

HIDROLOGÍA APLICADA

TEMA 3. EVAPORACIÓN Y TRANSPIRACIÓN



Estilita Ruiz Romera
Miren Martínez Santos

TEMA 3. EVAPORACIÓN Y TRANSPIRACIÓN

Cómo ya se ha comentado, una gran parte del agua de precipitación vuelve a la atmósfera en forma de vapor. Esto se produce por la acción combinada de evaporación, transpiración y sublimación.

La evaporación supone un cambio del estado líquido del agua al estado gaseoso. La energía necesaria para realizar la evaporación proviene del sol que tiene una temperatura en su superficie del orden de 6000 K (Kelvin) y que en el límite exterior de la atmósfera terrestre presenta un valor medio de $2 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ mm}^{-1}$. **La sublimación** sería el paso directo del estado sólido (nieve, hielo) del agua al estado vapor, lo cual supone un importante consumo de energía, ya que las moléculas del agua líquida deben aumentar su energía cinética para vencer la tensión superficial del líquido y pasar al estado gaseoso. Así, para evaporar 1 cm^3 de agua necesitamos 597 calorías. **La transpiración**, por su parte, es el proceso mediante el cual las plantas ceden agua a la atmósfera.

Muchas veces el volumen total de la evaporación real no puede ser considerado independiente de la transpiración y ambos conceptos se engloban bajo el nombre de "evapotranspiración" (figura 3.1).

La **evapotranspiración** comprende el fenómeno físico de la evaporación del agua desde la superficie del suelo y vegetación, así como el agua libre presente en la atmósfera (lluvia), ríos, lagos, etc., hacia la atmósfera en forma de vapor. Por su parte, la transpiración es un fenómeno biológico llevado a cabo por las plantas, las cuales eliminan vapor de agua a la atmósfera. La transpiración puede representar hasta el 60% del total de la precipitación.



Figura 3.1. La evapotranspiración está dividida en dos subprocesos: evaporación y transpiración.

La evapotranspiración dependerá, por lo tanto, de factores climáticos, edáficos y de vegetación:

* Dentro de los factores climáticos tendríamos la temperatura, el gradiente de tensión de vapor, el viento y la iluminación.

* Como factores edáficos estarían las características del perfil edáfico, la profundidad del nivel freático y la presión osmótica.

* Los factores de vegetación más importantes son la presión de succión, la morfología de las plantas, la producción de materia seca, el laboreo y el desarrollo fisiológico de la planta.

Los métodos desarrollados para el cálculo de la evapotranspiración incluyen sólo variables de tipo climático debido a que son las que influyen de forma más decisiva, sobre todo, en períodos anuales y, además, son más fácilmente medibles.

Dentro de la evapotranspiración nos encontramos con dos conceptos distintos: **la Evapotranspiración Potencial y la Evapotranspiración Real**.

La Evapotranspiración Potencial (ETP) se define como la cantidad de agua evapotranspirada en unidad de tiempo desde una superficie extensa cubierta por pasto verde de altura uniforme (8-15 cm), cubre completamente el suelo con su sombra y no carece de agua. Así pues, si la lluvia es abundante y existe agua en exceso en todo momento, la ETP y la ETR serán coincidentes, pero si existe sequía o déficit de agua ETR será menor que ETP.

La Evapotranspiración Real (ETR) es la altura de película de agua evapotranspirada en una cuenca vertiente durante un período determinado. Las condiciones establecidas para calcular la ETP no siempre se dan en la realidad, de manera que la evapotranspiración que ocurre en la situación real difiere de los máximos calculados por la ETP. Por tanto, para referirse a la cantidad de agua que efectivamente es utilizada se usa el concepto de ETR. La ETR es más difícil de calcular, ya que además de las condiciones atmosféricas que se incluyen en ETP, interviene la magnitud de las reservas de humedad del suelo y los requerimientos de los cultivos.

3.1. Métodos para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración

Para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración se utilizan métodos experimentales y métodos matemáticos.

Los métodos experimentales necesitan del diseño de estaciones especiales, tienen carácter local y exigen altos costes y muchos años de experimentación. De todos los posibles métodos basados bien en medidas de humedad del suelo, utilización de evaporímetros, atmómetros, lisímetros, etc., es este último el más usado y el que proporciona resultados más completos. Un lisímetro es un dispositivo introducido en el suelo cultivado. Este dispositivo dispone de una balanza en el fondo donde se puede determinar la cantidad de agua que se va evapotranspirando en el sistema.

3.1.1. Instrumentos de medición de la evaporación-evapotranspiración

La evaporación es una magnitud difícil de medir, debido principalmente a que experimenta considerables variaciones de carácter local y no puede encontrarse un proceso suficientemente representativo de las condiciones medias de un lugar determinado. La evaporación es distinta en un terreno seco que en otro con charcos, en un río que en un bosque, etc.; influyendo también notoriamente las condiciones meteorológicas del aire.

Los instrumentos para medir la evaporación desde superficies de agua libre se denominan en forma genérica atmómetros o evaporímetros y se clasifican en cuatro tipos, de los cuales sólo el primero resulta de interés en ingeniería hidrológica:

- a) Tanques de evaporación
- b) Evaporígrafos
- c) Evaporímetros de balanza
- d) Porcelanas porosas
- e) Superficies de papel húmedo

a) Tanques de Evaporación

Uno de los instrumentos más empleados para la medición de la evaporación son los tanques de evaporación, que tienen como principio común la medida del agua evaporada desde un depósito de dimensiones regulares. Generalmente están fabricados de hierro galvanizado, zinc o cobre, diferenciándose los distintos modelos entre sí por su tamaño, forma y ubicación en el terreno.

Los tanques de evaporación permiten determinar, a partir de los valores obtenidos, la evaporación en embalses o grandes lagos, donde estos tanques suelen colocarse. Por lo general, en igualdad de las restantes condiciones, la evaporación desde tanques es mayor que la producida en una gran masa de agua. A la relación entre esta última y la de un tanque, se la conoce como coeficiente de tanque y se utiliza para

estimar la evaporación de un lago o embalse a partir de las medidas efectuadas en tanques próximos. Este coeficiente es variable, y por lo general, más alto en invierno que en verano.

Estos depósitos pueden ser de tres tipos: exteriores, colocados sobre la superficie del suelo; enterrados; y flotantes. Únicamente se explicarán los exteriores por ser los más empleados.

a.1) Tanques Exteriores

Tienen la ventaja de poseer una instalación muy sencilla que permite que los resultados obtenidos no corran el riesgo de ser falseados por el rebote de las gotas de lluvia que caen sobre el terreno próximo. En cambio son muy sensibles a las variaciones de la temperatura del aire y a los efectos del sol sobre las paredes laterales que al calentar el metal aumenta la temperatura del agua contenida en ellos y por ende, la evaporación.

Si se aíslan térmicamente las paredes exteriores del tanque se observan reducciones en las medidas de evaporación. El tipo de tanque exterior adoptado por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) es el denominado tanque tipo "A" (figura 3.2), que se corresponde con el modelo standard (clase A) utilizado por el Servicio Meteorológico de los Estados Unidos. Consiste en un depósito cilíndrico construido con chapa de hierro galvanizado N° 22, sin pintar, con un diámetro interior de 1,22 m y 25,4 cm de altura. El fondo está soldado interiormente y debe ser plano. La chapa que forma la pared lateral del cilindro no tiene costura, para evitar filtraciones, y el borde superior está reforzado con un aro de hierro galvanizado de 2,5 cm de alto y 0,25 cm de espesor.

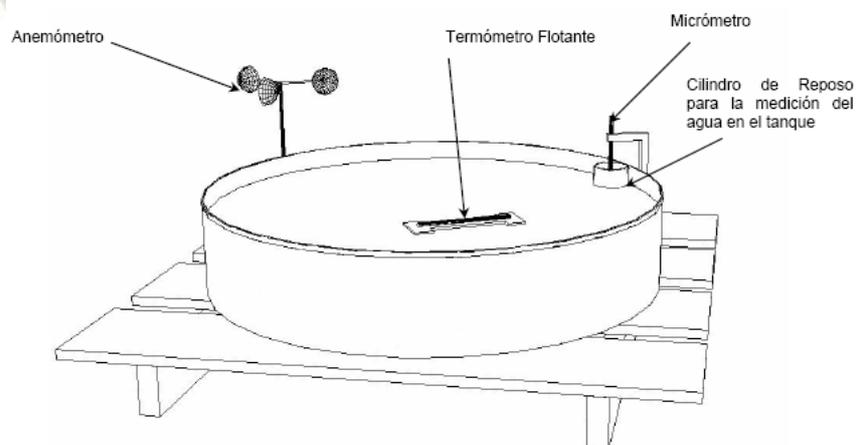


Figura 3.2. Tanque de Evaporación Tipo "A"

Se instala sobre una base construida con tirantes de madera dura, en forma de enrejado, de modo que su fondo quede a unos 15 cm del suelo, a efectos que el aire pueda circular libremente bajo el tanque. Con el objeto de uniformar las instalaciones se sigue el criterio de colocarlo en un lugar expuesto a la máxima insolación posible. El nivel del agua dentro del tanque debe llegar hasta 5 cm de su borde superior y se agregará o extraerá agua cuando la variación del nivel, en un sentido u otro, se superior a 2,5 cm.

Para este tipo de tanque se recomienda emplear como coeficiente de tanque medio el valor 0.7, el cual varía según los meses del año y las condiciones meteorológicas del lugar. De cualquier manera resulta necesario efectuar la determinación real que corresponde en cada caso.

- Medidas en los Tanques

Para la medición del agua evaporada en los tanques, la cual se realiza con una frecuencia diaria y siempre a la misma hora, se suelen utilizar dos métodos:

a) El primer método o método volumétrico, consiste en medir los volúmenes de agua que es preciso añadir (o eventualmente extraer) periódicamente al tanque para reponer su nivel inicial o de referencia.

b) El segundo método está basado en la medida diaria de los niveles de agua en el tanque, deduciendo por diferencia de medida la evaporación producida en el tiempo transcurrido entre ambas mediciones. En este caso, el nivel puede determinarse mediante un tornillo medidor (tornillo micrométrico), que consiste en un vástago roscado y graduado que termina en un gancho semicircular de punta afilada (figura 3.2). Dentro de este método, el Servicio Meteorológico Nacional ha puesto en marcha el denominado "Medidor Tipo B", que permite lecturas con una aproximación del décimo de milímetro. Éste consta de una regla graduada en centímetros, que se desplaza verticalmente a lo largo de una guía, en cuya parte inferior se fija un recipiente de bronce (con forma de embudo), que permite a partir de un robinete inferior la entrada de agua al tanque hasta su enrase. La lectura se realiza a partir de una escala graduada en centímetros, mientras que los milímetros y décimos de milímetro se corresponden con los centímetros cúbicos (y sus respectivas divisiones decimales) de una probeta en la cual se vierte el contenido de agua que penetró en el embudo.

b) Evaporígrafos

En general, los tanques de evaporación se pueden combinar con un flotador terminado en una varilla y plumilla dando lugar a los evaporígrafos. Las medidas de evaporación potencial o meteorológica, además de registrarse en aparatos, también se pueden calcular o estimar mediante fórmulas que tienen en cuenta los factores que influyen en la evaporación, como la temperatura y la precipitación, la humedad del aire y la velocidad del viento.

Puesto que la evaporación depende de las condiciones atmosféricas, en cada emplazamiento deben recogerse de forma simultánea datos meteorológicos, como son la velocidad media del viento (anemómetro), la temperatura del aire y de la superficie del agua, la humedad del aire y la precipitación. Para medir la temperatura del agua del tanque, se utilizan termómetros comunes, graduados en grados centígrados. La lectura se realiza de forma directa, sin sacar el termómetro del agua.

Los coeficientes de reducción o coeficientes del tanque que deben aplicarse a las mediciones efectuadas se deducen, según lo normalizado por el SMN, correlacionando esos valores con largas series de observaciones efectuadas en distintas zonas del país, en piletas de superficie y volumen superior a 30 m² y 30 m³, respectivamente. Se admite que la evaporación registrada en esas piletas es prácticamente igual a la que se produce en las grandes superficies de agua en la naturaleza.

c) Evaporímetros de Balanza

El de uso más frecuente es el modelo Wild (figura 3.3), consistente en un pequeño depósito cilíndrico (200 cm² de sección y 35 mm de profundidad) lleno de agua, que se coloca como el platillo de los aparatos llamados pesacartas. Cada día se llena y al cabo de 24 horas, como parte del agua se habrá evaporado, el platillo habrá subido, pudiéndose leer el número de milímetros que ha bajado la superficie de esa agua debido a la evaporación. Las pequeñas dimensiones del depósito hacen que sus paredes tengan una fuerte incidencia en los valores medidos de evaporación.

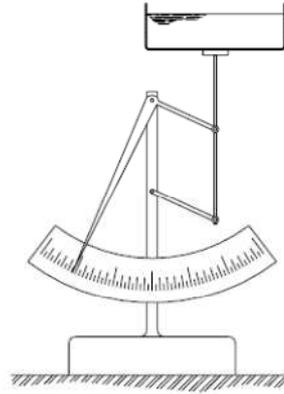


Figura 3.3. Esquema del Evaporímetro Wild

c) Recipientes de porcelana porosa

Entre los aparatos de este tipo está la esfera de Livingston. Consiste en una esfera de porcelana porosa con un vástago barnizado e impermeable. Para usarla, ésta se une a un tubo de vidrio que entra en una botella con agua. La esfera es alimentada por el vapor de agua que pasa a través del tubo y la evaporación se mide calculando la pérdida de agua del depósito (Figura 3.4). Este tipo de recipiente se utiliza mucho en investigaciones agronómicas y forestales.



Figura 3.4. Atmómetro de esfera porosa tipo Livingstone

d) Evaporímetros de disco de papel

En este tipo de instrumentos de medición, el papel húmedo juega un rol similar a las porcelanas porosas. El tipo más usado, que es a su vez el más sencillo de los que se conocen y seguramente el más práctico y económico, es el evaporímetro Piché. Está formado por un tubo de vidrio graduado en milímetros, cuyas dimensiones varían según los modelos (1 a 1,24 cm de diámetro interior y 18 a 27,5 cm de largo), abierto por el extremo inferior, que se cubre con un disco de papel de filtro de un tamaño

determinado (generalmente 3 cm de diámetro y 0,5 mm de espesor), sujeto por una pinza y un resorte. Este tubo se llena con agua destilada, se invierte con cuidado y se cuelga (figura 3.5). El agua se evapora progresivamente a través de la hoja de papel de filtro, leyéndose el descenso de la columna líquida en el tubo graduado, generalmente cada 24 horas.

Para establecer correlaciones entre medidas obtenidas por este tipo de evaporímetro y las de un tanque, obligan a multiplicar las mediciones Piché por 0,8. Otros autores dan valores entre 0,45 y 0,60 para el mismo coeficiente, magnitudes que muestran la relatividad de los valores determinados con este tipo de instrumento.

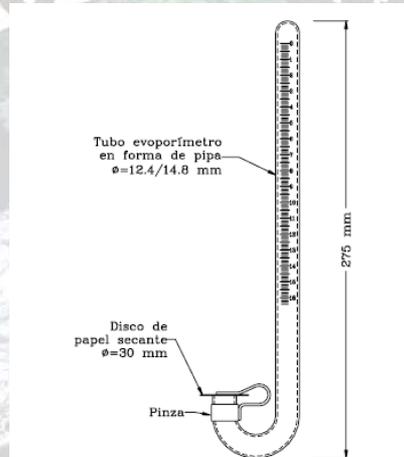


Figura 3.5. Evaporímetro Piché

3.1.2. Métodos teóricos para la estimación de la evaporación y evapotranspiración

Con el objeto de efectuar la determinación de la evaporación que se produce a partir de grandes superficies de agua libre, como para contrastar con la realidad las medidas obtenidas con algunos de los instrumentos citados anteriormente, se han desarrollado una variedad de técnicas de cálculo que permiten deducir o estimar el transporte de vapor desde las referidas superficies.

3.1.2.1. Balance Hídrico

El enfoque más obvio del problema resulta de establecer la igualdad entre las entradas y salidas de agua en la zona de estudio mediante la formulación matemática del balance hídrico del mismo. Si se supone que el almacenamiento (S), el caudal de entrada (I), el caudal de salida (E), la infiltración subsuperficial (i) y la precipitación (P) pueden medirse, la evaporación se calcula como:

$$\text{Evaporación} = (S1 - S2) + I + P - E - i$$

Este enfoque es simple en teoría, pero su aplicación muchas veces produce resultados poco fiables debido a que aquellos errores de medida de caudales y de almacenamiento se reflejan directamente en el cálculo de la evaporación.

De los factores que es necesario conocer, la infiltración es usualmente el más difícil de evaluar, puesto que debe ser estimado de forma indirecta a partir de niveles de agua subterránea, permeabilidad, etc.

3.1.2.2. Métodos matemáticos para la estimación de la evapotranspiración

Las fórmulas matemáticas empleadas en el cálculo de evapotranspiración consideran los datos o factores climáticos y pueden clasificarse como:

a) **Fórmulas con base física**, sólo se pueden aplicar a estaciones meteorológicas especiales e implican recogida de gran cantidad de datos, por ejemplo:

* El método aerodinámico global basado en la ***Formula de Dalton***, donde

$$E = f(v)(C_o - C_a)$$

$$f(v) = 0,4(1 + 0,17u)$$

E = evapotranspiración

v = velocidad del viento.

C_o = presión de vapor de la superficie evaporante (mm de Hg).

C_a = presión de vapor en la atmósfera a 2 mm del suelo (mm de Hg).

* Método ***de balance de energía***, se basa en la medida de la distribución de la energía solar (radiación solar neta). La radiación neta que llega a lo largo del período de balance es disipada por el calentamiento y posterior evaporación del agua

$$R_N = \rho \lambda_m ET + A + G + (U_o - U_i) + \Delta S$$

A = transferencia convectiva al aire, MJ/m²/d.

G = transferencia conductiva al suelo, MJ/M²/d.

ET = pérdida de agua por evapotranspiración, m/d.

R_N = radiación neta que llega al suelo, MJ/m²/d.

ΔS = cambio de la energía almacenada, MJ/m²/d.

U = energía que entra con el agua, MJ/m²/d.

λ_m = calor latente de evaporación del agua, MJ/kg (2.453 MJ/kg a 20°C).

ρ = densidad del agua, Kg/m³.

b) **Fórmulas semiempíricas**, que no necesitan estaciones meteorológicas especiales pero sí estaciones completas con medidas de precipitación, temperatura media, evaporación, humedad relativa, insolación, viento, radiación, etc.

Entre éstas cabe destacar el **Método de Penman**.

$$E = (\Delta/\mu) R_n + E_a / (\Delta/\mu) + 1$$

$$ET = f d E$$

E = evaporación en la superficie de agua libre en mm/día.

ET = evapotranspiración.

f = coeficiente reductor correspondiente al mes.

d = número de días al mes.

Δ = pendiente de la curva de tensión saturante a la temperatura t.

μ = constante psicrométrica, 0,485 mm Hg/°C.

Δ/μ viene dado para cada t y es un número adimensional.

$R_n = R_N / C_1$ R_n = evaporación en mm/día.

R_N = radiación neta en cal/cm²día.

C_1 = calor de vaporización preciso para evaporar 1mm de agua por cada cm² de superficie.

$E_a = 0,35 (0,5 + 0,54V_2) (e_a - e_d)$ en mm/día.

V_2 = velocidad del viento a 2 mm de altura sobre la superficie evaporada en m/s.

e_a = tensión de vapor saturante a la temperatura del aire en mm de Hg.

e_d = tensión de vapor en el aire en mm de Hg.

c) **Fórmulas empíricas**, sólo necesitan de estaciones termo-pluviométricas, que midan además la humedad relativa y la insolación. Dentro de las fórmulas empíricas cabe destacar los métodos de Turc, Thornthwaite y Blaney-Cridle.

* **Método de Turc:**

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

ETR = evapotranspiración real anual en mm.

P = altura de precipitación anual en mm.

$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$; T = temperatura media anual del aire en °C.

* **Método de Thornthwaite:**

$$ETP = 16 (10T / I)^a$$

ETP = evapotranspiración potencial.

T = temperatura media mensual, °C.

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} T^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} T^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} T + 0,49239$$

I = suma de índices mensuales del año; descrito por la siguiente fórmula:

$$I = \sum_j^{12} \left[\frac{T}{5} \right]^{1,514}$$

Si consideramos las características de la red meteorológica nacional donde sólo se dispone de pocas estaciones completas, los métodos más aconsejables son los empíricos. No obstante el método de Penman (semiempírico) da buenos resultados y puede servir de base de comparación en regiones que no cuentan con estaciones experimentales.

De los métodos empíricos, el método de Turc proporciona valores de evapotranspiración por exceso, llegando hasta un 20% en zonas húmedas. El método de Thornthwaite suele dar resultados por defecto para meses de verano en zonas áridas y semiáridas, debido a que este método se estableció en latitudes con precipitaciones abundantes en verano.

En una cuenca vertiente, sin estaciones meteorológicas completas o especiales, la estimación de la evapotranspiración potencial vendrá delimitada por la fórmula de Turc o Thornthwaite. A niveles más reducidos se puede afinar los límites de evapotranspiración con la fórmula de Blaney-Criddle.

De los métodos propuestos para el cálculo de la ET, en muchos casos sólo es posible calcular la ETP, bien mediante el método de Thornthwaite, Turc, etc. Esta ETP, como hemos definido al principio del capítulo, es el límite superior de la cantidad de agua que vuelve a la atmósfera.

El término ET que aparece en la ecuación del balance hídrico se corresponde con la ETR; por lo que podríamos estimar la ETR a partir de la ETP aplicando la ecuación del Balance Hídrico:

$$P - ETR = E - I + \Delta R$$

Donde:

E= escorrentía superficial

I= infiltración

ΔR = variación de reservas de agua en el suelo, (para períodos largos, anuales y en climas templados se considera cero).

- Si $P < ETP$ (calculada mediante el método de Thornthwaite) o no hay suficiente reserva útil:

$$P = ETR \text{ y el déficit} = ETR - ETP.$$

- Si $P > ETP$ o bien existe reserva útil:

$$ETR = ETP \text{ y el superávit o lluvia útil} = P - ETP.$$

El superávit, lluvia útil o escorrentía total se repartiría entre escorrentía superficial e infiltración. El déficit se emplearía en el cálculo de demandas.

3.2. Clasificación climática de Thornthwaite

El sistema de clasificación climática de Thornthwaite es la alternativa más extendida con respecto a los sistemas de clasificación climática. Esta clasificación se basa en dos conceptos, la evapotranspiración potencial y la humedad disponible, expresada como índices de humedad y aridez a partir del balance hídrico:

* Índices de aridez mensual, i_a :

$$i_a = 100 \cdot d / ETP$$

Donde:

d= déficit mensual.

ETP = evapotranspiración potencial anual.

Por tanto, el Índice de aridez anual (I_a) será:

$$I_a = 100 \cdot D / ETP$$

* Índice de humedad mensual i_h

$$i_h = 100 \cdot s / ETP$$

Donde:

s = superávit mensual.

Por tanto, el Índice anual de humedad (I_h) será:

$$I_h = 100 \cdot S / ETP$$

Por tanto, el **índice de humedad global** se define como el porcentaje de excesos menos el 60 % del porcentaje de falta de agua, es decir:

$$I_m = I_h - [0,6 I_a]$$

A partir de estos índices se define el tipo de humedad según las siguientes condiciones:

Tipo hidrométrico	Valores extremos del índice global	Notación
Muy húmedo	> 100	A
Húmedo	100 a 80	B4
	80 a 60	B3
	60 a 40	B2
	40 a 20	B1
Subhúmedo húmedo	20 a 0	C2
Subhúmedo seco	0 a - 20	C1
Semiárido	- 20 a - 40	D
Árido	- 40 a -60	E1
Hiperárido	< -60	E2

Según la evapotranspiración potencial ó eficacia térmica (ETP) se definen los siguientes tipos:

Categoría	Valores extremos de ETP (mm)	Notación
Megatérmico	> 1140	A´
Mesotérmico	1140 a 997	B´4
	997 a 855	B´3
	855 a 712	B´2
	712 a 570	B´1
Microtérmico	570 a 427	C´2
	427 a 285	C´1
Tundra	285 a 142	D´
Hielo perpetuo	< 142	E´

La variación estacional de la humedad da lugar a los siguientes tipos:

Climas	Precipitaciones	la	lh	Notación
Húmedos A, B, C2	Déficit pequeño o nulo	0 a 16,7		r
	Déficit moderado en verano Déficit moderado en invierno	16,7 a 33,3		s1

	Déficit importante en verano Déficit importante en invierno	> 33,3		s2
Secos C1, D, E	Exceso pequeño o nulo		0 a 10	d
	Exceso importante en invierno Exceso moderado en verano		10 a 20	s1
	Exceso importante en invierno Exceso importante en verano		> 20	s2

La concentración de la eficacia térmica en el verano se define como el porcentaje de ETP correspondiente al verano (los tres meses más cálidos) y genera los siguientes tipos de concentración estival de la eficacia térmica:

Eficacia térmica	Concentración estival	Notación
A´	> 100	a´
B´4	48 a 51,9	b´4
B´3	51,9 a 56,3	b´3
B´2	56,3 a 61,6	b´2
B´1	61,6 a 68	b´1
C´2	68 a 76,3	c´2
C´1	76,3 a 88	c´1
D´y E´	> 88	d´