

Evapotranspiración

Concepto de Evapotranspiración. Utilidad. Unidades

Evapotranspiración (en adelante, **ET**) es la consideración conjunta de dos procesos diferentes: la evaporación y la transpiración

La **evaporación** es el fenómeno físico en el que el agua pasa de líquido a vapor (habría que añadir la sublimación –sólido a vapor– desde la nieve y el hielo).

Se produce evaporación desde:

- a) La superficie del suelo y la vegetación inmediatamente después de la precipitación.
- b) Desde las superficies de agua (ríos, lagos, embalses).
- c) Desde el suelo, agua infiltrada que se evapora desde la parte más superficial del suelo. Puede tratarse de agua recién infiltrada o, en áreas de descarga, de agua que se acerca de nuevo a la superficie después de un largo recorrido en el subsuelo.

La **transpiración** es el fenómeno biológico por el que las plantas pierden agua a la atmósfera. Toman agua del suelo a través de sus raíces, toman una pequeña parte para su crecimiento y el resto lo transpiran.

Como son difíciles de medir por separado, y además en la mayor parte de los casos lo que interesa es la cantidad total de agua que se pierde a la atmósfera sea del modo que sea, se consideran conjuntamente bajo el concepto mixto de ET.

Para el hidrólogo el interés de la ET se centra en la cuantificación de los recursos hídricos de una zona: Lo que llueve menos lo que se evapotranspira será el volumen de agua disponible. La ET se estudia principalmente en el campo de las ciencias agronómicas, donde la ET se considera pensando en las necesidades hídricas de los cultivos para su correcto desarrollo. Fórmulas y métodos que utilizamos en Hidrología provienen de ese campo de investigación.

Términos afines a la ET son:

Déficit de escorrentía: Al realizar el balance hídrico de una cuenca, es frecuente disponer de datos de precipitaciones y de escorrentía (aforos). La diferencia *P-Escorrentía Total* se denomina “déficit de escorrentía” queriendo decir simplemente “la precipitación que no ha generado escorrentía”. Si se trata de una cuenca hidrogeológicamente cerrada, y el balance lo estamos realizando para una serie de años (preferiblemente más de 20), sabemos que el déficit de escorrentía sólo puede ser debido a la ET; por tanto, en estas condiciones serían conceptos equivalentes.

Uso consuntivo: Engloba lo evapotranspirado y el agua que la planta se queda para su crecimiento, que es proporcionalmente muy poca. Por tanto, cuantitativamente es un concepto equivalente a ET.¹

La **unidad** de medida es el mm. Si decimos que en un día de verano la ET puede ser de 3 ó 4 mm., es fácil de intuirlo al hablar de la evaporación desde un lago, pero en un terreno con vegetación, hemos de pensar que el agua que se ha evapotranspirado equivaldría a una lámina de agua de 3 ó 4 mm. A veces también se utiliza el m³/Ha. Es fácil comprobar que 1 mm = 10 m³/Ha.

¹ Más genéricamente, este término (en inglés, *consumption, consumptive use*) se refiere a cualquier agua utilizada que no se devuelve; por ejemplo en una industria, gran parte del agua (limpieza, refrigeración,...) vuelve al ciclo; la que no vuelve constituye el uso consuntivo de esa industria. En un cultivo, la única agua recuperada son los excedentes de riego, mientras que lo realmente perdido es la ET y la tomada por la planta.

Evapotranspiración Real y Potencial. ET de referencia

Thornthwaite² (1948) denominó **Evapotranspiración Potencial (ETP)** a la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas.

Por el contrario, la **Evapotranspiración Real (ETR)** es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso.

Es evidente que $ETR \leq ETP$. En un lugar desértico la ETP puede ser de 6 mm/día y la ETR de 0, puesto que no hay agua para evapotranspirar. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima y que exista un buen desarrollo vegetal. Esto sucede en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un periodo de suficientes precipitaciones.

Como el concepto de **ETP** es difuso, pues cada tipo de planta evapotranspira una cantidad de agua diferente, se han establecido los siguientes conceptos (Doreenbos y Pruitt, 1977; Allen et al., 1998):

- **Evapotranspiración del cultivo de referencia** (*Reference crop evapotranspiration*), o abreviadamente **evapotranspiración de referencia** (*Reference evapotranspiration*) (ET_o): Evapotranspiración que se produciría en un campo de gramíneas³ de 12 cm de altura, sin falta de agua y con determinadas características aerodinámicas y de albedo.
- **Evapotranspiración de un cultivo en condiciones estándar** (*Crop evapotranspiration under standard conditions*) (ET_c): Es la evapotranspiración que se produciría en un cultivo especificado, sano, bien abonado y en condiciones óptimas de humedad del suelo. Es igual a la anterior (ET_o) multiplicada por un coeficiente (K_c) correspondiente al tipo de cultivo : $ET_c = ET_o \cdot K_c$

Todas estas disquisiciones son fundamentales en la ingeniería de cultivos. En Hidrología, al considerar la ET dentro del balance general de una cuenca, los conceptos de **Evapotranspiración de referencia** y de **Evapotranspiración potencial** son intercambiables: utilizaremos fórmulas que fueron diseñadas para calcular **ETP** o ET_o indistintamente.

La diferencia ETP-ETR se denomina **déficit**. En agricultura, es deseable que esa diferencia sea nula, o lo que es lo mismo, que las plantas siempre dispongan del agua suficiente para evapotranspirar lo que necesiten en cada momento. Se denomina **demanda de agua para riego** a dicha diferencia por un coeficiente de eficiencia de la aplicación (aspersión, goteo, etc.)

² Thornthwaite, C. W. (1948).- An approach towards a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, **38**: 55-89
En algunos textos se cita que el concepto se debe a Penman:

Penman, H. L. (1948).- Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A*, **193**: 120-45.

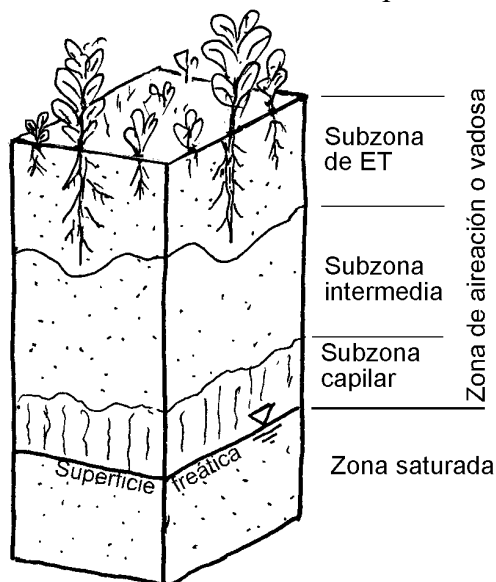
³ En inglés se habla de **grass**; este término se puede traducir por **hierba**, pero también se refiere a la familia de las **Gramíneas** en general. Esta familia consta de casi 700 géneros y unas 12.000 especies. Se calcula que las Gramíneas suponen un 20% de la superficie vegetal del mundo. Los pastos y los cereales son gramíneas.

Otros autores han tomado como cultivo de referencia la **alfalfa**.

Para comprender los procesos asociados a la Evapotranspiración debemos conocer algunos conceptos sencillos referentes al almacenamiento del agua en el suelo.

Zonas de humedad en un suelo

Lo que se encuentra por encima de la superficie freática se denomina zona de aireación o zona vadosa. La humedad en ella puede estar distribuida de un modo irregular, pero esquemáticamente podemos distinguir tres subzonas:



■ **Subzona de Evapotranspiración.** Es la afectada por este fenómeno. Puede tener desde unos pocos cm., si no existe vegetación, hasta varios metros.

■ **Subzona capilar,** sobre la superficie freática. El agua ha ascendido por capilaridad, su espesor es muy variable, dependiendo de la granulometría de los materiales.

■ **Subzona intermedia,** entre las dos anteriores. A veces inexistente, a veces de muchos metros de espesor.

En toda la zona vadosa puede haber agua gravífica que aún no ha descendido o contener agua por capilaridad. En la subzona capilar, la humedad forma una banda continua, mientras que en el resto estará irregularmente repartida.

Contenido de humedad en el suelo

Grado de Humedad: Peso de agua en una muestra respecto al peso de muestra seca, expresado en porcentaje. Por ej.: Peso de una muestra de suelo = 220 g. Peso después de secar la muestra en la estufa = 185 g. Grado de humedad = $(220-185)/185 \times 100 = 19 \%$

Capacidad de Campo: Máximo grado de humedad de un suelo que ha perdido su agua gravífica.

En la práctica se considera que es el grado de humedad de un suelo después de dos o tres días de drenaje (por gravedad), aunque en algunos casos dicho drenaje puede continuar incluso varias semanas.

Punto de Marchitez: Grado de humedad cuando las plantas no pueden absorber más agua

Agua utilizable por las plantas: Diferencia entre los dos anteriores

Para el estudio de la evapotranspiración debemos manejar el contenido de humedad en su equivalente en mm., no en %. Veamos su obtención con un ejemplo.

Ejemplo.- Un suelo con una profundidad radicular media de 60 cm. y una densidad aparente de 1,3 tiene una capacidad de campo de 25 % y un punto de marchitez de 11,0 %. Calcular el agua utilizable por las plantas en mm.

Solución:

Volumen de 1 m² de ese suelo = 1 m² x 0,6 m = 0,6 m³ = 600 dm³

Masa de 1 m² = volumen x densidad = 600 dm³ x 1,3 = 780 kg

Agua utilizable por las plantas = 25% - 11% = 14%

Agua utilizable en 1 m² = 780 kg. x 0,14 = 109,2 kg = 109,2 litros

109,2 litros/m² = 109,2 mm.

Factores que influyen en la evapotranspiración

La evaporación depende del **poder evaporante de la atmósfera**, que a su vez depende de los siguientes factores:

- Radiación solar
- Temperatura (en relación estrecha con la anterior, pero más sencilla de medir)
- Humedad: menos humedad => más evaporación
- Presión atmosférica (y la altitud en relación con ella): A menor presión (y/o mayor altitud) => más evaporación
- Viento : más viento => más evaporación

En la evaporación desde **lámina de agua libre** influye:

- El poder evaporante de la atmósfera
- La salinidad del agua (inversamente)
- La temperatura del agua

La **evaporación desde un suelo desnudo** depende de:

- El poder evaporante de la atmósfera
- El tipo de suelo (textura, estructura, etc.)
- El grado de humedad del suelo

Finalmente la **transpiración** está en función de:

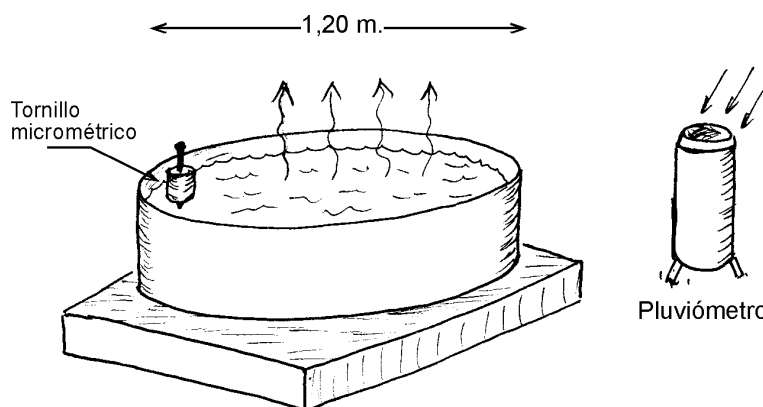
- El poder evaporante de la atmósfera
- El grado de humedad del suelo
- El tipo de planta
- Variaciones estacionales: en un cultivo, del desarrollo de las plantas, en zonas de bosque de hoja caduca, la caída de la hoja paraliza la transpiración
- Variaciones interanuales: En áreas de bosque la ET aumenta con el desarrollo de los árboles.

Medida y cálculo de la evapotranspiración

Medida del poder evaporante de la atmósfera

Al realizar medidas podemos asimilar la evaporación que se produce desde una lámina de agua libre al poder evaporante de la atmósfera. Así, el equipo básico de medida es **el tanque de evaporación**, recipiente de tamaño estandarizado (Tanque de "clase A" = 1,20 m. diámetro, 25 cm profundidad), con un tornillo micrométrico para medir el nivel del agua con precisión.

Lógicamente, al lado siempre debe existir un pluviómetro (por ejemplo, si en el tanque ha bajado el nivel 2 mm. y en el mismo periodo han llovido 3 mm., la evaporación ha sido de 5 mm.).



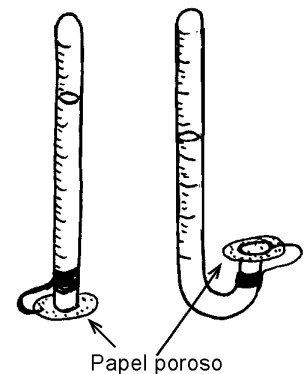
A partir de la medida de evaporación del tanque, se evalúa el valor equivalente de ETP ó ET_0 multiplicando por un *coeficiente del tanque*. Este coeficiente es variable, pero generalmente oscila entre 0,6 y 0,85 (Allen et al. 2006, pág. 81)

También se establece un *coeficiente del tanque* para comparar las lecturas del tanque con la evaporación en grandes masas de agua, por ejemplo: lagos o embalses. En este caso para el coeficiente corrector suele adoptarse 0,70; es decir, la evaporación de un lago será igual a la del tanque multiplicada por 0,70.

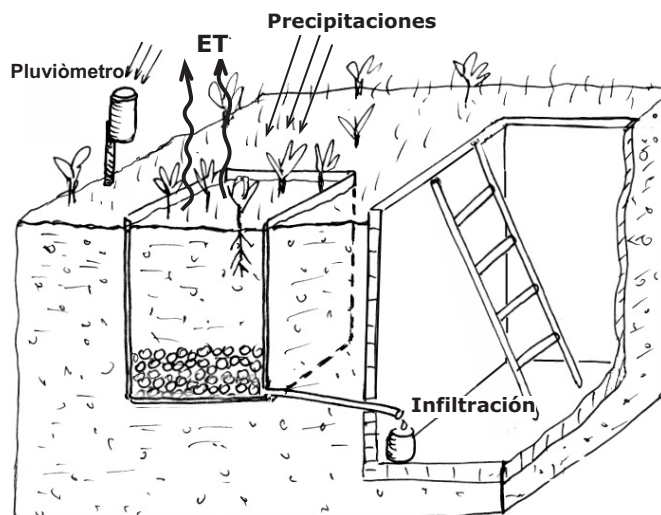
Estos aparatos a veces se instalan flotantes sobre balsas en embalses, donde el estudio de la evaporación tiene un gran interés, o semienterrados, de modo que la superficie del agua quede próxima a la altura del suelo.

Aunque el tanque es un equipo sencillo, se utilizan con más frecuencia **los evaporímetros de papel poroso** o Piche. Dan un error por exceso. Aproximadamente, la equivalencia sería la siguiente:

$$\text{Evaporación tanque} = \text{Evaporación Piche} \times 0,8.$$



Medida de la Evapotranspiración



La evapotranspiración se mide mediante **lisímetros**. Consiste en un recipiente enterrado y cerrado lateralmente, de modo que el agua drenada por gravedad (la que se hubiera infiltrado hasta el acuífero) es recogida por un drenaje. En su construcción hay que ser muy cuidadoso de restituir el suelo que se excavó en unas condiciones lo más similares posible a las que se encontraba. Próximo a él debe existir un pluviómetro.

Se despeja ETR de la siguiente ecuación que expresa el balance hídrico en el lisímetro:

$$\text{Precipitaciones} = \text{ETR} + \text{Infiltración} \pm \Delta \text{ almacenamiento}$$

Normalmente dispone de bordes que impiden la escorrentía superficial, pero a veces también se recoge y se incluye en el balance.

La única medida compleja es el Δ almacenamiento. Normalmente se mide la humedad del suelo y a partir de ahí se calcula para convertir esa humedad en una lámina de agua equivalente expresada en mm.

Si queremos medir la ETP, es más simple. Mediante riego, debemos mantener el suelo en condiciones óptimas de humedad, y el cálculo ahora sería despejando ETP en esta expresión:

$$\text{Precipitaciones} + \text{Riego} = \text{ETP} + \text{Infiltración}$$

En este caso, ya no hay Δ almacenamiento, puesto que dicho almacenamiento está siempre completo.

Un lisímetro es difícilmente representativo de toda la región. En ocasiones se establece el balance hídrico en una **parcela experimental**, en la que se miden precipitaciones, escorrentía

superficial, variaciones de la humedad en el suelo, etc. para despejar finalmente la ET. Sería un procedimiento más exacto, pero más costoso y complicado.

Cálculo de la Evapotranspiración

Numerosas fórmulas nos permiten evaluar la ETP con una aproximación suficiente para muchos estudios hidrológicos. Normalmente con estas fórmulas se calcula la ETP mes a mes para datos medios de una serie de años. Después, con la ETP mensual y las Precipitaciones mensuales, se realiza un balance mes a mes del agua en el suelo con lo que se obtiene la ETR, el déficit (=ETP-ETR) y los excedentes (agua que no puede ser retenida en el suelo y escapa a la escorrentía superficial o subterránea) para cada mes del año.

Algunas de estas fórmulas son:

	Medidas necesarias	Otros datos
Thornthwaite	Temperatura	De la latitud por una tabla se obtiene el n° teórico de horas de sol
Jensen-Heise	Temperaturas (medias y máx. y mín. del mes más cálido), altitud, radiación solar	Tablas de n° teórico de horas de sol La radiación solar se puede estimar
Hargreaves	Temperatura Radiación solar	La radiación solar se puede estimar con temp. máximas y mínimas diarias
Blaney-Criddle	Temperatura	Tablas de n° teórico de horas de sol Coeficiente que depende del cultivo
Turc	Temperatura Horas reales de sol	De las horas de sol se obtiene la radiación global incidente (cal/cm ² .día) con una fórmula
Penman	Temperatura, Horas reales de sol, Veloc. viento, Humedad relativa	Por tablas se obtienen otros parámetros necesarios

Para una **estimación de la ETR anual** cuando solamente se dispone de datos de P y temperatura, se utilizan las fórmulas de Turc (distinta de la citada más arriba y la de Coutagne), obtenidas correlacionando datos de numerosas cuencas de todo el mundo.

Las fórmulas de **Hargreaves** y **Thornthwaite** se explican en los Apéndices 1 y 2. En el Apéndice 3 veremos unas expresiones más sencillas que pretenden evaluar la ETR anual media.

En la sección "Prácticas", documentos **P019** y **P024**, se trata del cálculo mediante las fórmulas de **Hargreaves** y de **Jensen-Heise**, .

APÉNDICE 1. Cálculo de la ETP diaria: Fórmula de Hargreaves

$$ET_0 = 0,0023 (t_{med} + 17,78) R_0 * (t_{dmáx} - t_{dmin})^{0,5}$$

donde: ET_0 = evapotranspiración potencial, mm/día

t_{med} = temperatura media diaria, °C

R_0 = Radiación solar extraterrestre, en mm/día (tabulada, documento P019)

$t_{dmáx}$ = temperatura diaria máxima

t_{dmin} = temperatura diaria mínima

Para una descripción más detallada de la fórmula, ver en "Prácticas superficial" el documento P019

Esta fórmula fue desarrollada para calcular la **Evapotranspiración de Referencia (ET_o)**, que, en sentido amplio, asimilamos aquí a **ETP** (ver página 3 de este documento)

APÉNDICE 2

Cálculo de la ETP mediante la fórmula de Thornthwaite

1º) Se calcula un “índice de calor mensual” (*i*) a partir de la temperatura media mensual (*t*):

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

2º) Se calcula el “índice de calor anual (*I*)” sumando los 12 valores de *i*:

$$I = \sum i$$

3º) Se calcula la ETP mensual “sin corregir” mediante la fórmula:

$$ETP_{sin\ corr.} = 16 \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a$$

Donde:

ETP_{sin corr.} = ETP mensual en mm/mes para meses de 30 días y 12 horas de sol (teóricas)

t = temperatura media mensual, °C

I = índice de calor anual, obtenido en el punto 2º

$a = 675 \cdot 10^{-9} I^3 - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 1792 \cdot 10^{-5} I + 0,49239$

4º) Corrección para el nº de días del mes y el nº de horas de sol:

$$ETP = ETP_{sin\ corr.} \cdot \frac{N}{12} \cdot \frac{d}{30}$$

Donde: *ETP* = Evapotranspiración potencial corregida

N = número máximo de horas de sol, dependiendo del mes y de la latitud (Tabla Ap. 4)

d = número de días del mes

APÉNDICE 3

Cálculo de la ETR anual: Fórmulas de Coutagne y Turc

Son estimaciones del *déficit de escorrentía*, es decir, la parte de la precipitación que no produce escorrentía; si se trata de una cuenca cerrada y consideramos su balance hídrico a escala anual, el agua precipitada que no ha generado escorrentía debe haberse perdido por evapotranspiración. Estas fórmulas fueron establecidas empíricamente comparando las precipitaciones y la escorrentía total de numerosas cuencas.

Fórmula de COUTAGNE:

$$ETR = P - \chi P^2$$

Donde:

ETR = evapotranspiración real en metros/año

P = Precipitación en metros/año (Atención: las unidades son **metros/año**)

$$\chi = \frac{1}{0,8 + 0,14 t}$$

t = temperatura media anual en °C

La fórmula solo es válida para valores de P (en metros/año) comprendidos entre $1/8\chi$ y $1/2\chi$

Fórmula de TURC:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Donde:

ETR = evapotranspiración real en mm/año

P = Precipitación en mm/año

L = $300 + 25 t + 0,05 t^3$

t = temperatura media anual en °C

Aunque Turc no estableció límites de aplicabilidad para su fórmula, podemos observar que para valores de precipitación bajos la fórmula calcula un valor de ETR > P, lo que es obviamente imposible. Esto sucede aproximadamente cuando $P < (20 \cdot \text{temperatura})$. Por ejemplo para $t = 20^\circ\text{C}$ y $P = 300$ mm la fórmula calcula que ETR = 306 mm. El rango de bajas precipitaciones en que esta fórmula se muestra no aplicable es similar al establecido por Coutagne.

APÉNDICE 4

Número máximo de horas de sol (Allen et al., 1998)

Latitud N (*)	Ene.	Feb.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
50	8,3	9,8	11,6	13,5	15,2	16,1	15,7	14,3	12,3	10,4	8,7	7,9
48	8,6	10	11,6	13,4	15	15,8	15,5	14,1	12,3	10,6	9	8,2
46	8,8	10,1	11,6	13,3	14,8	15,5	15,2	14	12,3	10,7	9,2	8,5
44	9,1	10,3	11,6	13,2	14,6	15,3	15	13,8	12,3	10,7	9,4	8,7
42	9,3	10,4	11,7	13,2	14,4	15	14,8	13,7	12,3	10,8	9,6	9
40	9,5	10,5	11,7	13,1	14,2	14,8	14,6	13,6	12,2	10,9	9,7	9,2
38	9,6	10,6	11,7	13	14,1	14,6	14,4	13,5	12,2	11	9,9	9,4
36	9,8	10,7	11,7	12,9	13,9	14,4	14,2	13,4	12,2	11,1	10,1	9,6
34	10	10,8	11,8	12,9	13,8	14,3	14,1	13,3	12,2	11,1	10,2	9,7
32	10,1	10,9	11,8	12,8	13,6	14,1	13,9	13,2	12,2	11,2	10,3	9,9
30	10,3	11	11,8	12,7	13,5	13,9	13,8	13,1	12,2	11,3	10,5	10,1
28	10,4	11	11,8	12,7	13,4	13,8	13,6	13	12,2	11,3	10,6	10,2
26	10,5	11,1	11,8	12,6	13,3	13,6	13,5	12,9	12,1	11,4	10,7	10,4
24	10,7	11,2	11,8	12,6	13,2	13,5	13,3	12,8	12,1	11,4	10,8	10,5
22	10,8	11,3	11,9	12,5	13,1	13,3	13,2	12,8	12,1	11,5	10,9	10,7
20	10,9	11,3	11,9	12,5	12,9	13,2	13,1	12,7	12,1	11,5	11	10,8
18	11	11,4	11,9	12,4	12,8	13,1	13	12,6	12,1	11,6	11,1	10,9
16	11,1	11,5	11,9	12,4	12,7	12,9	12,9	12,5	12,1	11,6	11,2	11,1
14	11,3	11,6	11,9	12,3	12,6	12,8	12,8	12,5	12,1	11,7	11,3	11,2
12	11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3
10	11,5	11,7	11,9	12,2	12,5	12,6	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4
8	11,6	11,7	11,9	12,2	12,4	12,5	12,4	12,3	12	11,8	11,6	11,5
6	11,7	11,8	12	12,1	12,3	12,3	12,3	12,2	12	11,9	11,7	11,7
4	11,8	11,9	12	12,1	12,2	12,2	12,2	12,1	12	11,9	11,8	11,8
2	11,9	11,9	12	12	12,1	12,1	12,1	12,1	12	12	11,9	11,9
0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

(*) Para latitud Sur, basta calcular el complementario de 24. Por ejemplo, en Enero, 60°:
Nº máximo de horas de sol= $24 - 6,4 = 17,6$

Bibliografía

Allen, R.G.; L. S. Pereira; D. Raes y Smith, M. (1998).- *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements* - FAO Irrigation and drainage paper **56**
Disponible en Internet en español : <ftp://ftp.fao.org/agl/aglw/docs/idp56s.pdf>

Martín, M. (1983).- Componentes primarios de Ciclo Hidrológico. En: *Hidrología Subterránea*, (E. Custodio & M.R. Llamas, eds.). Omega: 281-350.

Sánchez, M.I. (1992).- Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración.
Cuadernos Técnicos Sociedad Española de Geomorfología, nº 3, 36 pp.

Shuttleworth, W. J. (1992).- Evaporation. En: *Handbook of Hydrology*, (Maidment, D. R., editor). McGraw-Hill: 4.1- 4.53