



**ÁREA
GEOCIENCIAS**

El Sistema Climático

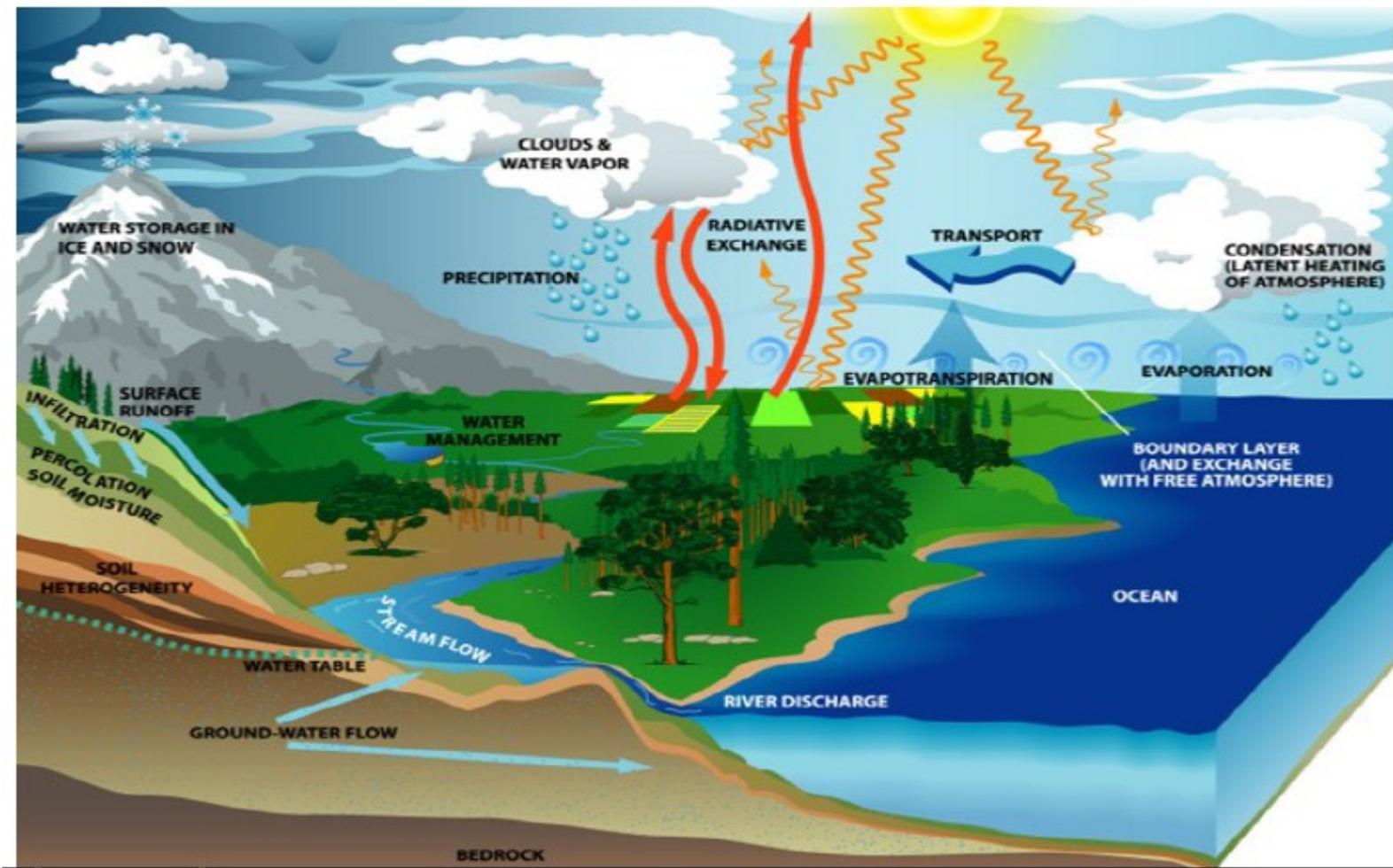
Maestría en Geociencias

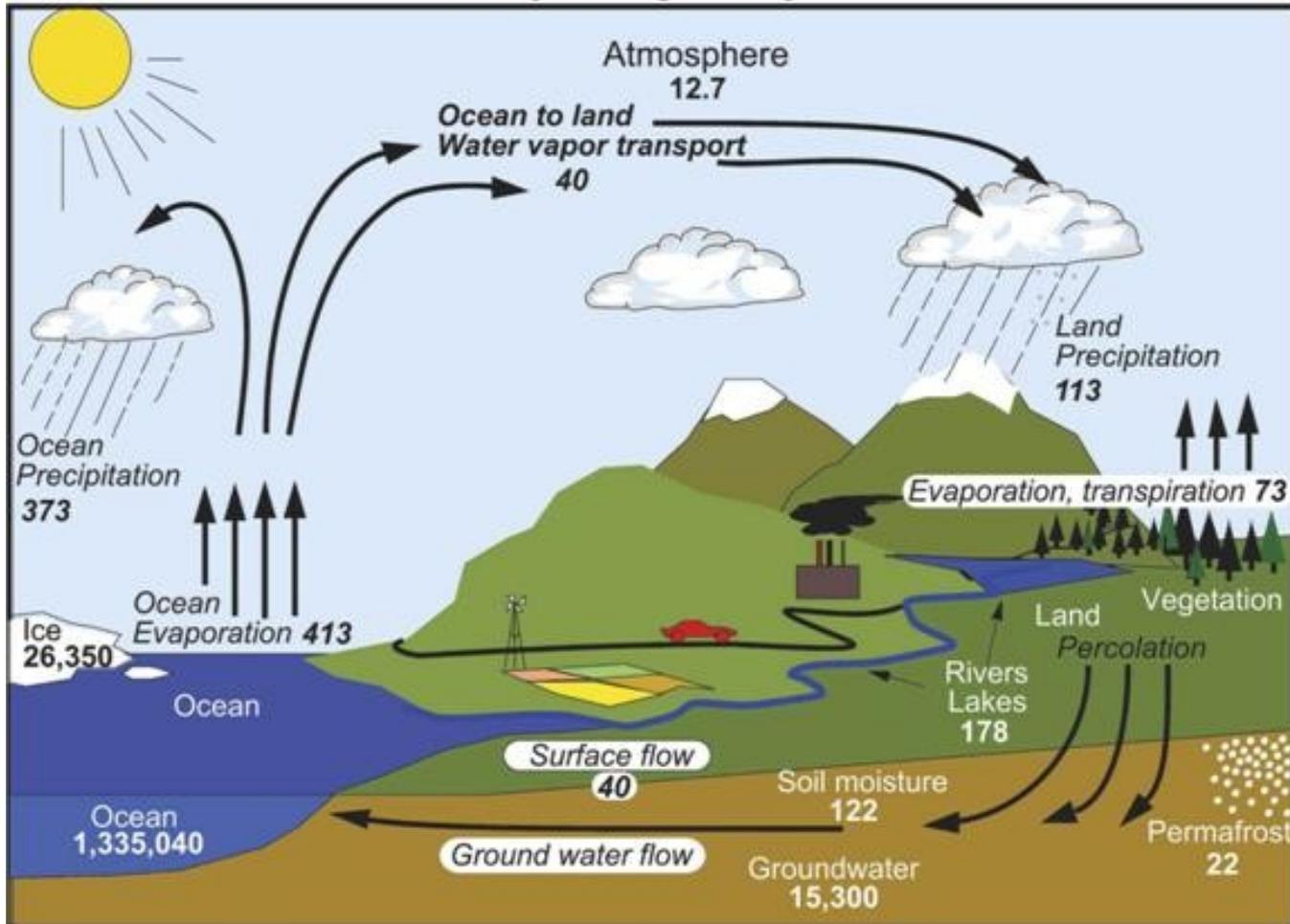
2022

Ciclo Hidrológico



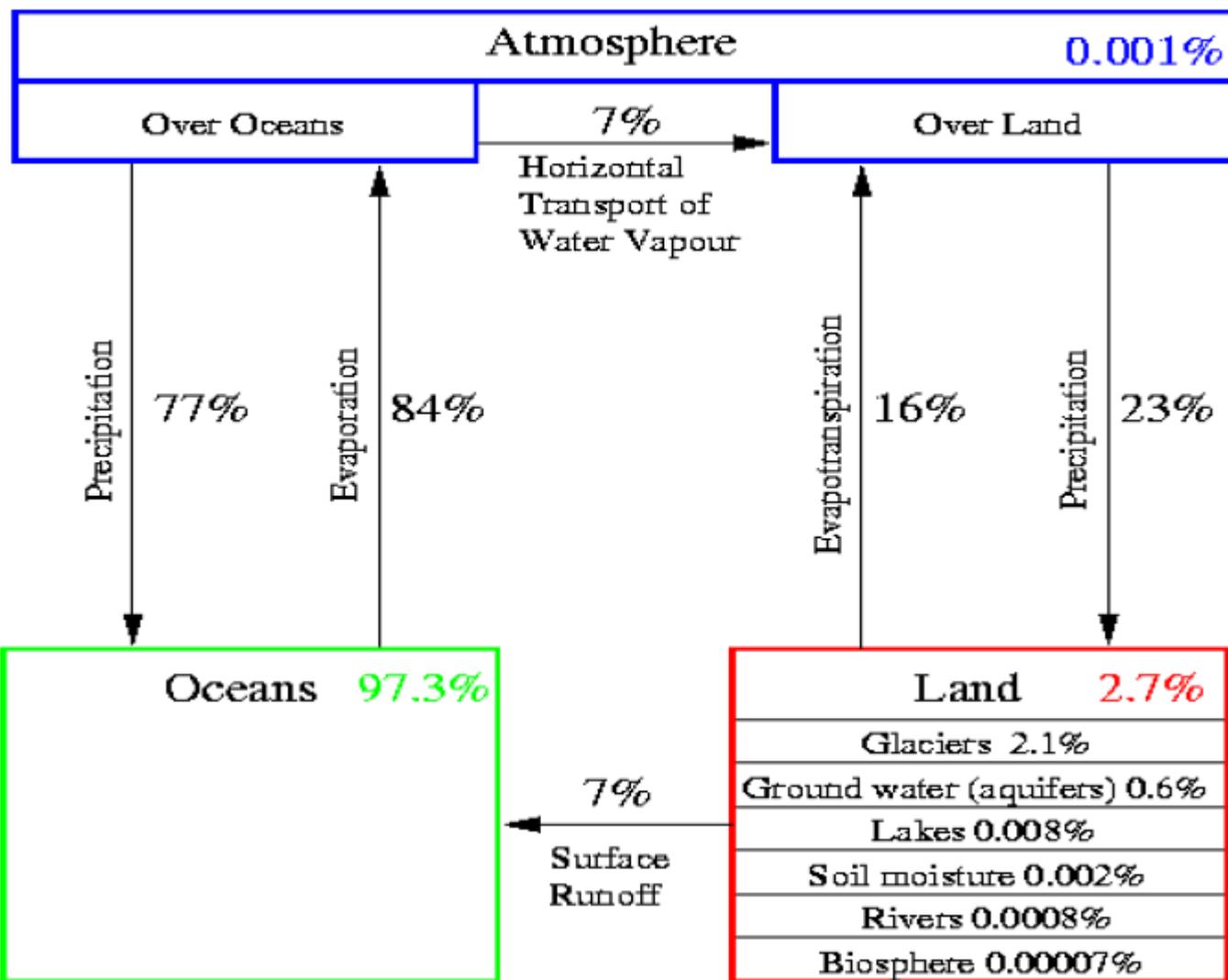
Describe las transformaciones del agua al pasar por los distintos reservorios





Reservorios en 10^3 km^3

Flujos en $10^3 \text{ km}^3/\text{año}$



→ Transport of water as fraction of total global annual precipitation

Algunos números

Cantidad de agua (1 año) que mueve el ciclo hidrológico, equivale a 1m de agua distribuido en toda la sup. Terrestre.

**La energía requerida para evaporar 1 m de agua = 80 W/m^2
 $L_v=2453 \text{ kJ/kg}$**

Si toda el agua de la atmósfera condensara, representaría 2.5 cm

**La atmósfera remueve por precipitación aprox. 40 veces al año
(tiempo de residencia del agua: 9 días)**

Vapor de agua aprox. 50% efecto inv.

Nubes: aprox .30% efecto inv. y 50% albedo

Balance del Agua

Almacenamiento de
agua en una región
de continente

Evaporación

Escorrentía

Continente : $\Delta W_C = P - E - \Delta F_C$

$P = P + D$ siendo D condensación en superficie (rocío, heladas, etc)

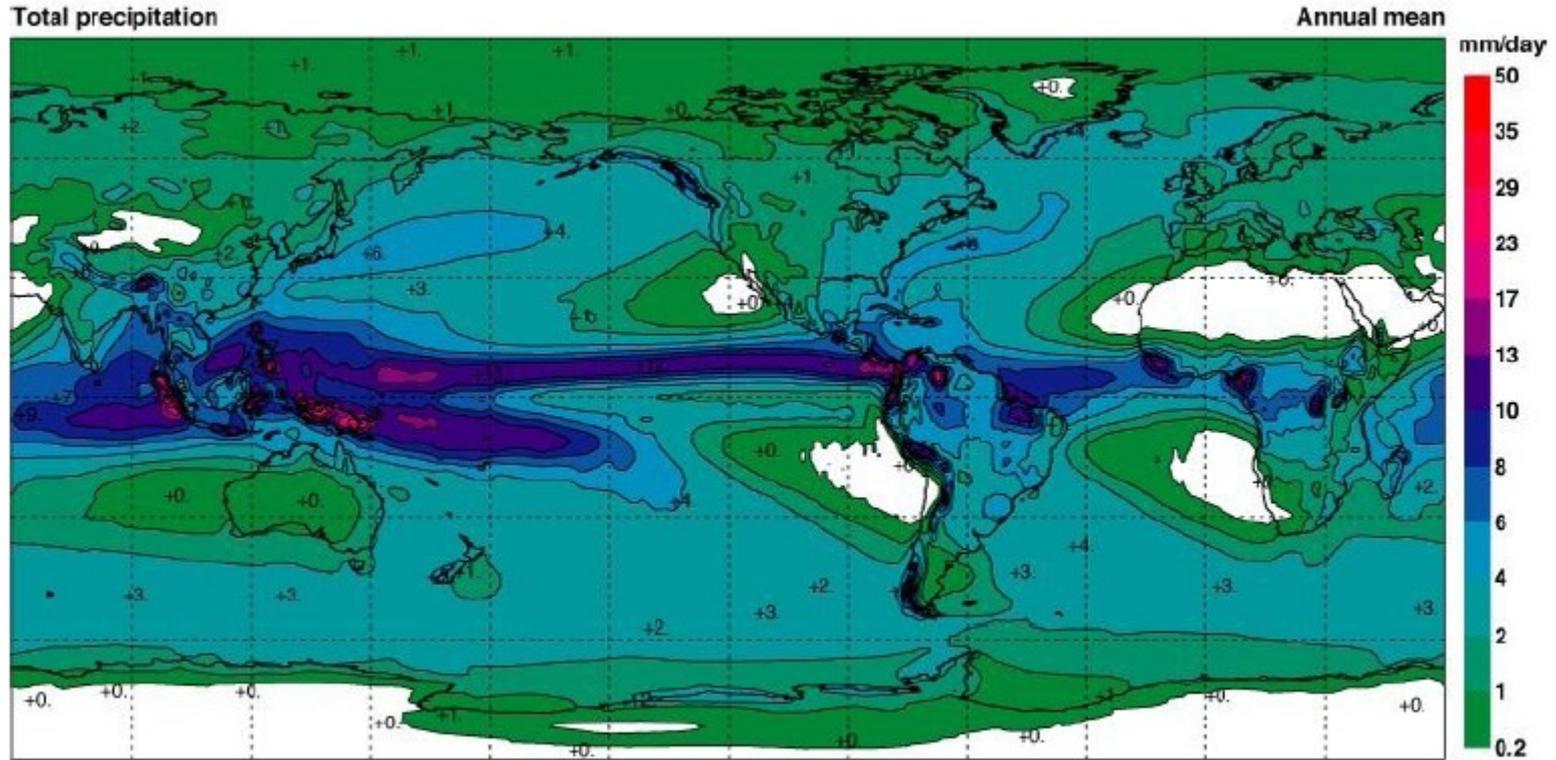
Atmósfera : $\Delta W_a = -P + E - \Delta F_a$

Almacenamiento de
agua en una región
de atmósfera

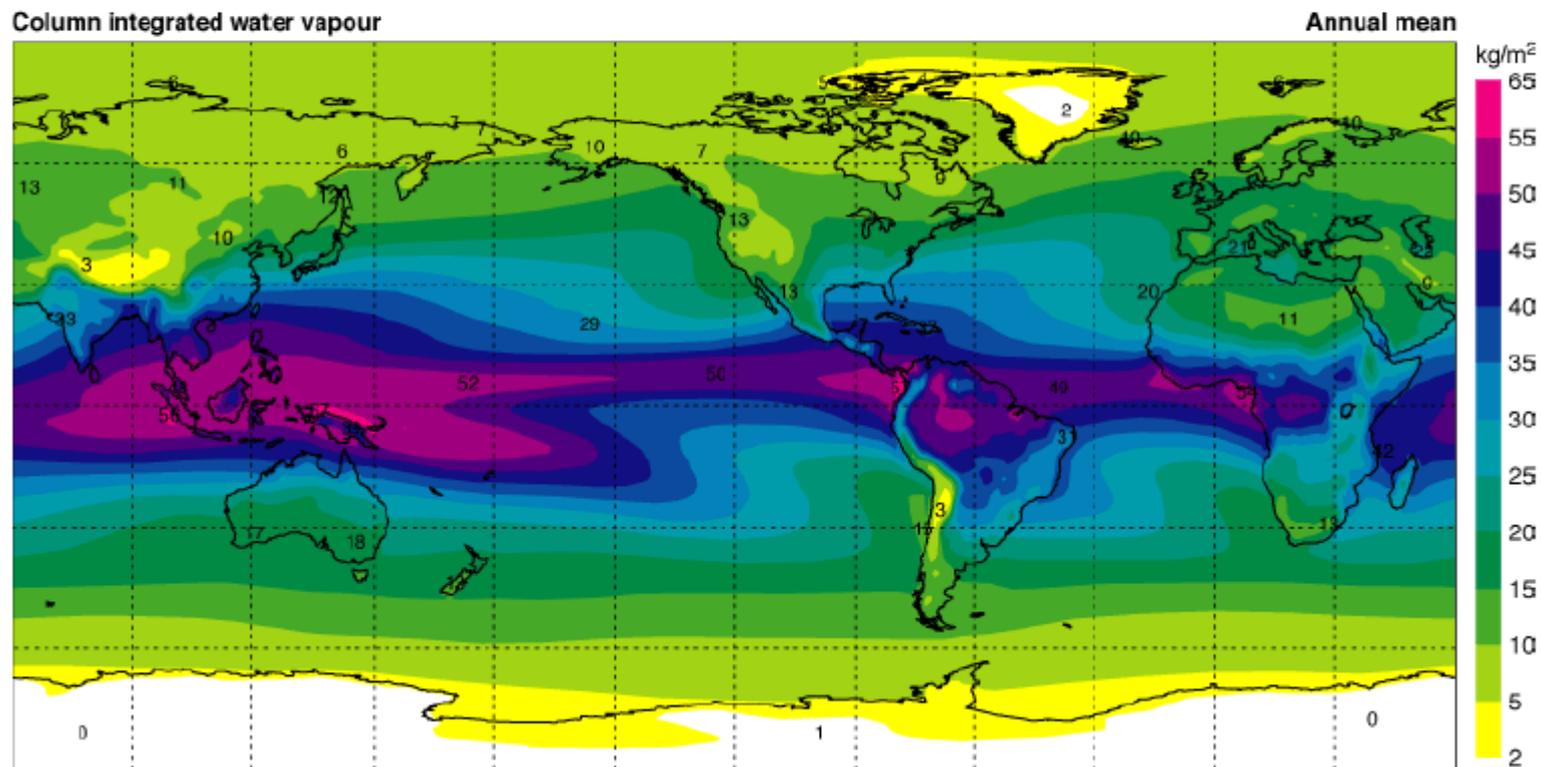
Transporte lateral

$$\Delta (W_a + W_C) = -\Delta (F_a + F_C)$$

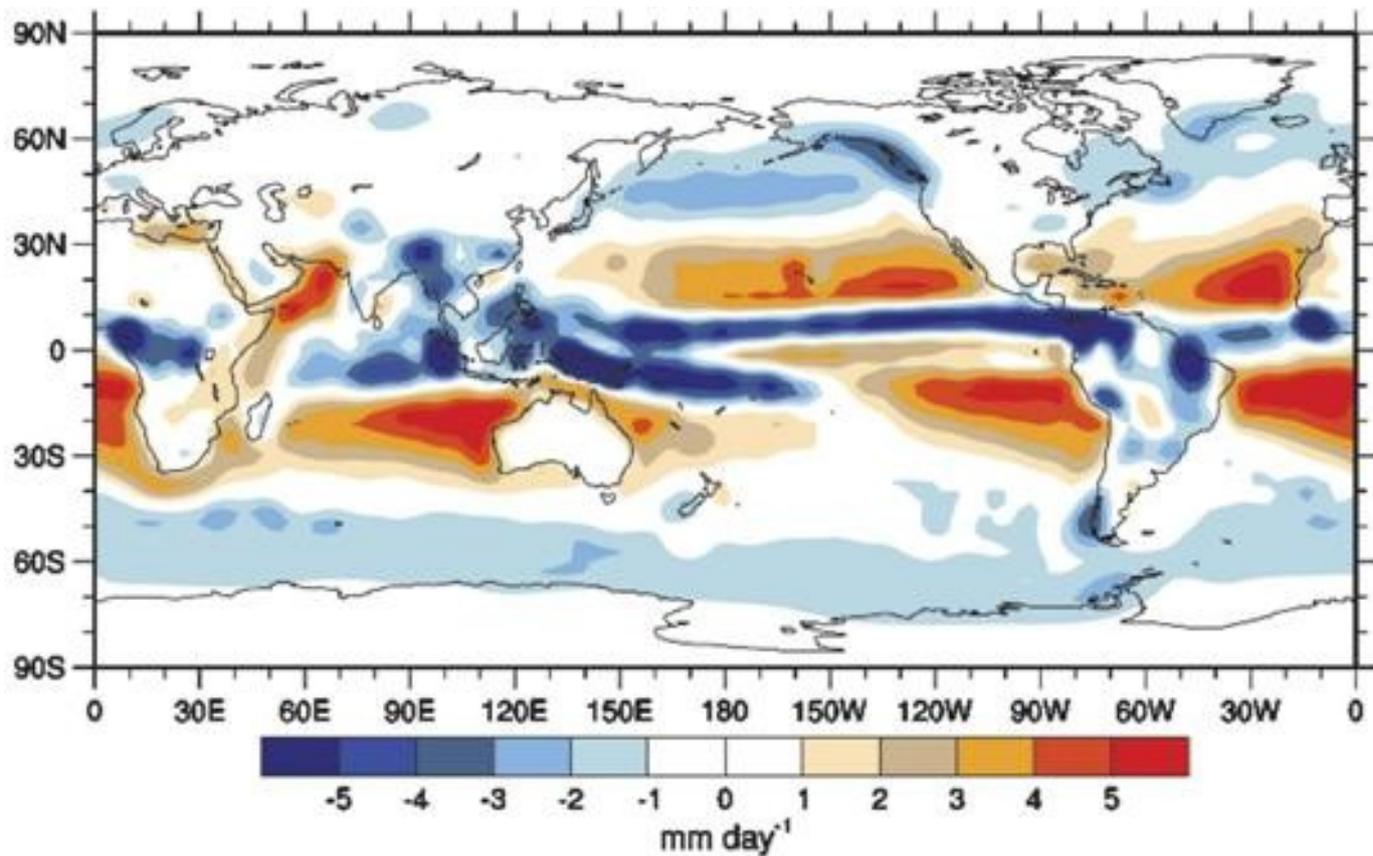
Precipitación



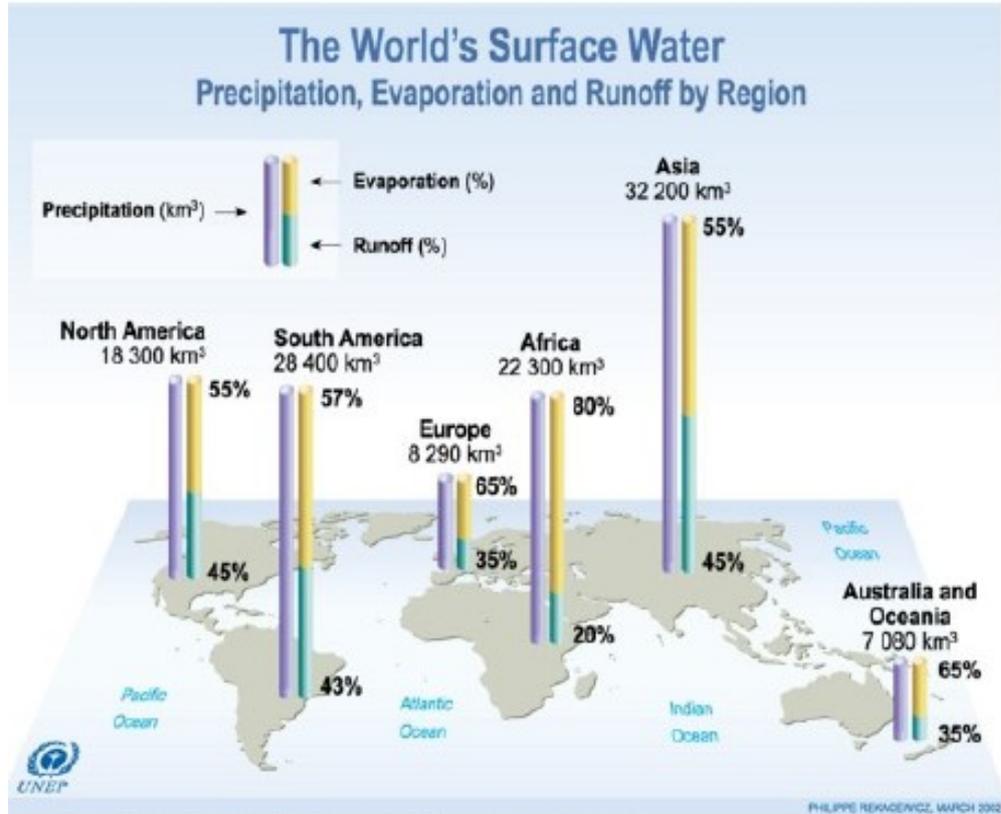
Vapor de agua en la columna es similar a la distribución de precipitación



Evaporación - Precipitación



Escorrentía



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

- Factores meteorológicos que afectan:

Tipo de precipitación (lluvia, nieve, etc)

Precipitación: intensidad, duración y cantidad.

Ubicación de la precip. En la base de drenaje.

Precip. Previa que condiciona la humedad del suelo.

- Factores físicos que afectan:

Uso del suelo

Vegetación

Tipo de suelo

Area de drenaje, elevación, etc

Desde el punto de vista atmosférico del ciclo hidrológico es central entender la formación de nubes ya que muestran un cambio de fase en la atmósfera y juegan un rol fundamental en el término (P-E) (además de su albedo y efecto invernadero).





¿Porque se formó esta nube, si el cielo estaba claro hacía 4 horas ?

Humedad Relativa (HR)

- Descripción: cuán cerca está el aire de saturarse.
- Definición:

$$HR = \frac{w}{ws}$$

Contenido de vapor de agua

Contenido de vapor de agua en estado de saturación

- **HR=100%** : aire está saturado. (nubes, niebla, precipitación)
- **HR<100%** : aire no saturado.
- **HR>100%** : aire sobresaturado- aire limpio sin núcleos de condensación (raro!!)

Presión de vapor de agua

$$HR = \frac{e}{e_s} \times 100\%$$

Presión de vapor de agua de saturación: máxima presión de vapor de agua en el aire en contacto con agua líquida. En este estado de equilibrio la evaporación y la condensación son iguales y $e=e_s$

$$e=nRT$$

n = número de moles/volumen

e_s depende solo de la T y está dado por la ecuación de Clausius-Clapeyron:

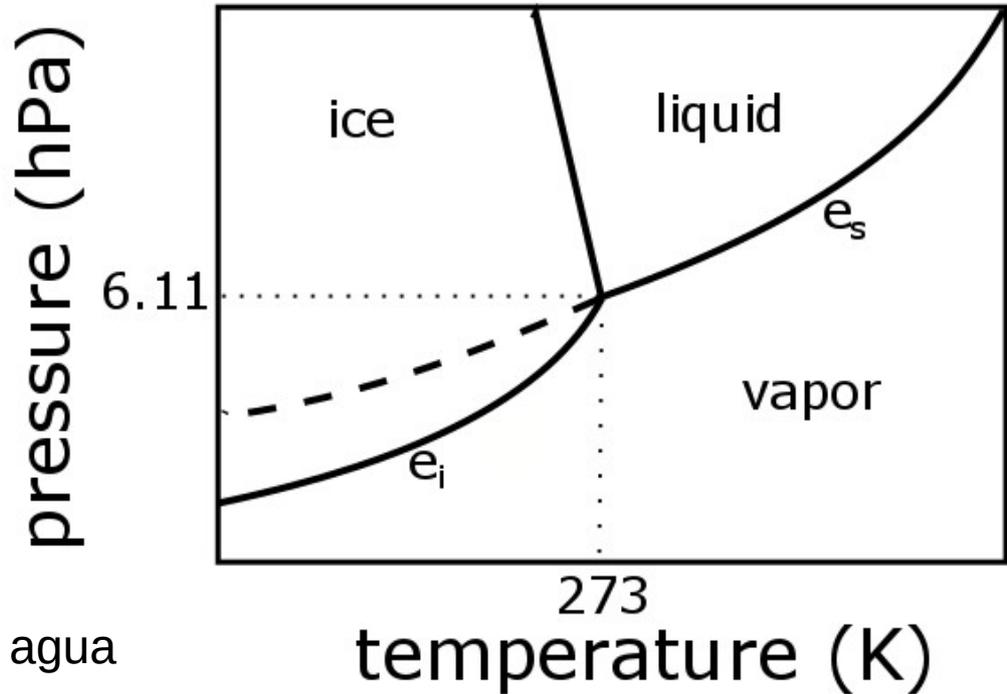
$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$$
$$e_s = e_0 e^{\left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]}$$

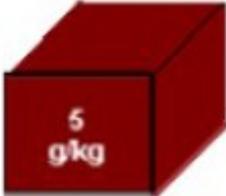
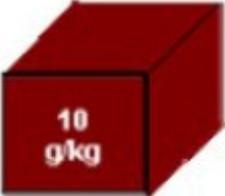
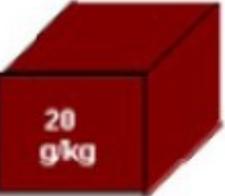
(si L_v se considera
Constante)

$T_0 = 273 \text{ K}$

L_v – calor latente vaporización

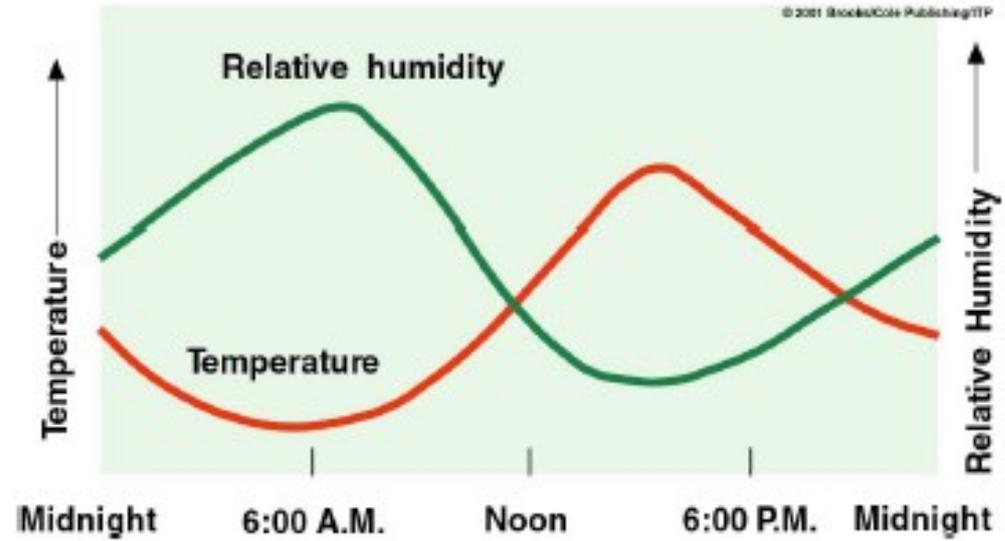
$R_v = 461 \text{ J/kg/K}$ - cte de vapor de agua



TEMPERATURA	25°C	25°C	25°C
GANTIDAD DE VAPOR DE AGUA			
CAPACIDAD	20g/kg	20g/kg	20g/kg
HUMEDAD RELATIVA	$5/20 = 25\%$	$10/20 = 50\%$	$20/20 = 100\%$

TEMPERATURA	20°C	10°C	0°C
GANTIDAD DE VAPOR DE AGUA			
CAPACIDAD	14 g/kg	7 g/kg	3,5 g/kg
HUMEDAD RELATIVA	$3,5/14 = 25\%$	$3,5/7 = 50\%$	$3,5/3,5 = 100\%$

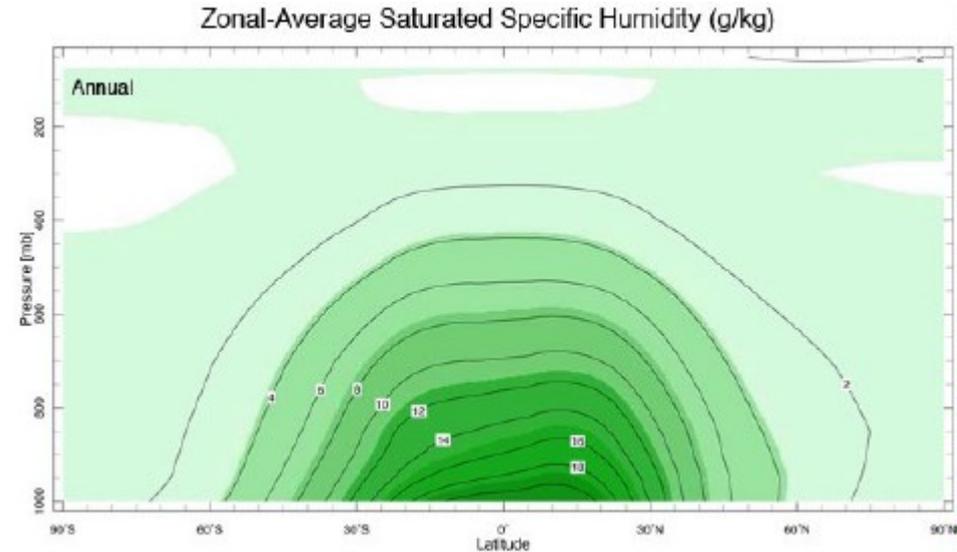
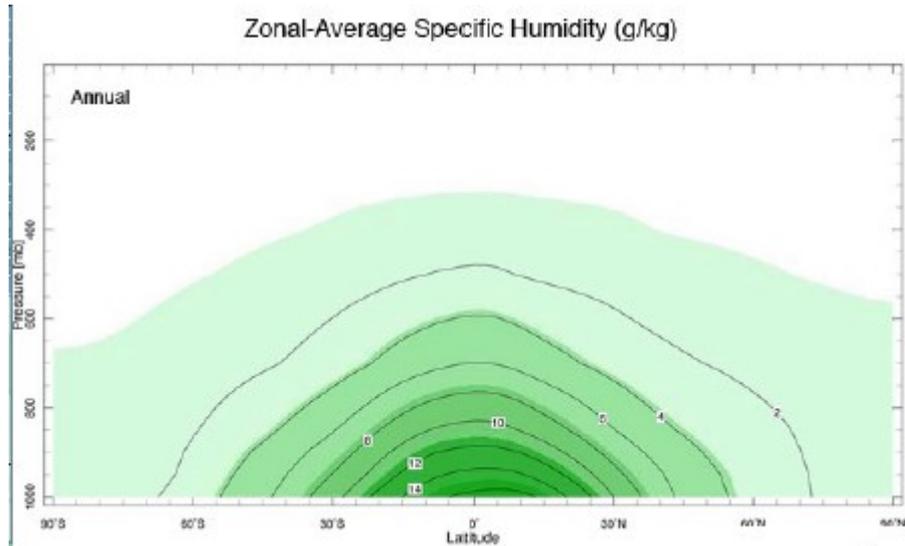
Ciclo diario de humedad relativa



Humedad específica

- Masa de vapor de agua que tiene una parcela de aire comparado con la masa total de la parcela.

$$q = \frac{\text{masa vapor de agua}}{\text{masa total}}$$

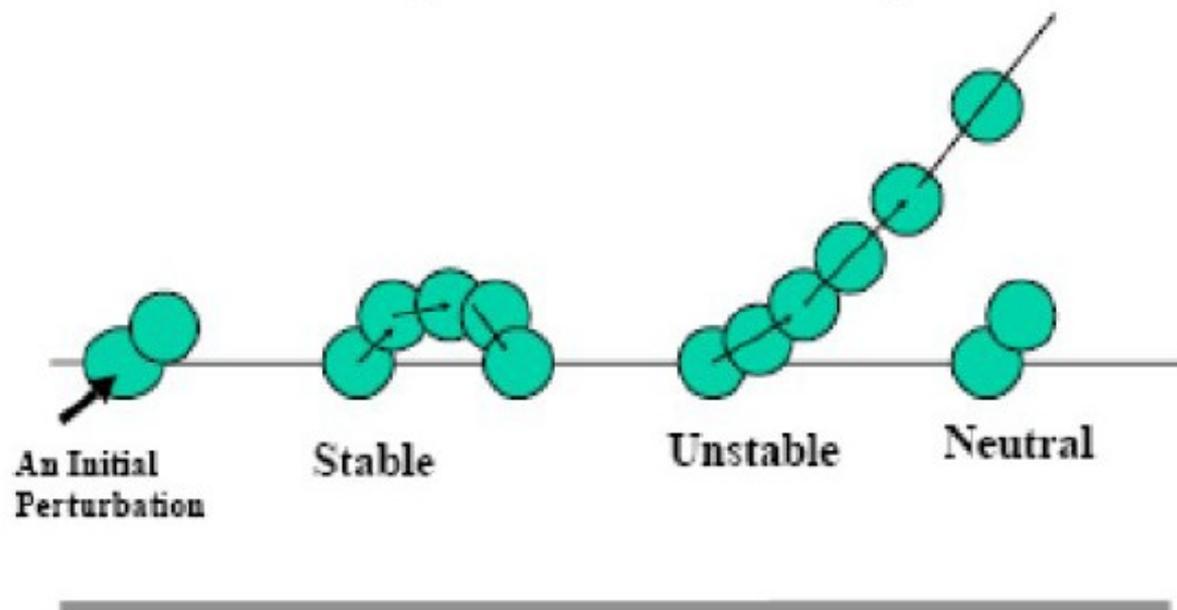


Estabilidad Vertical



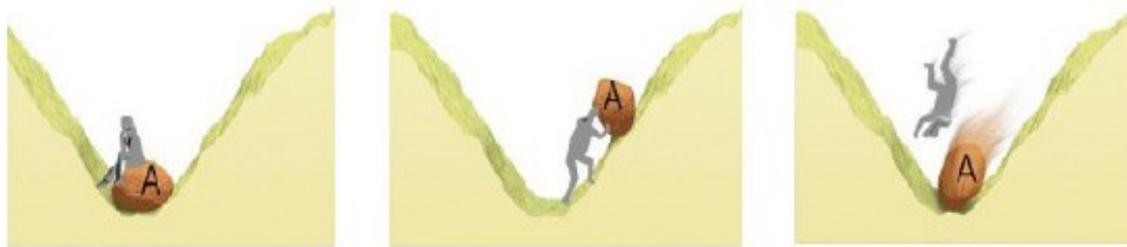
¿Porque se formó esta nube, si el cielo estaba claro hacía 4 horas ?

Stability in the atmosphere

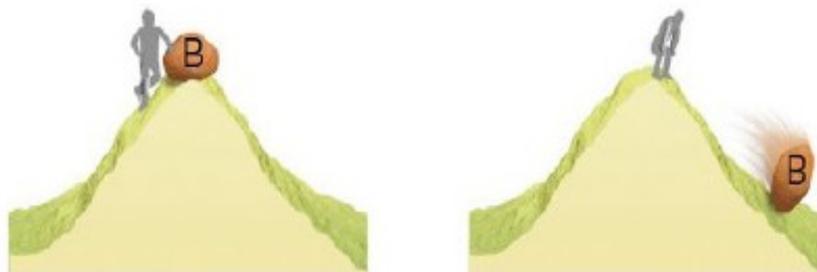


Si desplazamos la parcela de aire de su altura original puede:
Volver a su altura original : ESTABLE
Continuar su movimiento debido a su empuje: INESTABLE
Mantenerse en el lugar que fue desplazada: NEUTRO

Concepto de equilibrio



Stable equilibrium



Unstable equilibrium

Empuje

- Una parcela asciende en la atmósfera cuando su densidad es menor que la del entorno.
- Sea ρ_{ent} la densidad del entorno. De la ecuación de estado se obtiene que:

$$\rho_{ent} = P/RT_{ent}$$

- Sea ρ_{par} la densidad de la parcela de aire, entonces:

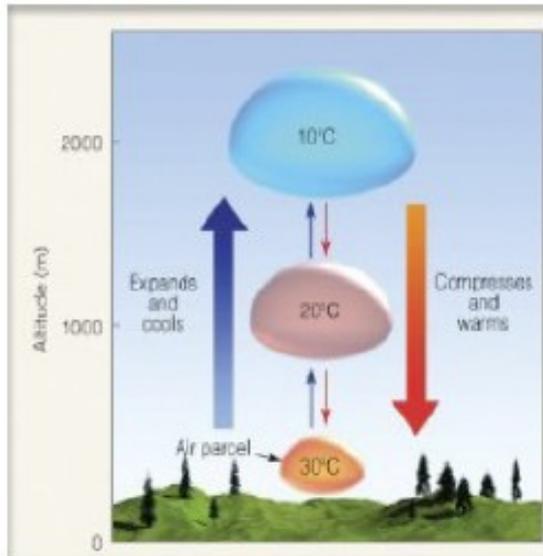
$$\rho_{par} = P/RT_{par}$$

- Tanto la parcela como el entorno a la misma altura se encuentran a la misma presión:
 - ❖ Cuando $T_{par} < T_{ent}$ $\rho_{par} > \rho_{ent}$
 - ❖ Cuando $T_{par} > T_{ent}$ $\rho_{par} < \rho_{ent}$
- ($a = (T_{par}-T_{ent} / T_{ent}) g$: aceleración por empuje)

- Gradiente térmico es la tasa de cambio de la T con la altura.
- Se definen 2 gradientes térmicos:

Gradiente del entorno (Γ)

Que se medirá por ej con los sondeos Un valor típico es -6.5 C/km



Gradiente de la Parcela

El cambio de T que experimentarías una parcela cuando es desplazada verticalmente.

Se asume que es un proceso adiabático

Gradientes de la parcela

Gradiente adiabático seco

Si la parcela contiene vapor de agua, pero no llega a saturar, a medida que asciende se enfría por expansión adiabática.

La parcela se enfría porque usa parte de su energía interna para expandirse y hacer trabajo sobre el entorno.

En este caso se la considera una parcela “seca” y la tasa de cambio de T con la altura está dada por $dT/dz = -9.8 \text{ C/km}$.

Temperatura potencial θ

Ignora el cambio en la T debido al trabajo realizado por o sobre la parcela, por lo que θ es constante para un proceso adiabático. La temperatura potencial es proporcional al calor sensible contenido en la parcela y puede aumentar o decrecer cuando calor sensible es adicionado o removido a través de procesos diabáticos como condensación y radiación.

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_d/c_p} \quad P_0 = 1000 \text{ hPa}$$

En el caso de una parcela no saturada, la estabilidad se puede establecer calculando la temperatura potencial del entorno θ_e

$d\theta_e/dz > 0$ estable

$d\theta_e/dz < 0$ inestable

$d\theta_e/dz = 0$ condicionalmente inestable

Recordar que

- si la parcela no está saturada su θ se mantiene constante cuando se desplaza hacia arriba.
- la parcela se ajusta siempre a la misma presión que el entorno
- En la nivel inicial la parcela tiene la misma θ que el entorno.

Gradiente adiabático húmedo

Si la parcela contiene vapor de agua y satura, entonces el calor liberado por la formación de agua líquida disminuye el enfriamiento por expansión de la parcela.

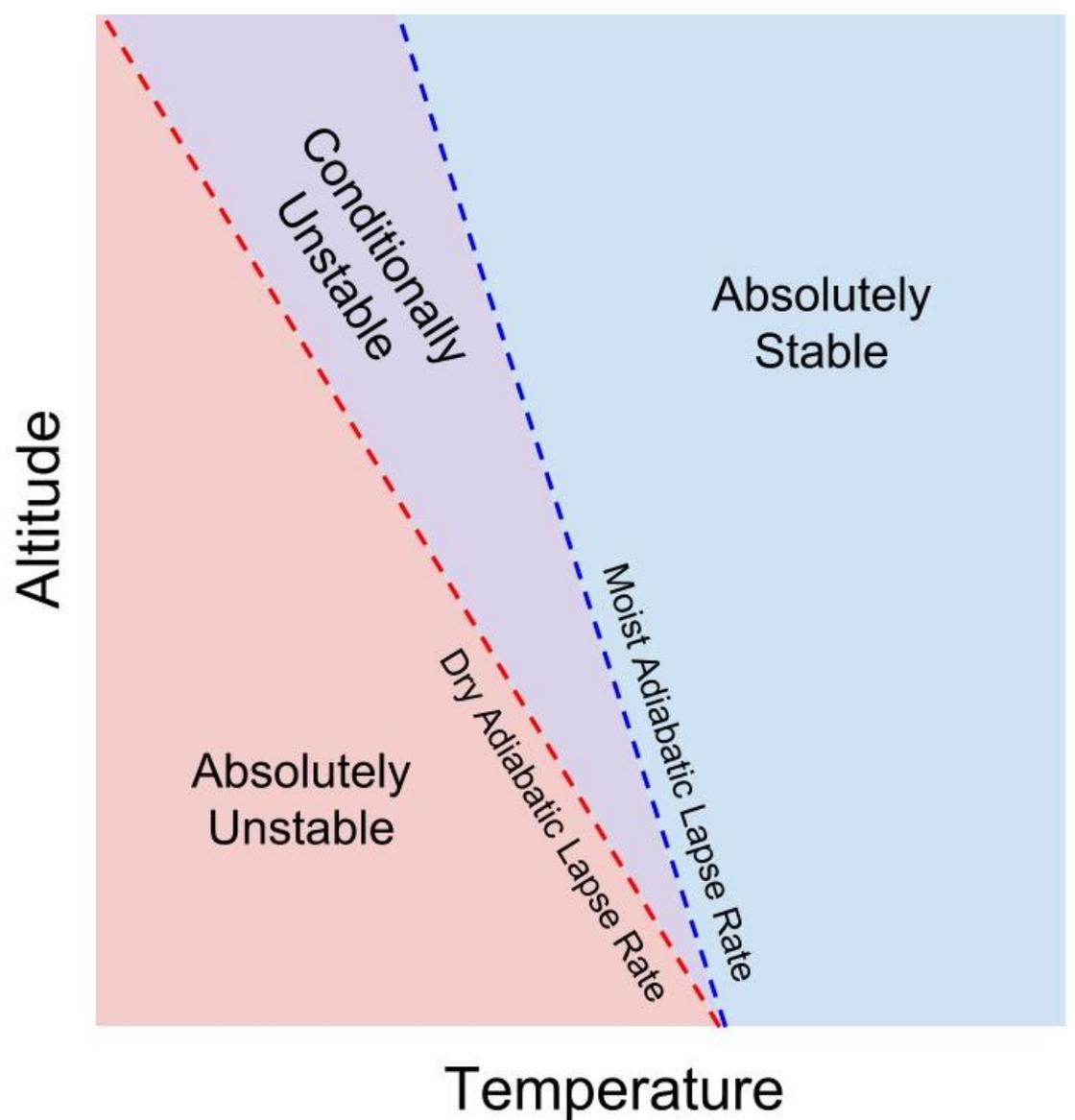
En este caso la tasa de cambio de T con la altura depende de la T y la p

- cerca de la superficie en masas de aire húmedas $dT/dz \sim -4 \text{ C/km}$
- en la atmósfera libre $dT/dz \sim -6-7 \text{ C/km}$

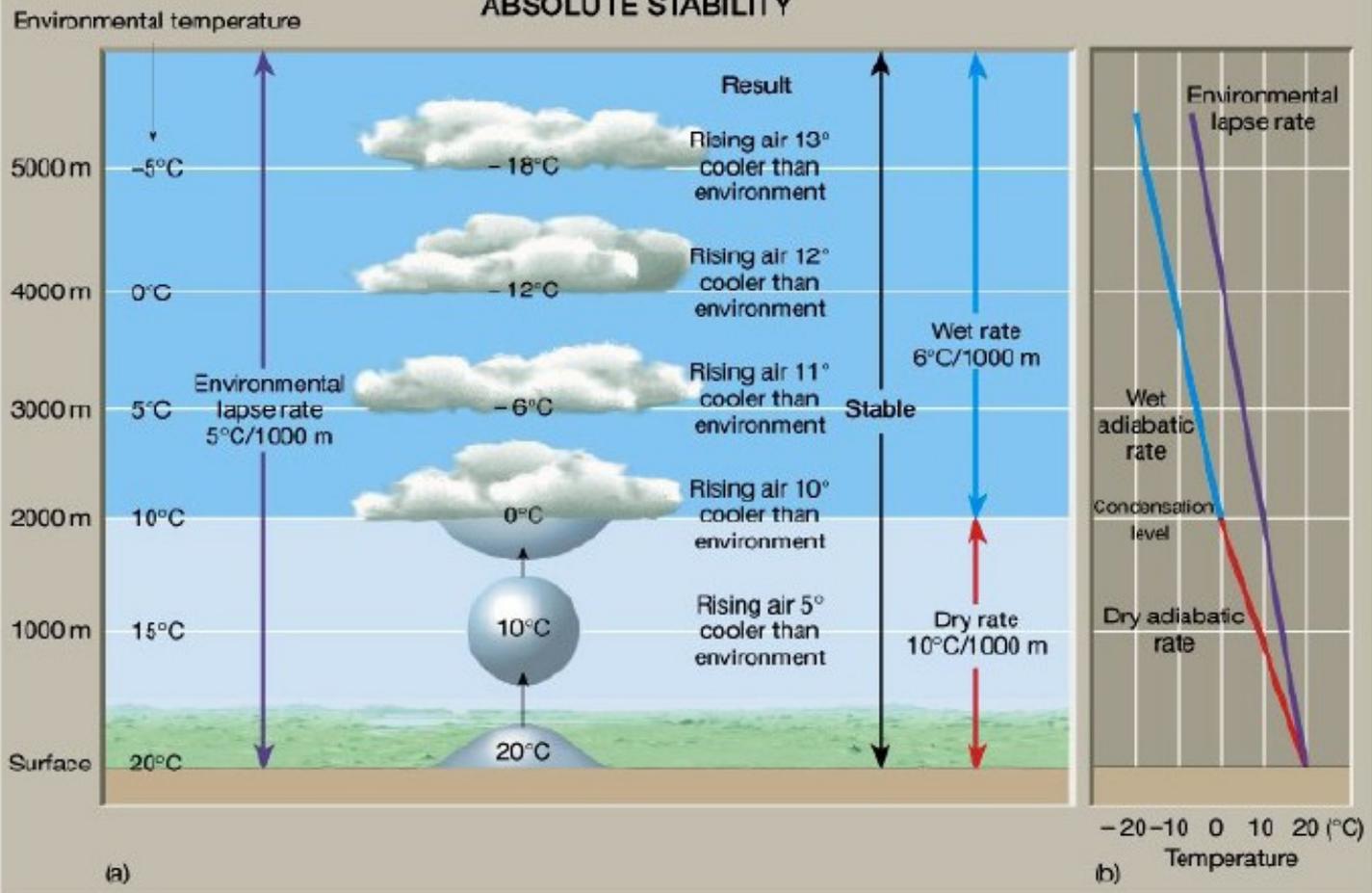
Estabilidad

La atmósfera es:

- estable si la tasa de cambio del entorno es menor que el gradiente adiabático húmedo
- inestable si la tasa de cambio del entorno es mayor que el gradiente adiabático seco.
- condicionalmente inestable si la tasa de cambio del entorno se encuentra entre los gradientes seco y húmedo



ABSOLUTE STABILITY

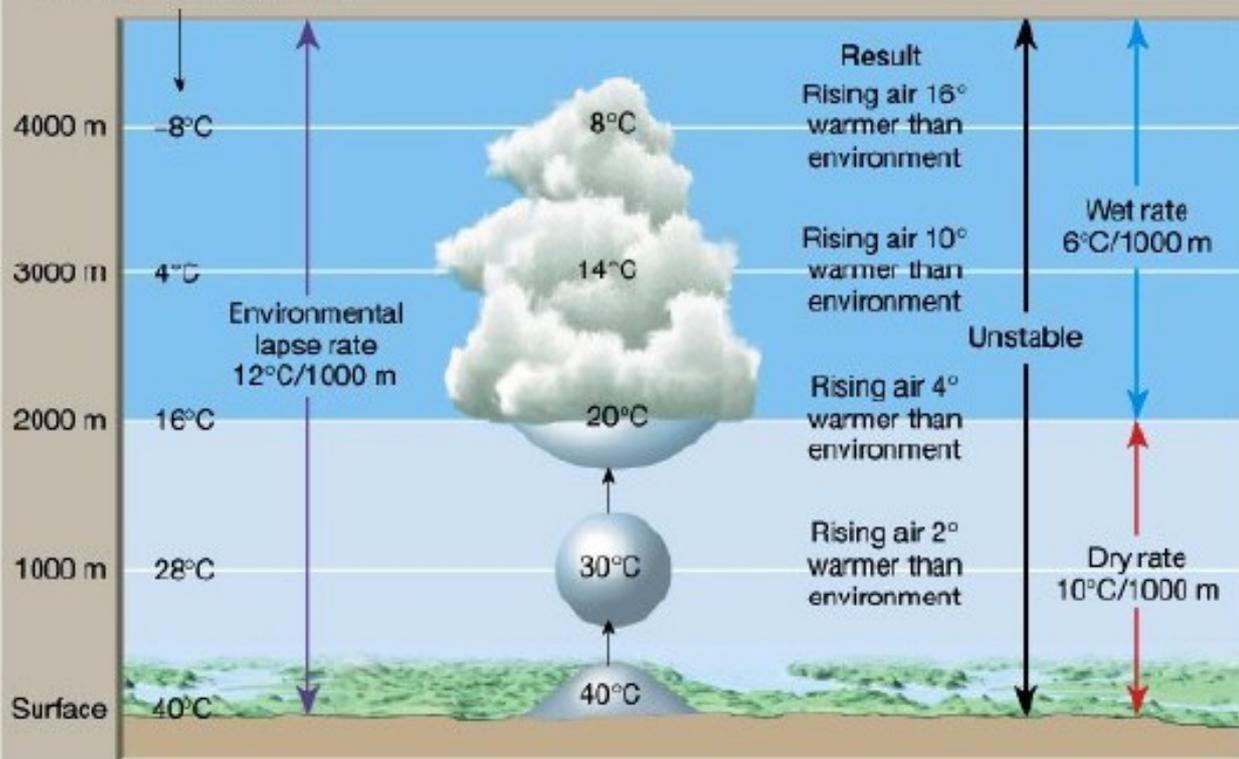


(a)

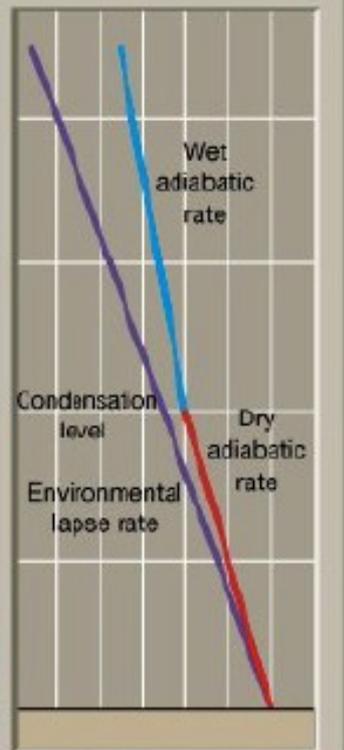
(b)

ABSOLUTE INSTABILITY

Environmental temperature



(a)



- 10 0 10 20 30 40 ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Temperature

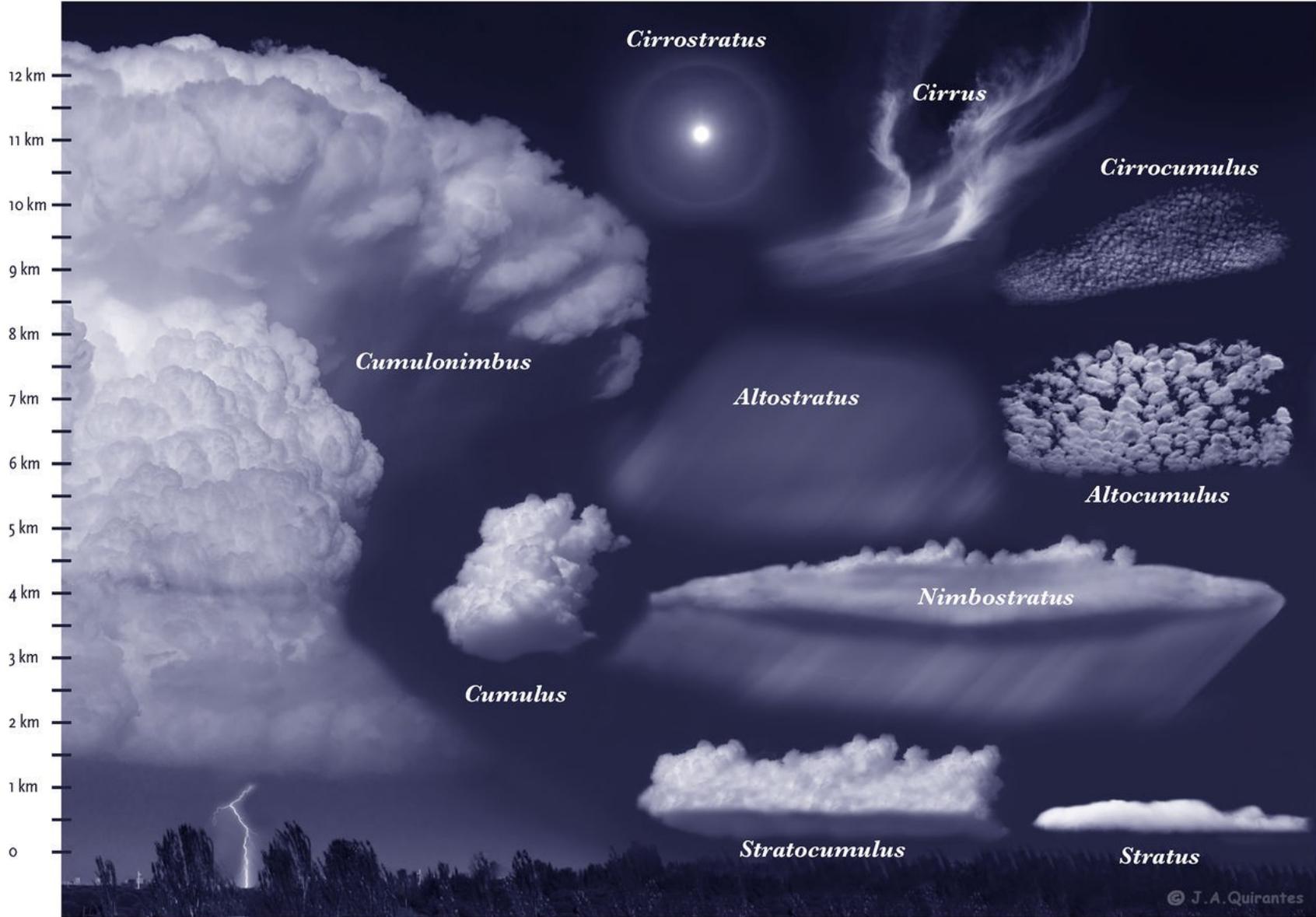
Clasificación de nubes

TABLE 4.2 The Four Major Cloud Groups and Their Types

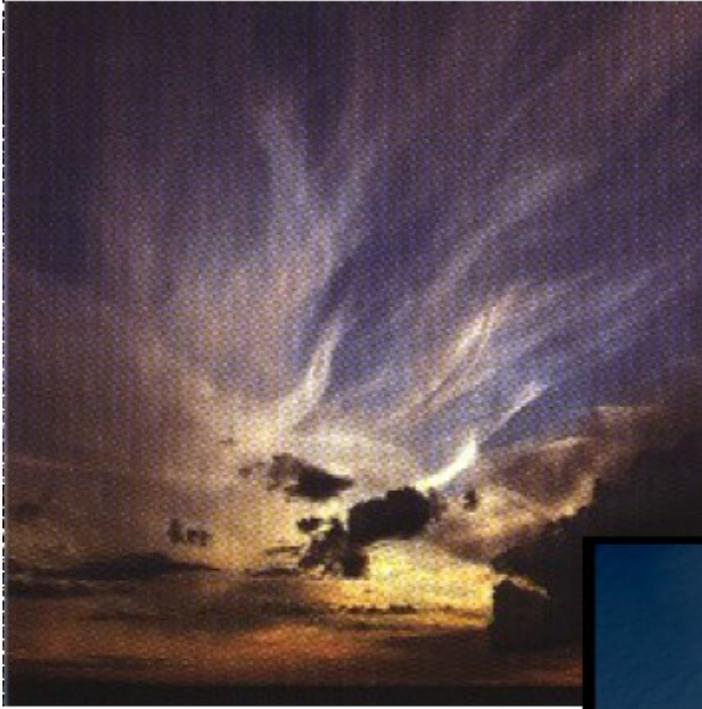
1. High clouds Cirrus (Ci) Cirrostratus (Cs) Circumcumulus (Cc)	3. Low clouds Stratus (St) Stratocumulus (Sc) Nimbostratus (Ns)
2. Middle clouds Altostratus (As) Alto cumulus (Ac)	4. Clouds with vertical development Cumulus (Cu) Cumulonimbus (Cb)

TABLE 4.3 Approximate Height of Cloud Bases above the Surface for Various Locations

Cloud Group	Tropical Region	Middle Latitude Region	Polar Region
High Ci, Cs, Cc	20,000 to 60,000 ft (6000 to 18,000 m)	16,000 to 43,000 ft (5000 to 13,000 m)	10,000 to 26,000 ft (3000 to 8000 m)
Middle As, Ac	6500 to 26,000 ft (2000 to 8000 m)	6500 to 23,000 ft (2000 to 7000 m)	6500 to 13,000 ft (2000 to 4000 m)
Low St, Sc, Ns	surface to 6500 ft (0 to 2000 m)	surface to 6500 ft (0 to 2000 m)	surface to 6500 ft (0 to 2000 m)



Nubes Altas



Nubes
medias



Altostratus



Altostratus
Lenticulares



Nimbostratos

(a veces clasificados como
nubes bajas y otras como
nubes medias)

Nubes bajas

Stratocumulus



Nubes bajas



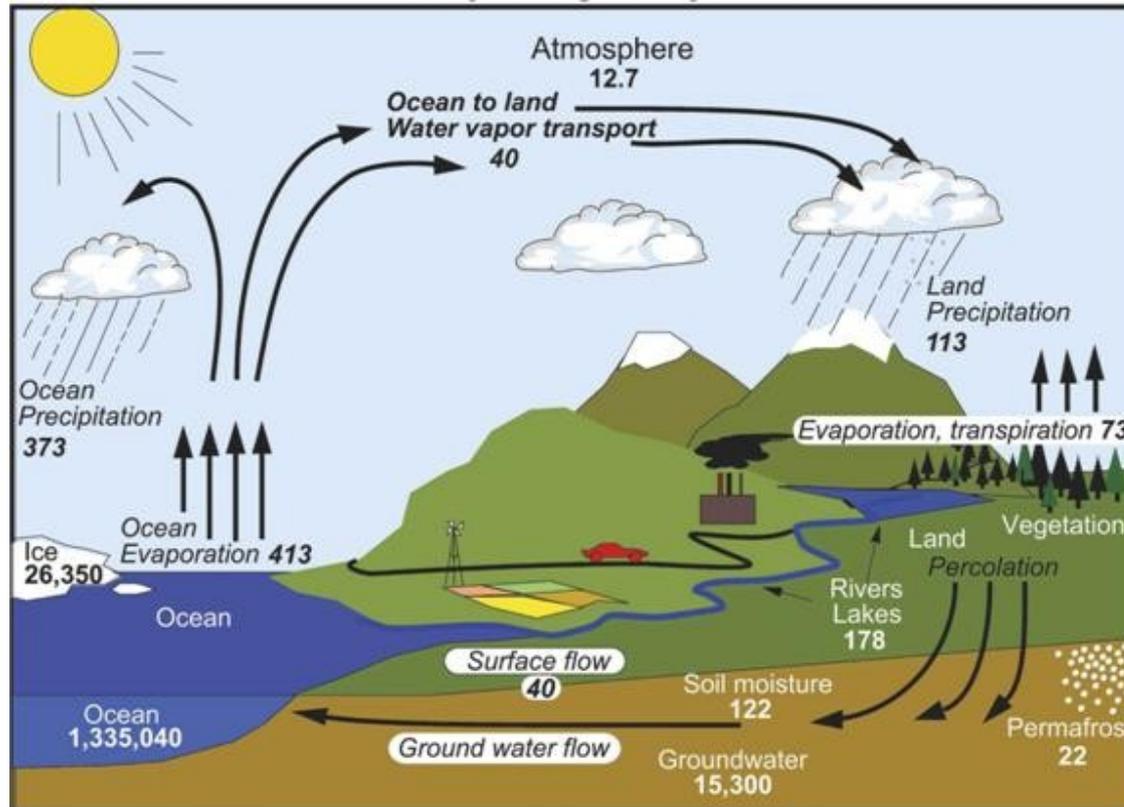
Stratos



**Nubes de desarrollo
vertical**

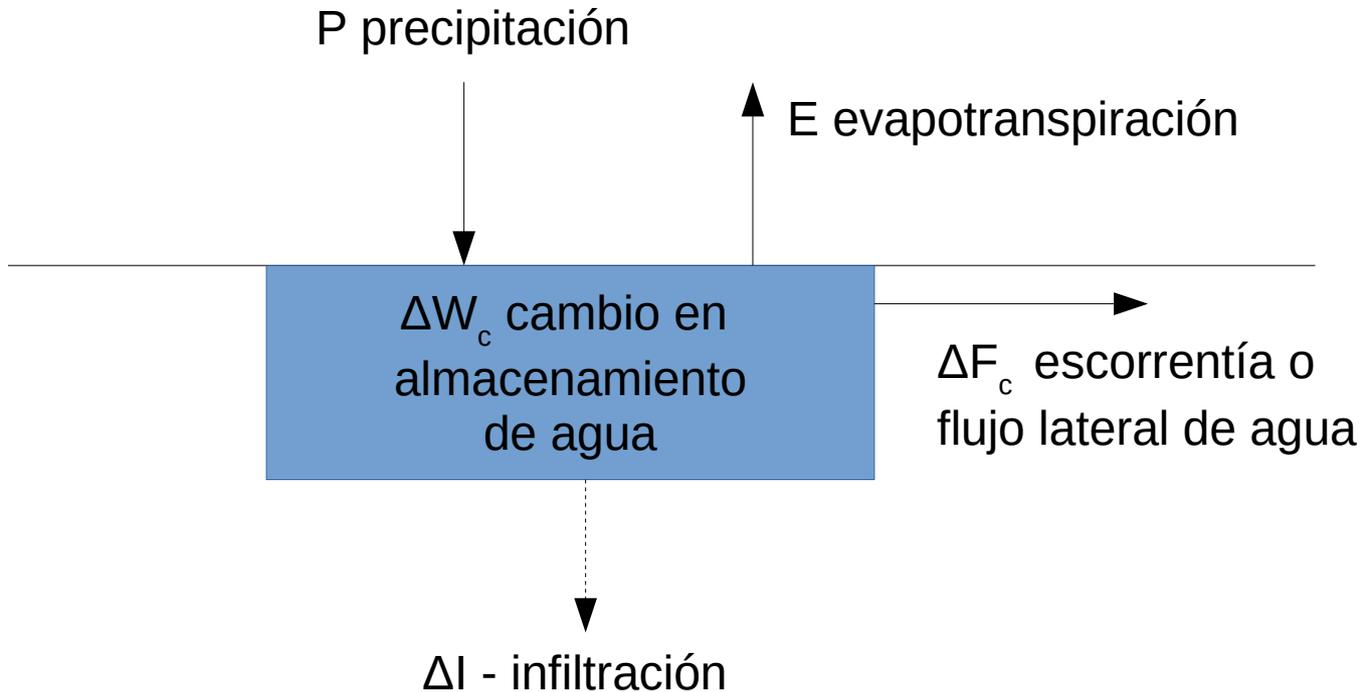


Balance de agua en la superficie



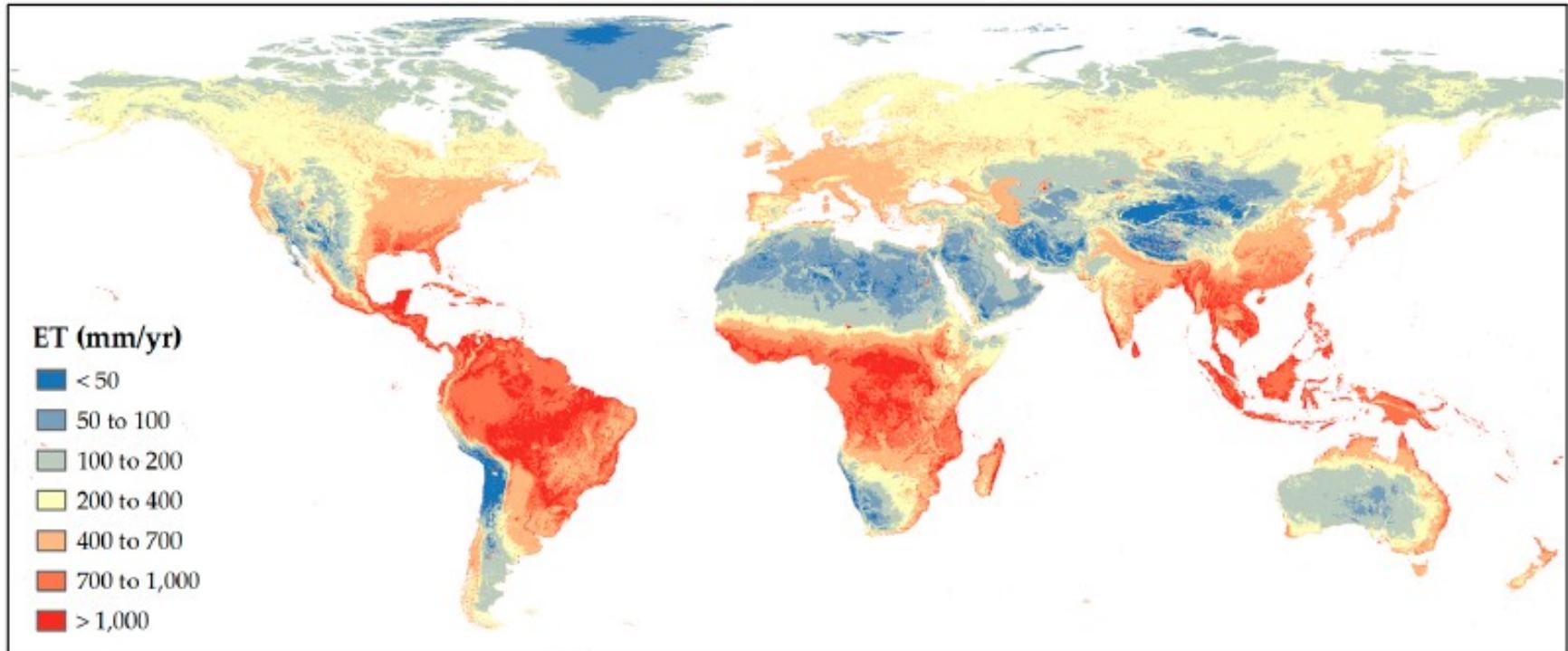
Balance de agua en la superficie de continente

$$\Delta W_c = P - E - \Delta F_c - \Delta I$$



Evapotranspiración

Suma de todos los procesos que controlan la evaporación desde el suelo, vegetación y cuerpos de agua, y de la transpiración de las plantas.

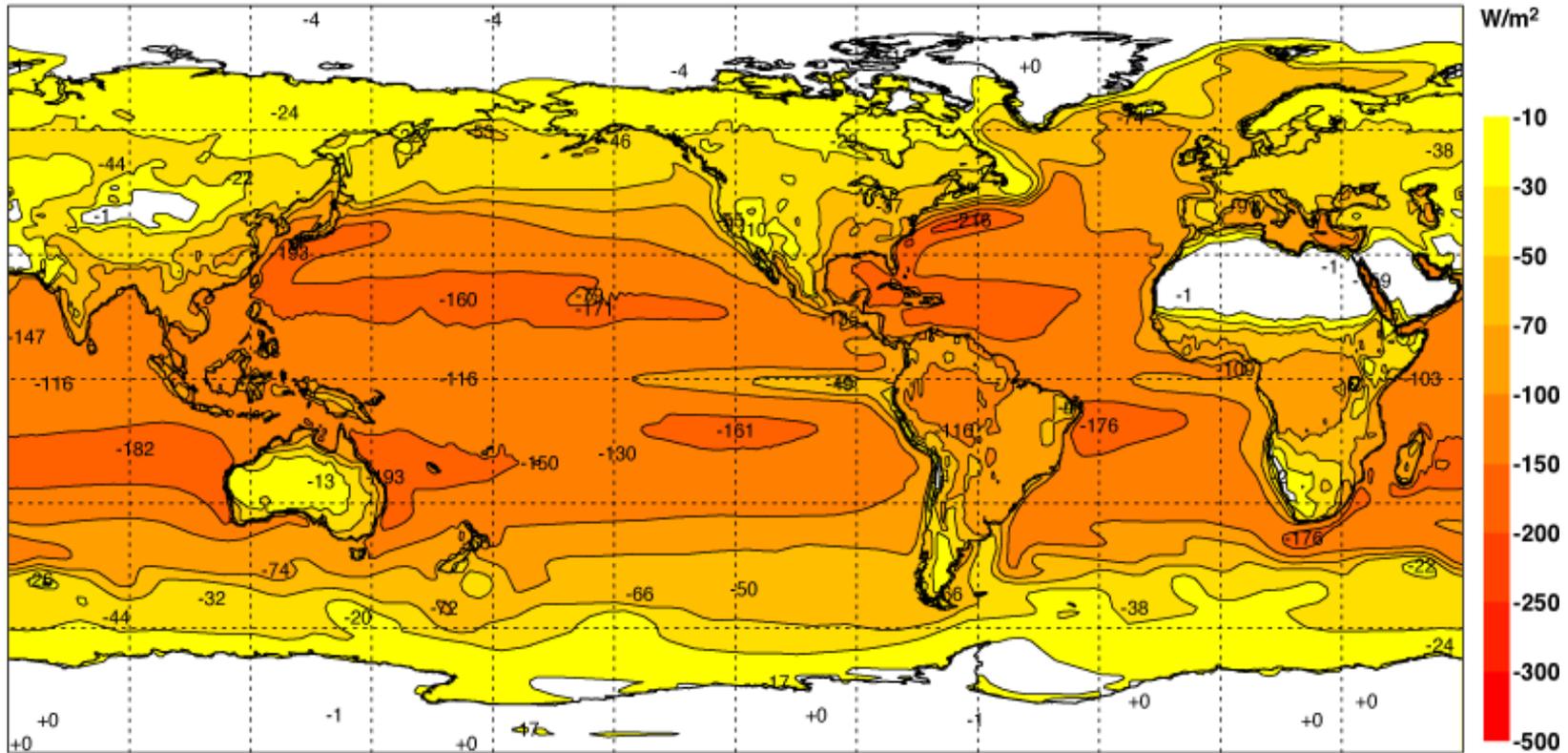


Evaporación en océanos

$$H_L = L_V \cdot E$$

Surface latent heat flux

Annual mean



Evaporación

$$E = -\rho C_w |v| (q_a - q_s)$$

ρ - densidad del aire

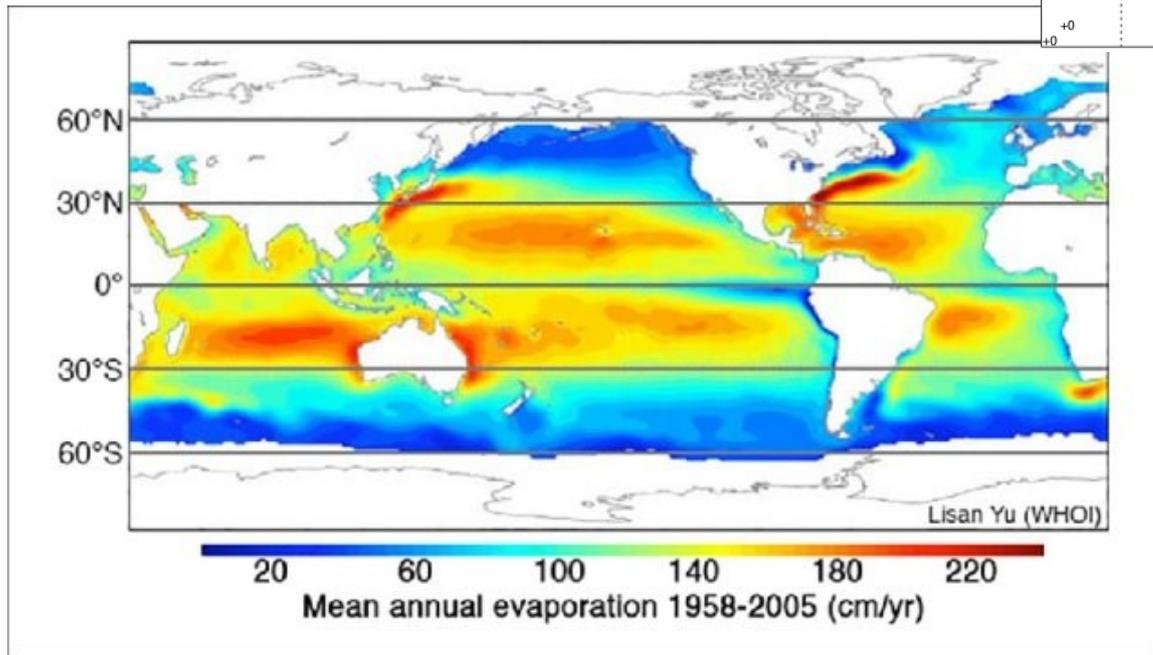
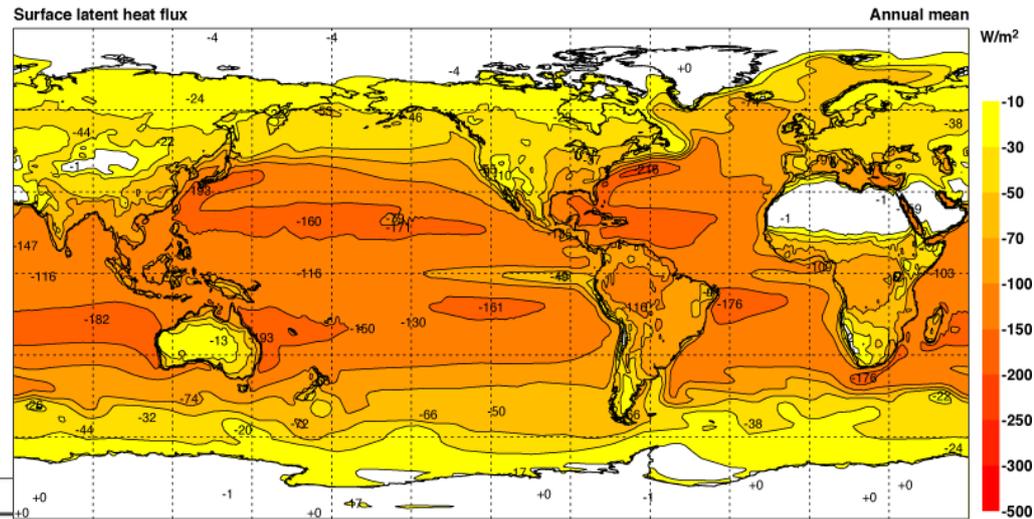
v – velocidad del viento

q_s - humedad específica de saturación a la T del mar

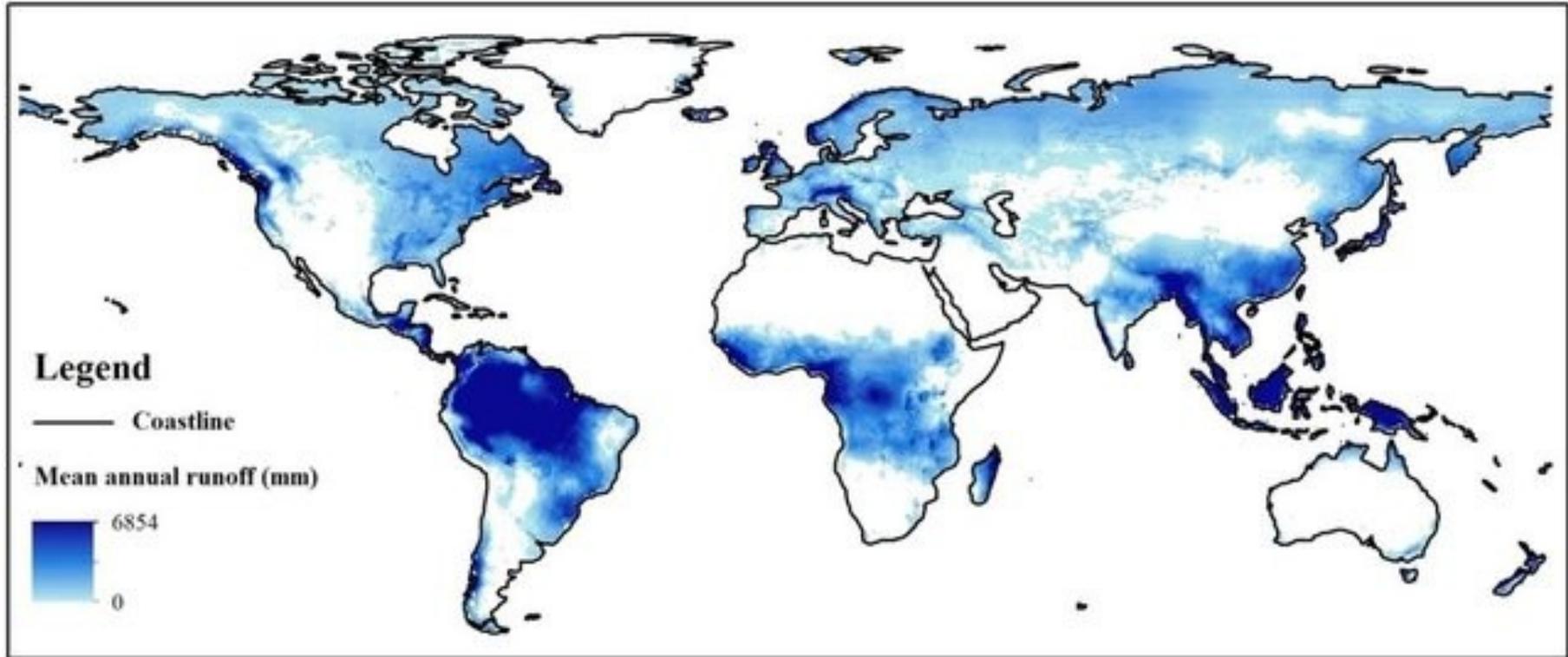
q_a – humedad específica del aire a 10m por encima de la superficie

C_w – coeficiente de difusión turbulenta

(asociado a la rugosidad de la superficie)

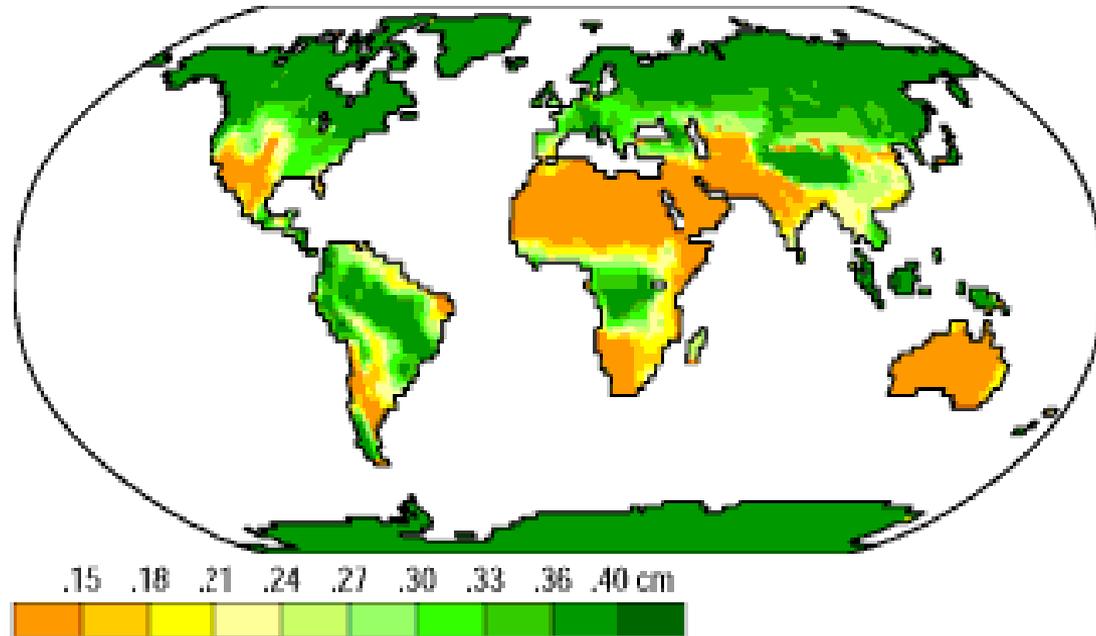


Escorrentía



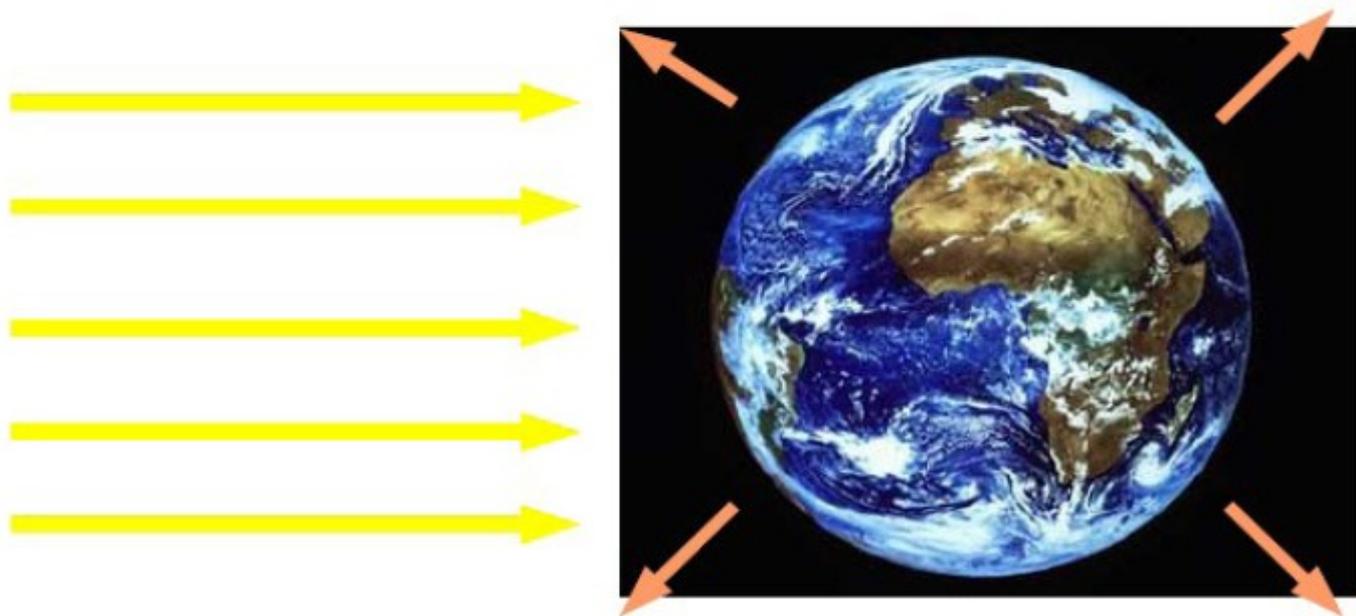
Humedad del suelo

Soil Moisture

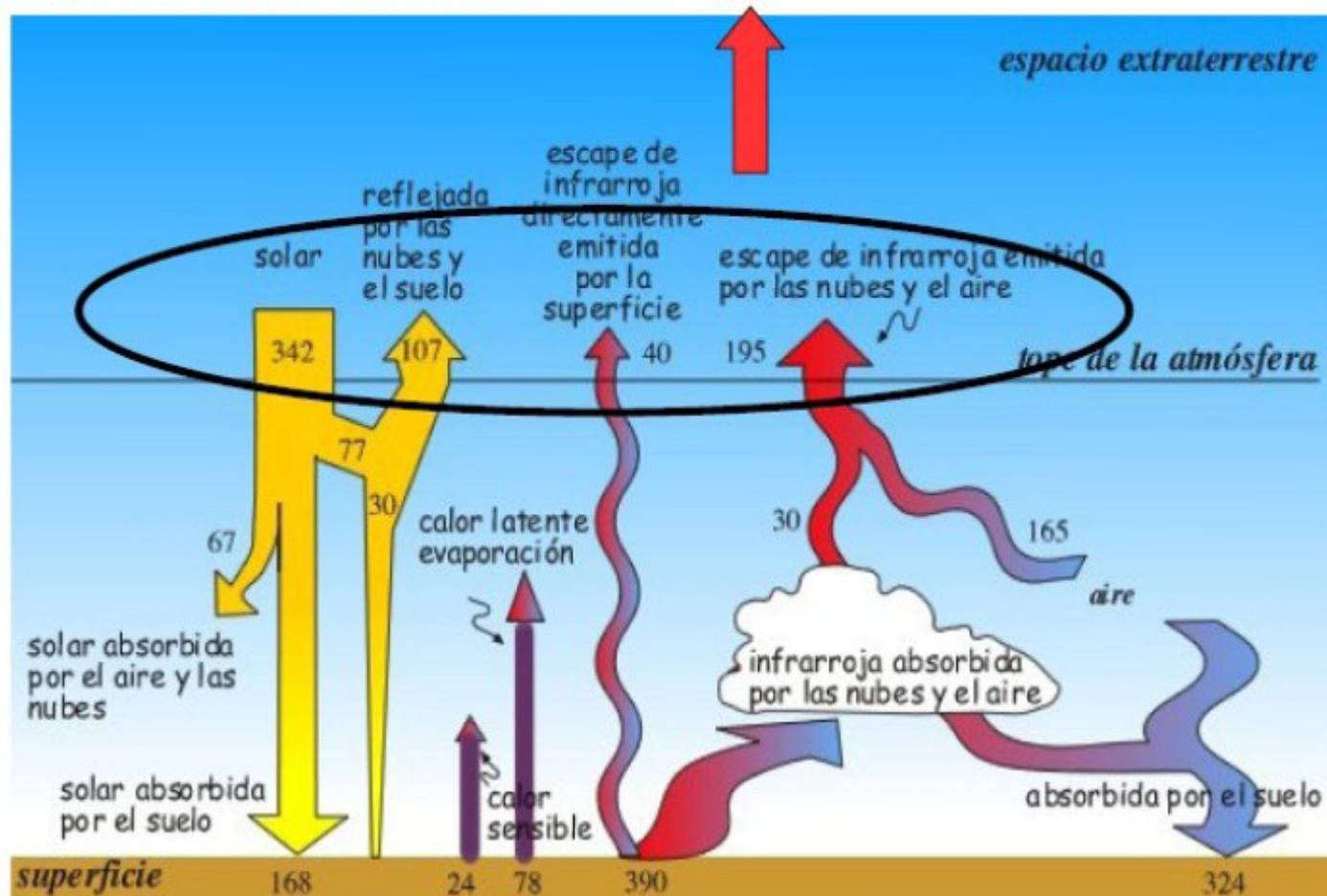


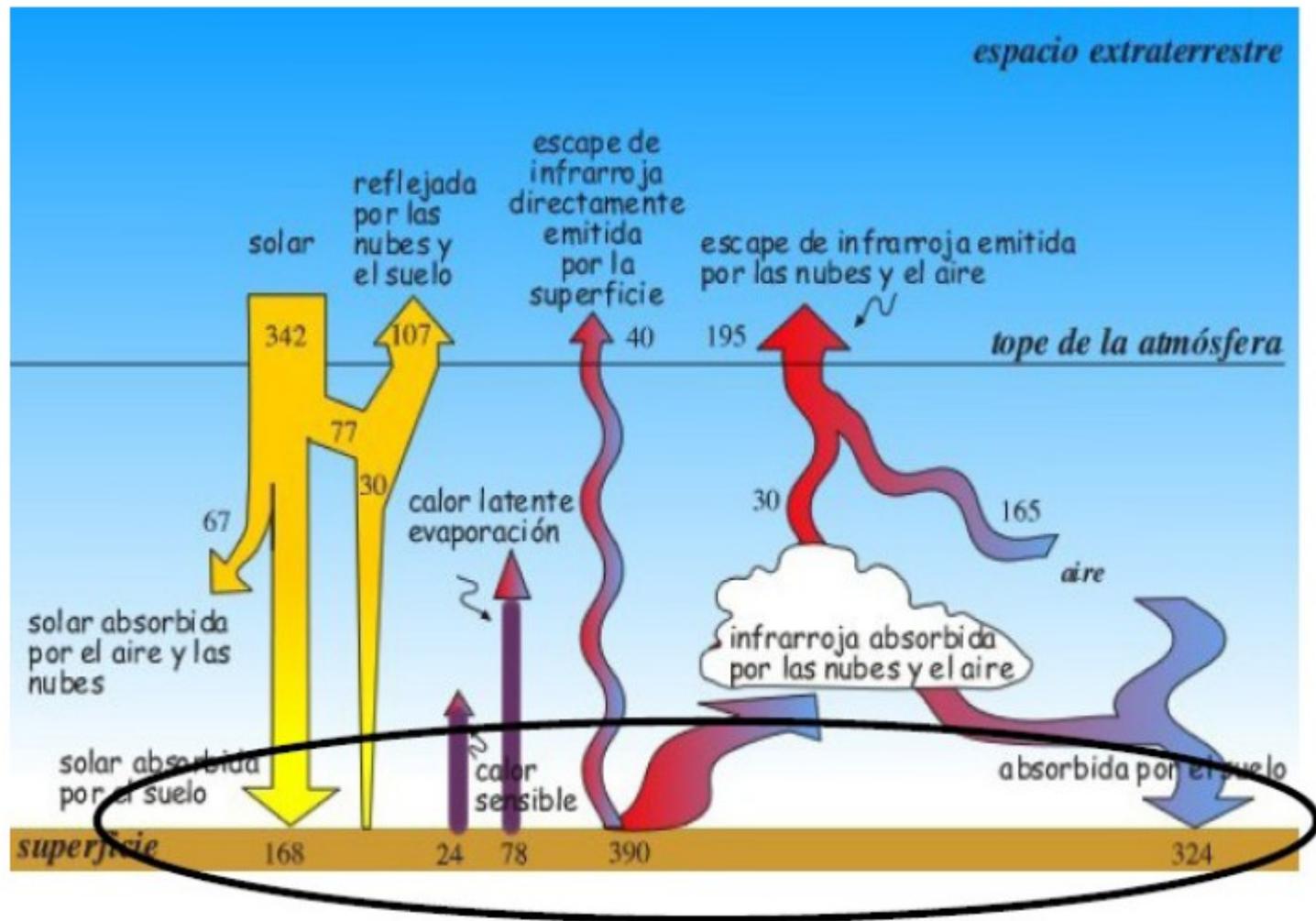
De que depende la intensidad del ciclo hidrológico?

En una clase anterior vimos que la temperatura de equilibrio de la Tierra está dada por el balance energético en el tope de la atmósfera.



Cambios en la radiación solar absorbida, o en la radiación terrestre emitida, altera el balance energético y dará lugar a una temperatura terrestre diferente. Ejemplo de cambios que aumentarían la temperatura: aumento de actividad solar, disminución del albedo, aumento de GEI.





¿Que ocurre si cambia el balance radiativo en la superficie?

El balance energético en la superficie es:

$$\text{Rad. Solar} - \text{Rad. terrestre} - \text{Calor latente} - \text{Calor Sensible} = 0$$

Recordemos que:

$$\text{Calor Sensible} \ll \text{Calor Latente}$$

y podemos aproximar el balance energético de la superficie como:

$$\text{Rad. Solar} - \text{Rad. terrestre} - \text{Calor latente} = 0$$

Entonces:

$$\text{Calor latente} = \text{Rad. Solar} - \text{Rad. terrestre}$$

Pero, por definición:

$$\text{Calor Latente} = L_v \times \text{Evaporación}$$

o sea que

$$\text{Evaporación} = 1/L_v (\text{Rad. Solar} - \text{Rad. terrestre})$$

Por lo tanto, la evaporación depende del balance radiativo en superficie.

Si (Rad. Solar – Rad. terrestre) aumenta,

la evaporación y la intensidad del ciclo hidrológico aumenta.

Notar que un aumento del ciclo hidrológico no necesariamente cambia la cantidad de vapor de agua en la atmósfera.

Lo que cambia es la velocidad con que el agua se mueve entre los reservorios. Por ejemplo, entre los océanos y la atmósfera.

Al igual que en el balance de energía la atmósfera juega un papel fundamental en transportar el exceso de energía tropical hacia los polos, la circulación atmosférica transporta vapor de agua de los océanos a los continentes para cerrar el ciclo hidrológico.

Así para seguir entendiendo el funcionamiento del sistema climático debemos comprender cómo funciona la circulación atmosférica.

