

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales

## **Climatología y Fenología Agrícola**

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas del CEA  
1979, basado en las clases teóricas del Ing. Agr. Edmundo Damarío**

### **Contenidos teóricos**

#### **Unidad temática E**

### **EVAPOTRANSPIRACIÓN Y BALANCE HIDROLÓGICO DEL SUELO**

**Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez**

**Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi**

2020

*Agradecimiento: A la Ing. Agr. Marina Raggio por su aporte en la transcripción de los textos originales.*

## EVAPORACIÓN Y EVAPOTRASPIRACIÓN

Una de las formas de aumentar la producción es incrementar la superficie cultivada o mejorar las ya existentes. Al expandir el área es necesario pensar en el aporte de riego, sobretodo en las regiones áridas o sub-húmedas del planeta. El agua es un recurso vital, y es por ello que la producción agropecuaria compite con el uso corriente, la industria, etc. Por este motivo, es muy importante medir la disponibilidad de agua, para una mejor distribución, ya que cada mm de agua significa un costo.

En las plantas, el agua representa el 80% de la materia seca producida. El agua refrigera y transporta los nutrientes, existiendo una relación directa entre la transpiración y la materia seca producida; siendo por esto relevante la evaporación, la transpiración (evapotranspiración de las plantas) y el balance hídrico del suelo.

La evaporación se mide por la altura en mm de la capa de agua evaporada durante un período de tiempo dado. Físicamente, la evaporación es el pasaje del agua líquida a agua vapor. Para la realización de este proceso las moléculas del agua líquida deben aumentar su energía cinética por la incorporación de otra energía, que es, por lo general, la energía solar. La evaporación es un proceso continuo a cualquier temperatura. La cantidad de agua que se evapora en la unidad de tiempo es distinta, según sea una superficie de agua libre (mar) o una superficie de suelo (tierra firme) variando, en este caso según el suelo esté cubierto o desnudo.

En una superficie de agua libre (mar, lagunas, etc.) la intensidad de evaporación está regulada por distintos factores:

- Cantidad de energía solar (energía incidente) que recibe, y que hace aumentar la temperatura y la energía molecular.
- Viento: a mayor velocidad del viento, mayor intensidad de evaporación debido al "arrastre del vapor", que favorece su disipación, evitando que el ambiente llegue a la saturación, con lo que cesaría la evaporación.
- Hidrolapso: distribución vertical de la humedad del aire (gradiente vertical de humedad). A mayor gradiente, mayor intensidad de evaporación.

Otras condiciones importantes se refieren al área de la superficie en estudio y, sobre todo, a la rugosidad. A mayor rugosidad (olas u ondas) mayor superficie por unidad del área y mayor evaporación. Mientras que a mayor cantidad de sales menor evaporación.

En una superficie de suelo desnudo (sin cubierta), la intensidad de evaporación, además de todos los factores vistos, obedece a la cantidad de agua disponible en el suelo (si el suelo está seco no evapora); siendo una condición especial de regulación el poder con que el agua está retenida en el suelo.

En un suelo cubierto, la intensidad de pérdida de agua depende no solo de los factores físicos, sino también de los factores de la cobertura vegetal: la densidad y el tipo de plantas, profundidad de raíces, albedo de la copa foliar, regulación transpiratoria (apertura y cierre de estomas). El proceso de la transpiración vegetal, o del movimiento de agua interior en las plantas, de la raíz hasta las hojas, termina con un fenómeno de evaporación que se realiza en forma interna dentro de las paredes estomáticas y escapa por difusión de allí al aire libre. La transpiración tienen una velocidad o intensidad que varía con las

características mismas del vegetal, y depende también de la cantidad de agua que encuentra disponible en el suelo.

El contenido de agua en el suelo es variable, y depende de la cantidad de agua que llega al suelo por precipitación y la que el suelo pierde por evapotranspiración.

El suelo era un sistema disperso compuesto por tres fases: líquida (25%), gaseosa (25%) y sólida (50%). El espacio que queda entre las partículas sólidas constituye el espacio poroso, que puede ser llenado en mayor o menor grado por el agua. Si todo el espacio poroso se encuentra lleno de agua, sin presencia de aire, el suelo está **saturado**, y en este punto el porcentaje de agua (en peso o volumen) representa la cantidad máxima de agua en el suelo.

Si a un suelo seco se le agrega agua hasta saturarlo, no toda el agua se mantiene en el lugar, sino que una parte va hacia la profundidad "percolando", obedeciendo a la fuerza de gravedad, y el suelo deja de estar saturado, y en los espacios porosos aparece aire otra vez. Esta cantidad de agua que deja el suelo saturado, por gravedad, es el **agua gravitacional**.

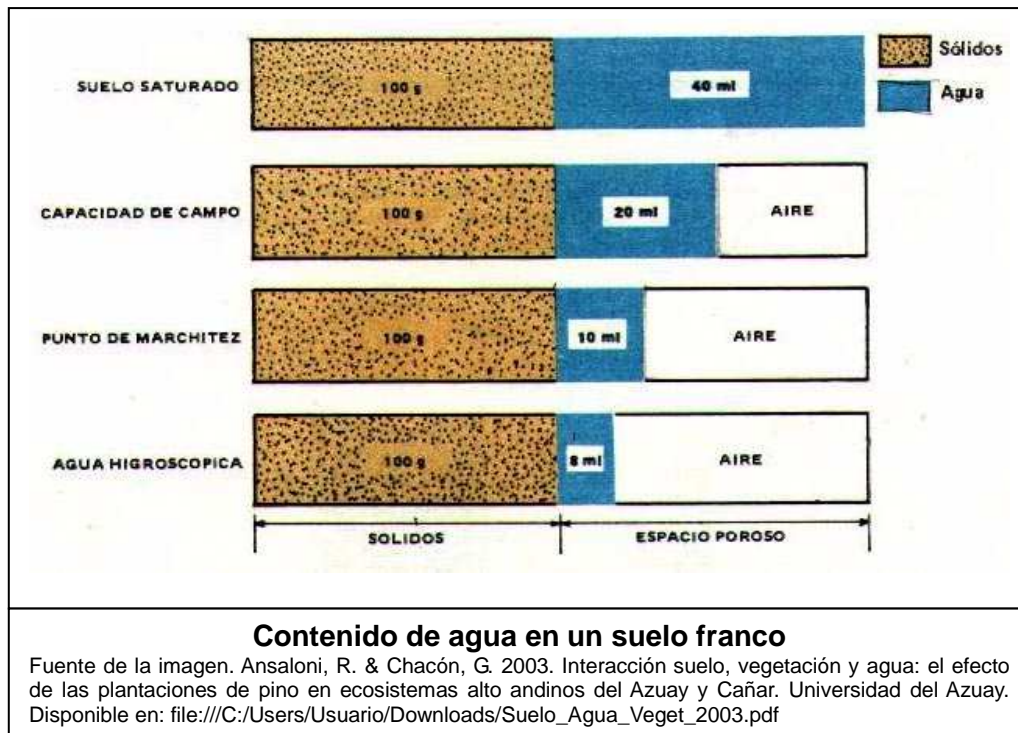
En un momento dado, la salida de agua por gravedad deja de hacerse y queda en el suelo un porcentaje de agua correspondiente a su "**capacidad de campo**", el suelo está a la **humedad equivalente**. Este contenido de agua es constante para cada suelo y representa *la cantidad de agua que queda en un suelo después de haber descendido o escurrido el agua gravitacional*. El agua que queda en el suelo se encuentra formando una película alrededor de todas las partículas sólidas del suelo y llenando los canales que se forman dentro del suelo en virtud del ordenamiento de esas partículas; en esos capilares, el agua es retenida por tensión superficial.

Si el suelo se seca por evaporación, la cantidad de agua irá disminuyendo. Si se observa una planta en ese suelo, la misma comenzará a manifestar síntomas de marchitez o decaimiento en el momento en que la cantidad de agua del suelo es insuficiente para satisfacer las funciones vitales del vegetal. La cantidad de agua del suelo, cuando la planta entra en marchitez señala el "coeficiente de marchitez".

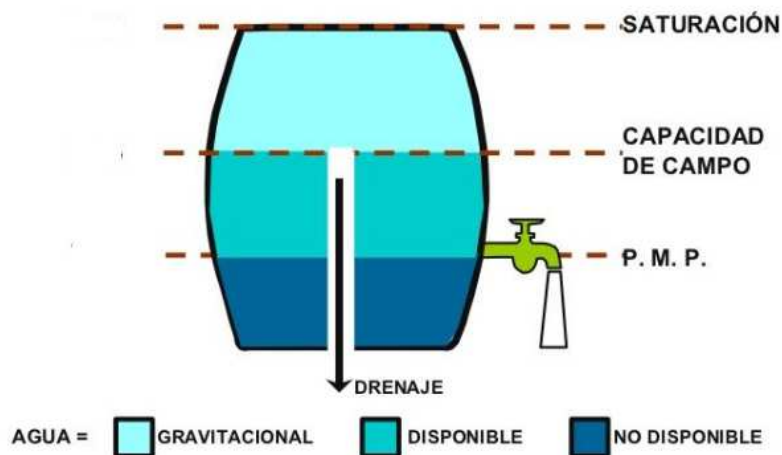
El coeficiente de marchitez señala la cantidad de agua mínima compatible con la vida del vegetal. Estos puntos se alcanzan fácilmente.

Toda el agua del suelo que está entre la capacidad de campo y el coeficiente de marchitez se denomina "**agua útil**" o utilizable por la planta.

En un suelo totalmente seco que se va irrigando muy lentamente, al principio el agua se fijará como una película muy adherida a las partículas sólidas, que muy difícilmente deja el suelo, y solo lo deja por gran centrifugación (a alta gravedad), o bien por secado en estufa por largas horas. Este contenido hídrico corresponde al **agua higroscópica**, que no es asimilable por las plantas pues rebasa la capacidad de absorción de las raíces.



Si en forma gráfica se representara el agua del suelo imaginando un tanque con una canilla en la parte inferior y un caño que atravesara el fondo y llegara más abajo del borde del tanque, al llenar el tanque de agua estaría saturado. Luego, por gravedad comenzará a drenar agua por el caño, perdiéndose el **agua gravitacional**. Si se abre la canilla, el agua baja aún más su nivel, quedando entonces el **agua higroscópica o no disponible**. El agua retenida por el medio (antes de abrir la canilla) sería el **agua útil** y sus dos límites: humedad equivalente o capacidad de campo y coeficiente de marchitez o punto de marchitez permanente.



Fuente de la imagen. PortalFrutícola.com. 2018. La capacidad de un suelo: técnicas para su medición. Disponible en: <https://www.portalfruticola.com/noticias/2018/01/25/la-capacidad-de->

El suelo útil no es el suelo saturado, pues en él no hay gases necesarios para las plantas. El suelo adecuado es el que se encuentra en su humedad equivalente o capacidad de campo, y es la cantidad de humedad que mejor responde a un más activo crecimiento.

La capacidad de campo puede determinarse en una muestra de suelo, físicamente, en laboratorios. Dentro del suelo, la parte sólida retiene el agua con distinta fuerza: desde una  $F = 0$  (en suelo saturado, donde no hay retención y se pierde por gravedad), hasta  $F = \text{máxima}$  (que corresponde a la humedad higroscópica). Por lo tanto, para extraer el agua de un suelo, la planta debe efectuar una fuerza tanto mayor cuanto menor sea la cantidad de agua del suelo. Así, la cantidad de agua transpirada por la planta disminuirá con el contenido de agua del suelo.

Eso mismo es aplicable a la evaporación: cuando un suelo está saturado, la disponibilidad de agua en la superficie evaporante es ilimitada. Pero a medida que se va desecando, o sea, que decae la cantidad de agua por debajo de la capacidad de campo, la cantidad de agua evaporada va a ser cada vez menor y, en consecuencia disminuye la capacidad evaporativa de un suelo a medida que disminuye su cantidad de agua.

Estas nociones dificultan la posibilidad de efectuar mediciones correctas de evaporación y evapotranspiración, para llegar a conocer la cantidad de agua que usan distintos cultivos y dar las reglas para planificar los riegos y las cantidades de agua a regar.

En 1944 Thornthwaite, un climatólogo de los EE.UU., fue contratado por México, donde se estaban realizando obras de irrigación y endicamiento, para que resolviera los aspectos relacionados con la cantidad de agua requerida por cada cultivo, bajo distintas condiciones climáticas; apareciendo así el término **evapotranspiración potencial**.

Como se desarrolló previamente, un suelo que posee su cantidad óptima de humedad no presentará límite de agua para la evapotranspiración, por lo que ésta dependerá de las condiciones atmosféricas como el viento, temperatura, radiación, etc. De esta manera, teóricamente habrá la máxima evapotranspiración posible, según las condiciones atmosféricas presentes. Mientras las condiciones hídricas del suelo no se modifiquen (se mantenga a capacidad de campo), la cantidad de agua perdida por evapotranspiración estará dada por las condiciones ambientales.

Esa cantidad posible de perderse por evapotranspiración es la **Evapotranspiración potencial** (EP o ETP). Es la cantidad de agua posible de perderse desde un suelo por evaporación desde el mismo suelo y por transpiración de las plantas cuando el contenido de humedad del suelo es óptimo, o sea, está en su capacidad de campo.

En contraposición, la **evapotranspiración real** (ETR o ER), es aquella pérdida de agua por evaporación del suelo y transpiración de las plantas, según el contenido circunstancial de agua en el suelo.

Ese concepto, en cierta forma simple, introducido en 1944 sirvió para la irrigación, a partir de la posibilidad de traducir los datos climáticos en datos de aprovechamiento del agua.

## Instrumental para la medición de evapotranspiración potencial

### Evaporímetro de Thornthwaite

Diseñado en 1944, constaba de un tanque evapotranspirador de metal de unos 70 cm de profundidad y una superficie de 4 m<sup>2</sup>. Ese tanque se enterraba de modo tal que su borde no sobrepasara más de 3 a 5 cm la superficie del terreno circundante. El tanque se llenaba con tierra disponiendo 10 cm de canto rodado en su fondo y se enrasa con la superficie externa. Se sembraba con una densidad que diera adecuada cobertura, con una gramínea de rápido crecimiento. La condición de humedad sin límite en la superficie evaporante se conseguía mediante la provisión de agua al tanque por una cañería que se introduce en el fondo del tanque. El suelo contenido en el evaporímetro debía tener una humedad equivalente de 18%, para asegurar que en toda la superficie, dentro del tanque, los perfiles se mantendrían humedecidos a capacidad de campo. Para eso se requería una napa freática a una profundidad de 50 cm, mantenida en forma constante. Para esto se disponía de un sistema de regulación de nivel, que consistía en un tanque de regulación o regulador del nivel freático, que controlaba la cantidad de agua que entraba al tanque. Un tercer tanque: el tanque medidor o tanque de alimentación, reponía al tanque de evapotranspiración en forma permanente y constante las cantidades de agua perdidas por evapotranspiración. Cuando este tanque perdía agua por evapotranspiración, bajaba el agua de la napa y se restituía el agua perdida por medio del otro tanque. Otro tanque, colocado debajo del regular, prevenía el exceso de agua por precipitación que aumentaban la altura de la napa freática. Ese exceso de agua que superaba la humedad equivalente, pasaba al tanque de regulación y se volcaba por un tubo o caño, colocado en el centro de dicho tanque (tanque de escurrimiento). El tanque alimentador provisto de un tubo de vidrio adosado y con una escala en centímetros, permitía conocer la cantidad de agua que desde el tanque alimentador pasaba a través del sistema al tanque de evapotranspiración. Para los días en que no había precipitación (días sin escurrimiento), la cantidad de agua evapotranspirada era directamente la leída en el tanque alimentador. Para los días con precipitaciones (se producían escurrimientos), la evapotranspiración potencial quedaba determinada por la sumatoria del agua precipitada más la que salía del tanque de alimentación y descontada la que pasaba al tanque de escurrimiento.

Para evitar el efecto oasis, la superficie circundante del tanque de evapotranspiración debía mantenerse en iguales condiciones de humedad, cubrimiento y altura de vegetación que la del tanque de evapotranspiración. Esa superficie circundante es variable, de acuerdo a las condiciones del clima. En zonas húmedas basta un anillo de unos 15 a 20 m de radio alrededor del tanque; en zonas áridas, esa superficie podrá ser ½ ha o 1 ha.

Este sistema de provisión de agua al tanque de evapotranspiración desde abajo o subirrigación, tiene un inconveniente y es que paulatinamente se va incorporando al suelo una gran cantidad de sal, pues el agua tiene sales y la sal hace variar las condiciones de humedad equivalente del tanque y el sistema no funciona; además, existe el inconveniente de que la regulación de nivel es difícil de poner a punto, y si eso no funciona, la medición es errónea. Además, el sistema es en sí complejo y es por eso que hoy día el modelo original no se usa pero, se usan sus principios.

El más difundido es una modificación que consiste en utilizar un tanque común de 200 litros, al cual se le suelda a 15 o 20 cm del fondo una malla metálica fina que no deje pasar la tierra con que se llena el tanque hasta la superficie, tratando de restituir la estructura normal del suelo. Se siembra una gramínea en el tanque y sus alrededores. El riego que mantiene a capacidad de campo (**CC**) se da desde arriba. Se suministra al

tanque periódicamente con una cantidad de riego que exceda la pérdida diaria. Eso puede conseguirse mediante un sistema de riego de lluvia artificial que riega al tanque y la superficie que lo rodea. Mediante un aparato que mide la humedad del suelo se controla el estado de humedad del mismo. El agua de escurrimiento que queda en el fondo del recipiente después de lluvias o exceso de agua de riego se puede medir diariamente, ya sea con una regla, con un caño o con un sistema flotante, y debe ser extraída del recipiente cuando su cantidad es muy grande, con una pequeña bombita.

La cantidad de evapotranspiración diaria es la diferencia entre la cantidad diaria de agua regada y el escurrimiento diario. Como el riego es desde arriba, no hay problema de aumentar las sales, pues el agua lava y el sistema por lo tanto es más durable y más económico que el otro, y los resultados parecen ser comparables.

### Tanque de evaporación (tipo A)

Consiste en un tanque circular de 120,5 cm de diámetro y 25,4 cm de profundidad que se coloca sobre una plataforma de 5 cm de altura. En el tanque, el agua debe mantenerse entre 5 y 7,5 cm del borde. La medida del agua se realiza diariamente. Normalmente se realiza en un cilindro situado cerca de borde, para evitar cualquier oscilación que se produzca en la superficie del agua, utilizando un tornillo micrométrico.



Fuente de la imagen. Instrumentos meteorológicos. MeteoRed. Disponible en: <https://www.tiempo.com/ram/1410/instrumentos-meteorologicos-4/>



#### Tornillo micrométrico

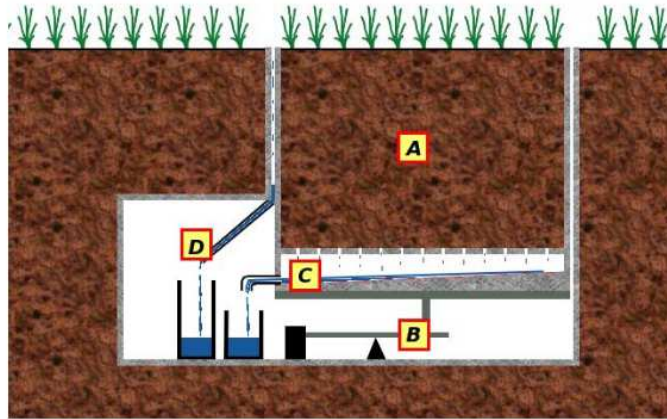
Fuente de la imagen. Materiales de laboratorio. Disponible en: <https://materialeslaboratorio.com/tornil>

### Evaporímetro

Permite medir al ETP. Una masa de suelo se mantiene en forma constante a capacidad de campo. El equipo posee un evaporímetro propiamente dicho, un tanque de alimentación y un tanque regulador del nivel freático. El tanque de alimentación sobresale 5 cm del suelo y se mantiene cubierto con una gramínea perenne cortada a una altura de 15 a 18 cm. En el fondo posee un caño que lo conecta al tanque regulador del nivel freático, que lo mantienen a capacidad de campo por capilaridad. En la parte superior está el tanque de alimentación que provee de agua al regulador del nivel freático y tiene un tubo graduado en mm que mide el agua transferida al regulador del nivel freático, que es igual a la ETP. Entonces,  $ETP = (\text{Riego} + \text{Precipitación}) - \text{Exceso}$ .

## Lisímetro

Permite medir la ETR. Cuantifica la pérdida de agua de un suelo natural desnudo o con vegetación, según la humedad actual del suelo. Puede ser fijos, utilizados en áreas donde la precipitación supera a la ETP (regiones húmedas), donde  $ETR = Precipitación - Escurrimiento$ ; o de balanza o pesada que se utilizan en regiones secas, donde la Precipitación es inferior a la ETP; siendo  $ETR = (Precipitación - Exceso) - Variación de peso$ . En éstos, el recipiente que mide la ETR se apoya sobre una balanza que modifica su peso en función del agua evapotranspirada.



Esquema básico de un lisímetro A: Volumen de suelo de estudio B: Balanza C: Medida de agua de drenaje D: Medida de agua de escorrentía. Foto: Wikipedia.org

## Evaporímetro de Piché o atmómetro

Mide la evaporación en ml, en un tiempo dado. Consiste en un tubo de vidrio graduado de 0 a 30 ml, cerrado en uno de sus extremos y lleno de agua. La parte abierta del tubo se cierra con un disco de papel secante poroso que posee un anillo que presiona asegurando el cerramiento. El agua evaporada está marcada por el descenso del nivel de agua que se observa en el tubo medidor. Este aparato se coloca dentro del abrigo meteorológico.



Fuente de la imagen. Descripción de estaciones e instrumentos. INIA. Disponible en: <http://www.inia.uy/gras/Clima/Estaciones-agroclim%3%A1ticas-INIA/Ubicaci%3%B3n-e-informaci%3%B3n/descripci%3%B3n-estaciones-e-instrumentos>



## Estimación de la ETP

La evaporación es un proceso físico que depende de distintos factores y su integración teórica permite el desarrollo de fórmulas matemáticas que permiten su estimación.

Se han desarrollado distintos métodos, tanto teóricos como experimentales, realizando la medición de los factores que gobiernan o interfieren en la evaporación. Hay métodos que admiten la existencia de tres flujos que siendo distintos son simultáneos al proceso.

- Flujo de vapor de agua hacia la atmósfera por difusión turbulenta.
- Flujo de energía calórica por radiación, conducción y convección, desde la profundidad hacia la superficie y desde ella hacia la atmósfera, bajo la forma de calor latente
- Flujo de agua líquida desde la profundidad del suelo a través de tallos y raíces, hasta la superficie evapotranspirada.

Midiendo cualquiera de estos tres flujos se puede estimar la evapotranspiración potencial. Eso ha llevado a realizar mediciones siguiendo esas tres vías: la medición de la energía desarrollada en el proceso, la medición de los intercambios de agua líquida a través de la superficie y la medición del vapor de agua difundida en la atmósfera.

Uno de los métodos, el método energético o calórico, se basa en la medición de los términos de balance energético y se funda en que la casi totalidad de energía utilizada para la evapotranspiración proviene de la radiación neta. Es decir, la cantidad de energía radiactiva que queda disponible en virtud del balance de radiación.

Considerando una superficie de suelo desnudo o de agua (una superficie que limite perfectamente la atmósfera y el sustrato sólido o líquido), esa superficie, para evaporar necesita energía, que la recibirá fundamentalmente por radiación y secundariamente por advección (calor del aire que pase sobre la superficie). Este efecto advectivo se conoce como "**efecto oasis**". Si la superficie es suficientemente grande, ese término puede ser anulado, quedando como única fuente de energía la radiación que recibe la superficie.

Si esa superficie tiene vegetación, su evapotranspiración es tridimensional, ya que tiene un espesor que es el de la vegetación, donde la evapotranspiración puede ser realizada a cualquier altura. Además, hay otros procesos que consumen energía como la fotosíntesis (5%) y la propia temperatura de las plantas que se intercambia con el aire, y los intercambios de calor y humedad dentro de la masa vegetal. Sin embargo, los mayores gastos de la radiación neta se destinan a la evapotranspiración, cuando las condiciones de la humedad del suelo están en un estado de óptimo de humedad; además de la que se destina para el calentamiento del suelo y el aire.

Cuando las condiciones de humedad son óptimas la mayor parte del calor provista por radiación se utiliza en el proceso de evapotranspiración, pero si el suelo no está a capacidad de campo, hay una mayor cantidad de calor disponible para su propio calentamiento. Aun así, en periodos muy cortos, un día por ejemplo, la variación de calor del suelo es insignificante y es poco lo que queda almacenado, debido a la cesión nocturna de calor.

Entonces, para condiciones de evapotranspiración potencial (sin limitación de agua), la radiación neta es sinónimo de evapotranspiración. Es decir, conociendo la radiación neta, transformada en cantidad de agua que puede evaporarse, la evapotranspiración está dada por la radiación neta.

Existen fórmulas que sobre la base de la radiación neta permiten conocer la evapotranspiración, corrigiéndola con algún factor que permita conocer la cantidad de calor suministrado al aire. Dentro de ellas está la fórmula de Penman, que es la más exacta y calcula la evaporación potencial de una superficie de agua libre, en función de la radiación neta, del déficit de saturación del aire sobre la superficie y de la velocidad del viento. Estos dos últimos términos son los que más relación tienen con el efecto oasis.

### Fórmula de Penman

$$E_o = \frac{\Delta Q_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \cdot f$$

Donde:

- $\Delta$ : gradiente de tensión de saturación en función de la temperatura (hPa/°C)
- $\gamma$ : coeficiente psicrométrico
- $Q_n$ : radiación neta
- $E_a$ : término advectivo, coeficiente aerodinámico que depende de la velocidad del viento y del vapor de agua existente en la atmósfera
- $f$ : factor de corrección que varía entre 0,6 y 0,8 para meses invernales y estivales, respectivamente

Otros métodos estimativos se basan principalmente en las condiciones de difusión del vapor en el aire, se conocen en general como métodos o fórmulas de transferencia de vapor.

En forma general puede decirse que si en un determinado plano, a cierta altura sobre el suelo, se puede medir la cantidad de aire que pasa en determinado tiempo a través de una superficie unitaria, y de ese aire se mide su humedad específica, puede saberse la cantidad de agua en forma de vapor que ha pasado, o lo que es igual, la evaporación. Esa cantidad de vapor es:

$$EV = e \cdot a \cdot V$$

Donde:

- $e$ : densidad del aire
- $a$ : humedad específica
- $V$ : velocidad del viento o cantidad de aire en la unidad de tiempo

De igual forma, se puede conocer la evaporación haciendo la medición simultáneamente en dos niveles distintos de altura, midiendo la cantidad de vapor de agua que pasa en un tiempo determinado entre esas superficies. Esas fórmulas están relacionadas con el gradiente vertical de la humedad del aire. Cuando el gradiente es igual a 0 (aire saturado), la evaporación es 0, pero cuanto más seco es el aire que está sobre la superficie, será mayor la intensidad de evaporación.

$$EO = e_s - e_a$$

Donde:

- $e_s$ : tensión de vapor en la superficie
- $e_a$ : tensión de vapor en altura

Cuando  $e_s = e_a$ ,  $e_s - e_a = 0$ , entonces  $E_o = 0$

Estas condiciones no son conservativas o perdurables, ya que al saturarse el aire por la evaporación misma, ya no se evaporará más agua. La diferencia depende de la cantidad de agua que se evapora, ya que si la cantidad de agua que deja la superficie terrestre es grande, llega a saturar la parte aérea.

La diferencia entre  $e_s$  y  $e_a$  es el déficit de saturación. Entre las fórmulas que se usan este déficit de saturación se encuentra la de Papadakis, que considera que la cantidad de agua perdida es aproximadamente 2/3 partes del déficit de saturación, en condiciones de vegetación de cobertura completa.

**Fórmula de Papadakis**  $ET = 20 (e_a - e)$

Donde: ET: evapotranspiración mensual (mm/mes)  
 $e_a$ : tensión de saturación correspondiente a la temperatura media mensual  
 $e$ : tensión de vapor media mensual  
 20: 2/3 partes de los días del mes (30)

Posteriormente Papadakis corrigió esta fórmula, usando:  $ET = 5,625 (e_{max} - e)$

Donde:  $e_a$ : tensión de saturación correspondiente a la temperatura máxima media mensual  
 $e$ : tensión de vapor media mensual

Esta fórmula proviene del esquema de Dalton que, donde EV es función del déficit de saturación (DS), que Rower corrigió introduciendo la velocidad del viento (V):

$$EV = F(DS)$$

$$EV = F(V.DS)$$

Todas estas fórmulas tienen el inconveniente de que no siempre se dispone de los datos necesarios para computarlas. La temperatura media es el dato que más se encuentra, y por esto se han calculado fórmulas que están en función de este elemento, que indirectamente indicaría el goce o aprovechamiento de la radiación por la superficie. Dentro de ellas está la fórmula de Turc, que se calcula con una fórmula estimativa.

$$E_{to} = f_l * \left[ \frac{T}{T + 15} \right] RG + 50 * c_i$$

Donde:  $f_l$ : factor de corrección por duración del mes: 0,37 para febrero y 0,40 para los demás  
 T: temperatura media mensual  
 RG: radiación global, estimada a partir de la radiación astronómica (RA) y de la heliofanía efectiva ( $H_e$ ) y astronómica (HA)

$$RG = RA * \left( 0,18 + 0,62 * \frac{H_e}{HA} \right)$$

$c_i$ : factor de corrección para zonas áridas, en función de la humedad relativa.  $c_i = 1$  si  $HR > 50\%$ ,  $c_i = 1 + [(50 - HR)]/70$  si  $HR < 50\%$

Entre las fórmulas más utilizadas se encuentra la de Thornthwaite. Para llegar a la fórmula, recopiló las observaciones realizadas por Blaney y Cridall sobre la cantidad de agua consumida por las plantas y sobre consumo de agua en cultivos en distintas partes del mundo.

Al hacer la representación gráfica de los valores obtuvo una serie de curvas (una para cada lugar), que presentaban la particularidad de que todas las curvas, aún de distintas localidades, tendían a converger en un punto: 26,5 °C y 135 mm de evapotranspiración. Sin embargo, para las distintas localidades, una misma temperatura debía distintos valores de evapotranspiración. Al analizar los factores que en cada localidad hacían variar la

cantidad de evapotranspiración correspondiente a una temperatura, Thornthwaite despreció la humedad del aire y la velocidad del viento, por considerar que esas condiciones no eran estables o conservativas cuando la superficie evaporante era grande. En contraposición, la cantidad de radiación anual fue considerada importante.

Como la radiación solar era un elemento poco registrado, Thornthwaite desarrolló un índice calórico mensual que resultó igual a la quinta parte de la temperatura media del mes, elevado a 1,514. Este índice traduce, en cierta medida, el efecto calórico de la radiación recibida. La sumatoria, para un lugar determinado de los 12 valores de índices calóricos mensuales (i) da el índice calórico anual (I), distinto para cada localidad y tanto más grande cuando más cálida es la localidad, variando entre 40 a 120 aproximadamente.

$$\text{Índice calórico anual (I)} \quad I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

$$\text{Índice calórico mensual (ij)} \quad i_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1.514}$$

Fórmula de Thornthwaite

$$ETP = c_j 16 \left(10 \frac{T}{I}\right)^a$$

Donde:

ETP:	evapotranspiración mensual (mm)
T:	temperatura media mensual
a:	$6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 0,01792 I + 0,49239$
I:	índice calórico anual
c <sub>j</sub> :	coeficiente de ajuste para cada mes en función del número de días del mes y heliofanía astronómica promedio del mes

Entonces, esta fórmula permite calcular ETP mensual a partir de la temperatura media del aire. Originalmente, esta metodología se aplicó a meses de 30 días y días de 12 horas de heliofanía. Cuando se calcula la evapotranspiración para meses distinta cantidad de días u horas de luz, se hace un ajuste multiplicando la fórmula por un factor de corrección. Este método fue simplificado por el autor realizando un cálculo en forma gráfica que rápidamente permite conocer la evapotranspiración potencial de cualquier localidad de la que se conozca su temperatura media mensual y su latitud.

Otra fórmula bastante utilizada es la que dan Blaney y Cridall, aplicada para calcular la cantidad de agua consumida por las plantas (uso consuntivo). Utiliza la temperatura media mensual (t) y el porcentaje de horas diurnas respecto al total anual (p).

$$UC = Kc \cdot f \quad Kc = \frac{Etc}{Eto}$$

Donde

UC:	uso consuntivo (mm/día)
Kc:	coeficiente del cultivo
F:	factor de uso consuntivo [f = p . (0,46.t + 8,13)]
Etc:	evapotranspiración potencial del cultivo
Eto:	evapotranspiración potencial de referencia (experimental según cultivo y su fenología)

## BALANCE HIDROLOGICO

Determina la cantidad de agua que entra y sale del suelo en un determinado tiempo. Puede ser anual, mensual, diario.

$$\text{Agua almacenada en el suelo} = \text{agua recibida} - \text{agua perdida}$$

De la cantidad de agua que precipita a un suelo, una parte de ella no penetra, se escurre hacia niveles más bajos. Otra parte se infiltran en la superficie aumentando el contenido de agua del suelo y saturando las distintas capas, hacia la profundidad hasta que alcanza la napa o una capa impermeable donde se pierde por escurrimiento profundo. Solo una parte del agua queda en la profundidad donde se desarrollan los cultivos. El agua en el suelo se almacena en virtud de las fuerzas de retención de las partículas, y vuelve por evapotranspiración a la atmósfera. Conociendo los ingresos y egresos de agua al suelo, puede aplicarse la fórmula de balance, adecuada a escala macro (cuencas hidrológicas, masas continentales) hasta a nivel de campos o parcelas:

$$P + I - ET - Es - D (+/- \Delta Alm) = 0$$

Donde:	P:	Precipitación
	I:	Agua ingresada por irrigación
	ET:	Pérdida por evapotranspiración
	Es:	Pérdida por escurrimiento
	D:	Percolación
	+/- $\Delta Alm$ :	Variación del contenido de agua en el suelo

La variación del agua en suelo desde un momento T1 hasta un momento T2, estaría dada por:

$$W2 = (W1 + Wpp) - (WET + WI)$$

Donde:

W1 = humedad de suelo inicial en el tiempo T1

W2 = humedad del suelo al final del tiempo T2

Wpp = agua ingresada por precipitación

WET = agua perdida por evapotranspiración

WI = agua perdida por percolación

La medición continuada de la humedad de suelo es un método indirecto para calcular la ET. A partir de datos de precipitación y de ETP se puede estimar la variación del contenido de agua en el suelo, a partir del cálculo de Balance hidrológico.

### Balance hidrológico de Thornthwaite

El balance se establece a partir de la oferta de agua por precipitación (P), la demanda atmosférica de agua (ETP) y el almacenaje de agua en el suelo (Alm). Como dato fundamental de este balance puede obtenerse el valor de la evapotranspiración real (ER).

$$P - ER (+/- \Delta Alm) - \text{Exceso} = 0$$

### *Fundamentos de esta metodología*

- La precipitación se incorpora totalmente al suelo
- El suelo es un recipiente homogéneo que incorpora y pierde agua
- Considera el almacenaje total del suelo (no el agua útil)
- No considera la percolación profunda ni el escurrimiento superficial
- No considera una relación exponencial entre la demanda de agua y el almacenaje de agua del suelo

Este balance puede aplicarse a distintos tipos de suelos a partir de la existencia de tablas de retención para distintas capacidades máximas de almacenaje (25 a 400 mm), correspondiendo los valores más bajos a suelos más arenosos.

### **Balance hidrológico climático (BHC)**

Es de escala macroclimática, dado que usa valores medios de precipitación y ETP. Representan la situación hídrica media o normal de una región, pudiendo utilizarse para la comparación de la disponibilidad hídrica entre distintas regiones o la delimitación de regiones según su aptitud productiva (agrícolas, ganaderas, forestales).

### **Balance hidrológico de series temporales (balance hidrológico seriado) (BHS)**

Este balance también se denomina meteorológico o mensual consecutivo. Se requiere contar con valores mensuales de P y ETP de una serie de al menos 30 años. Esta forma de análisis permite analizar estadísticamente la probabilidad de ocurrencia de distintas disponibilidades de agua en el suelo. Agronómicamente, conocer la probabilidad de ocurrencia de excesos o deficiencias de agua sirve para la planificación de labores, manejo de suelos y pasturas, pronóstico de rendimientos, conocimiento del régimen de sequía o inundaciones, entre otras aplicaciones.

### **Balance modulado**

Es de escala mesoclimática y trabaja con el agua útil del suelo repartida en partes iguales en 5 zonas en las que se divide el suelo:

*Zona de consumo total (1):* capa más superficial que entrega el 100% del agua, hasta agotar su contenido de agua útil. Se registra evapotranspiración potencial.

*Zona de transición 2:* entre 50% del ETP que no ha sido satisfecha por la zona de consumo total

*Zona de transición 3:* entre 25% del ETP que no ha sido satisfecha por la zona transición 2

*Zona de transición 4:* entre 10% del ETP que no ha sido satisfecha por la zona de transición 3

*Zona de transición 5:* entre 5% del ETP que no ha sido satisfecha por la zona transición 4

Así, el agua que se incorpora al suelo completa primero la zona 1, el remanente pasa a la siguiente hasta completarla, y así hasta la zona 5. El sobrante percola en profundidad.

### **Balance versátil (BV)**

Se basa en datos diarios de P y ETP estimados por Penman u otros métodos. Se aplica a escala microclimática. Se basa en la división del agua del suelo en varias zonas, habitualmente 6. En este balance se asume que el agua es retirada simultáneamente de todas las capas exploradas por las raíces, una proporción que depende de la ETP, el agua disponible y la cantidad de raíces.

### **MEDICION DE LA HUMEDAD DEL SUELO**

El agua que queda almacenada en el suelo puede ser medida por lisímetros o mediante métodos o aparatos que permiten evaluar la cantidad de agua presente en el suelo en un determinado momento.

La medición directa de la humedad del suelo en determinado momento y en forma continua es una de las mediciones de mayor importancia, no sólo porque se encuentra vinculada directamente al crecimiento y desarrollo vegetal, sino porque la cantidad de agua o estado de humedad permite estudios de ciertos fenómenos relacionados con el intercambio radiativo entre el suelo y el aire.

La Organización Meteorológica Mundial ha insistido en recomendar la necesidad de realizar observaciones de la humedad del suelo contenida en las distintas capas u horizontes que componen el suelo y ha recomendado la forma en que las observaciones deben ser realizadas y provistos los datos. Normalmente, las observaciones se realizan cada 10 cm de profundidad, hasta los 50 cm y posteriormente cada metro, hasta los 5 a 6 metros de profundidad, en especial en situaciones donde existen árboles, cuyas raíces penetran en profundidad.

Los métodos e instrumentos son variados y distintos en cuanto a su exactitud, los métodos se pueden clasificar en 2 categorías:

- Los que exigen una muestra de suelo para ser examinada en laboratorio, que tienen el inconveniente de destruir la composición del suelo.
- Los que no requieren de la extracción de muestras.

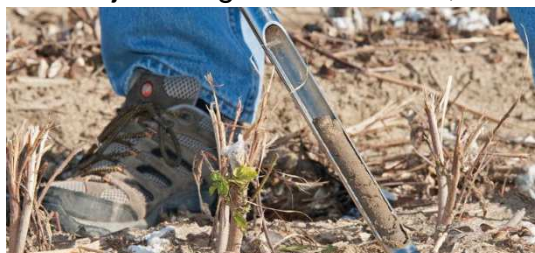
Entre los primeros, se encuentra:

#### *Método de "secado a estufa y pesada" o método gravimétrico*

Es considerado el más exacto de todos y puede usarse como patrón de comparación de otros métodos, siempre que se extraigan varias muestras de cada profundidad a examinar en distintos sitios (repeticiones). De esta manera se busca evitar el error que proviene de la falta de uniformidad de la textura de los suelos y de una distinta distribución del contenido de agua.

Consiste en extraer del suelo mediante barrenos, extractores o "calicatadores" muestras de suelo de distinto peso, que posteriormente se llevan a estufa (previa pesada) a 100 ó 105 °C, donde se las mantiene hasta que se consigue un peso constante, lo que significa que se ha perdido todo el agua contenida. Por diferencia de pesos antes y después del secado se puede saber el contenido de agua de la muestra. La relación de peso se expresa en porcentaje de agua en el suelo, sobre peso de suelo húmedo o seco, según la cantidad de agua contenida en la muestra se relacione con el peso de la muestra antes o después de haber sido secada.

Normalmente, el tiempo de estufa depende del tipo de suelo: para los suelos arenosos con menor fuerza de retención de agua, puede ser 5 a 6 horas, para los arcillosos, de 12 a 24 horas, pues tienen mayor fuerza de retención.



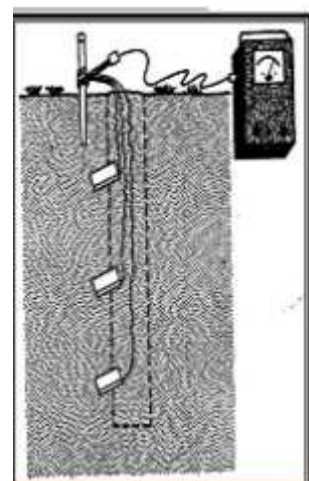
Fuente de la imagen. PortalFrutihortícola.com. 2018. Métodos de medición de la humedad del suelo: del campo al laboratorio. Disponible en: <https://www.portalfruticola.com/noticias/2018/08/30/metodos-de-medicion-de-humedad-del-suelo-del-campo-al-laboratorio/>

En las estaciones meteorológicas se disponen cuadros geohidrométricos o de extracción, que son espacios de terreno reservados para extraer muestras y donde están planificados los lugares de donde deben extraerse las muestras. Esas muestras se estudian en forma separada y luego se hace un promedio. Las determinaciones de las profundidades superficiales del suelo (entre 0 y 0,50 m) se hacen continuamente debido a su mayor importancia y a su mayor variabilidad. A mayor profundidad se hacen en periodos más largos. Por ejemplo cada semana a 1 m o cada 1 ó 2 meses a 2 m ó 2,5 m.

La desventaja de este método es que resulta muy trabajoso hacer muestreos en profundidades grandes y en suelos pesados, donde es difícil la penetración del barreno, además de requerirse repeticiones y espacio disponible para la toma muestras, que no siempre puede estar disponible en estaciones meteorológicas chicas y que no da una lectura inmediata de la humedad del suelo.

### **Método de resistencia eléctrica**

Se fijan dos electrodos a bloques de material poroso (yeso, nylon o fibra de vidrio). Se coloca el bloque en el suelo, y una vez que ha alcanzado el equilibrio higrométrico registra las variaciones subsiguientes del contenido de humedad, las que generarán variaciones en la resistencia eléctrica que van siendo registradas por un medidor. Estas variaciones en la resistencia eléctrica se convierten mediante tablas en contenido de humedad en el suelo. Como desventajas de este método se observa que se requiere tiempo para que el instrumento llegue al equilibrio con el suelo, en puntos próximos a capacidad de campo la variación de las resistencia respecto a la humedad es muy pequeña, haciéndose muy grande cuando se acerca el punto de marchitez permanente; siendo poco útil para medir agua aprovechable.



Fuente de la imagen. Velarde Muñoz, H. Medida del contenido de humedad: métodos indirectos. <https://es.slideshare.net/cristhianyer-sonmontalvancoronel/medida-del-contenido-de-humedad-43067017>



## Tensiómetro

Mide la tensión o succión de agua del suelo. El instrumento consiste en un tubo de plástico lleno de agua y herméticamente cerrado, con un manómetro de vacío en la parte superior y una capsula de cerámica porosa en el extremo inferior. Cuando hay evaporación de agua desde el suelo, el agua del tensiómetro se mueve desde el tubo a través de la capsula de cerámica hacia el suelo (por la succión del agua del suelo). A medida que el tensiómetro pierde agua se genera un vacío en el tubo, que es registrado por el manómetro. Una lectura de 0 indica suelo saturado. A medida que el suelo se va secando, aumenta el valor de la lectura. Cuando hay ingreso de agua al suelo, ésta retorna al tensiómetro y la lectura del manómetro comienza a descender.



Diagrama de un tensiómetro y de una estación de dos tensiómetros instalados a diferentes profundidades del suelo.



Estación de tres tensiómetros instalados a diferentes profundidades del suelo.

Fuente de las imágenes. Enciso, J.M.; Porter, D. & Périès, X. Uso de sensores de humedad del suelo para eficientizar el riego. Texas A&M. AgriLife Extensión. Disponible en: <http://riograndewater.org/media/1080/e-618s-irrigation-monitoring-with-soil-water-sensors-spanish-version.pdf>

Inforjardín. Disponible en: <https://articulos.infojardin.com/articulos/tensiometro-tensiometros.htm>

## Sonda de neutrones

La sonda de dispersión de neutrones estima la cantidad de agua en un volumen de suelo al calcular la cantidad de hidrógeno presente. Consisten en una unidad hecha de una fuente de neutrones rápidas y de alta energía (fuente de radioactividad encapsulada) y de un detector. Esta sonda se introduce en un tubo de acceso de PVC o aluminio a la profundidad deseada. Los neutrones rápidos, emitidos de la fuente y que pasan a través del tubo de acceso dentro del suelo adyacente, pierden gradualmente su energía por medio de colisiones con otros núcleos atómicos. Los neutrones chocan con el hidrógeno del agua del suelo y pierden velocidad. Los neutrones lentos rebotan de nuevo a un detector, creando un impulso eléctrico que se registra automáticamente. El número de pulsos está relacionado linealmente con el contenido volumétrico total del agua en el suelo. Un registro más alto indica un mayor contenido de agua en el suelo. Se usa fundamentalmente para investigación por su alta precisión y requerimientos regulatorios.



Fuente de la imagen. Enciso, J.M.; Porter, D. & Périès, X. Uso de sensores de humedad del suelo para eficientizar el riego. Texas A&M. AgriLife Extensión. Disponible en: <http://riograndewater.org/media/1080/e-618s-irrigation-monitoring-with-soil-water-sensors-spanish-version.pdf>

## Medición de la constante dieléctrica del suelo

Miden los cambios en la constante dieléctrica del suelo con un capacitor que consta de dos placas de un material conductor que están separadas por una distancia corta (menos de 3/8 de pulgada). Se aplica un voltaje en un extremo de la placa y el material que está entre las dos placas almacena cierto voltaje. Un medidor lee el voltaje conducido entre las placas. Cuando el material entre las placas es aire, el capacitor mide 1 (la constante dieléctrica del aire). El agua tiene la constante dieléctrica de 78. Por lo tanto, los contenidos más altos de agua en un sensor de capacitancia serían indicados por constantes dieléctricas con medidas más altas.



Fuente de la imagen. Fernández Fernández, D. Módulo. Seguimiento de la humedad, salinidad y nutrientes en el suelo. Universidad de Almería. INIA. Cajamar. Disponible en: <https://www.cajamar.es/pdf/bd/agroalimentario/innovacion/formacion/actividades-de-transferencia/01-modulo-i-seguimiento-de-la-humedad-salinidad-y-nutrientes-en-el-suelo-m-dolores-fernandez-1461743287.pdf>

## Bibliografía

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Evapotranspiración. En: Agrometeorología. Pp. 259-278. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. XI. Humedad atmosférica. Evaporación. Nubes. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 133-158. EUDEBA. 2º Ed.

Enciso, J.M.; Porter, D. & Périès, X. Uso de sensores de humedad del suelo para eficientizar el riego. Texas A&M. AgriLife Extensión. Disponible en: <http://riograndewater.org/media/1080/e-618s-irrigation-monitoring-with-soil-water-sensors-spanish-version.pdf>

Fernández Fernández, D. Módulo. Seguimiento de la humedad, salinidad y nutrientes en el suelo. Universidad de Almería. INIA. Cajamar. Disponible en: <https://www.cajamar.es/pdf/bd/agroalimentario/innovacion/formacion/actividades-de-transferencia/01-modulo-i-seguimiento-de-la-humedad-salinidad-y-nutrientes-en-el-suelo-m-dolores-fernandez-1461743287.pdf>

Hurtado, R.H.; Specha, L.B. 2011. VII.3 Evaporación y evapotranspiración. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 85-102.

Pascale, A.J.; Damario, E.A. 2004. Índices bioclimáticos y agroclimáticos sobre necesidad hídrica. En: Bioclimatología Agrícola y Agroclimatología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp. 333-344.

Specha, L.B.; Hurtado, R.H.; 2011. VII.4 El balance de agua en el suelo. En: Agrometeorología. Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 105-125.