



**fcfm**

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

# CI41C HIDROLOGÍA

## EVAPORACIÓN



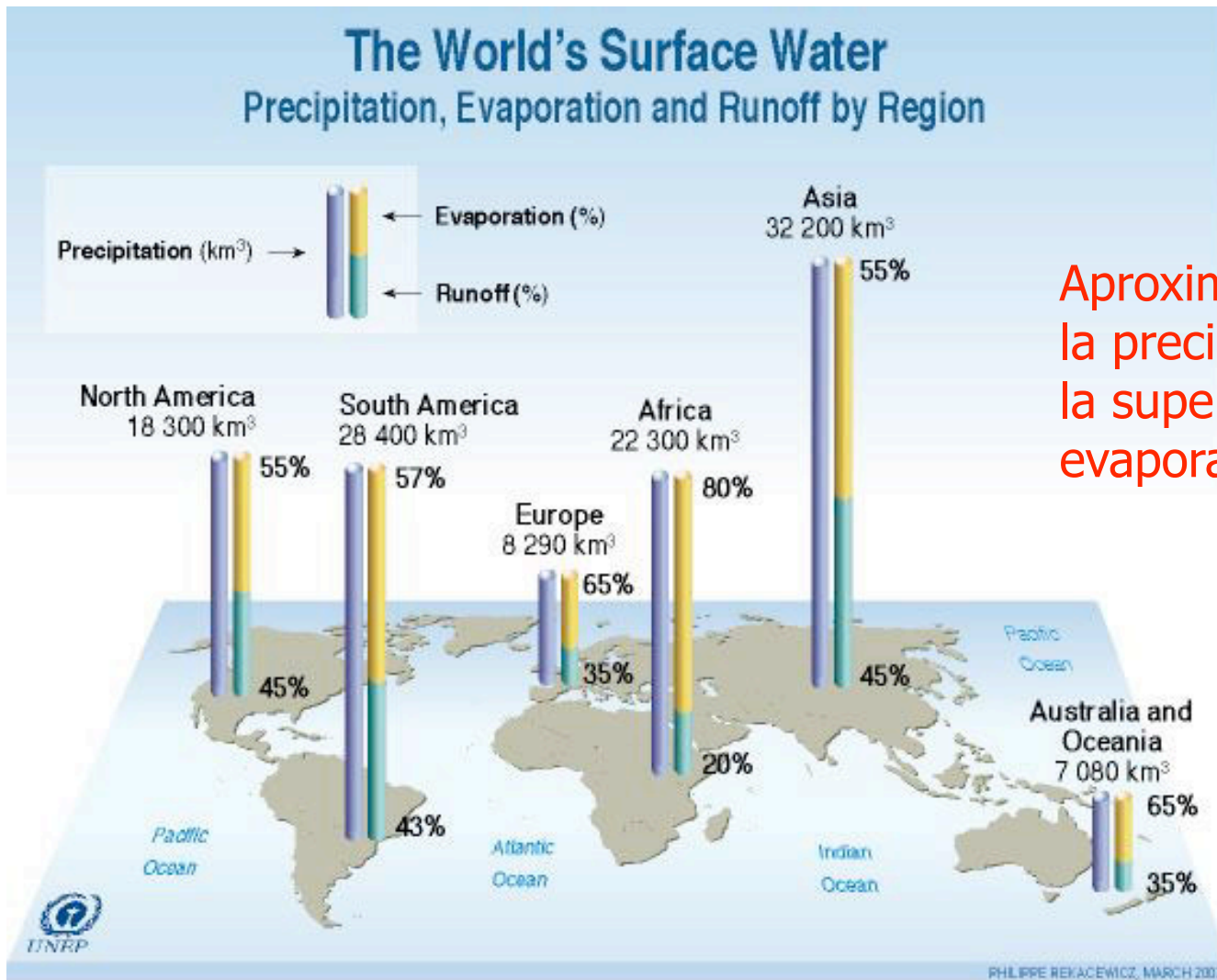
**fcfm**

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

# Objetivos

- Definir *evaporación* y *evapotranspiración*
- Describir los métodos para estimar esta componente del balance hídrico
- Ilustrar la aplicación de modelos de *ET*

# INTRODUCCIÓN



Aproximadamente el 60% de la precipitación que cae sobre la superficie terrestre, se evapora.

Source: Peter H. Gleick, *Water in Crisis*, New York Oxford University Press, 1993.

Evaporación:  
Superficies de agua y  
suelo hacia atmosfera

Transpiración:  
Humedad capturada por  
raíces de vegetación y  
expulsada a la atmósfera  
por poros de hojas

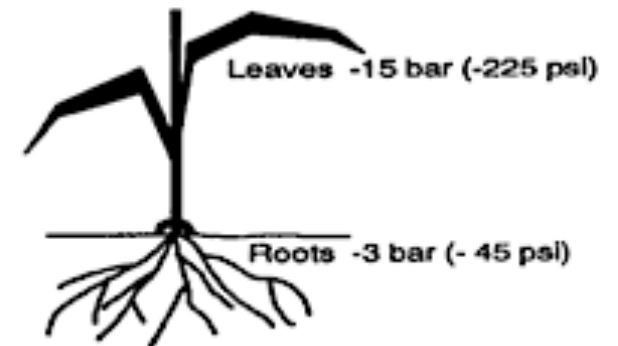
**EVAPOTRANSPIRACIÓN**



Water + Energy = Evaporation

Figure 1. Energy is required for evaporation.

Air -500 bar (-7500 psi)



Soil water -0.3 bar (-4.5 psi)

# Factores

Factor	Función
Radiación solar	Energía para calor latente de vaporización
Velocidad del viento	Transporte de aire húmedo lejos de fuente evaporante
Temperatura	Influye sobre presión de vapor de saturación
Gradiente de presión de vapor	Tasa de transferencia
Calidad agua	Resistencia de la superficie evaporante



restricción: humedad  
disponible en superficie  
evaporante



## — **evapotranspiración potencial**

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

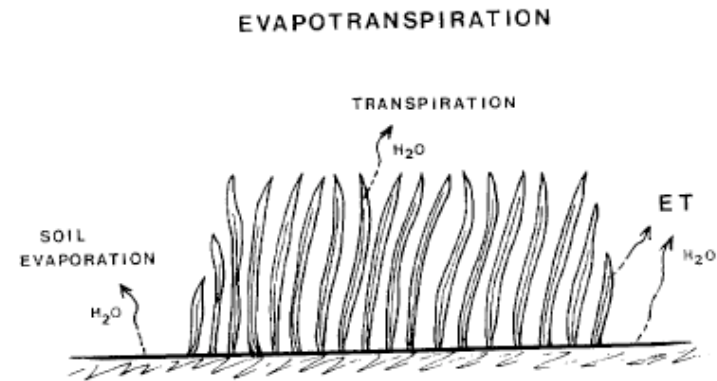
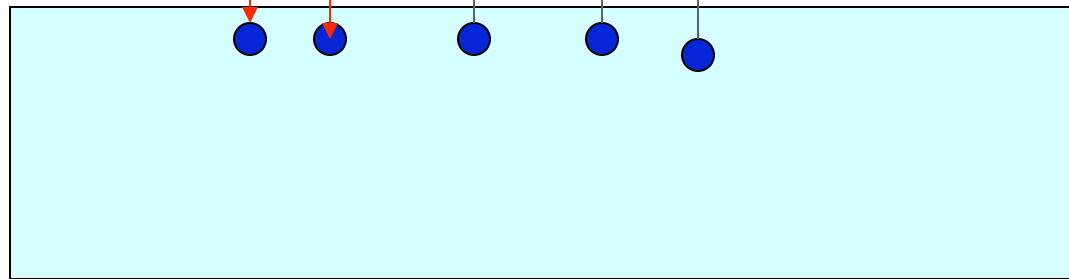


Figure 2. Evapotranspiration (ET) is the loss of water ( $H_2O$ ) from vegetation through the combined processes of soil evaporation and plant transpiration.

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

**Condensación**

**Vaporización**

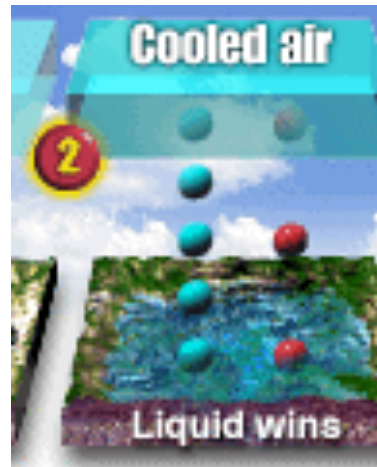


**fcfm**

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

fcfm





fcfm



fcfm

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

# Métodos para estimación

- Balance energía
- Método aerodinámico
- Balance hídrico
- In situ (tanque)



instrumentación y mediciones \$\$\$

# Método del Balance de Energía

Flujo de calor sensible

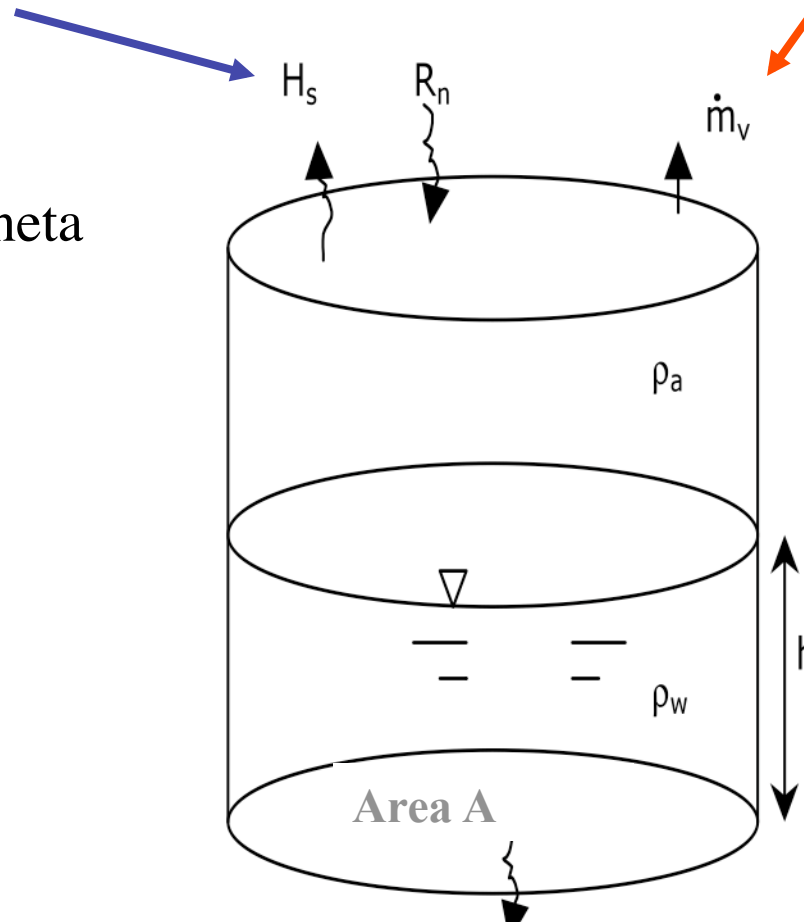
Tasa de masa evaporada =  $-dm_v/dt$

$R_n$  = radiación incidente neta

$\rho_a$  = densidad aire

$\rho_w$  = densidad agua

$q_v$  = humedad específica



$$Q_0 = Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} + Q_v - Q_{bs} - Q_e - Q_h - Q_w$$

$Q_0$  = cambio en energía almacenada fase líquida

$Q_s, Q_r$  = radiación solar incidente y reflejada

$Q_a, Q_{ar}$  = radiación onda larga incidente y reflejada

$Q_v$  = energía neta por advección

$Q_{bs}$  = energía onda larga emitida por el agua

$Q_e$  = energía usada para evaporar

$Q_h$  = energía conducida como calor sensible

$Q_w$  = energía advectada por agua evaporada

Cuociente de Bowen:

$$B = \frac{Q_h}{Q_e}$$

$$Q_w = \frac{c_p Q_e (T_e - T_b)}{L}$$

$c_p$  = calor específico agua (cal/gr-°C)

$T_e$  = temperatura agua evaporada

$T_b$  = temperatura referencia (0°C)

$L$  = calor latente de evaporación (cal/gr)

$$Q_e = \frac{Q_s - Q_r + Q_a - Q_{avr} - Q_{bs} - Q_0 + Q_v}{1 + B + c_p (T_e - T_b) / L}$$

$$E = \frac{Q_e}{\rho L}$$

$$E = \frac{Q_s - Q_r + Q_a - Q_{avr} - Q_{bs} - Q_0 + Q_v}{\rho [L(1 + B) + c_p (T_e - T_b)]}$$

El cuociente de Bowen se puede aproximar como (para no tener que medir el flujo de calor sensible):

$$B = 0.61 \frac{p}{1000} \frac{(T_o - T_a)}{(e_0 - e_a)}$$

p= presion atmosferica (mb)

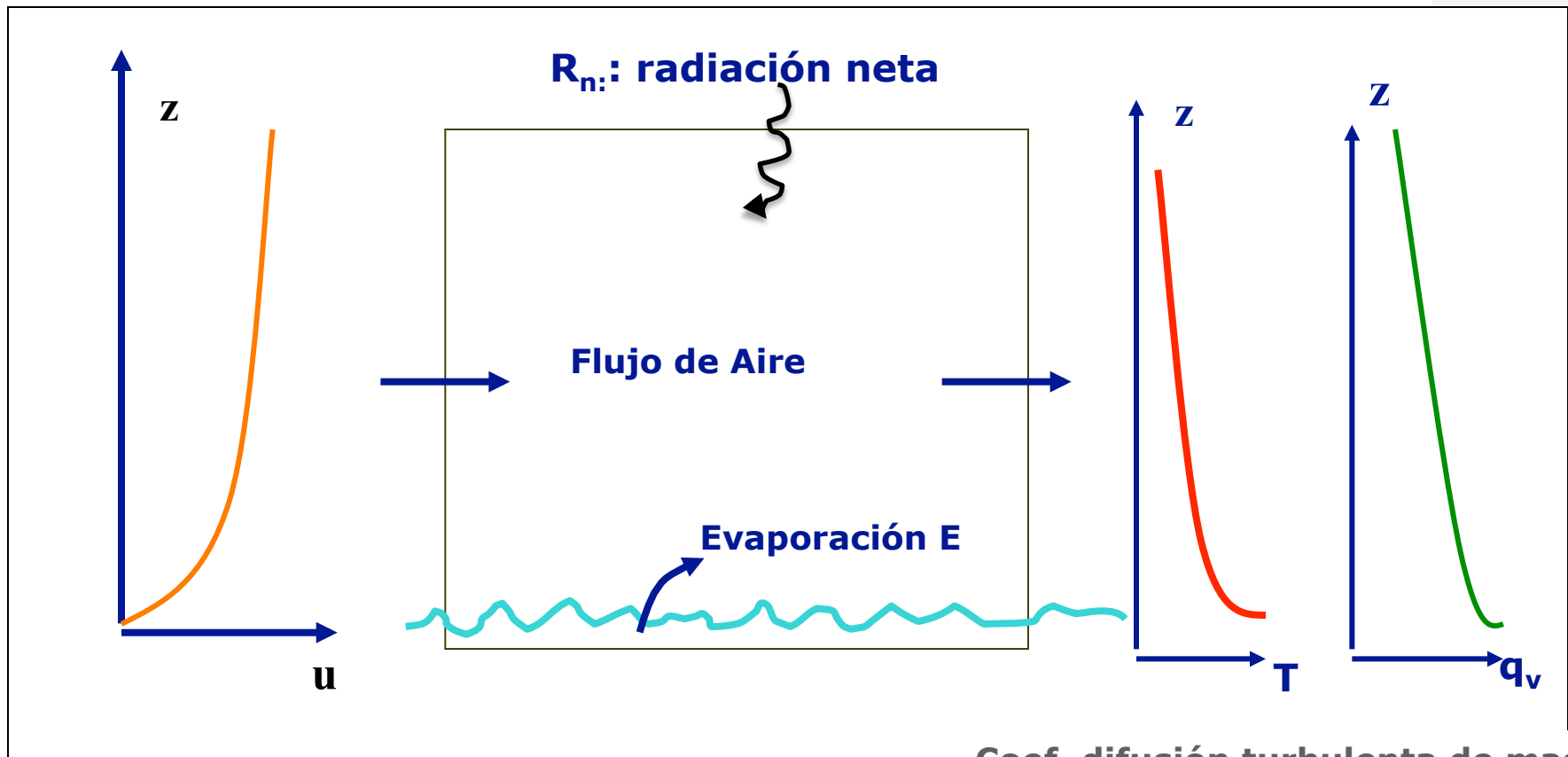
T0=temperatura superficie agua (°C)

Ta=temperatura aire (°C)

e0=presion de vapor saturacion a la temperatura de la superficie del agua

ea=presion de vapor del aire

# Método Aerodinámico



Coef. difusión turbulenta de masa

flujo de vapor  $dm_v/dt$  que  
asciende por convección y que  
pasa a través de plano a cota  $z$

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

– flujo de momentum o esfuerzo de corte a la altura z:

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

coeficiente de difusión turbulenta de momentum

Escogiendo  $z_1$  y  $z_2$  lo suficientemente cerca como para considerar que no existen variaciones en las tasas de transporte de masa y momentum

$$\dot{m}_v = \tau \frac{K_w (q_{v1} - q_{v2})}{K_m (u_2 - u_1)}$$

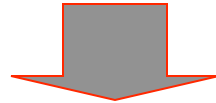
$$\tau = \rho_a \left[ \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2 / z_1)} \right]^2$$

$$\dot{m}_v = \frac{K_w k^2 \rho_a (q_{v1} - q_{v2})(u_2 - u_1)}{K_m [\ln(z_2 / z_1)]^2}$$



**Ec. de Thornthwaite-Holzman para el transporte de vapor**

**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,  $e_{as}$**



$$\dot{m}_v = \frac{0.622 k^2 \rho_a (e_{as} - e_a) u_2}{p [\ln(z_2 / z_0)]^2}$$

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

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

Tasa evaporación  
equivalente (L/T)



fcfm

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

— **Método Balance de Energía: transporte de vapor no es limitante**

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

**Método Aerodinámico:  
suministro de energía no es  
limitante**

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



<http://arts.monash.edu.au/ges/research/climate/budgets/flux-tower-close-up.jpg>

# Método Aerodinámico y de Balance de Energía Combinados.

cuociente de Bowen

$$E = \frac{(R_n - Q_h - G)}{\rho L}$$

$$B = \frac{Q_h}{Q_e} = \frac{Q_h}{l_v \dot{m}_v}$$

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

Suponiendo que la tasa de transporte es constante entre 2 niveles  $z_1$  y  $z_2$

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

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

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

constante psicrométrica

Si los niveles 1 y 2 donde se efectúan las mediciones se toman en la superficie evaporante y en el aire

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

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

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

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 períodos 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

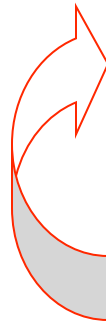


fc

UNIVERSIDAD DE CHILE

- 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

$$\alpha = 1.3$$



## Ejemplo

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
- Pres = 101.3 kPa,
- Veloc viento = 3 m/s,
- Radiación Neta= 200 W/m<sup>2</sup>,
- Temp Aire= 25 °C,
- HR = 40%,

$$\begin{aligned} I_v &= 2.501 \times 10^6 - 2370T \\ &= (2501 - 2.37 * 25) \times 10^3 = 2441 \text{ kJ/kg} \end{aligned}$$

$$E_r = \frac{R_n}{I_v \rho_w} = \frac{200}{2441 \times 10^3 * 997} = 7.10 \text{ mm/día}$$

## Ejemplo (Cont.)

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
- Pres = 101.3 kPa,
- Veloc viento = 3 m/s,
- Radiación Neta = 200 W/m<sup>2</sup>,
- Temp Aire = 25 °C,
- HR = 40%,

$$e_{as} = 3167 \text{ Pa}$$

$$e_a = R_h * e_{as} = 0.4 * 3167 = 1267 \text{ Pa}$$

$$B = \frac{0.622k^2 \rho_a u_2}{P \rho_w [\ln(Z_2/Z_o)]^2} = \frac{0.622 * 0.4^2 * 1.19 * 3}{101.3 * 997 [\ln(2/3 * 10^{-4})]^2} = 4.54 * 10^{-11} \text{ m/Pa} \cdot \text{s}$$

$$E_a = 4.54 * 10^{-11} (3167 - 1267) * (1000 \text{ mm} / 1 \text{ m}) * (86400 \text{ s} / 1 \text{ día}) \\ = 7.45 \text{ mm/día}$$

## Ejemplo (Cont.)

- Usar Método Combinado para determinar Evaporación

- Elev = 2 m,
- Pres = 101.3 kPa,
- Veloc viento = 3 m/s,
- Radiación Neta = 200 W/m<sup>2</sup>,
- Temp Aire = 25 °C,
- HR = 40%,

$$\gamma = \frac{C_p K_h p}{0.622 I_v K_w} = \frac{1005 * 101.3 \times 10^3}{0.622 * 2441 \times 10^3} = 67.1 \text{ Pa/}^\circ\text{C}$$

$$\Delta = \frac{4098 * 3167}{(237.3 + 25)^2} = 188.7 \text{ Pa/}^\circ\text{C}$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0.738$$

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} = 0.262$$

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a = 0.738 * 7.10 + 0.262 * 7.45 = 7.2 \text{ mm/día}$$



# Ejemplo

- Usar Método Priestley-Taylor para determinar tasa de Evaporación para un cuerpo de agua

- Radiación Neta = 200 W/m<sup>2</sup>,
- Temp Aire = 25 °C,

$$E = 1.3 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad \text{Priestley \& Taylor}$$

$$E_r = 7.10 \text{ mm/día}$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0.738$$

$$E = 1.3 * 0.738 * 7.10 = 6.80 \text{ mm/día}$$

# – BALANCE HIDROLÓGICO



**Conocidos todos los demás términos se despeja la evaporación**



## **Fórmulas Empíricas en unidades métricas**

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

**Lago Hefner (datos del lago, 1954)**

$$Q_e = 3,75 \cdot u_2 \cdot (e_s - e_2)$$

**Meyer (estanque pequeño calentado, 1942)**

$$Q_e = (7,9 + 2,2u_2) \cdot (e_s - e_2)$$

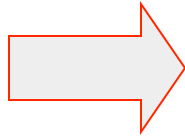
**Para convertir a tasa de evaporación se debe dividir  $Q_e$  por el calor latente  $l_v$  y la densidad del agua .**

---

## Ley de Dalton

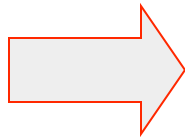
$$E = C (e_w - e_a)$$

$$e_w = e_a$$



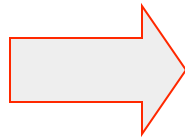
$$E = 0$$

$$e_a > e_w$$

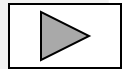


condensación

Si  $t_{\text{agua}} > t_{\text{aire}}$



$$E = C e_s (1 - HR)$$



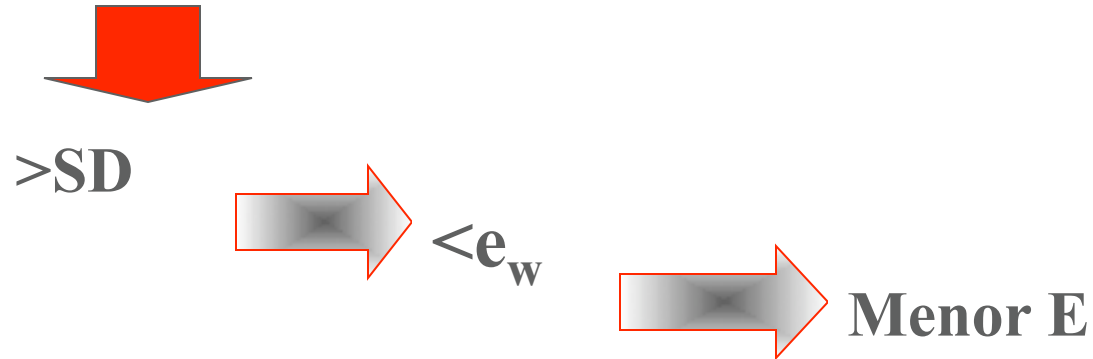
fcfm

FACULTAD DE  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD

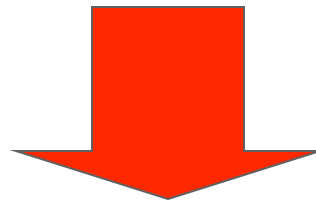
En espejos de agua poco profundos

Sólidos disueltos en el agua

$$E=C (e_w - e_a)$$



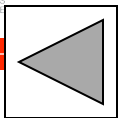
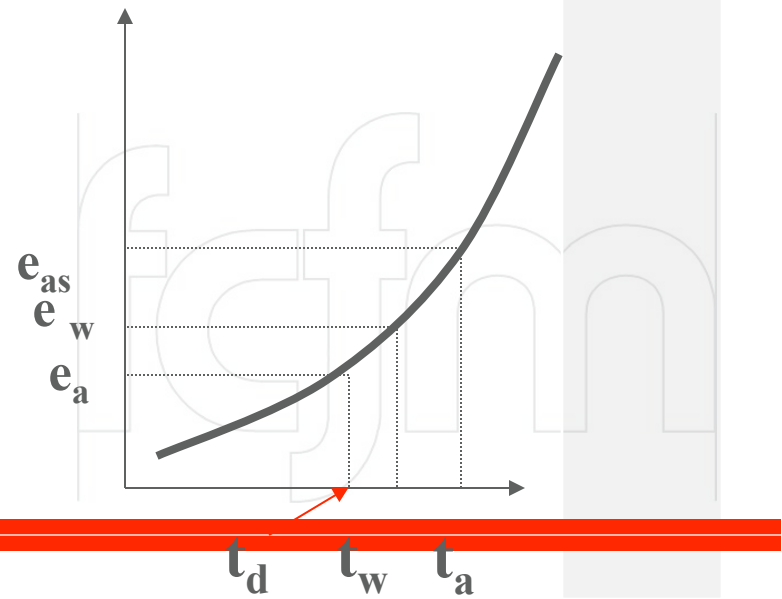
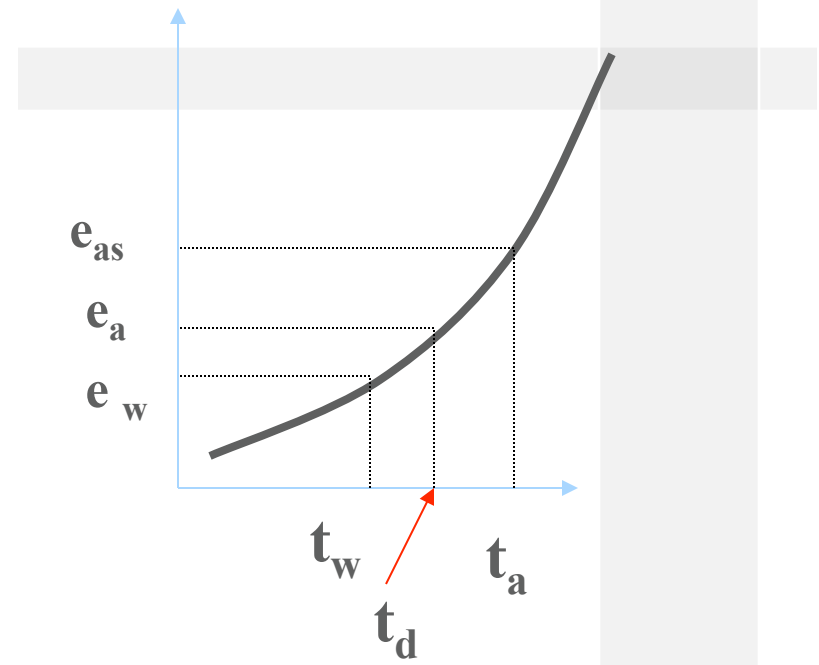
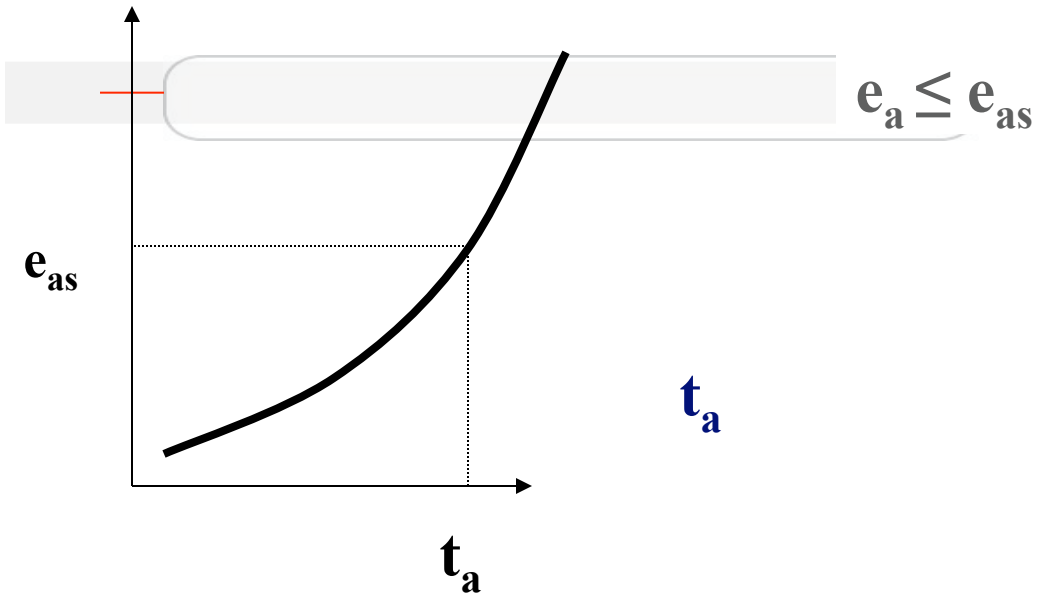
Presión Atmosférica: a menor presión se tiene menor interferencia para proceso de evaporación



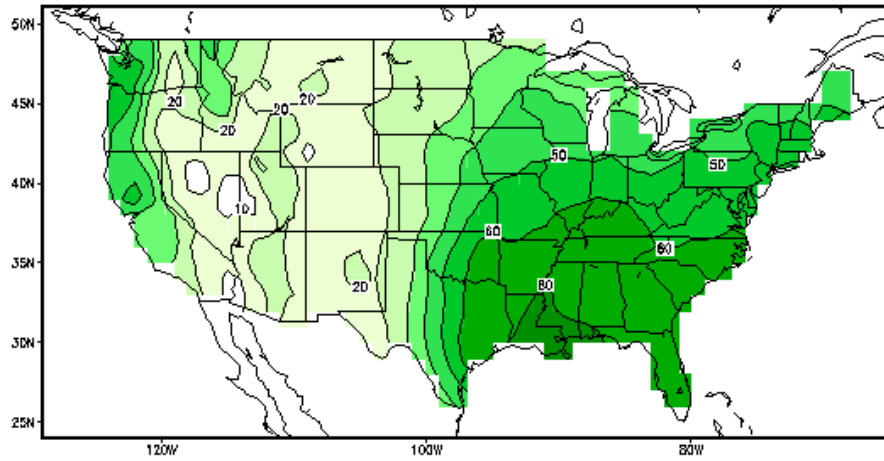
**A mayor altitud se tendría mayor evaporación**



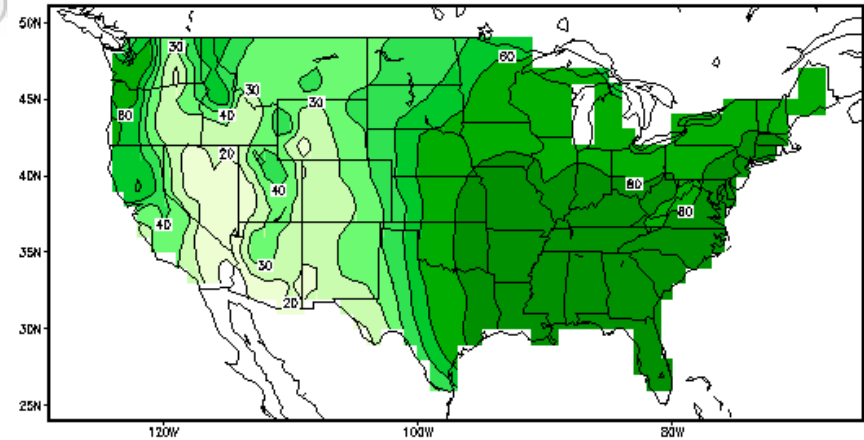




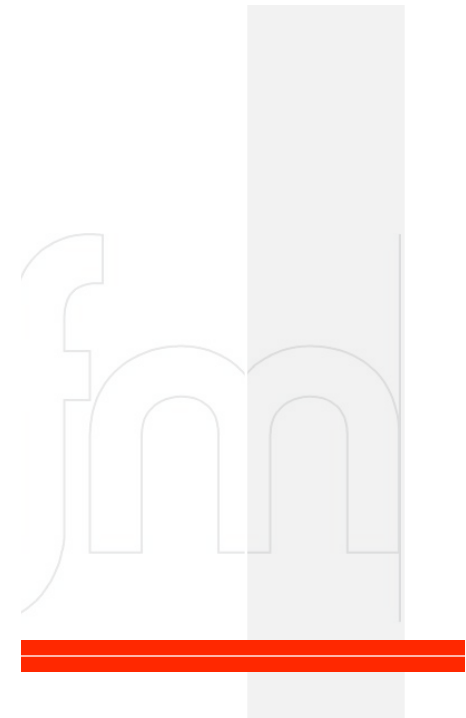
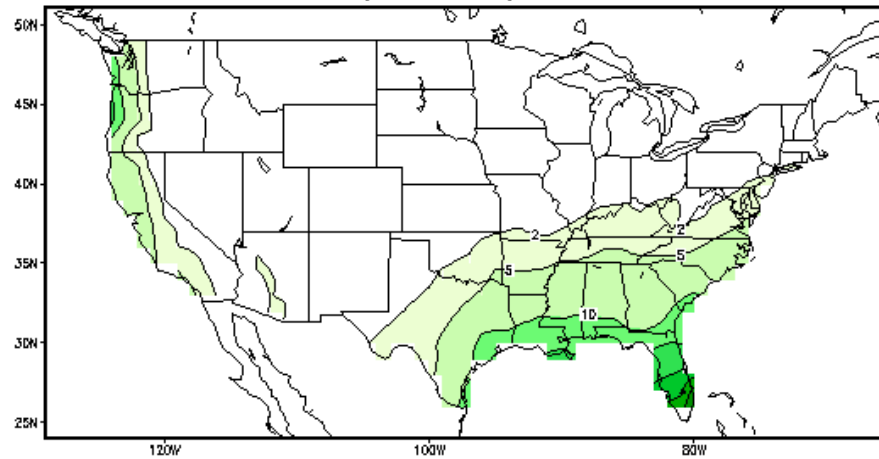
Calculated Evaporation Climatology (mm/mon)  
(1971-2000) MAY



Calculated Evaporation Climatology (mm/mon)  
(1971-2000) JUL



Calculated Evaporation Climatology (mm/mon)  
(1971-2000) DEC



# EVAPORIMETROS

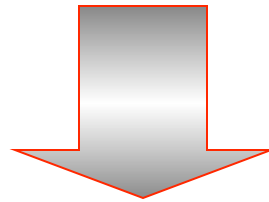


# EVAPORACION MEDIDA REPRESENTA PODER EVAPORANTE ATMOSFERA

**Coefficiente de Embalse =**

**Tasa  $E_{\text{real}}$  en Superficie Agua Libre**

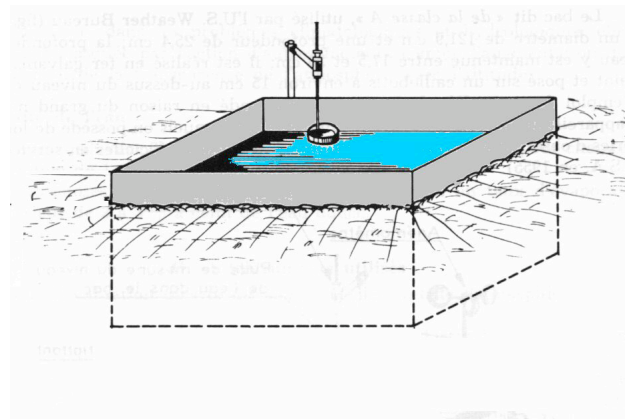
**Tasa  $E_{\text{medida}}$  en Evaporímetro en = cond. meteorológica**



**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:  $D= 5\text{cm}$ ,  $e=3\text{mm}$   
conectado a recipiente de agua destilada.**



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



## Evaporímetros de balanza



**fcfm**

FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE