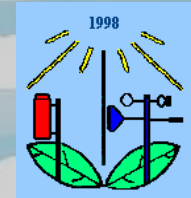


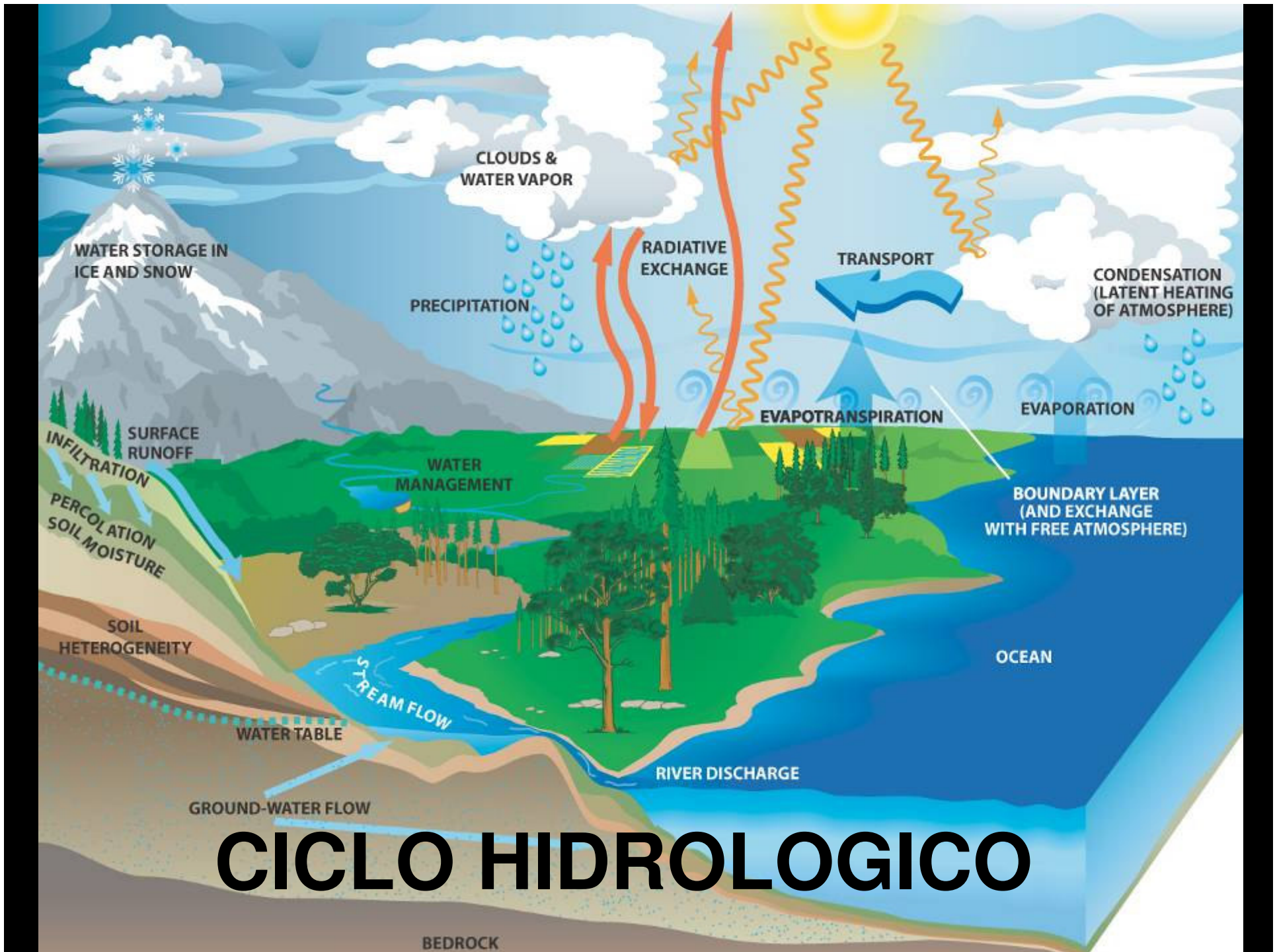


**UNIVERSIDAD NACIONAL DE ENTRE RÍOS**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGROPECUARIAS**  
**CÁTEDRA DE CLIMATOLOGÍA AGRÍCOLA**



**UNIDAD 7. Ciclo hidrológico. Evaporación.**

**Evapotranspiración. Evapotranspiración según Penman - FAO. Medición de la ET y de la evaporación. Estimación de ETP a partir de datos de tanque. El balance hidrológico. Efectos de la vegetación sobre el balance hídrico. Medición. Instrumental.**



# CICLO HIDROLOGICO

# CICLO HIDROLOGICO



**El agua puede encontrarse en estado sólido, líquido o gaseoso.**

**Sólido** (hielo) a temperaturas inferiores a  $0^{\circ}\text{C}$ .

Al fundirse, absorbe 80 cal/gr, es el

***calor latente de fusión.***



**Líquido:** entre  $0^{\circ}$  y  $100^{\circ}\text{C}$ , incluso a temperaturas inferiores a  $0^{\circ}\text{C}$  puede continuar en este estado como pequeñas gotitas sobreenfriadas.



**Gaseoso:** como *vapor de agua*, se encuentra a temperaturas del aire habituales.



At: Las nubes están formadas por gotitas de agua

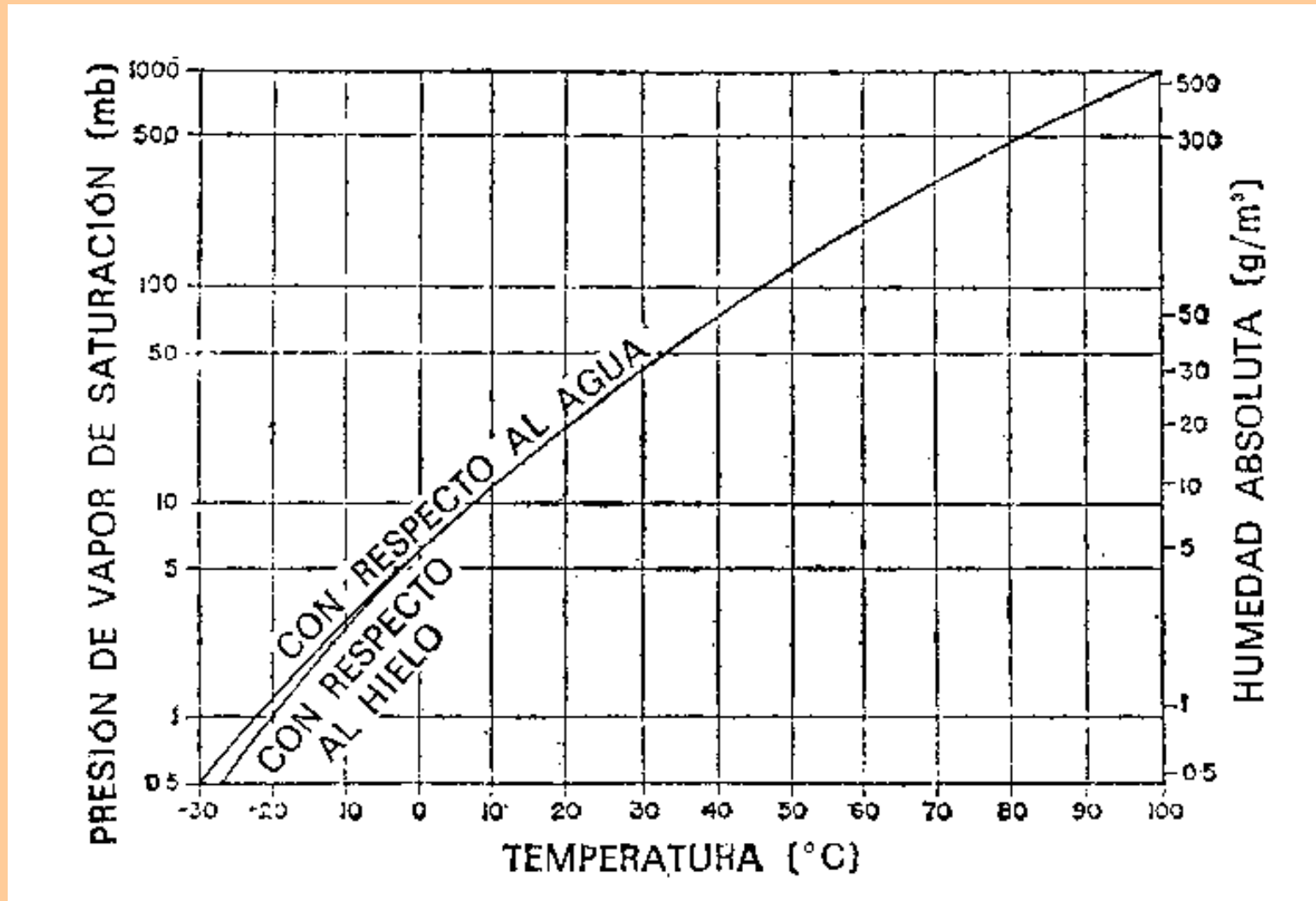
La densidad, varía con la temperatura teniendo su máximo a los 4°C. Esto impide el congelamiento de aguas profundas en ríos y lagos.



## ***Déficit de saturación del vapor :***

Diferencia entre la presión del vapor saturado (**ea**) y la presión real del vapor (**ed**) a la temperatura del aire en las condiciones actuales

# PRESION DE VAPOR EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA





## Presión real de vapor (**ed**)

$$\mathbf{ed = ew - a \cdot p \cdot (Td - Tw)} \quad \text{mb o Hpa}$$

dónde:

**ew** = presión de vapor de saturación a la temperatura del termómetro húmedo (no a la T prevaleciente en el aire)

**Td**: temperatura de bulbo seco

**Tw**: temperatura de bulbo húmedo en °C,

**p** = presión del aire en mb

**a** = constante psicrométrica que depende del tipo de ventilación del termómetro húmedo.

$$\text{HR (\%)} = 100 \cdot e_d / e_a$$

Humedad relativa porcentual

A partir de las mediciones con termómetros de bulbo seco y de bulbo húmedo.

También se puede obtener a partir de T y Tr.

# EVAPORACIÓN

***Evaporación: cambio de estado del agua de líquido a vapor.***

***En la atmósfera la evaporación de una superficie húmeda (en estado sólido o líquido), ocurre a temperaturas por debajo del punto de ebullición.***

En el sistema tierra-atmósfera, la evaporación consume buena parte de la energía solar incidente y por lo tanto forma parte del equilibrio calórico.

# EVAPORACIÓN

La evaporación de una superficie libre de agua (ríos, lagos) requiere energía (***calor latente de vaporización***) y un mecanismo de renovación del vapor.

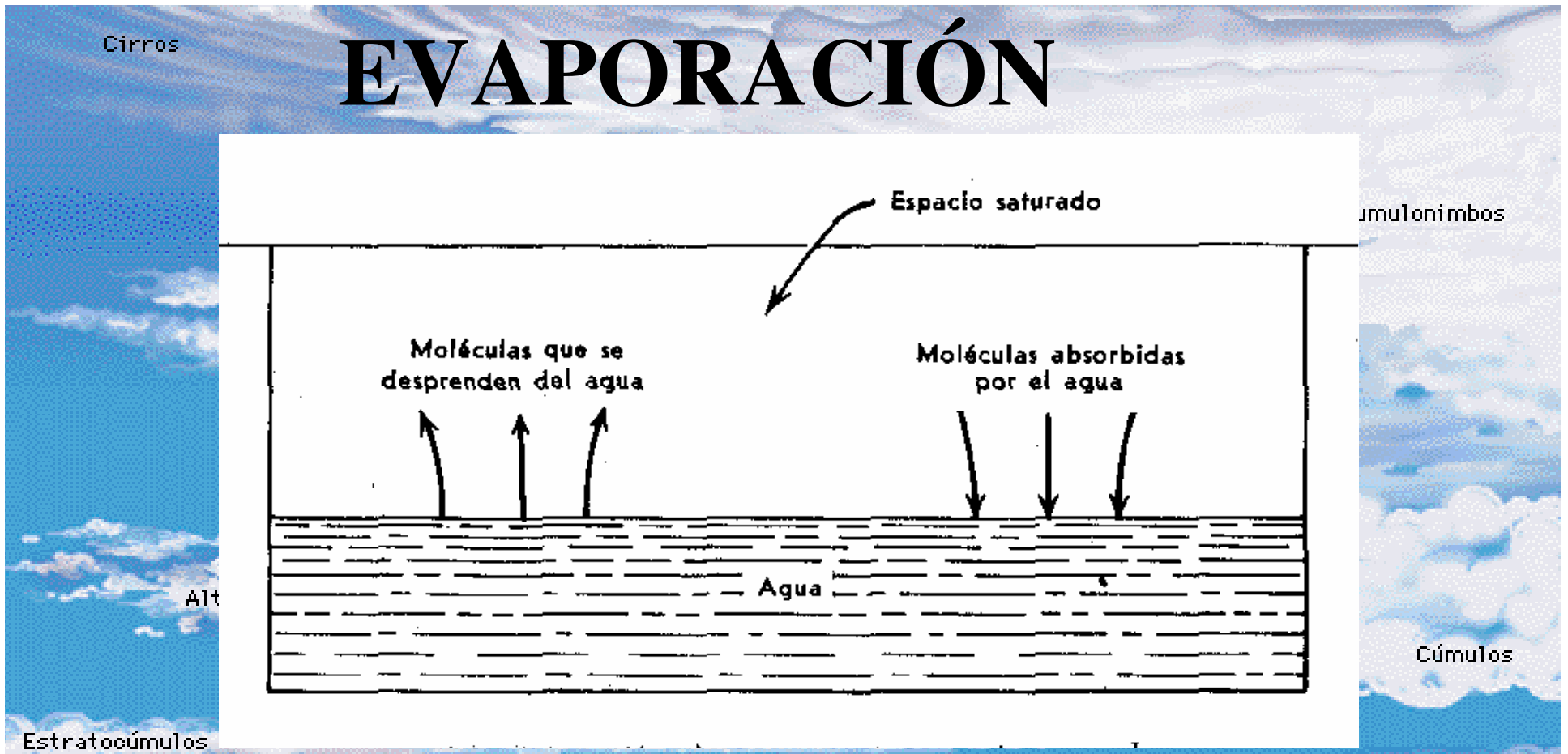


# EVAPORACIÓN



Las moléculas de agua líquida están unidas por una fuerza de cohesión y en la película superficial existe una tensión que impide su liberación.

# EVAPORACIÓN



**Por la agitación y colisión las moléculas de agua que se hallan cercanas a la superficie vencen las fuerzas de cohesión y tensión superficial y se incorporan como vapor de agua a la atmósfera.**

# EVAPORACIÓN

## *Calor latente de vaporización*

*Se necesitan 600 cal a 0°C y disminuye con la temperatura a 540 cal a 100°C.*

*El líquido no evaporado se enfría.*

# EVAPORACIÓN - FUSIÓN

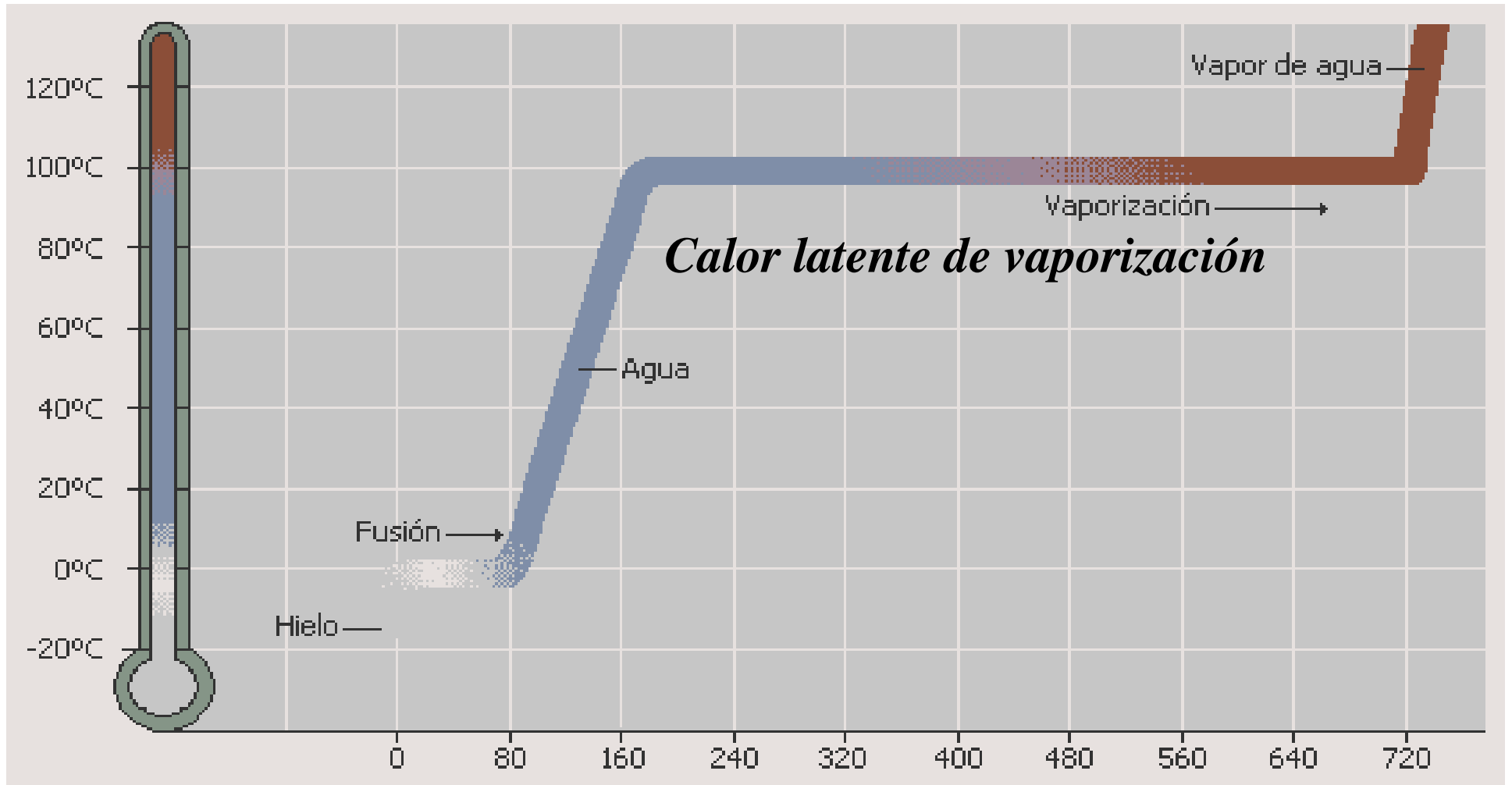
**Calor latente de evaporación:** cantidad de calor necesaria para evaporar 1 gramo de agua.

$l_v = 597 - 0,56 \cdot T$  [Cal/gr] si T se expresa en [°C] a presión normal.

**Calor latente de fusión:** Cantidad de calor que se necesita para fundir 1 gramo de hielo:

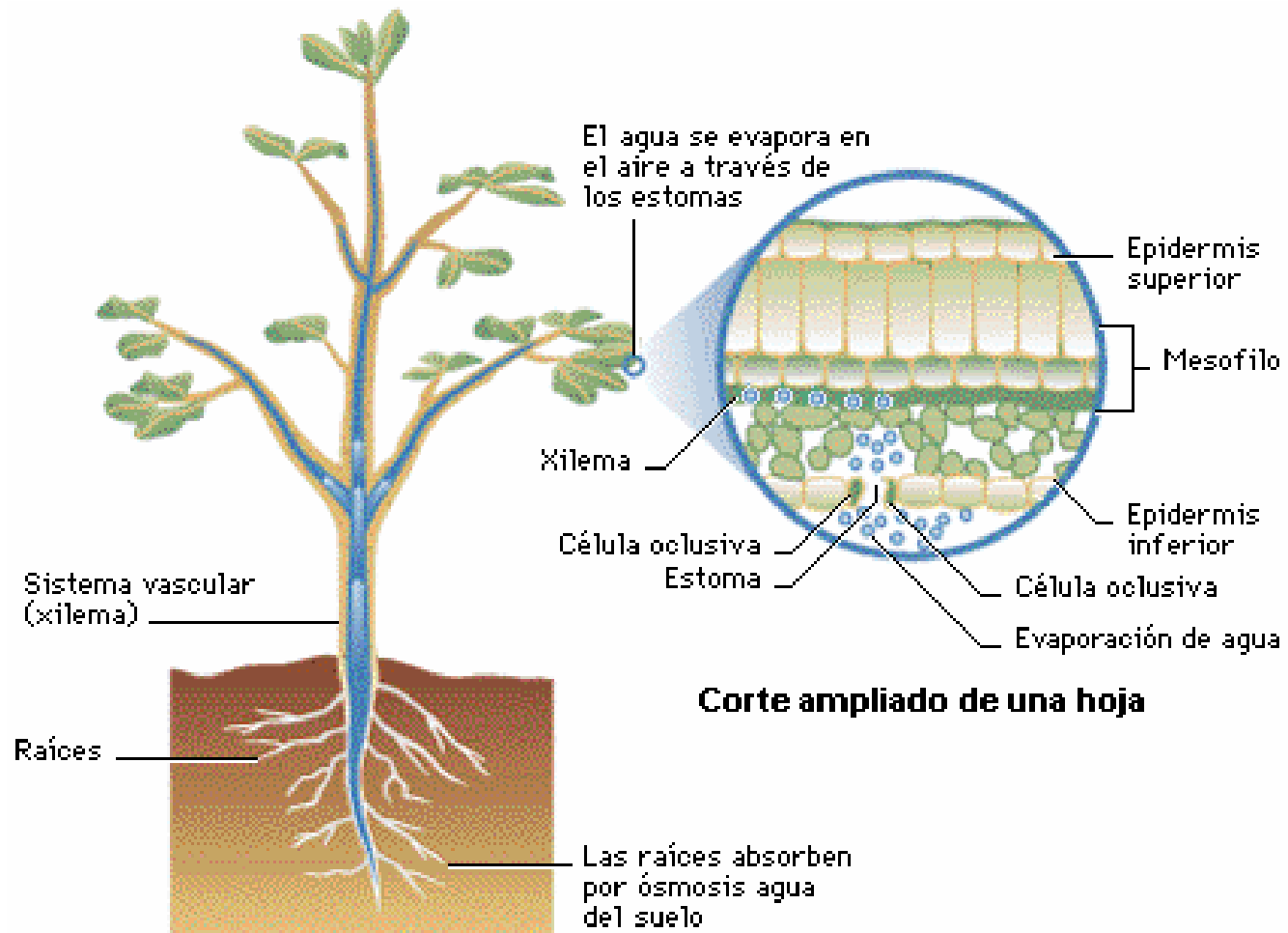
$l_f = 80$  [Cal/gr] a presión normal

# EVAPORACIÓN



# Transpiración

*Es la pérdida de agua en forma de vapor a la atmósfera principalmente por los estomas de la planta.*



# ***Evapotranspiración***

*Combinación de agua evaporada directamente del suelo y agua transpirada por las plantas.*

# ***Evapotranspiración potencial (EP)***

**Máxima evaporación posible en un intervalo de tiempo cuando el suelo se encuentra con un contenido óptimo de humedad (capacidad de campo) y cubierto totalmente con una capa vegetal de baja altura en activo crecimiento y cuyo albedo sea de alrededor de un 25 %.**



# *Evapotranspiración real (ETR)*

Evaporación del suelo más transpiración de las plantas en condiciones reales, teniendo en cuenta que la cobertura vegetal no siempre es completa y que los niveles de humedad en el suelo son variables.


# EVAPOTRANSPIRACION

**La Evapotranspiración de un cultivo de bajo porte, es menor que la evaporación desde una superficie libre de agua (Penman y Schofield, 1951)**

- \* Cierre de los estomas durante la noche,
- \* Resistencia que presentan los estomas
- \* Reflectancia de la vegetación

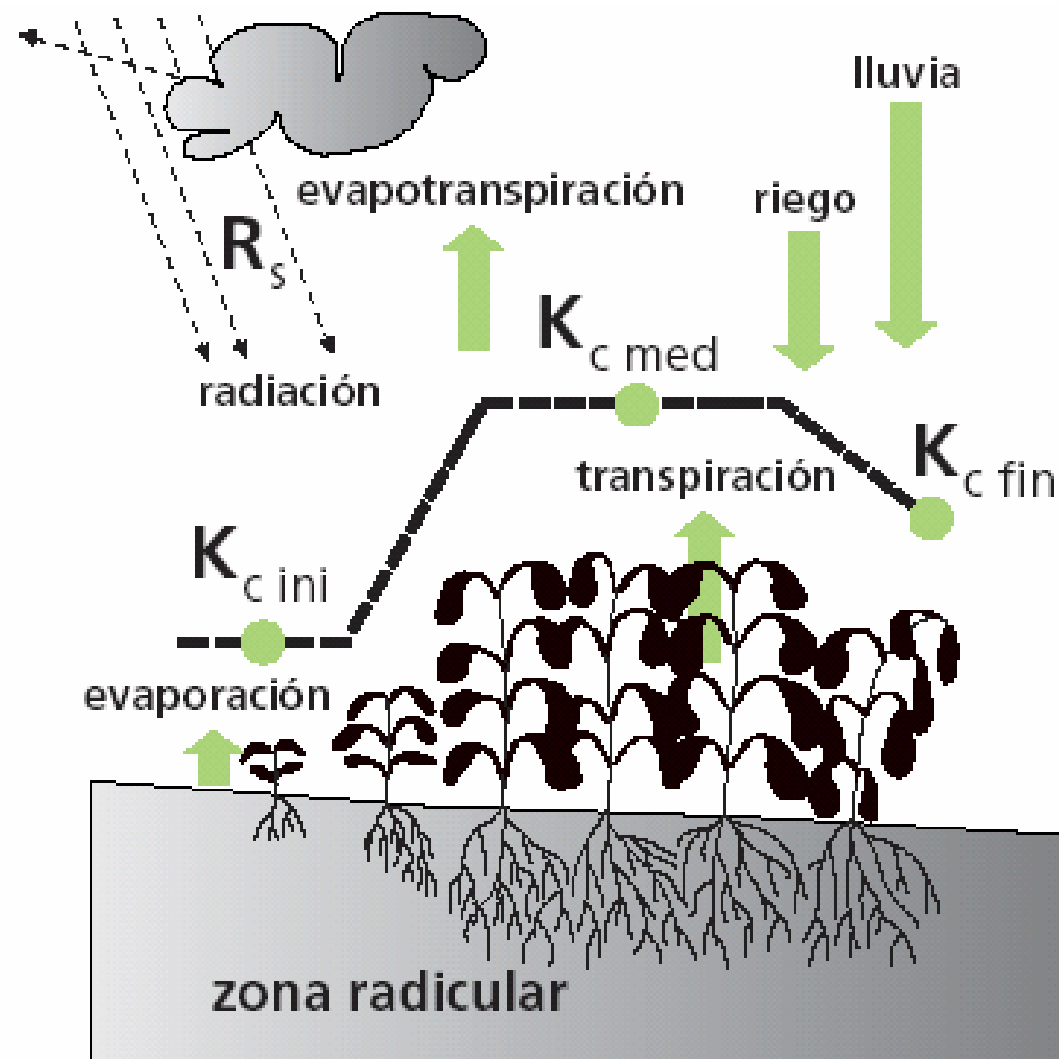
.....la superficie libre de agua no presenta estos obstáculos y posee energía almacenada durante el día que le permite continuar el proceso por la noche.

**La Evapotranspiración es cercana al 75 % de la evaporación de una superficie libre (Neumann, 1953)**



La Evapotranspiración real puede alcanzar valores iguales o menores a la Evapotranspiración potencial.

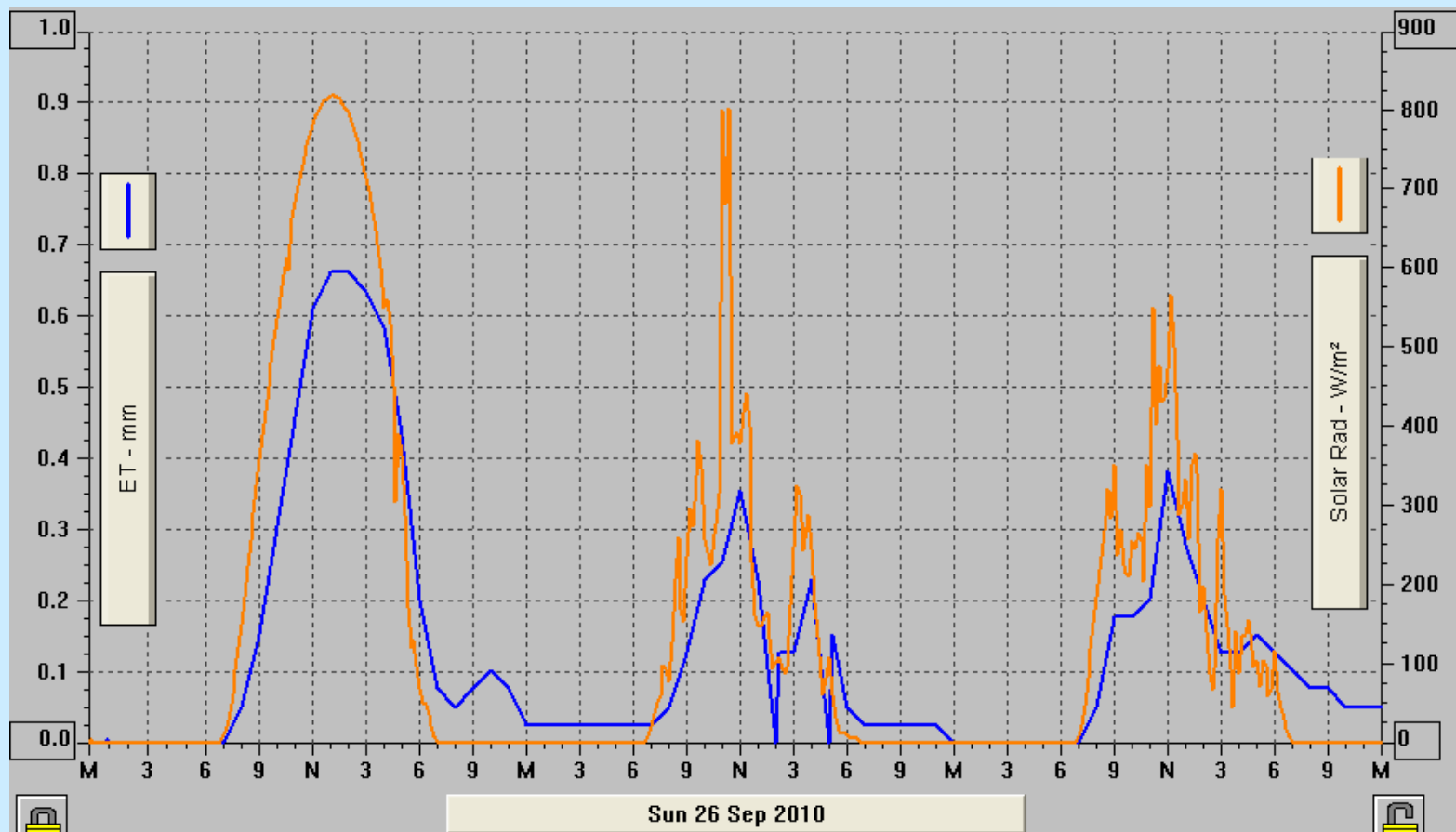
# EVAPOTRANSPIRACION



La ETP diaria es *máxima* cuando:

- el balance de radiación es positivo,
- es máximo el déficit de saturación y
- frecuentemente viento máximo.

El *mínimo diario* ocurre en horas de la noche.



En verano la demanda energética de la atmósfera produce un aumento de la Evapotranspiración diaria.

Las plantas tienen un déficit hídrico sistemático durante el curso del día.

## Fórmulas de estimación:

Thornthwaite 1948,

Penman 1948,

Blaney y Criddle 1950 y

Papadakis en 1961

Requieren la medición de un conjunto de variables como temperatura, viento, radiación, humedad.

# Estimación de la Evapotranspiración potencial mensual por el método de Penman según Frere 1972.

Esta fórmula fue desarrollada por Penman para la estimación de la evaporación de una superficie libre de agua y la Evapotranspiración de un suelo cubierto de vegetación.

$$E = \frac{\Delta \cdot Q_n + \gamma (E_a)}{\Delta + \gamma}$$

$\Delta$ : gradiente de tensión de saturación en función de la temperatura en mb/ °C

$\gamma$  : coeficiente psicrométrico.

$Q_n$ : radiación neta.

$E_a$ : término advectivo.

Frere (1972) realizó una modificación de la fórmula de Penman:

$$EP = \frac{Po/P \cdot \Delta / \gamma [0.75Ra (0.18 + 0.55 n/ N) - \gamma T4 K (0.56 - 0.079 \sqrt{ed}) 0.10 + 0.90n/N] + 0.26 (ea - ed) (1.00 + 0.5U)}{(Po/P \cdot \Delta / \gamma ) + 1.00}$$

siendo:

$P_o$  : Presión atmosférica media a nivel del mar (expresada en mb)

$P$ : Presión atmosférica media en mb en función de la altura de la estación.

$\Delta$ : gradiente de la tensión de saturación del vapor en función de la temperatura en mb por cada °C

$\gamma$ : Coeficiente psicrométrico = 0,00066 vent. forz; 0,0008 para vent natural

$R_a$ : Radiación neta expresada en mm de agua evaporable 1mm/ 59 cal

$e_a$ : Tensión de saturación del vapor en mb

$e_d$ : Tensión de vapor del período considerado en mb

U: Velocidad media del viento a 2 metros de altura expresada en km/h.

n : horas de insolación

N: horas de insolación extraterrestre

Los datos de viento tomados a 10 m de altura se reducen a 2 m (perfil logaritm)

Un factor de 0,78 se puede utilizar para una estimación gruesa.

Para la estimación de la Evapotranspiración

**Tablas** "Tensión de saturación del vapor **ea** en mb en función de T° C y

Se obtiene **ea**

**Tabla** "Valores de **Po/P** .  $\Delta/\gamma$  en función de T° y altura en m sobre o bajo el nivel del mar",

Se obtiene el término de **Po**  $\Delta / P \gamma$

Datos de la altura sobre el nivel del mar de las algunas localidades.

<b>Jujuy</b>	<b>1303 m</b>
<b>Pergamino</b>	<b>66 m</b>
<b>Corrientes</b>	<b>39 m</b>
<b>Balcarce</b>	<b>112 m</b>
<b>Paraná EEA</b>	<b>110 m</b>

# Datos de velocidad del viento (km/h tomados a 10 m de altura).

	<b>E</b>	<b>F</b>	<b>M</b>	<b>A</b>	<b>M</b>	<b>J</b>	<b>J</b>	<b>A</b>	<b>S</b>	<b>O</b>	<b>N</b>	<b>D</b>
<b>Jujuy</b>	<b>6</b>	<b>6</b>	<b>6</b>	<b>6</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>6</b>	<b>6</b>
<b>Perg.</b>	<b>11</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>11</b>	<b>11</b>
<b>Ctes.</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>9</b>	<b>8</b>
<b>Brce.</b>	<b>18</b>	<b>17</b>	<b>15</b>	<b>13</b>	<b>12</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>18</b>	<b>18</b>	<b>18</b>

# EP Localidad Jujuy

TÉRMINO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
$Po/P \cdot \Delta/\gamma Rn$ (1)	11,4	9,68	7,03	3,84	2,35	1,38	1,24	2,38	4,59	6,95	9,14	11,7
$0,26(ea-ed).(1+0,15U)$ (2)	2,78	2,21	1,89	1,78	1,63	1,34	2,01	3,14	3,6	3,87	3,56	3,46
$Po/P \cdot \Delta/\gamma + 1$ (3)	3,68	3,54	3,4	3,04	2,81	2,62	2,53	2,71	3,04	3,28	3,54	3,83
EP diaria = $(1) + (2)$ (3)	3,8	3,76	2,62	1,85	1,41	1,04	1,29	2,03	2,69	3,30	3,59	3,96
EP mensual	120	94	81	56	44	31	40	63	81	102	108	123

# EP Localidad Pergamino

TÉRMINO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Po/P . $\Delta/\gamma$ Rn (1)	12,18	10,1	6,20	2,68	0,81	0,21	0,23	1,01	2,71	4,86	8,49	11,32
0,26(ea-ed).(1+0,15 U) (2)	6,35	4,98	3,57	1,96	1,46	1,0	1,18	1,87	2,65	2,79	4,29	5,41
Po/P . $\Delta/\gamma$ + 1 (3)	3,58	3,44	3,19	2,76	2,40	2,25	2,17	2,25	2,48	2,66	3,08	3,44
EP diaria = (1)+(2) (3)	5,18	4,38	3,06	1,68	0,95	0,54	0,65	1,28	2,16	2,88	4,15	4,86
EP mensual	160	123	95	50	29	16	20	40	65	89	124	151

# EP Localidad Balcarce

TÉRMINO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Po/P . $\Delta/\gamma$ Rn (1)	9,65	7,89	5,02	1,85	0,30	-0,17	- 0.07	0,59	1,99	4,04	6,86	8,95
0,26(ea-ed).(1+0,15 U) (2)	7,19	7,57	3,60	2,02	1,3	0,98	0,99	1,51	2,16	3,12	4,86	6,08
Po/P . $\Delta/\gamma$ + 1 (3)	3,25	4,24	2,86	1,50	0,69	0,38	0,43	0,99	1,82	2,84	4,19	4,80
EP diaria = (1)+(2) (3)	5,18	4,24	2,86	1,50	0,69	0,38	0,43	0,99	1,82	2,84	4,19	4,80
EP mensual	160	119	88	45	21	12	13	31	55	88	126	149

Un suelo arenoso puede contener solamente de 10 a 20 mm. de agua por cada 30 cm. de profundidad,

Un suelo de arcilla fina puede almacenar 100 o más mm. en esa misma profundidad.

## **Humedad gravimétrica**

Frecuentemente se expresa en porcentaje (International Society of Soil Science):

$$\text{Hg (\%)} = \frac{\text{Masa de suelo húmedo} - \text{Masa de suelo seco}}{\text{Masa de suelo seco}} \cdot 100$$

$$\text{Hg (\%)} = \frac{\text{Mag}}{\text{Ms}} \cdot 100$$

donde:

Hg = humedad de suelo (%)

Mag = masa de agua (g)

Ms = masa de suelo (g)

## La humedad volumétrica:

$$H_v (\%) = \frac{\text{Volúmen de agua en el suelo}}{\text{Volúmen total del suelo}} \cdot 100$$

que puede escribirse como:

$$H_v (\%) = \frac{\frac{\text{Masa de agua}}{\text{Densidad del agua}}}{\frac{\text{Masa del suelo}}{\text{Densidad aparente del suelo}}}$$

**Capacidad de retención (mm) = DA(g/cm<sup>3</sup>) . HE(cm<sup>3</sup>/g) . h(cm) . 10(mm/cm)**

donde:

**DA** = Densidad aparente del suelo

**HE** = Humedad equivalente. Es la máxima cantidad de agua retenida por un suelo, después de haber drenado el agua gravitante bajo la fuerza centrífuga de 1000 g durante 30 minutos.

**h** = altura del horizonte en cm.

**HE =  $\frac{Hg \text{ (máxima)}}{\text{Densidad del agua}}$  =  $\frac{\text{masa de agua}}{\text{masa del suelo}} \cdot \frac{\text{volumen de agua}}{\text{masa de agua}}$**

**HE =  $\frac{\text{volúmen de agua}}{\text{masa de suelo}}$**

# **Balance Hidrológico Climático**

Fue introducido por Thornthwaite en 1944 y usado como base para su nueva clasificación de climas de 1948.

Es climático porque utiliza valores normales de precipitación y Evapotranspiración.

# **Cálculo del Balance Hidrológico Mensual Climático**

Conociendo la Evapotranspiración Potencial (EP o Eto) y la precipitación (P), mensual de un lugar, es posible efectuar el balance hidrológico

1. Evapotranspiración Potencial o Evapotranspiración de referencia :  
(**EP** o **ET<sub>o</sub>**) Milímetros de EP obtenidos por cálculo mediante el empleo de fórmulas (p.e. Penmann).

## 2. Precipitación: (P)

Valores obtenidos de las estadísticas climatológicas correspondientes.

### 3. $(P - EP) = DP$

Precipitación      menos      Evapotranspiración  
Potencial

Un valor negativo de  $P - EP = DP$  indica la cantidad de precipitación que falta para satisfacer las necesidades potenciales de agua del área y su vegetación.

Un valor positivo de  $P - EP$  indica la cantidad de agua que excede. Sirve para la recarga de humedad del suelo y el escurrimiento.

En la mayoría de las localidades hay una sola estación húmeda y otra estación seca. En éstas localidades sólo existen dos posibilidades:

a). El suelo llega a capacidad de campo al final de la época húmeda.

(Ej.: Dolores, Provincia de Buenos Aires).

# Dolores (Buenos Aires, 1941- 1960) CC = 300

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
EP	124	103	89	54	33	20	20	27	41	58	85	112	766
Pp	72	96	97	88	79	63	54	60	79	60	82	83	913
DP=Pp-EP	-52	-7	8	34	46	43	34	33	38	2	- 3	- 29	
ALM	226	221	229	263	300	300	300	300	300	300	297	269	
Δ ALM	-43	-5	8	34	37	0	0	0	0	0	-3	-28	
ER	115	101	89	54	33	20	20	27	41	58	85	111	754
EXCESO	0	0	0	0	9	43	34	33	38	2	0	0	159
DEFICIT	9	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	12

$$Alm_t = Alm_{t-1} \cdot e^{(DP/CC)}$$

Si  $Pp > EP \rightarrow ER = EP$  pero si  $Pp < EP \rightarrow ER = Pp + |\Delta ALM|$

Si  $Alm = Cc \rightarrow Exceso = DP - \Delta ALM$

Si  $Alm < Cc \rightarrow Deficit = EP - ER$

b) El suelo no llega a capacidad de campo al final de la época húmeda

Ej. Vera (Provincia de Santa Fe), donde la precipitación anual es menor que la Evapotranspiración potencial anual.

# Vera (Santa Fé, 1941- 1960)      CC = 300 mm

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑ O
EP	167	131	110	68	44	30	31	37	54	81	10 7	145	100 5
Pp	98	96	128	104	60	28	28	31	46	73	10 2	136	930
DP=Pp- EP	-69	-35	18	36	16	-2	-3	-6	-8	-8	-5	-9	
ALM	126	112	130	166	182	181	179	176	17 1	16 7	16 4	159	
Δ ALM	-33	-14	18	36	16	-1	-2	-3	-5	-4	-3	-5	
ER	131	110	110	68	44	29	30	34	51	77	10 5	141	930
EXCESO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
DEFICIT	36	21	0	0	0	1	1	3	3	4	2	4	75

$$\text{Alm H} = \frac{R+}{1 - e^{DP_{\text{neg}}/CC}}$$

$$\text{Alm H} = \frac{R}{1 - e^{DP/CC}}$$

**Pruebas de Cierre:** (valores anuales)

$$\Sigma EP = \Sigma ER + \Sigma \text{Déficit}$$

$$\Sigma Pp = \Sigma ER + \Sigma \text{Exceso}$$

**El método de FAO Penman-Monteith para estimar  $ET_0$  utiliza la ecuación:**

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Donde:

$ET_0$  evapotranspiración de referencia [mm/dia<sup>-1</sup>],

$R_n$  Radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>],

$G$  densidad de flujo de calor del suelo [MJ m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>],

$T$  Temperatura media diaria a 2 m [°C],

$u_2$  Velocidad del viento a 2 m [m s<sup>-1</sup>],

$e_s$  presión de saturación del vapor [kPa],

$e_a$  presión real de vapor [kPa],

$e_s - e_a$  déficit de la presión de saturación [kPa],

$D$  pendiente de la curva de de presión de vapor [kPa °C<sup>-1</sup>],

$\gamma$  constante psicrometrica [kPa °C<sup>-1</sup>].

**enlinea\_penman-monteith: Evapotranspiration potencial por el método de Penman-Monteith**

**Fórmulas**



$$(e_s - e_a) \downarrow (e_o - e_a) = e_o [1 + (HR/100)]$$

$$E_n = Q_n / (\rho \lambda)$$

$$E_a = 86400 [(\rho_a c_p) / (\rho \lambda \gamma)] (e_s - e_a) (r_s + r_a)^{-1}$$

$$\Delta = (0.00815 T_a + 0.8912)^7$$

$$\gamma \downarrow = \gamma [1 + (r_s / r_a)]$$

$$E = (\Delta E_n + \gamma \downarrow E_a) / (\Delta + \gamma \downarrow)$$

**DATOS DE ENTRADA:**

[Descripción] [Ejemplo]

Mes:

Temperatura del aire  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ):

Radiación neta  $Q_n$  ( $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ ):

**DATOS DE ENTRADA:**

Por favor ingrese los datos de entrada y oprima 'Calcular'.

## Evapotranspiración del cultivo

Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos

