

## Evaporación




---

---

---

---

---

---

---

---

## Evaporación

Los principales factores que inciden en la evaporación desde una superficie libre son la radiación solar, como fuente de energía para suministrar el calor latente de vaporización, la velocidad del viento requerida para transportar el vapor lejos de la superficie evaporante y el gradiente de humedad específica del aire sobre la superficie.

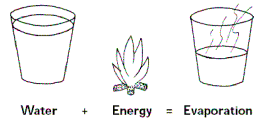


Figure 1. Energy is required for evaporation.

---

---

---

---

---

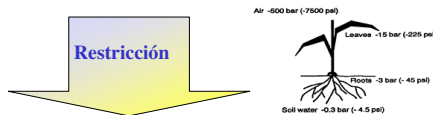
---

---

---

## Evapotranspiración

Evaporación desde el suelo y la vegetación sumada a la transpiración de las plantas a través de los estomas de sus hojas, del agua que éstas captan a través de sus raíces



Disponibilidad de humedad en la superficie evaporante

---

---

---

---

---

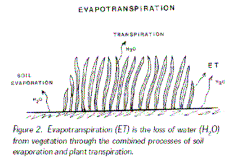
---

---

---

## evapotranspiración potencial

Aquella que ocurriría desde una cubierta vegetal, para un PEA dado, cuando la disponibilidad de humedad no es limitante.



La evapotranspiración real disminuye por bajo el nivel potencial a medida que el suelo se seca.

---

---

---

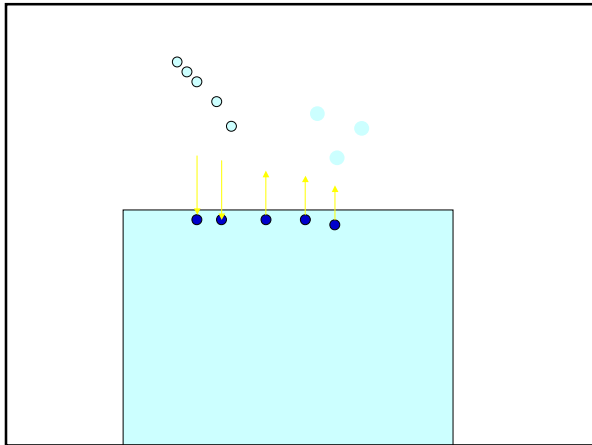
---

---

---

---

---



---

---

---

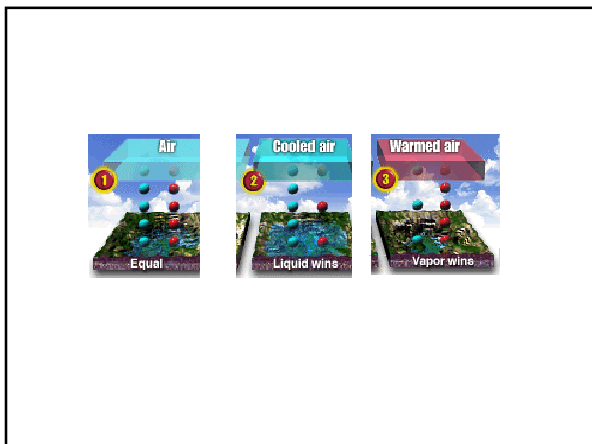
---

---

---

---

---



---

---

---

---

---

---

---

---

**Método del Balance de Energía**

**Flujo de calor sensible**

**Fase líquida**

$$\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \int_{c.v.} \rho_w d\forall + \int_{c.s.} \rho_w V \cdot dA$$

$\rho_w A (dh/dt)$

nulo

$\dot{m}_v = \rho_w A E$

**G: flujo de calor hacia suelo**

---

---

---

---

---

---

---

---

**Humedad específica de la masa de vapor de agua**

$$\dot{m}_v = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} q_v \rho_a d\forall + \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$$

$\rho_w A E = \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$

$E = \left( \frac{I}{\rho_w A} \right) \iint_{S.C.} q_v \rho_a V \cdot dA$

---

---

---

---

---

---

---

---

**1ª Ley de la Termodinámica**

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} \left( u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho d\forall + \iint_{S.C.} \left( u + \frac{1}{2} V^2 + gz \right) \rho V \cdot dA$$

No hay trabajo, velocidad nula en interior V.C., variación z pequeña

**$dH/dt = R_n - H_s - G$**

$$\frac{dH}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V.C.} u \rho_w d\forall$$


---

---

---

---

---

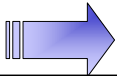
---

---

---

Si no se consideran variaciones temporales de la temperatura en el interior del fluido, la única variación de calor almacenado en el volumen de control corresponde a la variación de energía interna del agua evaporada =  $l_v dm_v/dt$

$$l_v = 2,501 \cdot 10^6 - 2370 \cdot T \quad (\text{Joule/Kg})$$



$$R_n - H_s - G = l_v \dot{m}_v$$

---

---

---

---

---

---

---

---

$$E = \frac{I}{l_v \rho_\omega} (R_n - H_s - G)$$



$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_\omega}$$

---

---

---

---

---

---

---

---




---

---

---

---

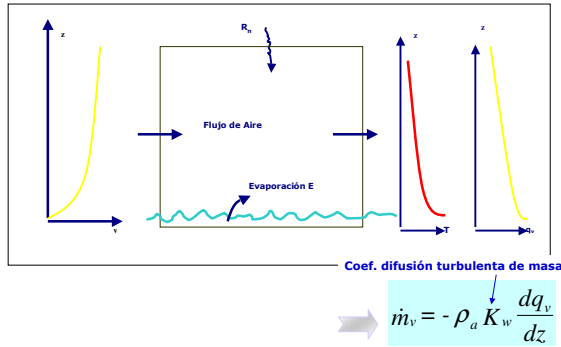
---

---

---

---

## Método Aerodinámico



$$\tau = \rho_a K_m \frac{dv}{dz}$$

coeficiente de difusión turbulenta de momentum

Escogiendo  $z_1$  y  $z_2$  lo suficientemente cerca como para considerar que no existen variaciones en  $\dot{m}_v$  y  $\tau$

$$\dot{m}_v = \tau \frac{K_w (q_{v1} - q_{v2})}{K_m (v_2 - v_1)}$$

$$\tau = \rho_a \left[ \frac{k(v_2 - v_1)}{\ln(z_2/z_1)} \right]^2$$

$$\dot{m}_v = \frac{K_w k^2 \rho_a (q_{v1} - q_{v2})(v_2 - v_1)}{K_m [\ln(z_2/z_1)]^2}$$

Cuando no se dispone de 2 medidas, se utiliza la ecuación anterior suponiendo que  $z_1$  coincide con la altura de aspereza  $z_0$  y que en esa posición el aire está saturado

como  $q_v = 0.622e/p$  ( $p$  es igual a ambas alturas), las medidas de presión de vapor pueden sustituir a las de humedad específica. En  $z_2$ , la presión de vapor es  $e_a$  y la presión de vapor en la superficie es la presión de vapor saturado correspondiente a la temperatura del aire,  $e_{as}$

$$\dot{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (e_{as} - e_a) v_2}{p [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

$$E_a = B(e_{as} - e_a) \quad \text{Dalton (1802)}$$

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

---

---

---

---

---

---

---

---

**Método Balance de Energía**

$$E_r = \frac{R_n}{l_v \rho_w}$$

**Método Aerodinámico**

$$E_a = B(e_{as} - e_a)$$

---

---

---

---

---

---

---

---

**cuociente de Bowen**

$$\beta = \frac{H_s}{l_v \dot{m}_v}$$

Si  $G=0$

$$R_n = l_v \dot{m}_v (1 + \beta)$$

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz}$$

Coef. de difusión turbulento de calor

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz}$$

Coef. de difusión turbulenta de masa

---

---

---

---

---

---

---

---

$$\frac{H_s}{m_w} = \frac{C_p K_h (T_2 - T_1)}{K_w (q_{v2} - q_{v1})}$$

$$\beta = \frac{C_p K_h P (T_2 - T_1)}{0.622 l_v K_w (e_2 - e_1)}$$

$$\beta = \gamma \left( \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right)$$

constante psicrométrica



$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

$$e_{as} = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad (Pa)$$

$$\Delta = \frac{4098 e_{as}}{(237.3 + T)^2} \quad (Pa/^{\circ}C)$$

Hay que tener en cuenta que en el método del balance de energía se supone que existe un flujo permanente de energía y que los cambios de calor en el interior del sistema son despreciables, lo que limita la aplicación del método a periodos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que no posean grandes almacenamientos de calor, como son los grandes lagos.

El método combinado es apropiado para aplicarlo en áreas pequeñas donde se dispone de medidas de radiación neta, temperatura del aire, humedad, velocidad de viento y presión del aire

Al estimar la evaporación en grandes áreas, donde se reconoce que la tasa de evaporación es dominada por los componentes radiativos

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r$$

ecuación de Priestley-Taylor

$\alpha=1,3$ .

#### BALANCE HIDROLOGICO

Conocidos todos los demás términos se despeja la evaporación



mediciones a 2m de altura, energía  $Q_e$  en [Watt/m<sup>2</sup>], presión de vapor  $e$  en [mb], temperatura  $T$  en [°C], superficie  $A$  en [Ha]

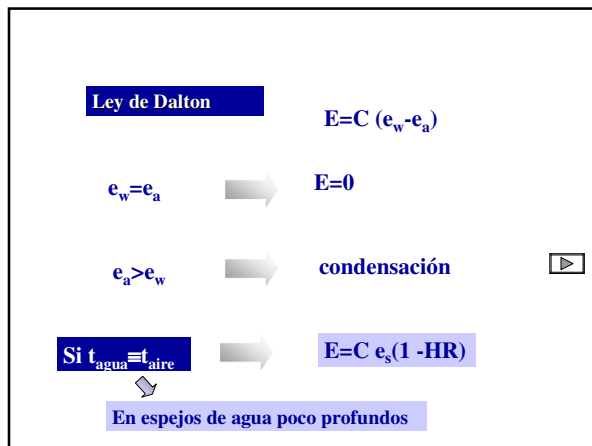
Lago Hefner (datos del lago, 1954)

$$Q_e = 3,75 \cdot v_2 \cdot (e_s - e_2)$$

Meyer (estanque pequeño calentado, 1942)

$$Q_e = (7,9 + 2,2 v_2) \cdot (e_s - e_2)$$






---

---

---

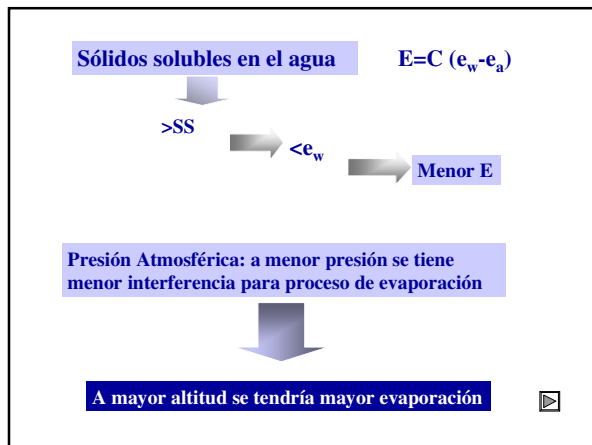
---

---

---

---

---




---

---

---

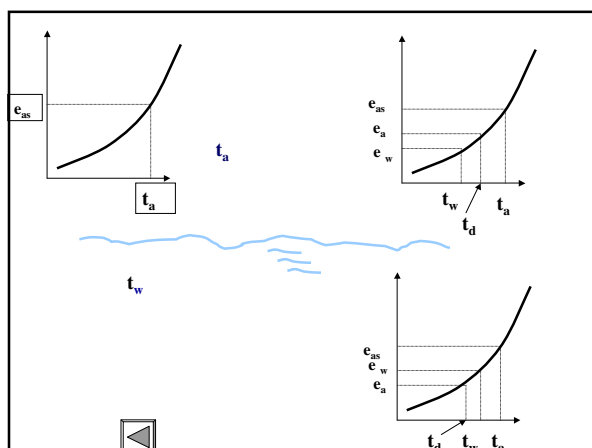
---

---

---

---

---




---

---

---

---

---

---

---

---

### Factores que condicionan la evaporación

- gradiente de presión de vapor o déficit higrométrico  $e_w - e_a$
- temperatura del aire
- radiación solar
- viento
- presión atmosférica

PODER EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA

---

---

---

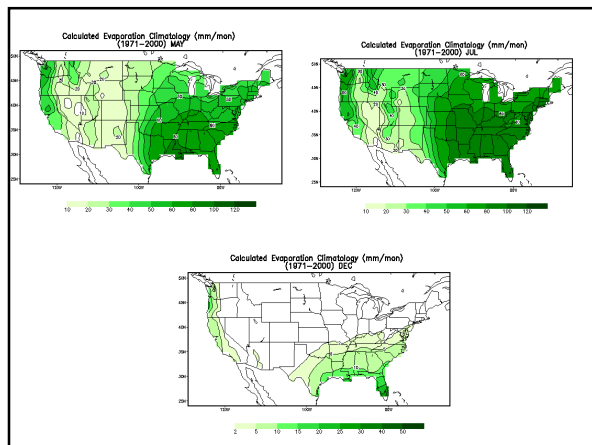
---

---

---

---

---



---

---

---

---

---

---

---

---



---

---

---

---

---

---

---

---

**EVAPORACION MEDIDA REPRESENTA  
PODER EVAPORANTE ATMOSFERA**

Coefficiente de Embalse =

$$\frac{\text{Tasa } E_{\text{real}} \text{ en Superficie Agua Libre}}{\text{Tasa } E_{\text{medida}} \text{ en Evaporímetro en = cond. meteorológica}}$$



**Puede variar según el tipo de instalación y época del año**

---

---

---

---

---

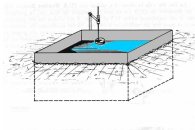
---

---

---

**Evaporímetro enterrado Tipo Colorado**

10 cm sobre nivel  
suelo



Evaporímetro de estanque flotante: agua al mismo nivel que la del lago o embalse.  $l=90$  cm;  $h=45$  cm,  $C_e=0,7$  a  $0,82$

---

---

---

---

---

---

---

---

Evaporímetro de porcelana porosa o atmómetro: esferas, placas o cilindros de porcelana porosa conectadas a fuentes de agua para mantenerlas saturadas.

Atmómetro de Livingstone:  $D=5$  cm,  $e=3$  mm conectado a recipiente de agua destilada.




---

---

---

---

---

---

---

---

Evaporímetros de papel poroso :de Piche  $C_e=0,5$



Evaporímetros de balanza

---

---

---

---

---

---

---

---