ⁻² hora ⁻¹
Radiación				
Dados	$R_s =$	0	2,450	MJ m ⁻² hora ⁻¹
De la Ec. 37:	$R_{s0} =$	0	2,658	MJ m ⁻² hora ⁻¹
De la Ec. 38:	$R_{ns} =$	0	1,887	MJ m ⁻² hora ⁻¹
-	$\sigma TK^4 =$	1,681	1,915	MJ m ⁻² hora ⁻¹
-	$(0,34-0,14 \sqrt{e_s}) =$	0,082	0,080	-
-	$R_s/R_{s0} =$	0,8 (asumido)	0,922	-
-	$(1,35 R_s/R_{s0} - 0,35) =$	0,730	0,894	-
De la Ec. 39:	$R_{nl} =$	0,100	0,137	MJ m ⁻² hora ⁻¹
De la Ec. 40:	$R_n =$	-0,100	1,749	MJ m ⁻² hora ⁻¹
De la Ec. 46, 45:	$G =$	-0,050	0,175	MJ m ⁻² hora ⁻¹
-	$(R_n - G) =$	-0,050	1,574	MJ m ⁻² hora ⁻¹
-	$0,408(R_n - G) =$	-0,020	0,642	mm hora ⁻¹
Evapotranspiración de referencia				
-	$0,408(R_n - G)$			
-	$\Delta/[\Delta+\gamma(1+0,34u_2)] =$	-0,01	0,46	mm hora ⁻¹
-	$37/(T+273) u_2 (e_s - e_a) =$			
De la Ec. 53:	$\gamma/[\Delta+\gamma(1+0,34u_2)] =$	0,01	0,17	mm hora ⁻¹
-	$ET_o =$	0,00	0,63	mm hora ⁻¹

La evapotranspiración de referencia es de 0,00 mm hora⁻¹ entre 02:00 y 03:00 horas y 0,63 mm hora⁻¹ entre las 14:00 y 15:00 horas.

PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO EN CASO DE DATOS FALTANTES

Los datos meteorológicos, requeridos para estimar la ET_o usando la ecuación FAO Penman-Monteith, son la temperatura del aire, humedad atmosférica, velocidad del viento y radiación. En casos en que falten algunos de estos datos o no puedan ser calculados, se recomienda la estimación de los datos climáticos faltantes con uno de los procedimientos presentados en el Capítulo 3 manteniendo el método de FAO Penman-Monteith para el cálculo de la ET_o . El uso de un procedimiento alternativo del cálculo de la ET_o , que requiera solamente parámetros meteorológicos limitados, no se recomienda.

El Ejemplo 20 ilustra el cálculo de la ET_o mensual con la ecuación FAO Penman-Monteith para una zona que solamente tiene disponibles los datos de temperatura máxima y mínima del aire. Los procedimientos dados en el Capítulo 3 para estimar los datos faltantes de humedad, radiación y velocidad del viento deben ser validados comparando la ET_o calculada con registros completos y con registros limitados para estaciones meteorológicas de la región que cuenten con registros completos.

EJEMPLO 20

Determinación de ET_o con datos faltantes

Dados los datos del promedio mensual de la temperatura mínima y máxima diaria para el mes de julio de una estación cercana a Lyon, Francia (45°43' N, altitud 200 m). No se dispone de ningún otro dato climático.

-	Promedio mensual de la temperatura máxima diaria (T _{max}) =	26,6	°C
-	Promedio mensual de la temperatura mínima diaria (T _{min}) =	14,8	°C

Determinación de acuerdo al Recuadro 11 (Planilla para el cálculo de la ET_o)

Estimación de la velocidad del viento:

2 m s₋₁ puede ser usado como un valor estimado. Debido a la relativamente baja altura del dosel del cultivo de referencia (0,12 m) y que u₂ aparece tanto en el numerador como en el denominador de la ecuación FAO Penman-Monteith, ET_o no es altamente sensitivo a variaciones de la velocidad del viento dentro de rangos normales.

Parámetros:

-	T _{media} = (26,6 + 14,8)/2 =	20,7	°C
Del Cuadro 2.4 o Ec. 13:	T _{media} =	20,7	°C
	Δ =	0,150	kPa °C ⁻¹
Del Cuadro 2.2 o Ec. 8:	Altitud =	200	m
	γ =	0,066	kPa °C ⁻¹
-	(1 + 0,34 u ₂) = (1 + 0,34 (2)) =	1,68	-
-	Δ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] = 0,150/[0,150 + 0,066 (1,68)] =	0,576	-
-	γ/[Δ+γ(1+0,34u ₂)] = 0,0658/[0,150 + 0,066 (1,68)] =	0,252	-
-	900/(T _{media} +273) u ₂ =	6,13	-

Estimación de los datos de humedad:

Asumiendo que: (Ec. 48):	T _{rocio} ≈ T _{min} =	14,8	°C
En consecuencia (Ec. 14 o Cuadro 2.3) para:	T _{rocio} =	14,8	°C
Entonces	e _a =	1,68	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11, para:	T _{max} =	26,6	°C
Entonces:	e°(T _{max}) =	3,48	kPa
Del Cuadro 2.3 o Ec. 11, para:	T _{min} =	14,8	°C
Entonces:	e°(T _{min}) =	1,68	kPa
-	e _s = (3,48 + 1,68)/2 =	2,58	kPa
-	(e _s -e _a) = (2,58 - 1,68) =	0,90	kPa
Esto corresponde a :			
-	HR _{max} = 100 e _a /e°(T _{min}) =	100	%
-	HR _{min} = 100 e _a /e°(T _{max}) = 100 (1,68/3,48) =	48	%
-	HR _{media} = (HR _{max} + HR _{min})/2 =	74	%

Estimación de los datos de radiación:

R_s puede derivarse de la diferencia entre T_{max} y T_{min}:

De la Ec. 50	R _s = 0,16 √(26,6-14,8) R _a	-	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	R _s = 0,55 R _a	-	MJ m ⁻² día ⁻¹

Cuadro 2.6 o Ec. 21, para:	Para el día 15, Mes = Julio, J =	196	-
Entonces:	Latitud = 45°43'N =	45,72	°N
-	$R_s =$	40,55	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$R_s = 0,55 R_a = 0,55 (40,55) =$	22,29	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$R_{so} = (0,75 + 2 (200)/100 000) 40,55 =$	30,58	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$R_s/R_{so} =$	0,73	-
-	$R_{ns} = 0,77 (22,29) =$	17,16	MJ m ⁻² día ⁻¹
Cuadro 2.8, para:	$T_{max} = 26,6^\circ\text{C}$	26,6	°C
Entonces:	$T_{max,K} = 26,6 + 273,16 =$	299,76	K
	$\sigma T_{max,K}^4$	39,59	MJ m ⁻² día ⁻¹
Cuadro 2.8, para:	$T_{min} = 14,8^\circ\text{C}$	14,8	°C
Entonces:	$T_{min,K} = 14,8 + 273,16$	287,96	K
-	$\sigma T_{min,K}^4$	33,71	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4)/2 = (39,59 + 33,71)/2 =$	36,65	MJ m ⁻² día ⁻¹
Para:	$e_s =$	1,68	kPa
Entonces:	$(0,34 - 0,14\sqrt{e_s}) =$	0,16	-
	$R_s/R_{so} =$	0,73	-
Para:	$(1,35 R_s/R_{so} - 0,35) =$	0,63	-
Entonces:	$R_{nl} = 36,65 (0,16) 0,63 =$	3,68	MJ m ⁻² día ⁻¹
	$R_n = (17,16 - 3,68) =$	13,48	MJ m ⁻² día ⁻¹
Asumiendo que:	$G =$	0	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$(R_n - G) = (13,48 - 0) =$	13,48	MJ m ⁻² día ⁻¹
-	$0,408 (R_n - G) =$	5,50	mm día ⁻¹
Evapotranspiración de referencia:			
-	$0,408 (R_n - G) \Delta / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)] =$	3,17	mm día ⁻¹
-	$900 / (T + 273) u_2 (e_s - e_a) \gamma / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)] =$	1,39	mm día ⁻¹
-	$ET_o = (3,17 + 1,39) =$	4,56	mm día ⁻¹
La evapotranspiración de referencia estimada es igual a 4,6 mm día ⁻¹ . Si en lugar de 2 m s ⁻¹ , la velocidad del viento hubiera sido estimada como 1 o 3 m s ⁻¹ , ET _o hubiera sido un 7% menor (4,2 mm día ⁻¹) o 6% mayor (4,8 mm día ⁻¹). Comparativamente la ecuación de Hargreaves (Ecuación 52) predice un valor de ET _o = 5,0 mm día ⁻¹ .			

MÉTODO DEL TANQUE EVAPORIMETRO

Tanque evaporímetro

La tasa evaporativa de los tanques de evaporación llenos de agua puede ser fácilmente obtenida. En ausencia de lluvia, la cantidad de agua evaporada durante un período (mm día⁻¹) corresponde a la disminución de la altura de agua en el tanque en ese período. Los tanques proporcionan una medida del efecto integrado de la radiación, viento, temperatura y humedad sobre el proceso evaporativo de una superficie abierta de agua. Aunque el tanque evaporímetro responde de una manera similar a los mismos factores climáticos que afectan la transpiración del cultivo, varios factores producen diferencias significativas en la pérdida de agua de una superficie libre evaporante y de una superficie cultivada. La reflexión de la radiación solar del agua en el tanque puede ser diferente del 23% asumido para el cultivo de referencia. El almacenaje de calor dentro del tanque puede ser apreciable y puede causar una significativa evaporación durante la noche mientras que la mayoría de los cultivos transpiran solamente durante el día. También se distinguen diferencias en la turbulencia, temperatura y humedad del aire que se encuentran inmediatamente sobre estas dos superficies. La transferencia de calor a través de las paredes del tanque también afecta el balance energético.

A pesar de la diferencia en los procesos ligados a la evaporación del tanque y la evapotranspiración de superficies cultivadas, el uso de la evaporación del tanque para predecir la ET_o para períodos de 10 días puede ser considerado confiable si se usa correctamente. La evaporación del tanque está relacionada con la evapotranspiración de referencia por un coeficiente empírico derivado del mismo tanque:

$$ET_o = K_p E_{\text{pan}} \quad (55)$$

donde

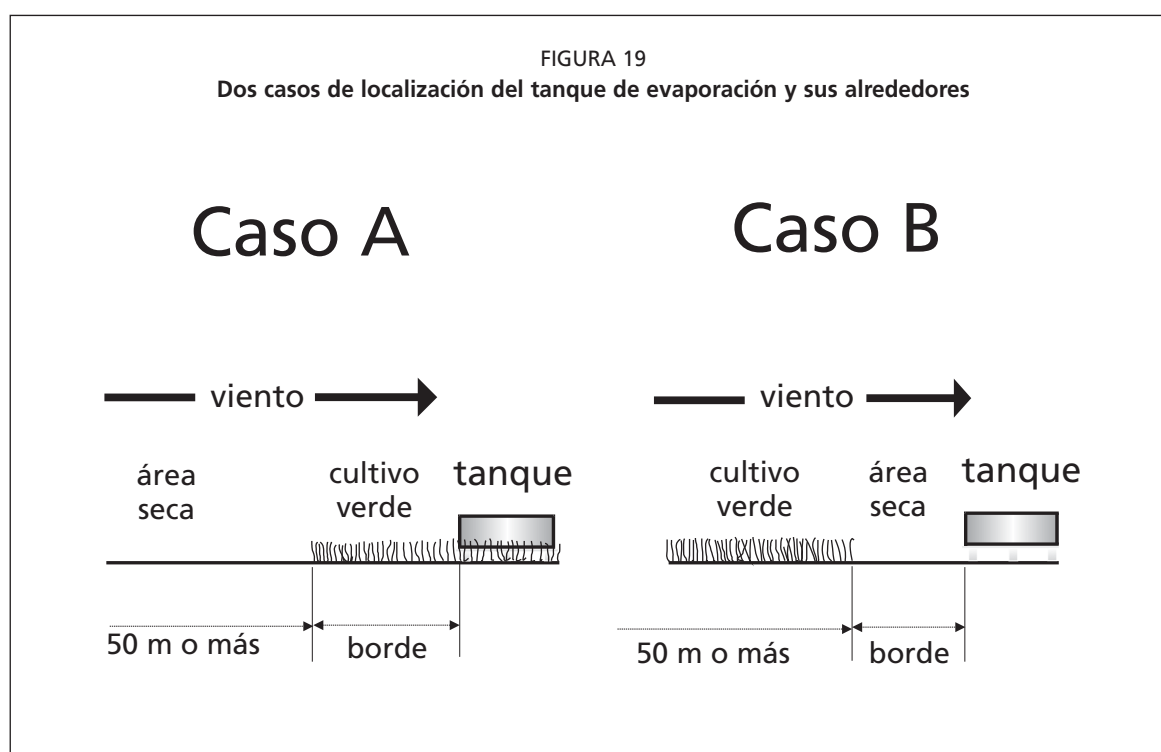
ET_o evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],
 K_p coeficiente del tanque evaporímetro [-],
 E_{pan} evaporación del tanque evaporímetro [mm día⁻¹].

Coeficiente del tanque evaporímetro (K_p)

Tipos y ambiente del tanque evaporímetro

Existen diversos tipos de tanques evaporímetros. Las descripciones del tanque clase A y del tanque enterrado tipo Colorado se presentan en los recuadros 12 y 13. Como el color, el tamaño, y la posición del tanque evaporímetro tienen una influencia significativa en los resultados medidos, los coeficientes del tanque evaporímetro son específicos para cada tipo de tanque evaporímetro.

Para seleccionar el coeficiente apropiado para un tanque evaporímetro dado, se debe considerar no solamente el tipo del tanque, sino también la cobertura del suelo donde se ubica el tanque, sus alrededores así como el viento y las condiciones generales de humedad. La localización y el ambiente del tanque evaporímetro también tienen influencia en los resultados. Lo último es particularmente cierto en casos en que el tanque evaporímetro se encuentra situado en suelos bajo barbecho y no en campos cultivados. Bajo esta característica, dos casos se consideran comúnmente: Caso A en que el tanque evaporímetro se localiza en una zona de pasto corto verde y está rodeado por un suelo en barbecho; y Caso B en que el tanque evaporímetro se localiza sobre un suelo en barbecho y está rodeado por un cultivo verde (Figura 19).



Coefficientes del tanque evaporímetro

Dependiendo del tipo de tanque y del tamaño y estado de la zona tampón, los coeficientes del tanque evaporímetro tendrán valores diferentes. Cuanto más grande es la zona tampón, más rápidamente el aire que se mueve sobre el tanque estará en equilibrio con ella. En equilibrio y con un área tampón grande, el aire contiene más vapor de agua y menos calor en el caso A que en el caso B. Los coeficientes de tanque para el tanque Clase A y para el tanque tipo Colorado para diversas cubiertas de suelo, área tampón y condiciones climáticas se presentan en los Cuadros 5 y 6. Las ecuaciones de regresión derivadas de los cuadros se presentan en el Cuadro 7. En caso en que los datos medidos con otros tipos de tanques estén disponibles, estos deben primero relacionarse con los datos del tanque tipo Colorado o con la ecuación FAO Penman-Monteith para desarrollar K_p . Los cocientes entre la evaporación de tanques enterrados y del tanque evaporímetro tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientes se presentan en el Cuadro 8.

En caso de faltar datos, la velocidad del viento puede ser estimada tomando un valor global de $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$ o según lo indicado en el Cuadro 4. HR_{media} se puede aproximar con la temperatura del aire como $HR_{\text{media}} = 50 e^{\circ(T_{\text{min}})}/e^{\circ(T_{\text{max}})} + 50$.

Ajustes

Bajo algunas condiciones no consideradas en los Cuadros, los coeficientes (K_p) presentados aquí, pueden necesitar algún ajuste. Éste es el caso en áreas sin desarrollo agrícola, o donde los tanques están rodeados por cultivos altos. El variar el color del tanque evaporímetro a otro color diferente al estándar o la instalación de las mallas protectoras puede afectar la lectura del tanque evaporímetro y requerirá algún ajuste del coeficiente K_p .

En áreas sin desarrollo agrícola y extensas zonas con suelos desnudos (grandes áreas tampón, el Caso B), como las encontradas en condiciones desérticas o semidesérticas, los valores de K_p aquí presentados para áreas áridas y ventosas pueden necesitar ser reducidos hasta en un 20%; en áreas con niveles moderados de viento, temperatura y humedad relativa, los valores presentados pueden necesitar una reducción del 5-10%; en climas húmedos y tibios se necesita poca o ninguna reducción del K_p .

En casos en que el tanque evaporímetro se encuentre dentro de un cercado y rodeado por cultivos de gran altura como por ejemplo el maíz (2,5 m), los coeficientes mencionados necesitarán ser incrementados hasta en un 30% en climas ventosos y secos, mientras que para condiciones tibias y húmedas solo se requiere un aumento del 5-10% del coeficiente.

La pintura de las paredes del tanque puede afectar la evaporación. Los coeficientes presentados se aplican para tanques galvanizados pintados anualmente con aluminio y a tanques de acero inoxidable. No se requiere corrección para los valores de E_{pan} en caso de que las superficies interiores y exteriores del tanque evaporímetro estén pintadas de blanco. Un aumento en E_{pan} de hasta 10% puede ocurrir cuando las paredes se pintan de negro. El material del que está fabricado el tanque produce pocas variaciones en el valor de E_{pan} .

El nivel en el cual se mantiene el agua en el tanque es importante; errores de hasta 15 % pueden resultar cuando el nivel del agua en el tanque evaporímetro Clase A se encuentra 10 centímetros por debajo del estándar aceptado que es de entre 5 y 7,5 centímetros debajo del borde. Las mallas colocadas sobre el tanque evaporímetro pueden reducir E_{pan} hasta en un 10%. Con el fin de evitar que las aves beban agua del tanque evaporímetro Clase A, se pueden colocar cerca otros tanques llenos con agua hasta el borde; en general los pájaros prefieren beber del tanque completamente lleno. El tanque de evaporación se debe colocar rodeado de una verja o cerca que evite que los animales entren y beban el agua. La turbidez del agua en el tanque generalmente no afecta E_{pan} en más del 5%. La variación total en E_{pan} no es constante en el tiempo debido al uso, al nivel de deterioro y las repetidas pinturas.

CUADRO 5
Coefficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el tanque Clase A para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media de viento y de humedad relativa (Serie FAO Riego y drenaje No. 24)

Tanque Clase A	Caso A: Tanque situado en una superficie cultivada				Caso B: Tanque situado en un suelo desnudo			
	HR media	baja < 40	media 40-70	alta > 70	baja < 40	media 40-70	alta > 70	
Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Distancia del cultivo a barlovento (m)			Distancia del barbecho a barlovento (m)				
Baja	1	,55	,65	,75	1	,7	,8	,85
< 2	10	,65	,75	,85	10	,6	,7	,8
	100	,7	,8	,85	100	,55	,65	,75
	1 000	,75	,85	,85	1 000	,5	,6	,7
Moderada	1	,5	,6	,65	1	,65	,75	,8
2-5	10	,6	,7	,75	10	,55	,65	,7
	100	,65	,75	,8	100	,5	,6	,65
	1 000	,7	,8	,8	1 000	,45	,55	,6
Alta	1	,45	,5	,6	1	,6	,65	,7
5-8	10	,55	,6	,65	10	,5	,55	,65
	100	,6	,65	,7	100	,45	,5	,6
	1 000	,65	,7	,75	1 000	,4	,45	,55
Muy alta	1	,4	,45	,5	1	,5	,6	,65
> 8	10	,45	,55	,6	10	,45	,5	,55
	100	,5	,6	,65	100	,4	,45	,5
	1 000	,55	,6	,65	1 000	,35	,4	,45

CUADRO 6
Coefficientes del tanque evaporímetro (K_p) para el tanque tipo Colorado para diversas localizaciones y ambientes de los tanques y varios valores de velocidad media de viento y de humedad relativa (Serie FAO Riego y drenaje No. 24)

Tanque tipo Colorado	Caso A: Tanque situado en una superficie cultivada				Caso B: Tanque situado en un suelo desnudo ⁽¹⁾			
	HR media (%) □	baja < 40	media 40-70	alta > 70	baja < 40	media 40-70	alta > 70	
Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Distancia del cultivo a barlovento (m)			Distancia del barbecho a barlovento (m)				
Baja	1	,75	,75	,8	1	1,1	1,1	1,1
< 2	10	1,0	1,0	1,0	10	,85	,85	,85
	≥ 100	1,1	1,1	1,1	100	,75	,75	,8
					1 000	,7	,7	,75
Moderada	1	,65	,7	,7	1	,95	,95	,95
2-5	10	,85	,85	,9	10	,75	,75	,75
	≥ 100	,95	,95	,95	100	,65	,65	,7
					1 000	,6	,6	,65
Alta	1	,55	,6	,65	1	,8	,8	,8
5-8	10	,75	,75	,75	10	,65	,65	,65
	≥ 100	,8	,8	,8	100	,55	,6	,65
					1 000	,5	,55	,6
Muy alta	1	,5	,55	,6	1	,7	,75	,75
> 8	10	,65	,7	,7	10	,55	,6	,65
	≥ 100	,7	,75	,75	100	,5	,55	,6
					1 000	,45	,5	,55

⁽¹⁾ Para grandes áreas de suelos desnudos y poco desarrollo agrícola, en condiciones cálidas y ventosas, debe reducirse K_{pan} en 20% y en 5-10% para condiciones moderadas de vientos, temperatura y humedad.

CUADRO 7.
Coefficientes del Tanque evaporímetro (K_p): Ecuaciones de regresión derivadas de los Cuadros 5 y 6

Tanque Clase A situado en cultivo verde circundante	$K_p = 0,108 - 0,0286 u_2 + 0,0422 \ln(\text{BORDE}) + 0,1434 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$ $- 0,000631[\ln(\text{BORDURA})]^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$	
Tanque Clase A situado en suelo desnudo	$K_p = 0,61 + 0,00341 \text{HR}_{\text{media}} - 0,000162 u_2 \text{HR}_{\text{media}}$ $- 0,00000959 u_2 \text{BORDE} + 0,00327 u_2 \ln(\text{BORDE})$ $- 0,00289 u_2 \ln(86,4 u_2) - 0,0106 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE})$ $+ 0,00063 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2)$	
Tanque tipo Colorado situado en cultivo verde circundante	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(\text{BORDE}) - 0,0157 [\ln(86,4 u_2)]^2$ $- 0,0019 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2) + 0,013 \ln(86,4 u_2)$ $\ln(\text{HR}_{\text{media}}) - 0,000053 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) \text{HR}_{\text{media}}$	
Tanque tipo Colorado situado en terreno desnudo	$K_p = 1,145 - 0,080 u_2 + 0,000903 (u_2)^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$ $- 0,0964 \ln(\text{BORDE}) + 0,0031 u_2 \ln(\text{BORDE})$ $+ 0,0015 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(\text{HR}_{\text{media}})$	
Coefficientes y Parámetros	K_p	coeficiente del tanque []
	u_2	velocidad promedio diaria del viento a 2 m altura (m s^{-1})
	HR_{media}	humedad relativa media diaria [%] = $(\text{HR}_{\text{max}} + \text{HR}_{\text{min}})/2$
	BORDE	borde o distancia al borde de la superficie identificada (pasto o cultivo verde corto para el Caso A y suelo en barbecho o cultivo seco en dirección del viento para el caso B)
Rango de las variables	$1 \text{ m} \leq \text{BORDE} \leq 1\,000 \text{ m}$ (estos límites deben ser respetados) $30\% \leq \text{HR}_{\text{media}} \leq 84\%$ $1 \text{ m s}^{-1} \leq u_2 \leq 8 \text{ m s}^{-1}$	

Recomendaciones

Las consideraciones y los ajustes antedichos muestran claramente que el uso de los Cuadros o ecuaciones correspondientes puede no ser suficiente para incluir todos los factores ambientales locales que influyen sobre el valor de K_p y que puede requerirse un ajuste local. Para ello se recomienda realizar una adecuada calibración de E_{pan} con relación a la ET_0 calculada con el método FAO Penman-Monteith.

También es conveniente instalar el tanque dentro de un área cultivada verde con un tamaño de por lo menos 15 m. por 15 m en la cual el tanque no debe estar situado en el centro sino a una distancia de por lo menos 10 m del borde del cultivo en dirección del viento.

En caso de que en el sitio donde se encuentra el tanque no exista disponibilidad de datos de velocidad del viento y humedad relativa, requeridas para el cálculo de K_p , estos deben ser estimados de datos de una estación próxima. En este caso se recomienda usar promedios del periodo y como consecuencia E_{pan} también será calculada como promedio del periodo.

La primera ecuación presentada en el Cuadro 7 genera un valor de $K_p = 0,83$ para los datos en el Ejemplo 21 según lo demostrado en el Ejemplo 22.

CUADRO 8

Cocientes de evaporación de diversos tipos de tanques y del tanque tipo Colorado para diversas condiciones climáticas y ambientales (Series FAO Riego y Drenaje No. 24)

Tipo de clima	Cobertura del suelo alrededor del tanque (50 m o más)	Área del tanque (m ²)	Cociente E_{pan} tanque enterrado y E_{pan} Colorado			
			Húmedo y templado		Árido a semi-árido (época seca)	
			Área cultivada	Barbecho	Área cultivada	Barbecho
GGI 20 diámetro de 5 m, profundidad 2 m (ex-Unión Soviética)		19,6	1,0	1,1	1,05	1,25
Tanque tipo sunken, diámetro 12 pies (3,66 m), profundidad 3,3 pies (Israel)		10,5				
BPI Diámetro 6 pies (1,83 m), profundidad 2 pies (0,61 m) (USA)		2,6				
Kenya diámetro de tanque de 4 pies (1,22 m) profundidad 14 plg. (0,356 m)		1,2				
Tanque australiano diámetro 3 pies (0,91 m) profundidad 3 pies (0,91 m)		0,7		1,0		1,0
Tanque Symmons 6 pies ² (0,56 m ²) profundidad 2 pies (0,61 m)		0,6				
Tanque Aslyng 0,33 m ² , profundidad 1 m (Dinamarca)		0,3			1,0	
GGI 3000 Diámetro 0,618 cm, profundidad 60-80 cm (ex-Unión Soviética)		0,3				
Tanque enterrado Diámetro 50 cm, profundidad 25 cm (Holanda)		0,2	1,0	0,95	1,0	0,95

EJEMPLO 21

Determinación de la ET_o con datos del tanque evaporímetro usando cuadros

Se recogieron los datos de evaporación diaria para la primera semana de Julio para un tanque Clase A instalado en un área verde rodeado por cultivos cortos bajo riego cuyos valores fueron: 8,2, 7,5, 7,6, 6,8, 7,6, 8,9 y 8,5 mm día⁻¹. En ese periodo la velocidad media del viento fue de 1,9 m s⁻¹ y la humedad relativa media diaria de 73%. Determine la evapotranspiración de referencia promedio para los 7 días.

Tanque instalado en una superficie cultivada: Caso A

Tanque rodeado por cultivos bajo riego:	$borde_{max} =$	1 000	m
Velocidad del viento moderada:	$u <$	2	m s ⁻¹
Humedad relativa alta:	$HR_{media} >$	70	%
Del Cuadro 5 (para las condiciones mencionadas):	$K_p =$	0,85	-
-	$E_{pan} = (8,2+7,5+7,6+6,8+7,6+8,9+8,5)/7 =$	7,9	mm día ⁻¹
De la Ec. 55:	$ET_o = 0,85 (7,9) =$	6,7	mm día ⁻¹

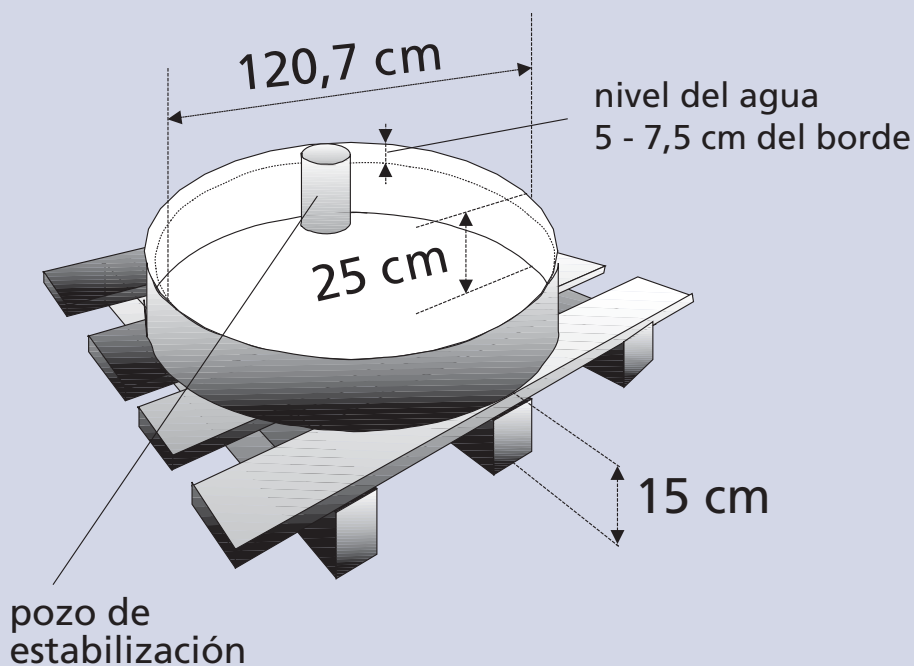
La evapotranspiración de referencia promedio para los 7 días es de 6,7 mm día⁻¹

RECUADRO 12
Descripción del tanque Clase A

El tanque Clase A es circular, 120,7 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Está construido de hierro galvanizado o de láminas de metal (0,8 mm). El tanque se sitúa sobre una plataforma de madera en forma de reja que se encuentra a 15 cm por encima del nivel del suelo. El tanque debe estar a nivel. Una vez instalado, el tanque se llena con agua hasta 5 cm por debajo del borde y el nivel del agua no debe disminuir hasta más de 7,5 cm por debajo del borde. El agua debe ser regularmente cambiada, al menos semanalmente, para eliminar la turbidez. Si el tanque es galvanizado, debe ser pintado anualmente con pintura de aluminio. Las mallas sobre los tanques deben evitarse. Los tanques deben ser protegidos con mallas de seguridad para evitar el acceso de los animales.

El lugar de instalación debe estar cubierto preferentemente con pasto, en un área de 20 por 20 m, abierto a todos lados para permitir la circulación del aire. Es preferible que la estación se encuentre situada en el centro o dentro de grandes campos cultivados.

Las lecturas del tanque se realizan diariamente temprano en la mañana a la misma hora que se mide la precipitación. Las mediciones se realizan dentro de un área estable situada cerca del borde del tanque. El área estable produce comúnmente un cilindro de metal de cerca de 10 cm de diámetro y 20 cm de profundidad con una pequeña abertura en la base para permitir el flujo de agua



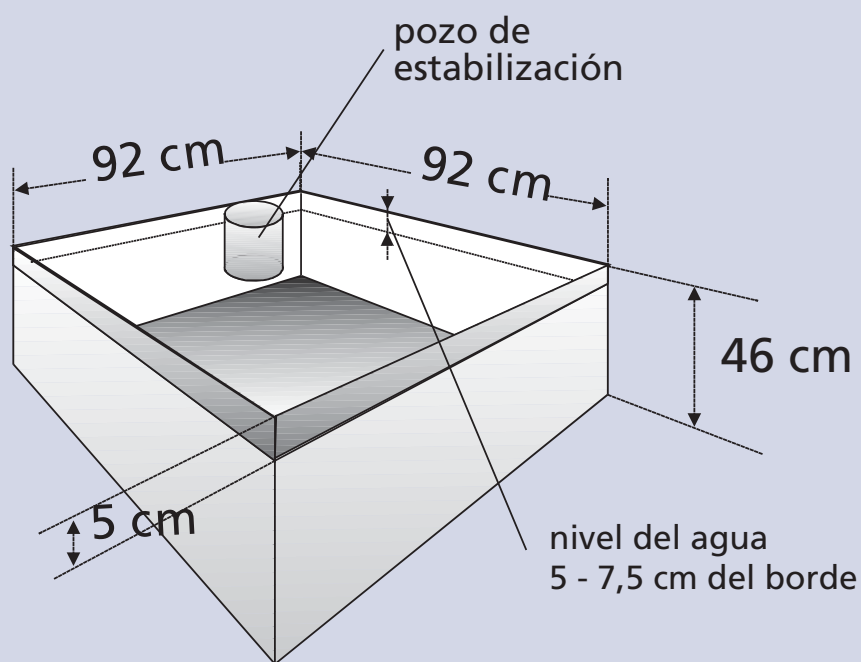
RECUADRO 13

Descripción del Tanque enterrado tipo Colorado

El tanque enterrado tipo Colorado es un cuadrado de 92 cm (3 pies) de lado y 46 cm (18 pulg.) de profundidad, esta hecho de láminas de hierro de 3 mm de espesor, se sitúa enterrado en el suelo con el borde a 5 cm (2 pulg.) encima del nivel del suelo. También se usan dimensiones de 1 m cuadrado y 0,5 m de profundidad. El tanque se pinta con pintura negra anticorrosiva. El nivel del agua se mantiene a nivel o cerca del suelo, lo que significa a 5-7,5 cm por debajo del borde.

La medición se hace de manera similar que para el tanque Clase A. La ubicación y el ambiente también deben ser similares a las indicadas para el tanque Clase A.

Cuando se realizan mediciones de requerimientos de agua de cultivos los tanques enterrados tipo Colorado, son en general preferidos a los del tanque Clase A porque los resultados son mejores. La desventaja de este tipo de tanques es que su mantenimiento es mas difícil y las filtraciones no son fáciles de distinguir, conduciendo a mediciones erróneas.



EJEMPLO 22
Determinación de ET_0 a través del uso de ecuaciones adaptadas para el tanque de evaporación

Dado el promedio de mediciones de evaporación del Ejemplo 21, estimar la ET_0 para los dos tipos de borduras representados por las ecuaciones del Cuadro 7. Se asume que la bordura tiene una longitud de 1000 m en ambos casos (cultivado y barbecho)

	Borde = $u_2 =$ $HR_{media} =$		1000 m 1,9 m s ⁻¹ 73 %
Tanque Clase A con bordura cultivada	$K_p = 0,108 - 0,0286 u_2 + 0,0422 \ln(\text{BORDE}) + 0,1434 \ln(HR_{media})$ $- 0,000631 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(HR_{media})$ $E_{pan} =$ $ET_0 =$	$K_p = 0,108 - 0,0286 (1,9) + 0,0422 \ln(1000) + 0,1434 \ln(73)$ $- 0,000631 [\ln(1000)]^2 \ln(73)$ $ET_0 = 0,83 (7,9)$	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque Clase A con bordura en barbecho	$K_p = 0,61 + 0,00341 HR_{media} - 0,000162 u_2 HR_{media}$ $- 0,00000959 u_2 \text{BORDE} + 0,00327 u_2 \ln(\text{BORDE})$ $- 0,00289 u_2 \ln(86,4 u_2) - 0,0106 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE})$ $+ 0,00063 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2)$ $E_{pan} =$ $ET_0 =$	$K_p = 0,61 + 0,00341 (73) - 0,000162 (1,9) (73)$ $- 0,00000959 (1,9)(1000) + 0,00327 (1,9) \ln(1000)$ $- 0,00289 (1,9) \ln(86,4(1,9)) - 0,0106 \ln(86,4(1,9)) \ln(1000)$ $+ 0,00063 [\ln(1000)]^2 \ln(86,4 (1,9))$ $ET_0 = 0,61 (7,9)$	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque tipo Colorado con bordura cultivada	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(\text{BORDE}) - 0,0157 [\ln(86,4 u_2)]^2$ $- 0,0019 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(86,4 u_2) + 0,013 \ln(86,4 u_2)$ $\ln(HR_{media}) - 0,000053 \ln(86,4 u_2) \ln(\text{BORDE}) HR_{media}$ $E_{pan} =$ $ET_0 =$	$K_p = 0,87 + 0,119 \ln(100) - 0,0157 [\ln(86,4(1,9))]^2$ $- 0,0019 [\ln(1000)]^2 \ln(86,4 (1,9)) + 0,013 \ln(86,4(1,9))$ $\ln(73) - 0,000053 \ln(86,4 (1,9)) \ln(1000) (73)$ $ET_0 = 0,97(7,9)$	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹
Tanque tipo Colorado con bordura en barbecho	$K_p = 1,145 - 0,080 u_2 + 0,000903 (u_2)^2 \ln(HR_{media})$ $- 0,0964 \ln(\text{BORDE}) + 0,0031 u_2 \ln(\text{BORDE})$ $+ 0,0015 [\ln(\text{BORDE})]^2 \ln(HR_{media})$ $E_{pan} =$ $ET_0 =$	$K_p = 1,145 - 0,080(1,9) + 0,000903(1,9)^2 \ln(73)$ $- 0,0964 \ln(1000) + 0,0031 (1,9) \ln(1000)$ $+ 0,0015 [\ln(1000)]^2 \ln(73)$ $ET_0 = 0,69 (7,9)$	- mm día ⁻¹ mm día ⁻¹

El promedio de 7-días de la superficie de referencia para las cuatro condiciones presentadas es 6,6, 4,8, 7,7 y 5,4 mm día⁻¹