

CENTRO AGRONOMICO TROPICAL DE INVESTIGACION Y ENSEÑANZA
PROGRAMA MANEJO INTEGRADO DE RECURSOS NATURALES
AREA DE MANEJO DE CUENCAS HIDROGRAFICAS

**PLANIFICACION Y MANEJO DE LOS RECURSOS HIDROLOGICOS
EN LA AGRICULTURA MEDIANTE EL BALANCE HIDRICO**

Francisco Jiménez Otárola

**Documento presentado en el curso Agricultura Sostenible,
realizado en Guatemala del 8 al 12 de agosto de 1994.**

Turrialba, Costa Rica 1994

PLANIFICACION Y MANEJO DE LOS RECURSOS HIDROLOGICOS EN LA AGRICULTURA MEDIANTE EL BALANCE HIDRICO

1. Introducción

Entre los factores meteorológicos que más influyen sobre la producción agrícola está el agua. En efecto una escasez o un posible exceso hídrico en cualquiera de las fases de desarrollo de los cultivos pueden causar pérdidas parciales o totales en las cosechas. La disponibilidad de agua limita las posibilidades de cultivo y los rendimientos en muchas regiones del mundo y constituye con frecuencia el factor más importante en la determinación del riesgo en la producción agrícola. Además, la lluvia es el factor más variable de un año a otro y de una región determinada a otra.

El simple estudio de la distribución de las precipitaciones no permite razonar los problemas de la relación agua-cultivos. El suelo interviene de manera muy importante, ya que tiene la propiedad de almacenar agua, y de restituirla a las plantas en función de lo que ellas mismas demandan. Esta realidad viene a complicar el dispositivo analítico, y justifica que se haya buscado crear una herramienta que permita analizar de manera cuantitativa el problema de la alimentación hídrica de los cultivos.

El concepto de balance hídrico es una representación teórica de los intercambios de agua entre las plantas, el suelo y la atmósfera, que es fácil de modelización, y sujeta a aplicarse por medio de simulaciones a toda clase de situaciones climáticas, edáficas y de los cultivos.

El balance hídrico permite establecer las ganancias y pérdidas de agua que se registran en una área dada, cuyas aplicaciones son de enorme trascendencia en áreas de la agronomía como las siguientes:

1. La planificación de los recursos hídricos de una región.
2. El manejo del riego (dosis y frecuencias).
3. El diagnóstico hídrico de un cultivo.
4. El seguimiento hídrico de un cultivo a través de su ciclo vegetativo.
5. Determinación de las fechas de siembra y variedades óptimas.
6. Estimación de la erosión hídrica.

7. La estimación cuantitativa de la lixiviación de nutrientes y otros pesticidas.
8. Estudios de predicción del rendimiento.
9. La elaboración de calendarios agrícolas.
10. La elaboración de zonificaciones climáticas y agroclimáticas.

El balance hídrico resulta así una herramienta fundamental en la ordenación científica de los recursos hídricos y por lo tanto para la sostenibilidad productiva y ambiental de la agricultura.

2. La ecuación general del balance hídrico

El estudio de los aportes, el movimiento y las salidas de agua de una determinada área constituyen en esencia el balance hídrico. La ecuación simplificada del balance hídrico deriva del principio de la conservación del agua: de la totalidad de agua aportada mediante la precipitación (PRE) o mediante el riego (RIE), no se pierde nada; el agua puede:

- a. ser evaporada desde el suelo, o ser transpirada por la planta. En este caso, juntando y sumando las dos cantidades, se habla de evapotranspiración (ET).
- b. Filtrarse hacia la profundidad del suelo, fuera del alcance de las raíces de las plantas cultivadas; en este caso se habla de percolación o drenaje (DRE).
- c. Escurrir sobre la superficie del suelo hasta fuera del área agrícola, alimentando los flujos de agua naturales como los ríos o artificiales como embalses. En este caso se habla de escurrimiento (ESC).
- d. Ser almacenada por el suelo, y recargar la reserva de agua (RES) del mismo.

La figura 1. presente un esquema general de los diferentes destinos posibles del agua, dentro del marco de la relación clima-suelo-planta.

Por lo tanto, entre dos fechas (1) y (2), se puede escribir la ecuación de balance hídrico en los términos siguientes:

$$PRE + RIE = ET + DRE + ESC + [RES(2) - RES(1)]$$

BALANCE HIDRICO

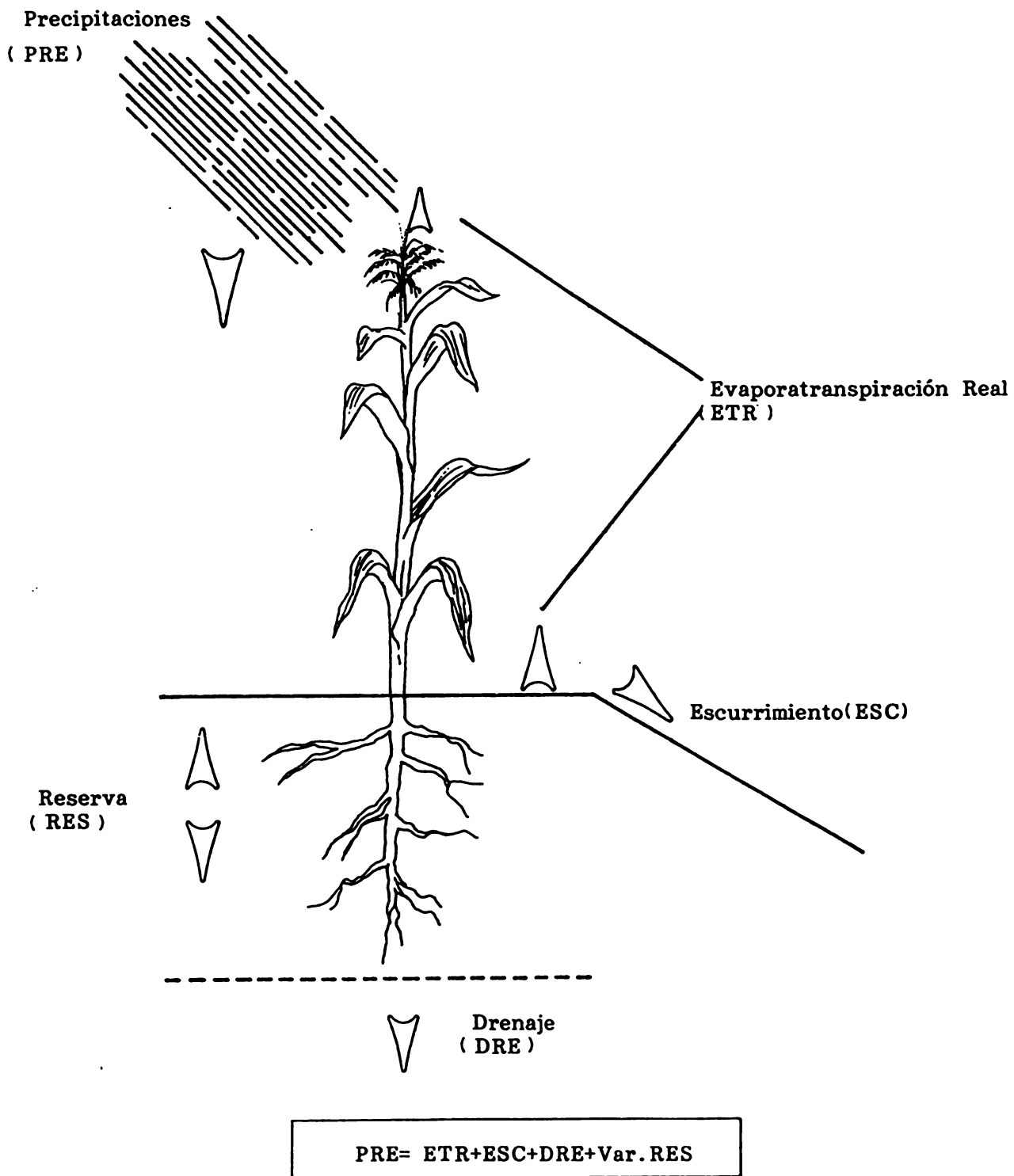


Figura 1. Esquema General del Balance Hídrico

Por sencilla que sea esta fórmula, permite hacer algunas conclusiones y especulaciones entre las cuales están las siguientes:

1. No toda el agua que precipita es aprovechada por la planta; de hecho, tanto si se infiltra hacia las profundidades como si escurre fuera del área de cultivo, el agua pierde toda posibilidad de ser aprovechada por las plantas cultivadas. Esto significa que no se puede hacer una estimación correcta del agua disponible para las plantas únicamente a través de un total de agua recolectada en un pluviómetro.

2. El suelo por medio de la reserva de agua juega un papel muy importante, ya que por ejemplo si los suelos son arenosos, van a tener poca capacidad de retener agua. Esto implica que de las precipitaciones fuertes una pequeña parte, solamente, va a poder ser almacenada, y posteriormente aprovechada por los cultivos. En cambio, los suelos más arcillosos, o los suelos con alto contenido de alófanos (ej los suelos volcánicos del sur de Guatemala, del El Salvador y del Occidente de Nicaragua) tienen una mayor capacidad de retención de agua.

3. Si bien es cierto que el factor fundamental del balance hídrico (las precipitaciones) obedece a leyes de tipo estadísticas, los otros términos obedecen a leyes de tipo más biofísico y se pueden analizar por separado por medio de experimentos y calibraciones específicas. Son entonces simplificables a través de modelos físicos o matemáticos.

4. Teniendo la ecuación de balance hídrico un carácter absoluto, permite que los términos desconocidos, y no medibles directamente puedan ser deducidos de los otros por diferencia.

Los balances hídricos se pueden contabilizar para períodos diarios, semanales, mensuales, etc, de acuerdo a las necesidades del caso. Para fines operativos a corto o mediano plazo se suelen utilizar los balances diarios y semanales, mientras que para la planificación del manejo de los recursos hídricos a largo plazo o para efectos de zonificaciones es suficiente con los balances mensuales.

3. Análisis de los componentes del balance hídrico

Es importante conocer las particularidades de cada uno de los componentes del balance hídrico, ya que de ello dependen la mayor o menor precisión que tendrán los cálculos que se realicen. En efecto, si se asume para ciertos suelos una capacidad de almacenamiento de agua errónea; si se desprecian para algunos cálculos cantidades pequeñas de

lluvia por considerar que no tienen efecto apreciable sobre el balance; o si por el contrario se toman en cuenta algunos volúmenes pluviométricos excesivos, que con frecuencia ocurren sin que alcance a infiltrarse y a ser utilizados por las plantas, se puede llegar a resultados alejados de la realidad.

3.1 La precipitación

Este elemento junto con el uso eventual de agua de riego es responsable de los aportes hídricos en el balance general. Un aspecto relevante relacionado con este parámetro es la densidad de la red pluviométrica que produce la información pluvial que luego se utiliza en los cálculos. Cuando el balance hídrico se calcula con fines de largo alcance como la planificación del manejo de recursos hídricos, los estudios de factibilidad de posibles obras de riego, drenaje, la clasificación agroclimática de una región, los datos pluviométricos provenientes de las estaciones que componen la red meteorológica general son usualmente suficientes. Por el contrario, cuando los balances hídricos se calculan con fines de corto o mediano plazo, como el diseño y operación de los programas de riego en una zona determinada, la densidad de estaciones debe ser mayor de modo que se puedan determinar las variaciones locales de la precipitación.

Otro aspecto importante relacionado con la precipitación es que en los cálculos de balances hídricos se deben considerar todos los datos de lluvia ligeras o lloviznas. Algunas veces éstas no se consideran aduciendo que no alcanzan a penetrar en el suelo y a ser utilizados por la planta. No obstante, la trascendencia de las lluvias ligeras estriba en que la transpiración de las plantas se reduce mientras se evapora el agua que se ha depositado en la superficie de las hojas, lo cual representa una economía hídrica para los cultivos.

Se ha constatado que una precipitación de 2 mm que haya sido interceptada casi en su totalidad por el dosel vegetal, puede demorar de cerca de tres a cuatro horas en ser evaporada en un día despejado, lapso en el cual la planta reducirá la pérdida de agua por transpiración.

Otro punto de interés es si la precipitación realmente penetra en el suelo, en especial cuando se registran lluvias muy intensas. El agua que llega al suelo no puede pasar al interior del mismo cuando la intensidad de la precipitación sobrepasa la capacidad de infiltración. El cuadro 1 presenta algunos valores típicos de índices de infiltración de acuerdo a la textura del suelo. Sin embargo hay que tener presente que generalmente la infiltración es mayor al inicio de la lluvia o del riego y luego se reduce hasta alcanzar una tasa casi constante sobretodo en los suelos arcillosos

como se puede notar en la figura 2.

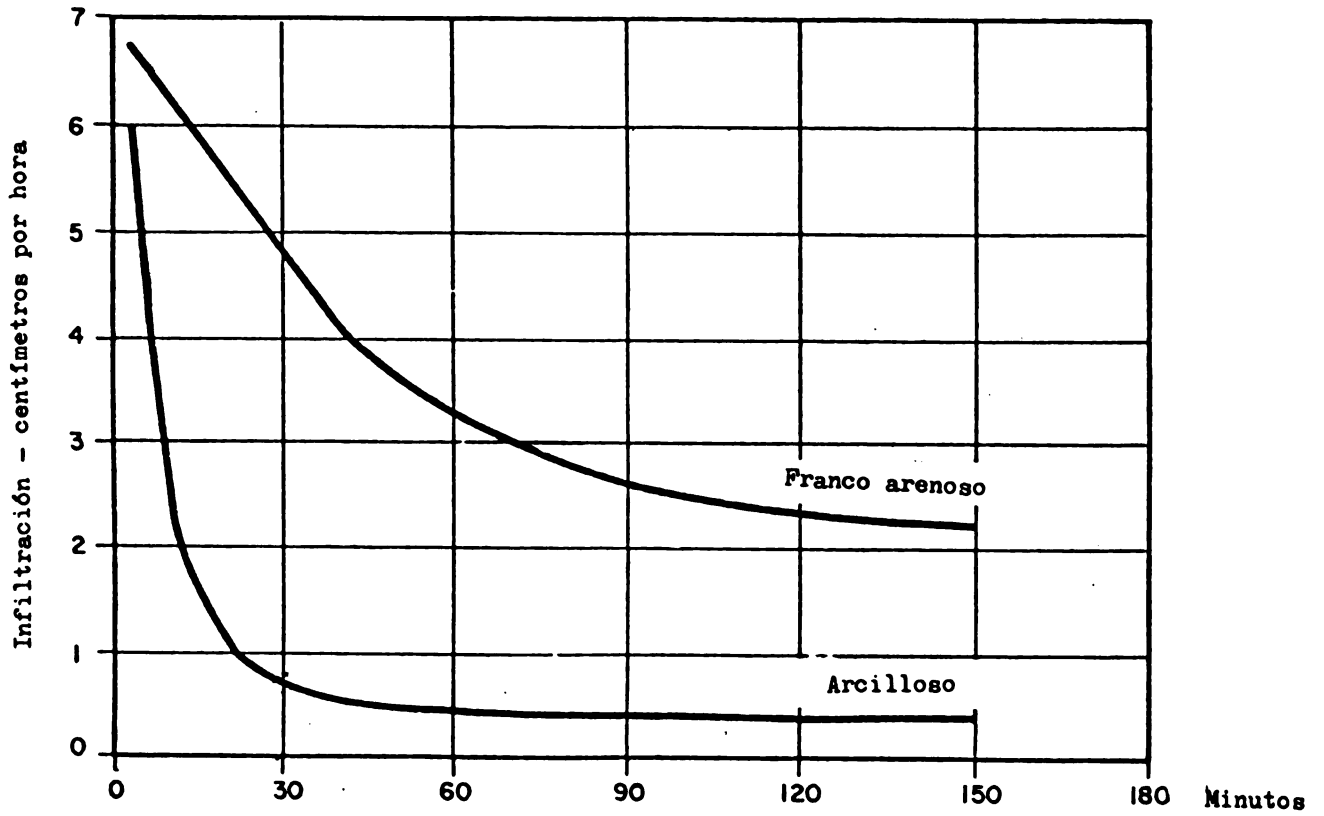


Fig. 2 - Tasas de infiltración de dos tipos de suelos

Cuadro 1. Valores típicos de tasas de infiltración

Textura del suelo	Tasa de infiltración (mm/h)
Arenoso	50
Franco arenoso	25
Franco limoso	15
Franco	13
Franco arcilloso	8
Arcilloso	5

También se deben considerar que la lluvia es un elemento muy variable, por lo que en muchos casos se recomienda el uso de determinados valores probabilísticos de dicho parámetro en lugar de los valores promedio. Estos últimos son a veces poco representativos, en especial cuando no existen series suficientemente largas, debido a la aleatoriedad relativa que caracteriza a las lluvias. Así en los estudios relacionados con la planificación del riego, de embalses, etc, se utilizan en los cálculos del balance hídrico, las cantidades mensuales de lluvia correspondientes a un determinado nivel probabilístico. En el caso de uso agrícola se recomiendan probabilidades del 75% o 80%, esto es cantidades de lluvia que se esperan sean alcanzadas en tres o cuatro años respectivamente sobre un total de cinco años. El análisis frecuencial de la lluvia es una herramienta simple para expresar la lluvia en términos de probabilidad. A continuación se describe un método simple de análisis frecuencial.

Análisis frecuencial de la lluvia

Dada la variabilidad de la lluvia de un año a otro, los criterios referentes a la planificación de suministros de agua no pueden basarse en la altura pluviométrica media, pues esto, en la mayoría de los casos, significaría una cantidad de lluvia que podría darse un año de cada dos. Por lo tanto, la cantidad de lluvia para tales propósitos ha de basarse en su frecuencia o probabilidad. Partiendo del

supuesto que no hay variación en los factores causantes, y fundándose en los registros disponibles, se formula un pronóstico acerca de la probabilidad de lluvia en el futuro o sea la altura pluviométrica que puede esperarse.

En general podemos decir que al investigar la variabilidad de la lluvia y la estimación de probabilidades para su aplicación a la agricultura, se trata en realidad de responder a la cuestión de saber con que frecuencia la suelo recibirá determinada cantidad de lluvia, y la frecuencia con que el suelo recibirá una cantidad inferior o superior a ella. La respuesta se especifica en términos de fracción o porcentaje de probabilidad. Por ejemplo: 0.80 o 80% de probabilidad; o bien cuatro de cada 5 años.

Para resolver el problema existen varios métodos; algunos son sencillos como los que se presentaran aquí, otros implican la realización de largos cálculos. La seguridad del análisis tiene dos restricciones importantes:

1. Su limitada validez en zonas muy amplias, especialmente en las montañosas.
2. Que las series de observaciones de lluvia de menos de 10 a 15 años no contienen suficientes datos para llegar a conclusiones definitivas. Los mejores resultados se obtienen con una serie de datos larga, que abarque al menos 30 años.

Método de los quintiles

En este método suponemos que al tomar un período de 30 años o más, disponemos de una muestra representativa de una distribución que se repetirá y que podemos extrapolar en el futuro. Los datos de 30 o más años consecutivos se disponen en orden de magnitud decreciente, tal como aparece en el ejemplo. Los datos ordenados se dividen en cinco grupos de 6, 7 o más valores cada uno (de acuerdo al largo de la serie), y los cuatro valores que separan los grupos, viniendo de arriba hacia abajo, se interpreta como la cantidad de agua que será excedida en el 20, 40, 60 y 80 por ciento del tiempo. Si el número de años de registro no es múltiplo de 5, será necesario prescindir de algunos años del comienzo o del final de la serie registrada, a fin de obtener el múltiplo de cinco más cercano, pero manteniendo siempre una serie ininterrumpida.

En en el ejemplo que se presenta a continuación (cuadro 2) existe 20% de probabilidad que la lluvia sea superior a 813 mm, o lo que es lo mismo 80% de probabilidad que la lluvia sea inferior a 813 mm (ya que la probabilidad que sea inferior a 813 mm es igual a uno menos la probabilidad que sea superior a 813 mm, esto es $1-0.2=0.80$). Así mismo existe 80% de probabilidad que la lluvia sea superior a 650 mm o 20% de probabilidad que sea inferior de 650 mm. La mediana es el valor que divide la serie en dos partes iguales.

Cuadro 2. Datos anuales de lluvia ordenados de manera descendente de orden de magnitud con sus respectivos quintiles.

892	valor máximo
876	
840	
836	
826	
815	} 813 20% de probabilidad
810	
805	
760	
759	
747	
738	} 737 40% de probabilidad
736	
728	
713	713 mediana
712	
707	
702	} 702 60% de probabilidad
701	
680	
677	
674	
663	
653	} 650 80% de probabilidad
647	
629	
622	
622	
620	
579	valor mínimo

Método de la frecuencia acumulada

En ocasiones nos interesa saber que probabilidad existe de que el terreno reciba una cantidad de lluvia superior a la máxima registrada en la serie, o inferior a la mínima en la misma serie, o cual es la probabilidad correspondiente a cualquier otro nivel de precipitación. En este caso se puede usar la distribución de frecuencias acumulativa para obtener la probabilidad. La fórmula que se utiliza es la siguiente:

$$F = 100m / (n + 1)$$

F= la frecuencia o probabilidad acumulada en porcentaje.
 m= es le número de rango del año en que los datos están dis-
 puestos en orden descendente de magnitud.
 n= el número de años de la serie que se está utilizando.

Utilizando los datos anteriores (cuadro 2), m= 1 hasta 30, siendo m=1 para el año que tiene la precipitación mayor; n es igual 30 (cuadro 3).

Cuadro 3. Probabilidad de lluvia estimada mediante el método de la frecuencia acumulada.

Precipitación anual ordenada en orden descendente	Secuencia de de rango (m)	Valores de F (%)
892	1	3.2
876	2	6.5
840	3	9.7
836	4	12.9
826	5	16.1
815	6	19.4
810	7	22.6
805	8	25.8
760	9	29.0
759	10	32.3
747	11	35.5
738	12	38.7
736	13	41.9
728	14	45.2
713	15	48.4
712	16	51.6
707	17	54.8
702	18	58.0
701	19	61.3
680	20	64.5
677	21	67.7
674	22	71.0
663	23	74.2
653	24	77.4
647	25	80.6
629	26	83.9
622	27	87.1
622	28	90.3
620	29	93.5
579	30	96.8

En el caso anterior, por ejemplo, la probabilidad que la lluvia sea de al menos 647 mm es de 80.6%, esto es cerca de 4 de cada 5 años. Que sea inferior a 647 mm es $1-f=19.4$ o sea dos de cada diez años. Así mismo la probabilidad de que la lluvia este entre 680 y 760 mm es $64.5-29.0=35.5\%$.

Es preferible utilizar en forma gráfica los valores de F calculados y las alturas pluviométricas correspondientes. Para ello esos datos se pueden graficar sobre un papel probabilístico normal, lo cual permite adaptar visualmente una línea recta. De esa gráfica puede deducirse cualquier probabilidad de exceder una cierta cantidad de lluvia. Si la distribución no es simétrica, puede obviarse en cierto grado ese problema, graficando los logaritmos de los valores de cantidad de lluvia, o más fácilmente, haciendo el trazado en papel probabilístico logarítmico. Otro modo puede ser ajustar la línea recta sirviéndose del logaritmo del valor más una constante, el cuadrado de los valores o las raíces cuadradas.

3.2 Variaciones en la reserva de agua del suelo.

El suministro de agua al suelo, ya sea por riego, lluvia o flujos internos es indispensable para la germinación, crecimiento, desarrollo y producción de las plantas. El movimiento, contenido y disponibilidad del agua en el suelo está determinado principalmente por las propiedades físicas de este, es especial la textura, la estructura, porosidad, profundidad y contenido de materia orgánica. Así al efectuar los cálculos de balance hídrico es indispensable determinar la cantidad de agua que puede ser almacenada por el suelo, la parte que puede ser extraída por las raíces de las plantas y las variaciones a través del tiempo de su reserva hídrica en función de aportes y salidas de agua.

La humedad del suelo es dinámica. Varía en el tiempo y en el espacio en respuesta a las fuerzas del movimiento del agua (capilar, gravitacional, absorción), debidas a percolación, evaporación, irrigación, lluvia y el uso por las plantas.

Se considera en general que el agua disponible en el suelo es aquella retenida en la zona radical y comprendida entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente. El agotamiento de la humedad del suelo no es lineal, sino exponencial; a medida que disminuye la humedad, aumenta el esfuerzo o succión que necesita realizar la planta para extraer agua, por ese motivo algunos autores dividen la reserva hídrica del suelo en fácilmente aprovechable y difícilmente disponible (cierre progresivo de estomas debido al déficit hídrico).

3.2.1 Capacidad de campo

La capacidad de campo puede definirse como la cantidad máxima de agua que un suelo puede retener o almacenar, bajo condiciones de humedecimiento total seguido de drenaje libre (gravitacional).

La determinación de la capacidad de campo in situ se puede realizar delimitando una área de muestreo de 1 m² en uno o varios sitios representativos del terreno. Se levantan bordes de unos 20 cm para facilitar la filtración del agua en la zona de muestreo. Posteriormente se humedece el suelo en forma progresiva hasta saturación, y se cubre con algún material impermeable (ej. plástico) para evitar la evaporación.

El tiempo que transcurre entre la aplicación de agua y el momento en que se alcanza la capacidad de campo depende del tipo de suelo, principalmente, su textura y varía desde uno a cuatro días. Para suelos arcillosos se puede empezar el muestreo 48 horas después, en francos 24 horas después y en arenosos 12 horas, después de alcanzado la saturación. Los intervalos de muestreo pueden ser de 12 horas para suelos arcillosos, 6 horas para francos y 3 horas para arenosos.

El contenido de humedad se determina por el método gravimétrico. Posteriormente se hace un gráfico ubicando el contenido de humedad en las ordenadas y el tiempo en las abscisas. Con este es posible determinar el porcentaje de humedad correspondiente a la capacidad de campo de cada estrato definido, la cual se obtiene en el momento que la curva se estabiliza.

La determinación de la capacidad de campo en el laboratorio se realiza sometiendo muestras indisturbadas, obtenidas a la profundidad deseada y saturadas, a una succión entre 0.1 y 0.3 bares (0.1 bar para suelos arenosos y 0.3 bares para suelos arcillosos). Esas muestras se pesan, luego se secan en estufa a 105 °C y se vuelven a pesar, obteniéndose el porcentaje de humedad gravimétrico.

$$Cc = (Psh - Pss) / Pss * 100$$

Cc = capacidad de campo

Psh = peso muestra suelo húmedo (g), a 0.1 - 0.3 bares.

Pss = peso muestra suelo seco (g), a 105 °C.

3.2.2 Punto de marchitez permanente

El punto de marchitez permanente, se define como el límite inferior de humedad aprovechable para las plantas. Por debajo de este umbral, las fuerzas de succión de las células de las raíces son insuficientes para extraer el agua retenida por el suelo.

En un día seco y soleado, una planta tal como el maíz, puede transpirar excesivamente y marchitarse temporalmente, aún cuando la humedad del suelo es de 1 ó 2 bares (agua es realmente disponible), pero la planta se recuperará fácilmente durante la noche cuando las pérdidas por transpiración son mucho menores. En contraste con esta marchitez temporal, el punto de marchitez indica la baja disponibilidad de humedad; en tales condiciones las plantas marchitas no se recuperan, a menos que se agregue agua al suelo.

Las plantas de diferentes especies y aún de diferentes variedades y cultivares tiene distinta capacidad para extraer agua del suelo para resistir deficiencias hídricas, de ahí que la succión de 15 bares considerada tradicionalmente como punto de marchitez es un promedio de poca rigurosidad técnica y científica.

Tradicionalmente la determinación del punto de marchitez en el laboratorio, se ha realizado en forma similar a la indicada para la capacidad de campo, solo que las muestras son sometidas a una succión de 15 bares. Como se indicó en el párrafo anterior, este valor así obtenido es solamente un indicador general del límite inferior de humedad del suelo a que la planta puede extraer agua.

Un método más costoso, pero más exacto de determinar el punto de marchitez es denominado biológico. Aquí las plantas se siembran en potes con suelo indisturbado y se dejan crecer hasta una altura adecuada (fin de la etapa juvenil). Posteriormente se suspende el suministro de agua y se deja secar el suelo hasta que las plantas marchitas, no se recuperen cuando se someten a una atmósfera saturada de vapor de agua. Entonces se toman muestras de ese suelo y se les determina el contenido de humedad.

El método anterior presenta limitaciones con cultivos perennes por lo que un método alternativo para determinar el punto de marchitez es efectuar observaciones directas en el campo, en parcelas destinadas a ese fin. Este método tiene la ventaja, a pesar de ser más cualitativo, de considerar toda la interrelación suelo-planta-atmósfera. En todo caso para fines de manejo de riego, el agricultor nunca espera a que sus cultivos estén en punto de marchitez para hacer la aplicación de riego.

3.2.3 Cálculo de la reserva útil de agua en el suelo.

Es más útil expresar el contenido de agua en el suelo en términos volumétricos debido a que es directamente adaptable a la computación de flujos y cantidades de agua agregada al suelo por riego o lluvia, y cantidades extraídas del suelo por evapotranspiración o drenaje.

Conociendo el contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo y en el punto de marchitez, se calcula para una profundidad dada, la reserva total de agua disponible para las plantas, que se puede almacenar en esa capa de suelo.

$$Ru = (Cc - Pm/100) \times Pf$$

Ru = reserva útil del suelo (mm)

Cc = humedad volumétrica a capacidad de campo (%)

Pm = humedad volumétrica en punto de marchitez (%)

Pf = profundidad de la capa de suelo (mm)

El contenido volumétrico de agua en el suelo se puede calcular a partir de la humedad gravimétrica y la densidad aparente del suelo:

$$Hv = Hg(Da/Dw)$$

Hv = humedad volumétrica (%)

Hg = humedad gravimétrica (%)

Da = densidad aparente del suelo (g/cm³)

Dw = densidad del agua (1 g/cm³)

La humedad gravimétrica se determina por el método de secado al horno como se indica posteriormente. La densidad aparente se determina en muestras indisturbadas, preferiblemente a capacidad de campo tomadas a la profundidad requerida con cilindros especiales para ello. Se llevan al laboratorio y se les determina el peso seco.

$$Da = Ps/V$$

Da = densidad aparente (g/cm³)

Ps = peso del suelo seco a 105 °C (g)

V = volumen del suelo (cilíndro):

$$v = \pi r^2 h ; r = \text{radio (cm)}, h = \text{altura (cm)}$$

La determinación de la densidad aparente también se puede efectuar por el método denominado del plástico. Este consiste en abrir una calicata en el suelo, dejando gradas a la profundidad de los estratos que se van a estudiar. Posteriormente se abren agujeros de dimensiones determinadas, en las gradas. La tierra sacada se coloca en bolsas plásticas y se cierran o amarran para evitar que pierdan humedad y se llevan al laboratorio para secarlas al horno (105 °C durante 24 horas) y se pesan para obtener así la masa de suelo.

El volumen se determina colocando un plástico delgado adherido a las paredes del agujero y agregando agua con un recipiente graduado hasta llenar el agujero. La cantidad de agua agregada corresponde al volumen de suelo extraído.

3.2.4 Efecto de la textura y la materia orgánica sobre la capacidad de retención de agua del suelo.

La textura del suelo y el contenido de materia orgánica son importantes en determinar la cantidad de agua que los suelos pueden almacenar. Un aumento de la arcilla y el contenido de materia orgánica incrementa la capacidad total de retención de agua. La gran área superficial de estos componentes, ocasiona que gran cantidad de agua sea retenida fuertemente a las superficies de adhesión.

En la figura 3 se observa la variación de la capacidad máxima de retención de agua disponible para diferentes tipo de suelo. Nótese que para la mayoría de los suelos agrícolas la relación entre capacidad de campo y punto de marchitez es de aproximadamente dos. Por lo tanto, si se conoce cualquiera de los dos, el otro puede ser estimado aunque sea bruscamente para trabajos que no requieren mucho detalle. En todo caso la figura representa una guía útil en ausencia de información más detallada.

A manera de ejemplo, si se considera en la figura 3 un suelo franco arenoso, se puede observar que la capacidad de campo corresponde a 21 % (humedad volumétrica) y el punto de marchitez a 11 %. Esto significa que 10 % constituirá el porcentaje de agua útil, esto es 10 mm de agua por 10 cm de suelo, o 80 mm de agua para una profundidad de 80 cm.

La capacidad de retención de agua de los suelos se puede calcular en base a la textura, materia orgánica y profundidad, utilizando el procedimiento elaborado por Dumenil y Fenton, citados por Henao. Este consiste en

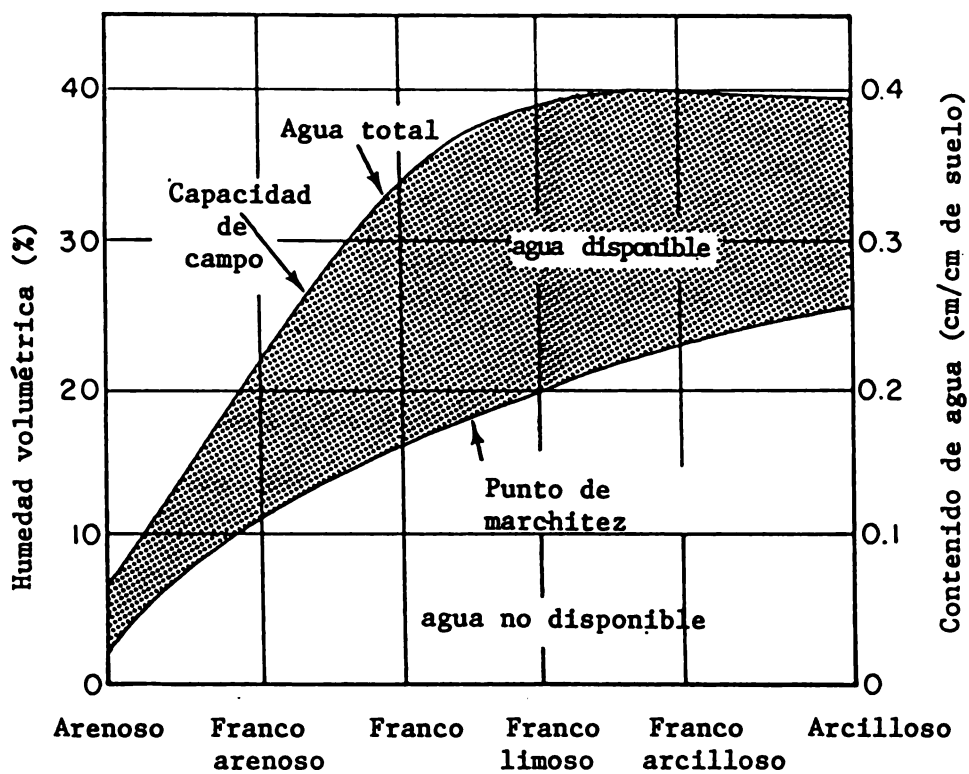


Fig. 3 VARIACION DE LA CAPACIDAD MAXIMA DE RETENCION DE AGUA PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELO (Kramer, 1983)

utilizar el triángulo de texturas del suelo, sobre el cual se han dibujado las líneas de isohumedad (figura 4). Las líneas de isohumedad contienen la cantidad de agua retenida por el suelo, expresada en mm por cm de suelo.

Los datos se obtienen buscando en la figura 4 con la textura, la línea de retención de humedad que cruza la clase textural, la que proporciona información de cuanta agua puede retener el suelo en mm por cm de profundidad. Luego esta se corrige por el porcentaje de materia orgánica y se multiplica por la profundidad efectiva del suelo.

El agotamiento del agua disponible para las plantas también está en función de la textura. La figura 5 presenta las curvas de agotamiento para varios tipos de suelos representativos. Así por ejemplo para un suelo franco, aproximadamente el 50 % del agua disponible ha sido agotada cuando la tensión es de 1 bar. Los suelos de textura gruesa retienen menos de 50 % de agua a esa misma tensión y los de textura fina retienen más.

3.2.5 Métodos de medición del contenido de agua en el suelo

A fin de de determinar las variaciones en la reserva útil de agua del suelo es necesario conocer el contenido de humedad entre dos tiempos consecutivos. Estas mediciones se pueden hacer por tres métodos diferentes: determinación directa de la humedad del suelo (gravimetría), medición mediante una sonda de neutrones y estimación a partir de la curva característica de retención de humedad del suelo (curvas de pF) y mediciones del potencial hídrico del suelo mediante tensiómetros. Además queda la posibilidad de calcular la variación en la reserva útil del suelo, despejando la ecuación de balance hídrico, cuando se conocen los otros términos de la ecuación.

Método gravimétrico (muestreo y secado)

Consiste en tomar muestras a diferentes profundidades (generalmente intervalos de 10 cm) y sitios en el campo, obteniéndose luego un promedio de la humedad del suelo. El método es simple, no requiere equipo complicado y puede ser usado en todos los suelos agrícolas. Sin embargo es lento y requiere de muchas repeticiones para reducir los errores debidos a la variación del suelo.

Las muestras tomadas en el campo con el barreno se depositan inmediatamente en una lata y se cierran herméticamente. Luego de pesarlas se secan hasta peso constante en una estufa a 105-110 °C, y se pesan nuevamente. La diferencia de peso es debido a la pérdida de agua, y está

Componentes de la textura

- A = Arena
 C = Arcilla
 L = Limo
 M.O. = Materia orgánica
 F = FRANCO

Ajuste por el contenido de M.O.

% M.O.	Ajuste (mm/cm)
0.0	-0.1
1.0	0.0
2.0	+0.1
3.0	+0.2
4.0	+0.3
5.0	+0.4

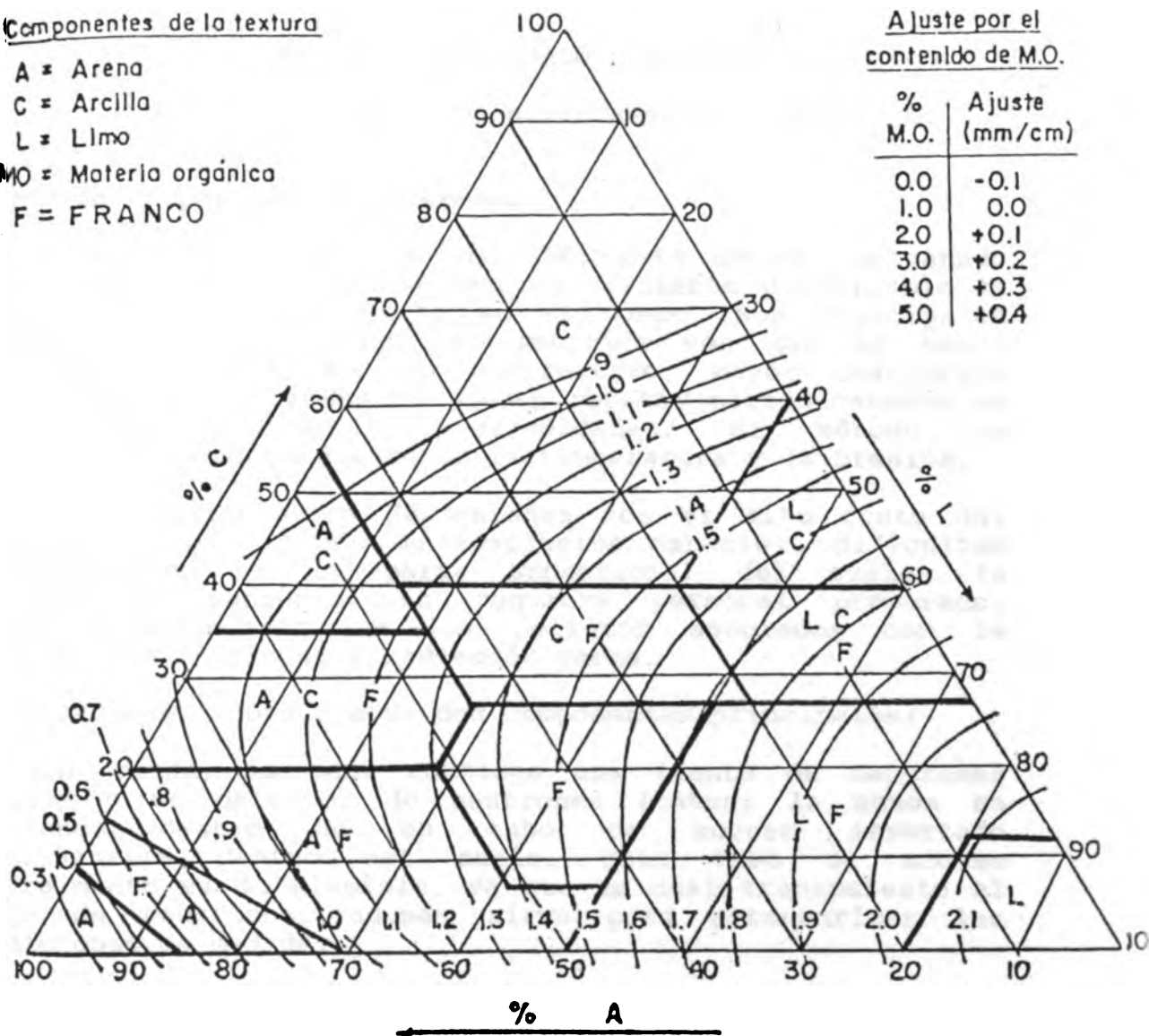


Fig.4 Capacidad de retención de agua por el suelo expresada en mm/cm en base a los componentes de la textura [Henao, 1976]

dividida por el peso seco del suelo y multiplicada por 100 da el porcentaje de humedad en base al peso seco.

$$Hg = [(Psh - Pss) / Pss] \times 100$$

Hv = humedad gravimétrica (%).

Psh = peso muestra suelo húmedo (g).

Pss = peso muestra suelo seco (g), a 105 °C.

Método de dispersión de neutrones

Desarrollado de los años 50, este método ha ganado aceptación mundial como una técnica eficiente y confiable de medir la humedad del suelo en el campo. Sus principales ventajas sobre el método gravimétrico son que es menos laborioso, más rápido, no destructivo, mayor resolución espacial, las mediciones se pueden repetir periódicamente en los mismos sitios y profundidades, el método es prácticamente independiente de la temperatura y la presión.

Sus principales desventajas son el alto costo del instrumento, bajo grado de resolución espacial, dificultad de mediciones en la parte superficial del suelo, la operación y mantenimiento requiere personal preparado, debido principalmente a los peligros asociados con la exposición a neutrones y radiación gamma.

El instrumento consiste de dos componentes principales:

a.- Una sonda, la cual contiene una fuente de neutrones rápidos y un detector de neutrones lentos; la sonda se desciende dentro de un tubo de acceso insertado verticalmente dentro del suelo. Este tubo de acceso generalmente es de aluminio, ya que es casi transparente al flujo de neutrones, además sirve para estandarizar las condiciones de medida.

b.- Un medidor, generalmente portátil y de baterías, que mide el flujo de neutrones lentos dispersados por el suelo.

La fuente de neutrones rápidos generalmente es obtenida por mezcla de un emisor radioactivo de partículas alfa con berilio. Generalmente se usan mezclas de radio con berilio o américo con berilio. Tanto el radio como el américo emiten radiación gamma, pero la del américo es menos energética y por lo tanto, menos peligrosa.

El método se basa en que la velocidad de neutrones rápidos, emitidos por la sonda ubicada a determinada profundidad en el suelo, disminuye al chocar con los núcleos

de hidrógeno (pierden energía cinética). Dado que el agua es la única fuente significativa de hidrógeno en el suelo y el núcleo de hidrógeno es el moderador más efectivo de neutrones rápidos, el número de neutrones lentos interceptados por el detector, es una medida confiable del contenidos volumétrico de agua en el suelo.

A pesar de que se pueden realizar mediciones a cualquier profundidad, las determinaciones a menos de 20 cm de la superficie del suelo, pueden resultar erróneas debido a escapes de neutrones a la atmósfera, lo que son considerados por el contador como neutrones lentos. Para evitar este escape se puede usar un reflector especial de neutrones, colocado sobre la superficie del suelo, alrededor de la sonda. La esfera de influencia de la sonda es de aproximadamente 10 cm de radio en suelos húmedos y 25 cm en suelos secos.

Método de la tensiometría y la curva de pF.

La curva característica de humedad del suelo o pF, se puede usar para relacionar mediciones de potencial hídrico determinado mediante los tensiómetros con contenido de agua en el suelo.

La curva de pF (relaciona la humedad del suelo con la succión a que fue sometida la muestra) se puede determinar en el laboratorio, combinando platos de presión (columnas de agua) para succiones bajas (menos de 1 bar) y platos de presión en el ámbito más alto de succiones. Debido a que la retención de humedad del suelo es ampliamente afectada por la estructura y distribución de tamaño de poros, las mediciones deben realizarse sobre muestras indisturbadas, para que sean representativas de las condiciones de campo. En principio, parece aún mejor hacer determinaciones de la curva en mención, mediante toma de mediciones simultáneas de humedad (con una sonda de neutrones por ejemplo) y succión (usando tensiómetros) en el campo. Sin embargo, debido a la heterogeneidad del suelo y a la incertidumbre del fenómeno de histéresis en el campo, con alguna frecuencia este método no da muy buenos resultados.

Un tensiómetro consiste de una copa porosa de cerámica, llena con agua y conectada a través de un tubo lleno de agua a un vacuómetro o a un manómetro de mercurio. Los tensiómetros de mercurio son más sensibles y precisos que los de vacío.

El agua se mueve hacia dentro y hacia afuera de la copa porosa debido a que está en contacto (por medio de los poros) con el agua del suelo y por lo tanto en equilibrio hidráulico. Cuando el suelo se seca, succiona agua de la copa porosa (gradiente hidráulico). En consecuencia, dentro

del sistema se crea una tensión que aumenta gradualmente conforme el suelo se va secando. Cuando el suelo es humedecido por el riego o la lluvia, se invierte el sentido de la succión y el agua fluye de nuevo al interior de la copa; al mismo tiempo desciende la lectura del tensiómetro.

La mayor crítica a los tensiómetros es que estos funcionan en un ámbito de tensión de humedad del suelo menor a 0.85 bares. Esto no es tan serio como parece, debido a que cerca del 75% o más del agua disponible en suelos de textura gruesa y cerca de 25 a 50% en suelos de textura fina está en este ámbito.

3.3 Evapotranspiración

De una manera general la evaporación (E) de una superficie natural representa la cantidad de agua disipada en la atmósfera a partir de esa superficie mediante el proceso de vaporización.

Cuando la superficie natural considerada es una vegetación se prefiere hablar de evapotranspiración (ET) porque en este caso la cantidad de agua perdida por la superficie es la suma de la evaporación del suelo y de la transpiración vegetal. El término transpiración se refiere al control biológico que ejerce la planta sobre el proceso físico de evaporación.

3.3.1 Los diferentes conceptos de evapotranspiración

El término fundamental es el de evapotranspiración real (ETR), puesto que es lo que en la realidad existe. Se refiere a la ET de una cobertura vegetal bajo las condiciones edáficas (suelo), biológicas (planta) y físico-ambientales (clima) prevalecientes. Esto significa que pueden existir limitaciones como estrés hídrico en el suelo, cierre parcial o total de estomas, etc que pueden ocasionar que la ET sea inferior a la que ocurriría si no existieran esas limitaciones. La medición de la ETR requiere de equipo y metodologías complejas que muchas veces no son disponibles.

La evapotranspiración máxima (ETM) corresponden a la ET en condiciones de abastecimiento hídrico óptimo a nivel del suelo, es decir cuando la humedad del suelo es próxima o igual a la capacidad de campo en la zona radical. La ETM corresponde a las pérdidas máximas de agua por los cultivos en el caso de un estrés hídrico mínimo a nivel de la planta lo que, lo que desde el punto de vista hídrico, asegura generalmente la mejor producción. La ETM depende solo del clima y del cultivo, y corresponde a lo que se denomina

necesidades de agua del cultivo. La ETM se estima a partir de la evapotranspiración potencial que se define luego y los coeficientes de cultivo, los cuales dependen principalmente del estado fenológico o del grado de cobertura del suelo por parte del cultivo. Así se tiene la relación siguiente:

$$ETM = ETP \times Kc$$

Los coeficientes de cultivo se pueden determinar mediante métodos experimentales (lisímetros). La FAO ha publicado una extensa lista de valores de Kc para diferentes cultivos, parte de los cuales se presentan en el cuadro 4.

La evapotranspiración potencial (ETP) es un ajuste práctico de la demanda climática a los valores medios de las evapotranspiraciones máximas de las coberturas bien desarrolladas y sin estrés fisiológico. Depende de la radiación solar, de la temperatura del aire, de la velocidad del viento y del déficit de saturación del aire (humedad relativa). La fórmula de Penman y métodos empíricos como la fórmula de Hargreaves, Thornthwaite, Priestley y Taylor, etc permiten calcular este dato, únicamente a partir de los datos clásicos de una estación meteorológica. Esto explica por qué, con cultivos altos y bien desarrollados (maíz, caña de azúcar, etc), el valor verdadero de ETM puede ser superior al valor medio de ETP (coeficiente de intercambio más fuerte) y por qué con un suelo desnudo (que su superficie se seca rápido) o con un cultivo que no cubre bien el suelo (coeficiente de intercambio más débil), la ETM puede ser al contrario menor que la ETP.

Cuando se hacen cálculos de balances hídricos generales, los cuales tienen generalmente carácter regional, o sirven básicamente para planificar los recursos hídricos, en el término correspondiente a la evapotranspiración en la ecuación de balance hídrico se utiliza ETP, calculada preferiblemente por un método con fundamento físico como el de Penman. Por el contrario cuando se calculan balances hídricos de cultivos, idealmente se debe utilizar la ETR. Sin embargo, debido a la dificultad de su medición y aún de su estimación, con frecuencia se utiliza la ETM. Si bien el uso de la ETM en lugar de la ETR tiende a sobre estimar los valores de evapotranspiración, en algunos casos como por ejemplo en el manejo de riego, constituye una medida de seguridad en la estimación de las necesidades de agua de los cultivos. Por otra parte en las regiones húmedas, donde el suelo se mantiene generalmente a capacidad de campo, se asume que la ETR es igual a la ETM.

Cuadro 4. Coeficientes de cultivo (Kc) para diferentes especies.

Cultivo	Fases de desarrollo del cultivo					Periodo Vegetativo total
	Inicial	Desarrollo del cultivo	Medios del periodo	Finales del periodo	Recolección	
Banano	0.40-0.50	0.70-0.85	1.00-1.10	0.90-1.00	0.75-0.85	0.70-0.80
Frijol	0.30-0.40	0.70-0.80	1.05-1.20	0.65-0.75	0.75-0.30	0.70-0.80
Algodón	0.40-0.50	0.70-0.80	1.05-1.25	0.80-0.90	0.65-0.70	0.80-0.90
Maní	0.40-0.50	0.70-0.80	0.95-1.10	0.75-0.85	0.55-0.60	0.75-0.80
Maíz	0.30-0.50	0.70-0.85	1.05-1.20	0.80-0.95	0.55-0.60	0.75-0.90
Cebolla	0.40-0.60	0.70-0.80	0.95-1.10	0.85-0.90	0.75-0.85	0.80-0.90
Arverja	0.40-0.50	0.70-0.85	1.05-1.20	1.00-1.15	0.95-1.10	0.80-0.95
Chile	0.30-0.40	0.60-0.75	0.95-1.10	0.85-1.00	0.80-0.90	0.70-0.80
Papa	0.40-0.50	0.70-0.80	1.05-1.20	0.85-0.95	0.70-0.75	0.75-0.90
Arroz	1.10-1.15	1.10-1.50	1.10-1.30	0.95-1.05	0.95-1.05	1.05-1.20
Sorgo	0.30-0.40	0.70-0.75	1.00-1.15	0.75-0.80	0.50-0.55	0.75-0.85
Soya	0.30-0.40	0.70-0.80	1.00-1.15	0.70-0.80	0.40-0.50	0.75-0.90
Caña azúcar	0.40-0.50	0.70-1.00	1.00-1.30	0.75-0.80	0.50-0.60	0.85-1.05
Girasol	0.30-0.40	0.70-0.80	1.05-1.20	0.70-0.80	0.35-0.45	0.75-0.85
Tabaco	0.30-0.40	0.70-0.80	1.00-1.20	0.90-1.00	0.75-0.85	0.85-0.95
Tomate	0.40-0.50	0.70-0.80	1.05-1.25	0.80-0.95	0.60-0.65	0.75-0.90
Sandía	0.40-0.50	0.70-0.80	0.95-1.05	0.80-0.90	0.65-0.75	0.75-0.85
Trigo	0.30-0.40	0.70-0.80	1.05-1.20	0.65-0.75	0.20-0.25	0.80-0.90

* El primer término del ámbito se usa para sitios de humedad del aire alta (humedad mínima mayor de 70%) y velocidad del viento baja (menor de 5 m/s) y el segundo para sitios de humedad reducida (humedad mínima menor de 20%) y viento fuerte (mayor de 5 m/s).

Fuente: Doorembos y Kassam (1979).

3.3.2 Cálculo de la evapotranspiración potencial

El cálculo de la ETP es básico, puesto que como se indicó antes, en los balances hídricos generales es el valor que entra directamente en la ecuación de balance hídrico y en los balances de cultivos es necesario para calcular la ETM, la cual sirve de base para estimar la ETR.

Existen diversos métodos de calcular la ETP la mayor parte de los cuales implican la solución de fórmulas matemáticas desarrolladas en diferentes regiones y basadas principalmente en información climática y complementada en algunos casos con datos geofísicos. Para estimar correctamente la ETP se debería en lo posible utilizar un método que tome en cuenta los diferentes elementos meteorológicos que inciden en el flujo de agua desde la superficie evapotranspirante hacia la atmósfera, como se indico antes estos son la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad del aire y la velocidad del viento.

De acuerdo con lo anterior se deduce que las fórmulas que toman en consideración sólo uno o dos de los elementos meteorológicos conducen con frecuencia resultados errados, mientras que los métodos que utilizan más variables meteorológicas producen resultados más ajustados a la realidad. Además hay que tener en cuenta que en la mayoría de los casos se tratan de fórmulas obtenidas mediante ajustes estadísticos que estrictamente sólo son válidas para el sitio o condiciones donde fueron establecidas y calibradas. Al contrario de estas fórmulas empíricas entre las cuales están la mayoría: Thorthwaite, Hargreaves, Turc, García-Benavides, Linacre, Blaney y Criddle, etc, existen las fórmulas basadas en las leyes físicas de evaporación del agua y que por ese fundamento físico consideran todos los factores que influyen en la evapotranspiración, además que se pueden utilizar en cualquier sitio donde se disponga de la información meteorológica. Este es el caso típico del método de Penman.

Debido a la limitación frecuente de no contar con datos suficientes para utilizar el método de Penman, una alternativa viable es establecer relaciones empíricas entre los resultados obtenidos por un método simple, por ejemplo Thornthwaite (sólo requiere datos de temperatura) y un método complejo pero seguro como Penman. Tal relación se establece para una o varias localidades con datos meteorológicos completos y luego el factor de ajuste determinado se aplica a los restantes valores de ETP calculados por el método simple para los otros sitios.

A continuación se presentan los métodos de estimación de la ETP más utilizados en Centro América: Thornthwaite, Hargreaves y Penman.

El método de Thornthwaite

Este método es muy simple y posiblemente por ello, ampliamente utilizado. Se basa en el conocimiento de la temperatura media del aire. Los resultados encontrados con este método frecuentemente son alejados de la realidad, debido a que a temperaturas medias similares pueden corresponder condiciones muy distintas de radiación solar, humedad del aire y velocidad del viento. Esta fórmula de escribe de la siguiente manera:

$$ETP = 1.6 (10 T/I)^a$$

ETP = evapotranspiración potencial (mm)

T = la temperatura media (°C)

I = sumatoria de i

i = índice mensual de calor obtenido por la expresión:

$$i = (T/5)^{1.514}$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.7 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49232$$

Los valores así encontrados se ajustan luego de acuerdo al número de horas de fotoperíodo de cada lugar y el número de días del mes. El cálculo de esa fórmula se facilita usando tablas o monogramas especiales que han sido preparados para tal fin y que se encuentran en numerosos libros.

El método de Hargreaves

Hargreaves ha sugerido varias fórmulas para la estimación de la ETP, dependiendo de los datos climáticos con se disponga. Una de las más utilizadas es la que considera la temperatura y la humedad relativa, la radiación solar al tope de la atmósfera y la altitud del lugar.

$$ETP = 0.34 Ra [0.4 + (0.024 T)] (1.35 \sqrt{1-HR}) (1+0.00004 Z)$$

ETP = evapotranspiración potencial (mm)

Ra = es la radiación al tope de la atmósfera, expresada en mm de agua (cuadro A1).

T = temperatura media (°C)

HR = humedad relativa, expresada en forma decimal.

Z = es la altitud del lugar (m)

La expresión $1.35 \sqrt{1-HR}$ tiene un valor máximo de 1.

El método de Penman

La fórmula desarrollada por Penman para el cálculo de la evapotranspiración potencial ha sido ampliamente utilizada en lugares con condiciones climáticas distintas, con resultados satisfactorios. Este método se basa en sólidos principios físicos, esencialmente en el balance de radiación sobre una superficie vegetal y en las condiciones aerodinámicas prevalecientes. De allí los resultados favorables que se obtiene con el uso de este método. Para su uso se requieren los datos de radiación solar (o en su defecto de brillo solar), temperatura del aire, humedad del aire y velocidad del viento.

$$ETP = \Delta R_n + \psi E_a / \Delta + \psi$$

ETP= evapotranspiración potencial (mm)

Δ = pendiente de la curva de vapor saturante en función de la temperatura del aire (mb/°C).

ψ = constante psicrométrica (0.66 mb/°C)

R_n = radiación neta (mm)

E_a = poder evaporante del aire (mm)

La pendiente de la curva de presión de vapor saturante se calcula en términos prácticos como la diferencia entre la presión de vapor saturante a la temperatura media del aire más uno y la presión de vapor saturante (e_a) a la temperatura media: Cuadro A2.

La radiación neta o balance de radiación se estima mediante la fórmula siguiente:

$$R_n = 0.0041[(1-r)R_g - \sigma T^4(0.56 - 0.079 \sqrt{e}) (0.1 + 0.9 n/N)]$$

0.0041= factor para convertir J/cm².día en mm/día

r= albedo, generalmente se toma 0.20.

R_g = radiación solar global (mm/día)

σ = constante de Stefan-Boltzmann = 4.89×10^{-7} J/cm².d.K⁴

T= temperatura media en Kelvin (K= °C+ 273)

e = presión real (parcial) media de vapor de agua del aire (mb), la cual se puede calcular a partir de la humedad

relativa promedio (H.R.) y la presión de vapor saturante (ea) a la temperatura media del aire:

$$e = (H.R./100)ea$$

n = brillo solar medido con el heliógrafo (horas y décimas)

N = duración astronómica del día (fotoperíodo) Cuadro A3.

Cuando no se dispone de registros de Rg, ésta puede ser estimada mediante la fórmula de Black-Angstrom:

$$Rg/Ra = a + b (n/N)$$

Rg = radiación global estimada.

Ra = radiación global al tope de la atmósfera (Cuadro A1)

n y N tiene el mismo significado antes indicado.

a y b = coeficientes empíricos:

a = 0.29 b = 0.42 para zonas tropicales húmedas,

a = 0.25 b = 0.45 para zonas tropicales secas,

a = 0.18 b = 0.55 para zonas frías y templadas.

El poder evaporativo del aire (Ea) se calcula a partir de los datos de humedad del aire expresados como presión de vapor y la velocidad del viento:

$$Ea = 0.26 (ea - e)(1 + 0.54 V)$$

ea y e tienen el mismo significado antes mencionado.

V = es la velocidad del viento (m/s) a una altura de 2 m.

Si la velocidad del viento se expresa en km/h a una altura de 2 m, Ea se calcula mediante la expresión siguiente:

$$Ea = 0.26 (ea - e)(1 + 0.15 V)$$

También se puede utilizar la fórmula de Brochet-Gerbier para transformar la velocidad del viento a la altura deseada:

$$Va = [(Za/Zb)^{0.143}] / Vb$$

Va = es la velocidad del viento a la altura deseada.

Vb= es la velocidad del viento a la altura conocida.

Za= es la altura de medición deseada (2 m)

Zb= es la altura de medición de la velocidad conocida.

3.3.3 Cálculo de la Evapotranspiración real

Algunos investigadores han estimado la ETR a partir de un modelo que considera que si el suelo está bien abastecido de agua, los cultivos están en condiciones no limitantes de alimentación hídrica la ETR = ETM; en el otro extremos si la humedad del suelo está en el punto de marchitez permanente, la ETR es igual a cero. Entre estos dos extremos, se supone que la ETR sigue una función creciente de la humedad disponible en el suelo, y puede ser estimada com base en la función de Eagleman (1971):

$$\begin{aligned} \text{ETR} = & 0.7 - 0.05 \text{ ETM} + \text{HR} (4.9 \text{ ETM} - 0.6 \text{ ETM}^2) \\ & - \text{HR}^2 (8.6 \text{ ETM} - 1.6 \text{ ETM}^2) \\ & + \text{HR}^3 (4.3 \text{ ETM} - 0.9 \text{ ETM}^2) \end{aligned}$$

ETM = evapotranspiración máxima (ETM= ETPxKc)

HR = humedad relativa del suelo, considerada como la relación entre el agua realmente disponible y el agua disponible a capacidad de campo sobre todo el perfil explorado por las raíces. Su valor máximo es 1.

3.4 El drenaje o percolación

Las partículas del suelo están rodeadas de poros de diferentes tamaños, donde se deposita el agua y el aire. Cuando se aplica suficiente agua a un suelo, sea por medio natural o artificial, todos los poros se llenan de agua. En ese momento existen en el suelo diferentes tipos de agua: agua gravitacional o libre, agua disponible o capilar y agua higroscópica o no disponible.

El agua gravitacional es aquella que drena libremente del suelo debido a la fuerza de la gravedad. Ocupa un límite por encima de la capacidad de campo, por lo que en presencia de suelos bien drenados, esta agua drena sin causar daño directo a las plantas. El límite superior corresponde al estado de saturación, en el cual el agua ocupa toda la porosidad.

Esta agua es la principal causante de las pérdidas de nutrimentos y otras sustancias por lixiviación. Además, tiene una influencia directa sobre la presencia y profundidad de la capa freática del suelo.

Uno de los métodos más comunes para estimar el drenaje es considerando la reserva útil del suelo. En efecto cuando el agua que entra (lluvia, riego) sumada a la reserva de agua existente en el suelo es mayor que la reserva útil del suelo (ver acápite 3.2.3), el exceso se pierde por percolación, fuera del alcance de las raíces. En el caso que exista escurrimiento habrá que estimar primero ese término y restárselo al agua que entra y luego efectuar los cálculos mencionados.

3.5 El escurrimiento

Este término del balance hídrico es bastante difícil de estimar. De hecho, el escurrimiento depende principalmente de: la intensidad de las lluvias, del tipo de suelo y su estado superficial, de la cobertura del suelo y de la pendiente. En suelos de topografía plana, a nivel de una parcela forestal o de cultivos, generalmente es un término despreciable. Algunos modelos estiman la escorrentía haciendo algunos supuestos de umbrales de precipitación a partir de los cuales se inicia el escurrimiento y que proporción de esa agua escurre, de acuerdo al tipo de suelo (textura, infiltración), pendiente y cobertura. La medición directa de la escorrentía es una alternativa que se ha utilizado frecuentemente, aunque es costosa.

4. Ejemplos de balances hídricos

4.1 Balance hídrico general.

Se presenta a continuación un ejemplo de balance hídrico general (cuadro 5). Este tipo de balance se utiliza principalmente para fines de planificación de los recursos hídricos en una zona o región, por ejemplo para dimensionar las posibilidades de irrigación en una área, etc.

La lluvia se ha considerado a un nivel de probabilidad de 75%. Se ha asumido una capacidad de almacenamiento de agua en el suelo de 100 mm ha 1 metro de profundidad. A propósito se ha iniciado el balance en el mes de junio debido a que es un mes con exceso fuerte de la lluvia sobre la evapotranspiración, lo que garantiza que el suelo va tener satisfecha su capacidad de almacenamiento.

Cuadro 5. Balance hídrico general para Turrialba, Costa Rica (todos los datos en milímetros).

	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May
Lluvia	233	195	185	190	188	166	168	100	48	32	56	160
ETP	96	89	98	106	103	83	82	89	94	122	119	120
Reserva	100	100	100	100	100	100	100	100	54	0	0	40
Pérdidas*	137	106	87	84	85	83	86	11	0	0	0	0

* incluye las pérdidas por escurrimiento y por drenaje.

4.2 Balance hídrico de un cultivo

En el balance hídrico de un cultivo se requiere considerar todos los componentes de la ecuación de balance hídrico. Así mismo se trabaja sobre períodos más cortos, por ejemplo a nivel diario, por pentadas (períodos de 5 días), por semana, o por década (período de 10 días). Como se indicó antes el seguimiento del balance hídrico es de gran utilidad en la agricultura tanto bajo riego como en condiciones de agua no limitantes. Así la determinación de la escorrentía es necesaria para estimar las pérdidas de agua suelo por erosión; el cálculo del drenaje es indispensable para estimar las pérdidas de nutrientes u otras sustancias por lixiviación; el dato de evapotranspiración real se usa para determinar las necesidades de riego del cultivo, etc.

A manera de ejemplo se presenta un balance hídrico para un cultivo de tomate durante 10 días (cuadro 6). Se asume que el suelo estaba a capacidad de campo, que la capacidad de almacenamiento del suelo a la profundidad de raíces (70 cm) es de 80 mm y que se midió la escorrentía superficial.

Bibliografía

AMERICAN SOCIETY OF AGRONOMY. 1967. Irrigations of agricultural lands. Wisconsin, USA., ASA. 1180 p.

BLACK, C.A. 1975. Relaciones suelo-planta. México, Tomo 1. Centro Regional de Ayuda Técnica. 444 p.

BRADY, N. 1974. The nature and properties of soil. 8a ed. New York, Marmillan Publishing. 339 p.

DEPARTAMENTO DE AGRICULTURA DE LOS ESTADOS UNIDOS. 1978. Relación entre suelo-planta-agua. Trad. por E. Avila. México, Diana. 99 p.

DOHAHUE, R.L. et al. 1977. Soil: an introduction to soil and plant growth. 4a ed. New Jersey, Prentice-Hall. 626 p.

DONEEN, L.O. y WESTCOT, D.W. 1984. Irrigation practice and water management. Roma, FAO. Irrigation and Drainage paper. 63 p.

EAGLEMAN J. 1971. An experimentally derived model for actual evapotranspiration. Agricultural Meteorology 8: 385-394.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATION. 1979. Soil survey investigations for irrigation. Rome, FAO. Soils bulletin no 42. 188 p.

FOREST, F. 1984. Simulation du bilan hydrique des cultures pluviales. La Rivière, France, IRAT\CIRAD. 61 p.

GAVANDE, S.A. 1976. Física de suelos: principios y aplicaciones. México, Limusa. 352 p.

GONZALEZ, M.A. 1976. Curso de edafología. Manual de laboratorio. San José, C. R. UCR. 85 p.

GORNAT, B. y GELDBERG, S.D. 1975. El uso de tensiómetros para medir la tensión del agua y determinar el régimen de riegos. México, Centro Regional de Ayuda Técnica. 11 p.

HADAS, A. et al. 1973. Physical aspects of soil water and salt in ecosystems. New York, Heidelberg. 460 p.

HENAO, J. 1976. Soil variables for regressing Iowa corn yields on soil, management, and climatic variables. Tesis Ph.D., Iowa State University. 315 p.

HILLEL, D. 1972. Optimizing the soil physical environment toward greater crop yields. New York, Academic Press. 411 p.

- HILLEL, E. 1980. Fundamentals of soil physics. Florida, Academic Press. 411 p.
- HILLEL, E. 1980. Applications of soil physics. New York, Academic Press. 380 p.
- HILLEL, E. 1982. Introduction to soil physics. New York, Academic Press. 364 p.
- JIMENEZ, F. 1986. Balance hídrico con énfasis en percolación de dos sistemas agroforestales: café-poró y café-laurel en Turrialba, Costa Rica. Tesis Magister Scientiae UCR-CATIE. 104 p.
- JIMENEZ, F. y HERNANDEZ, R. 1990. Estudio de la evapotranspiración potencial en Honduras. Turrialba, Costa Rica, CATIE-SRN. 58 p.
- LEENHARDT, D. 1991. Spatialisation du bilan hydrique. These de doctorat, Ecole Nationale Superieure Agronomique de Montpellier. 129 p.
- MARAUX, F. Y RAPIDEL, B. 1990. La simulación del balance hídrico. Aplicación para la determinación de fechas de siembra. Turrialba, Costa Rica, CATIE. 31 p.
- b.
- RITCHIE, J.T. 1981. Water dynamics in the soil-plant-atmosphere system. Plant and Soil 58: 81-86.
- RITCHIE, J.T. 1981 Soil water availability. Plant and Soil 58: 327-338.
- RUELLE, P. et al. 1983. Bilan hydrique sous cultures par mesures tensiometriques, neutroniques et gravimetriques. Tunisie, Ministère de l'Agriculture. 76 p.
- MARLET, S. 1988. Les methodes d'evaluation du bilan hydrique des sols cultivés. Montpellier, France, IRAT. 106 p.
- TAYLOR, S.A. 1972. Physical edaphology. San Francisco, Fredman. 533 p.
- TSCHAPEK, M.W. 1966. El agua en el suelo. Madrid, CSIC. 517 p.

CUADRO A1

Ra

Radiación solar sobre una superficie horizontal al límite de la atmósfera expresada como mm de agua evaporable para una constante solar = 2 cal./cm². min.

<u>Lat.</u>	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>J</u>	<u>J</u>	<u>A</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>
20°N	11.2	12.7	14.4	15.6	16.3	16.4	16.3	15.8	14.8	13.3	11.6	10.7
19°N	11.4	12.9	14.5	15.6	16.2	16.2	16.2	15.8	14.9	13.4	11.8	10.9
18°N	11.6	13.0	14.6	15.6	16.1	16.1	16.1	15.8	14.9	13.6	12.0	11.1
17°N	11.8	13.2	14.6	15.6	16.0	16.0	16.0	15.7	15.0	13.7	12.2	11.3
16°N	12.0	13.3	14.7	15.6	16.0	15.9	15.9	15.7	15.0	13.8	12.4	11.6
15°N	12.2	13.5	14.8	15.6	15.9	15.8	15.8	15.7	15.1	14.0	12.6	11.8
14°N	12.4	13.6	14.9	15.6	15.8	15.7	15.7	15.6	15.1	14.1	12.8	12.0
13°N	12.6	13.8	15.0	15.6	15.7	15.6	15.6	15.6	15.2	14.2	13.0	12.2
12°N	12.8	13.9	15.1	15.7	15.7	15.5	15.5	15.6	15.2	14.4	13.2	12.5
11°N	13.0	14.1	15.2	15.7	15.6	15.4	15.4	15.5	15.3	14.5	13.4	12.7
10°N	13.2	14.2	15.3	15.7	15.5	15.3	15.3	15.5	15.3	14.7	13.6	12.9
9°N	13.4	14.4	15.3	15.6	15.4	15.1	15.2	15.4	15.3	14.7	13.7	13.1
8°N	13.6	14.5	15.3	15.6	15.3	15.0	15.1	15.4	15.3	14.8	13.9	13.3
7°N	13.8	14.6	15.4	15.5	15.2	14.8	15.0	15.3	15.3	14.9	14.0	13.5
6°N	13.9	14.8	15.4	15.5	15.1	14.7	14.8	15.2	15.3	15.0	14.2	13.7
5°N	14.1	14.9	15.5	15.5	15.0	14.6	14.7	15.1	15.3	15.0	14.3	13.9
4°N	14.3	15.0	15.5	15.5	14.8	14.4	14.6	15.1	15.3	15.1	14.5	14.0
3°N	14.5	15.1	15.5	15.4	14.7	14.3	14.5	15.0	15.3	15.2	14.6	14.2
2°N	14.6	15.3	15.6	15.3	14.6	14.2	14.3	14.9	15.3	15.3	14.8	14.4
1°N	14.8	15.4	15.6	15.3	14.5	14.0	14.2	14.8	15.3	15.3	14.9	14.6
0°Eq.	15.0	15.5	15.7	15.3	14.4	13.9	14.1	14.7	15.3	15.4	15.1	14.8
1°S	15.1	15.6	15.7	15.1	14.2	13.7	13.9	14.7	15.3	15.5	15.2	15.0
2°S	15.3	15.7	15.6	15.0	14.1	13.5	13.7	14.5	15.2	15.5	15.3	15.1
3°S	15.4	15.7	15.6	14.9	13.9	13.3	13.6	14.4	15.2	15.5	15.4	15.3
4°S	15.5	15.8	15.6	14.8	13.8	13.1	13.4	14.2	15.1	15.6	15.5	15.4
5°S	15.7	15.9	15.6	14.7	13.6	13.0	13.2	14.1	15.1	15.6	15.6	15.5
6°S	15.8	16.0	15.6	14.6	13.4	12.8	13.0	14.0	15.0	15.7	15.7	15.7
7°S	15.9	16.0	15.6	14.5	13.3	12.6	12.9	13.9	15.0	15.7	15.9	15.8
8°S	16.1	16.1	15.5	14.4	13.1	12.4	12.7	13.7	14.9	15.8	16.0	16.0
9°S	16.2	16.2	15.5	14.3	13.0	12.2	12.5	13.6	14.9	15.8	16.1	16.1
10°S	16.4	16.3	15.5	14.2	12.8	12.0	12.4	13.5	14.8	15.8	16.2	16.3

Cuadro A2

Presión de vapor saturante (e_g) en milibares como una función de la temperatura (°C)

T.	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	6.11	6.15	6.20	6.24	6.29	6.33	6.38	6.43	6.47	6.52
1	6.57	6.61	6.66	6.71	6.76	6.81	6.86	6.90	6.95	7.00
2	7.05	7.11	7.16	7.21	7.26	7.31	7.36	7.42	7.47	7.52
3	7.58	7.63	7.68	7.74	7.79	7.85	7.90	7.96	8.02	8.07
4	8.13	8.19	8.24	8.30	8.36	8.42	8.48	8.54	8.60	8.66
5	8.72	8.78	8.84	8.90	8.97	9.03	9.09	9.15	9.22	9.28
6	9.35	9.41	9.48	9.54	9.61	9.67	9.74	9.81	9.88	9.94
7	10.01	10.08	10.15	10.22	10.29	10.36	10.43	10.51	10.58	10.65
8	10.72	10.80	10.87	10.94	11.02	11.09	11.17	11.24	11.32	11.40
9	11.47	11.55	11.63	11.71	11.79	11.87	11.95	12.03	12.11	12.19
10	12.27	12.36	12.44	12.52	12.61	12.69	12.78	12.86	12.95	13.03
11	13.12	13.21	13.30	13.38	13.47	13.56	13.65	13.74	13.83	13.93
12	14.02	14.11	14.20	14.30	14.39	14.49	14.58	14.68	14.77	14.87
13	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.77	15.87
14	15.98	16.08	16.19	16.29	16.40	16.50	16.61	16.72	16.83	16.94
15	17.04	17.15	17.26	17.38	17.49	17.60	17.71	17.83	17.94	18.06
16	18.17	18.29	18.41	18.53	18.64	18.76	18.88	19.00	19.12	19.25
17	19.37	19.49	19.61	19.74	19.86	19.99	20.12	20.24	20.37	20.50
18	20.63	20.76	20.89	21.02	21.16	21.29	21.42	21.56	21.69	21.83
19	21.96	22.10	22.24	22.38	22.52	22.66	22.80	22.94	23.09	23.23
20	23.37	23.52	23.66	23.81	23.96	24.11	24.26	24.41	24.56	24.71
21	24.86	25.01	25.17	25.32	25.48	25.64	25.79	25.95	26.11	26.27
22	26.43	26.59	26.75	26.92	27.08	27.25	27.41	27.58	27.75	27.92
23	28.09	28.26	28.42	28.60	28.77	28.95	29.12	29.30	29.48	29.65
24	29.83	30.01	30.19	30.37	30.56	30.74	30.92	31.11	31.30	31.48
25	31.67	31.86	32.05	32.24	32.43	32.63	32.82	33.02	33.21	33.41
26	33.61	33.81	34.01	34.21	34.41	34.62	34.82	35.03	35.23	35.44
27	35.65	35.86	36.07	36.28	36.50	36.71	36.92	37.14	37.36	37.58
28	37.80	38.02	38.24	38.46	38.69	38.91	39.14	39.37	39.59	39.82
29	40.06	40.29	40.52	40.76	40.99	41.23	41.47	41.71	41.95	42.19
30	42.43	42.67	42.92	43.17	43.41	43.66	43.91	44.17	44.42	44.67
31	44.93	45.18	45.44	45.70	45.96	46.22	46.49	46.75	47.02	47.28
32	47.55	47.82	48.09	48.36	48.64	48.91	49.19	49.47	49.75	50.03
33	50.31	50.59	50.87	51.16	51.45	51.74	52.03	52.32	52.61	52.90
34	53.20	53.50	53.80	54.10	54.40	54.70	55.00	55.31	55.62	55.93
35	56.24	56.55	56.86	57.18	57.49	57.81	58.13	58.45	58.77	59.10
36	59.42	59.75	60.08	60.41	60.74	61.07	61.41	61.74	62.08	62.42
37	62.76	63.11	63.45	63.80	64.14	64.49	64.84	65.20	65.55	65.91
38	66.26	66.62	66.99	67.35	67.71	68.08	68.45	68.82	69.19	69.56
39	69.93	70.31	70.69	71.07	71.45	71.83	72.22	72.61	72.99	73.39

CUADRO A3

N

Promedio mensual diario de la duración del brillo solar astronómicamente posible, en horas y décimas.

Lat. Norte	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>J</u>	<u>J</u>	<u>A</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>
20°	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9
19°	11.1	11.5	12.0	12.6	13.0	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	11.0
18°	11.2	11.5	12.0	12.6	13.0	13.2	13.1	12.7	12.3	11.7	11.3	11.1
17°	11.2	11.5	12.0	12.5	12.9	13.1	13.0	12.7	12.2	11.7	11.3	11.1
16°	11.3	11.6	12.0	12.5	12.9	13.1	13.0	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2
15°	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2
14°	11.4	11.6	12.0	12.4	12.8	12.9	12.8	12.6	12.2	11.8	11.5	11.3
13°	11.4	11.7	12.0	12.4	12.7	12.9	12.8	12.5	12.2	11.8	11.5	11.4
12°	11.5	11.7	12.0	12.4	12.7	12.8	12.7	12.5	12.1	11.8	11.6	11.4
11°	11.5	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.5	12.1	11.8	11.6	11.5
10°	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.8	11.6	11.5
9°	11.6	11.8	12.0	12.3	12.5	12.6	12.5	12.4	12.1	11.8	11.7	11.6
8°	11.7	11.8	12.0	12.3	12.5	12.5	12.4	12.4	12.1	11.9	11.7	11.6
7°	11.7	11.9	12.0	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.1	11.9	11.8	11.7
6°	11.8	11.9	12.0	12.2	12.4	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.8	11.7
5°	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
4°	11.9	11.9	12.0	12.2	12.3	12.3	12.3	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8
3°	11.9	12.0	12.0	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	12.1	12.1	12.0	11.9
2°	11.9	12.0	12.1	12.1	12.2	12.2	12.2	12.2	12.1	12.1	12.0	11.9
1°	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.0
0°	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
Lat. Sur	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J