

Ciclo Hidrológico



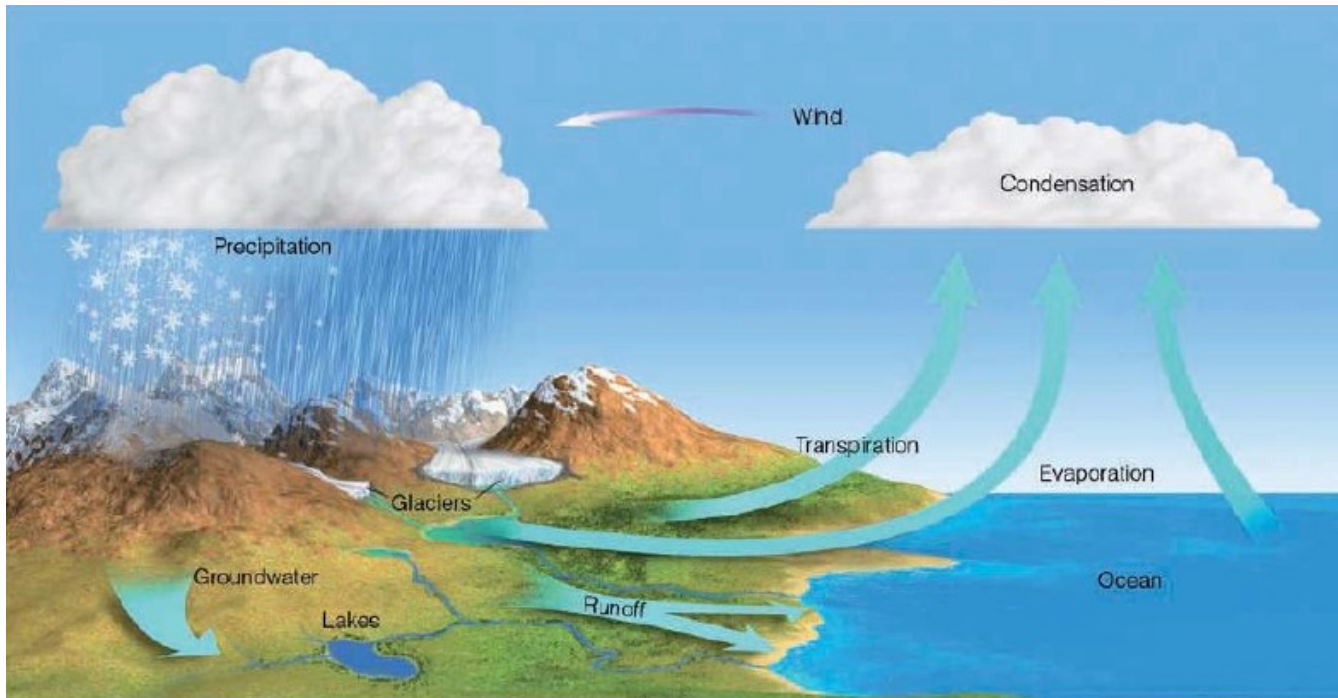
Camila de Mello
Climatología 2025

Introducción al ciclo hidrológico



Introducción al ciclo hidrológico

Describe las transformaciones del agua al pasar por los distintos reservorios

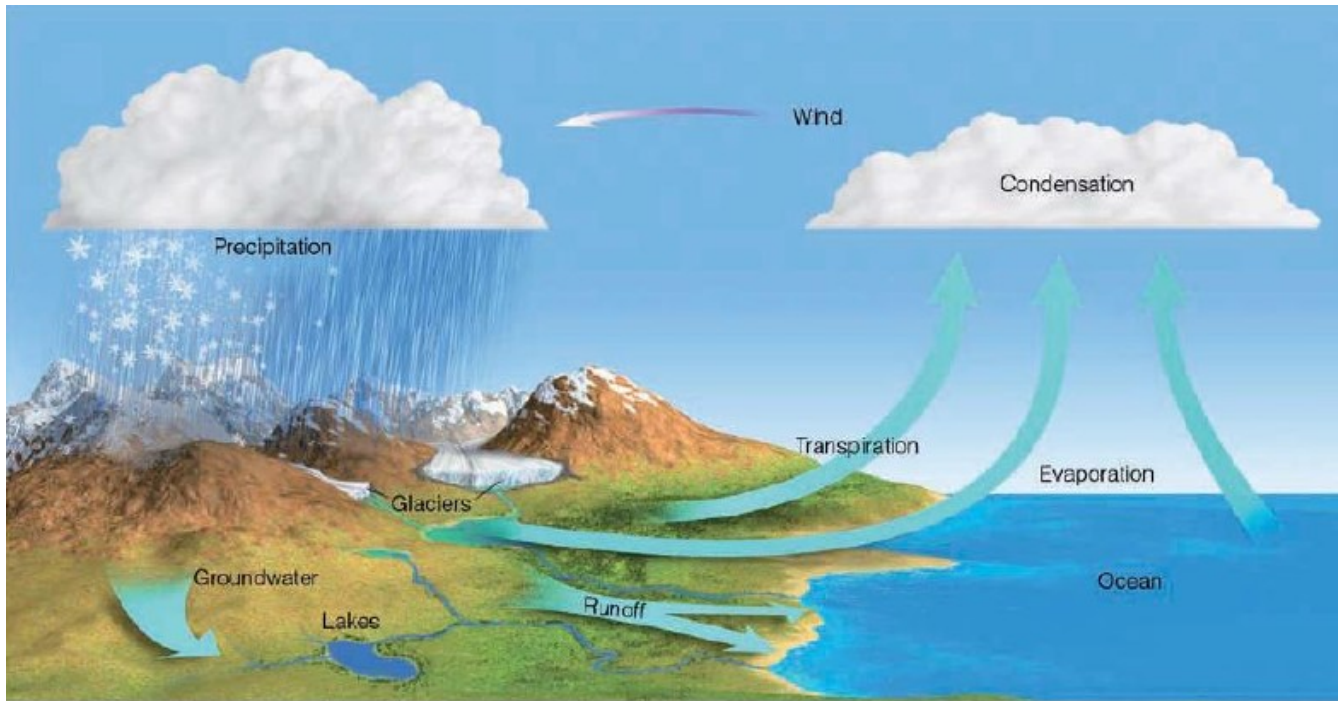


Los principales reservorios de agua son:

- los océanos
- hielo, nieve
- agua superficial y subterránea
- la atmósfera
- la biosfera.

- Los reservorios se conectan mediante la transferencia de agua (en forma líquida, sólida o gaseosa)
- El ciclo hidrológico describe los movimientos del agua (en sus tres posibles estados) entre la superficie, subsuelo, atmósfera y océanos.
- El agua pasa a la atmósfera a través de la evaporación en los océanos y continentes y de la transpiración de las plantas.

Introducción al ciclo hidrológico



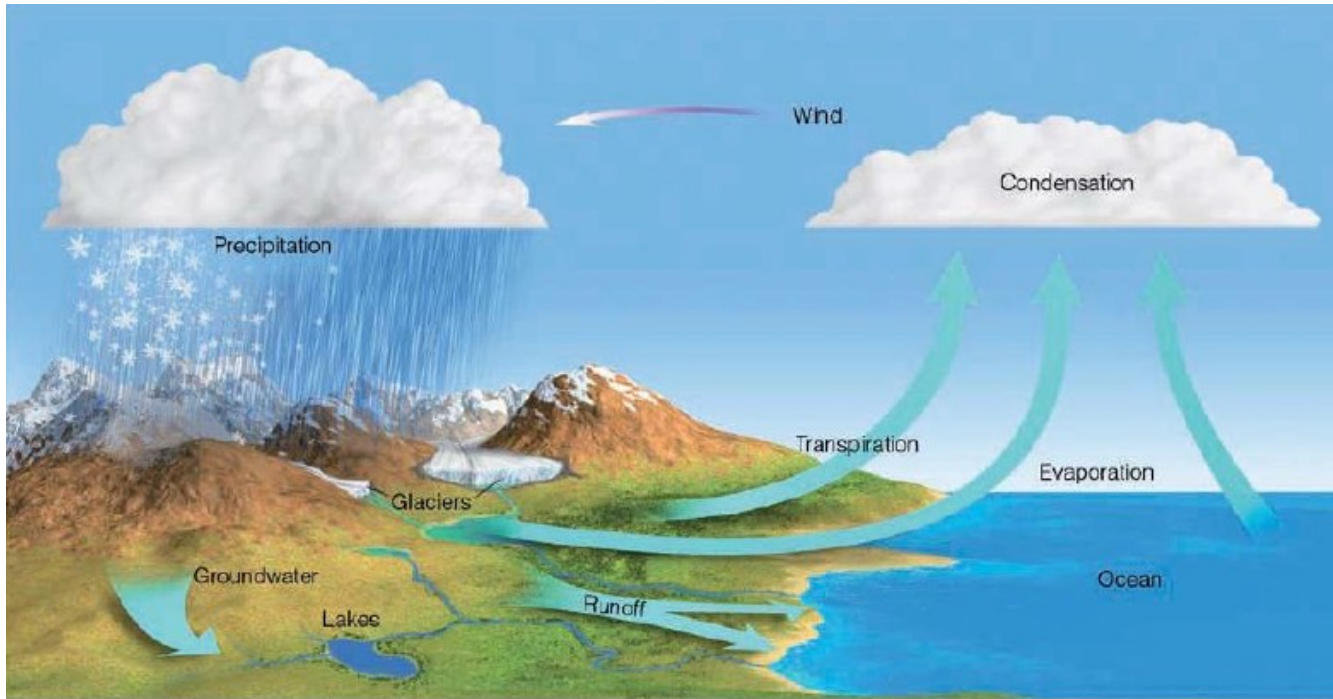
En la atmósfera, el agua es transportada en forma gaseosa (vapor de agua), líquida (gotitas de agua en las nubes) y/o sólida (cristales de hielo), para posteriormente ser depositada sobre los océanos y continentes en forma de:

Lluvia – Nieve – Granizo - Rocío - Heladas

El agua precipitada sobre los continentes puede:

- infiltrarse en el suelo (humedad superficial, acuíferos)
- correr sobre la superficie (escorrentía) a través de ríos y arroyos que lo depositen de nuevo en los mares y océanos.

Introducción al ciclo hidrológico



Ramas del ciclo hidrológico:

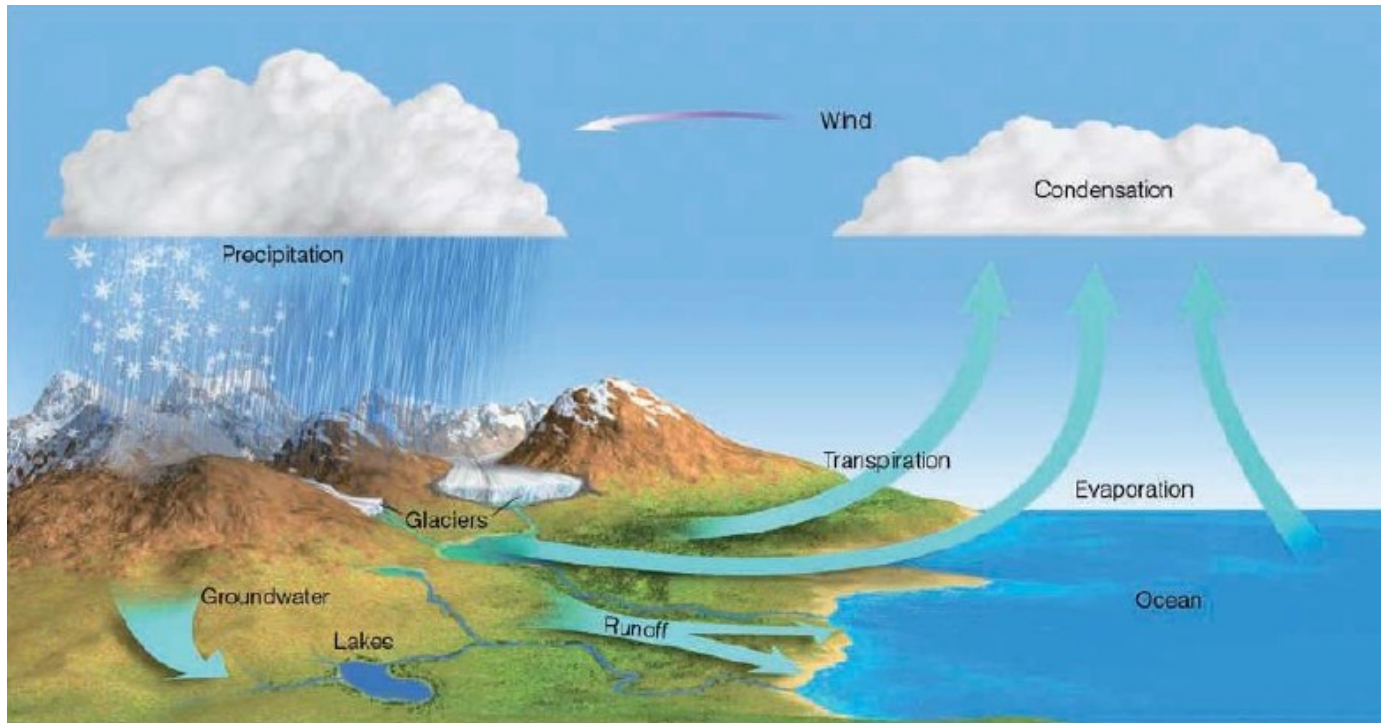
- **Terrestre** → Flujo entrante, saliente y almacenamiento de agua en sus diferentes estados de agregación dentro o sobre los continentes y océanos.

- **Atmosférica** → Transporte de agua en la atmósfera.

La pérdida de agua de la superficie continental y de los océanos se da a través de la evaporación y evapotranspiración (output de la rama terrestre) representa la entrada de agua en la rama atmosférica (input).

Agua: link crucial entre varios componentes del sistema climático.

Introducción al ciclo hidrológico

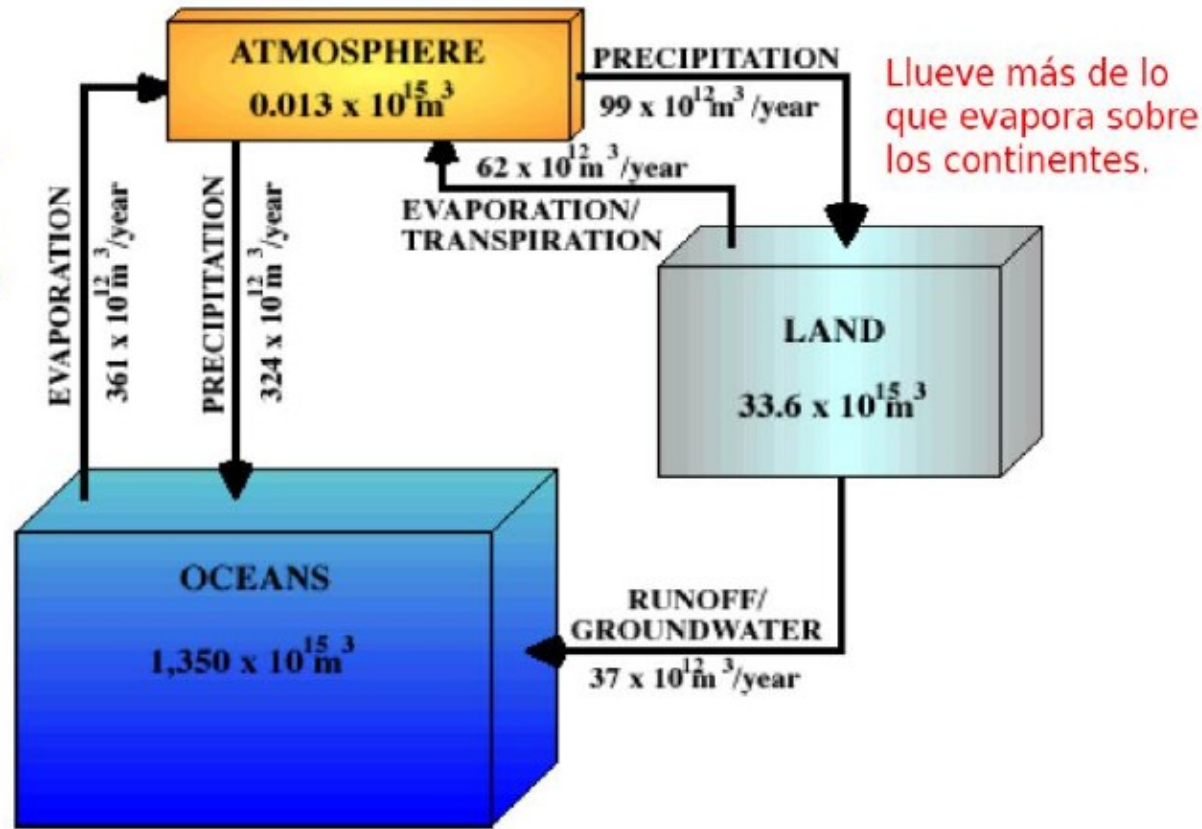


Factores que hacen del agua un elemento importante dentro del balance energético del sistema climático:

- Liberación de energía (calor latente) en los procesos de condensación y congelación (que luego es empleada por la atmósfera para conducir/modular los sistemas de circulación)
- Es el principal gas efecto invernadero (aprox. 60% del efecto invernadero natural es debido al vapor de agua)
- Sus fases líquida y sólida contribuyen a la opacidad de la atmósfera a la radiación térmica (“taponan la ventana atmosférica”)
- Gran parte del albedo planetario está asociado a las nubes.

Distribución del agua en el sistema climático

Los océanos son fuente de vapor de agua para la atmósfera.



$1350 \times 10^{15} \text{ m}^3$ de agua (**97.57%** del agua total) están contenidos en los océanos

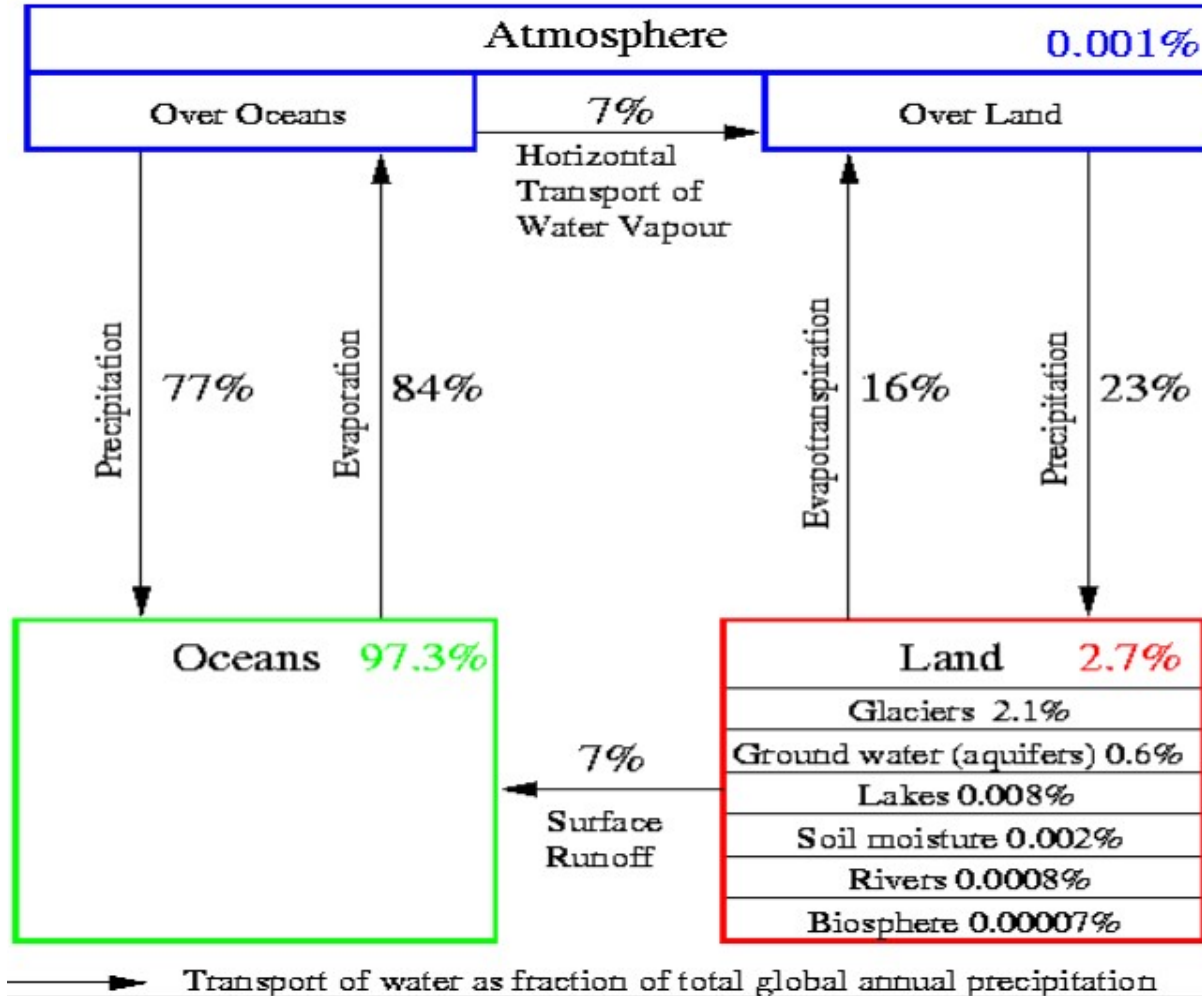
$33,6 \times 10^{15} \text{ m}^3$ (**2,43%** del agua total aprox) se encuentra en los continentes (agua superficial, subterránea, glaciares en el Ártico y Antártida).

$$97.57.. + 2.43.. \cong 100,00...$$

En los continentes, el agua se almacena en distintos reservorios: glaciares ($25 \times 10^{15} \text{ m}^3$), aguas subterráneas ($8,4 \times 10^{15} \text{ m}^3$), ríos y lagos ($0,2 \times 10^{15} \text{ m}^3$) y en la materia viva de la biosfera ($0,0006 \times 10^{15} \text{ m}^3$).

La atmósfera contiene $0,013 \times 10^{15} \text{ m}^3$, es decir, un 0,001% del agua total en la Tierra.

Distribución del agua en el sistema climático



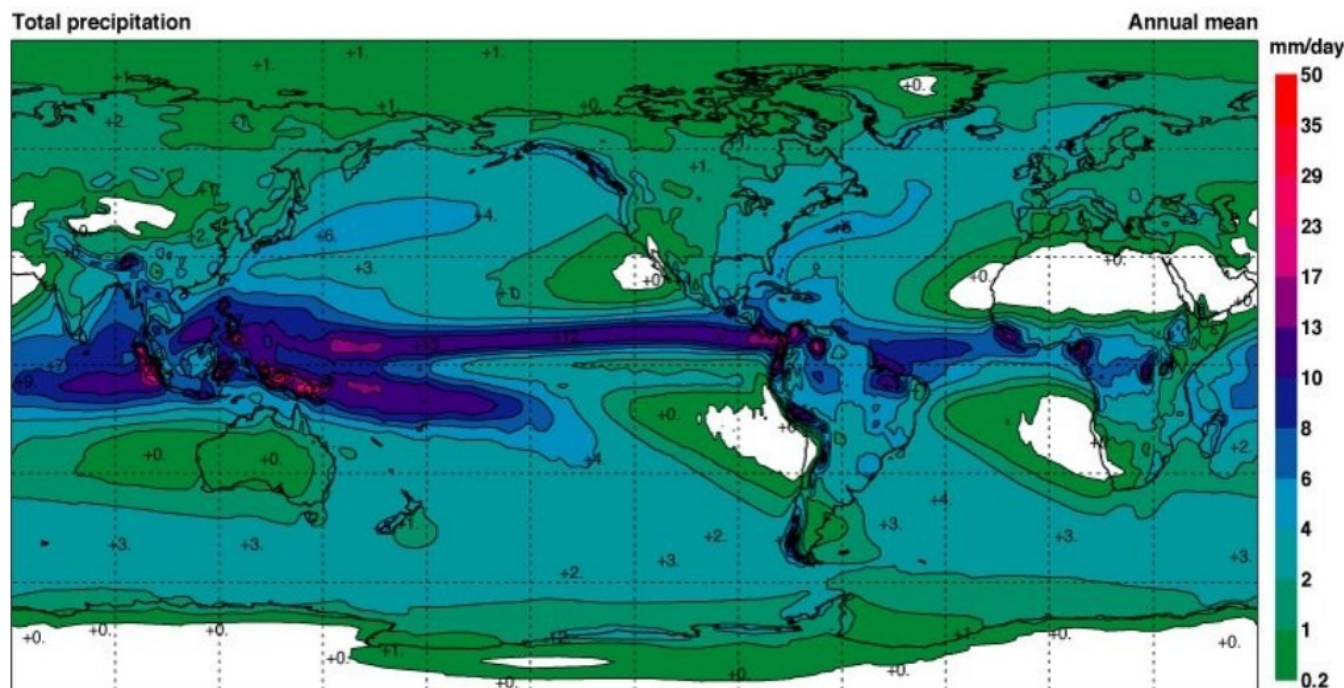
La atmósfera remueve por precipitación aprox. 40 veces al año

(tiempo de residencia del agua: 9 días)

Distribución del agua en el sistema climático

Distribución geográfica de la precipitación

Decrecimiento de la precipitación desde el ecuador hacia los polos.

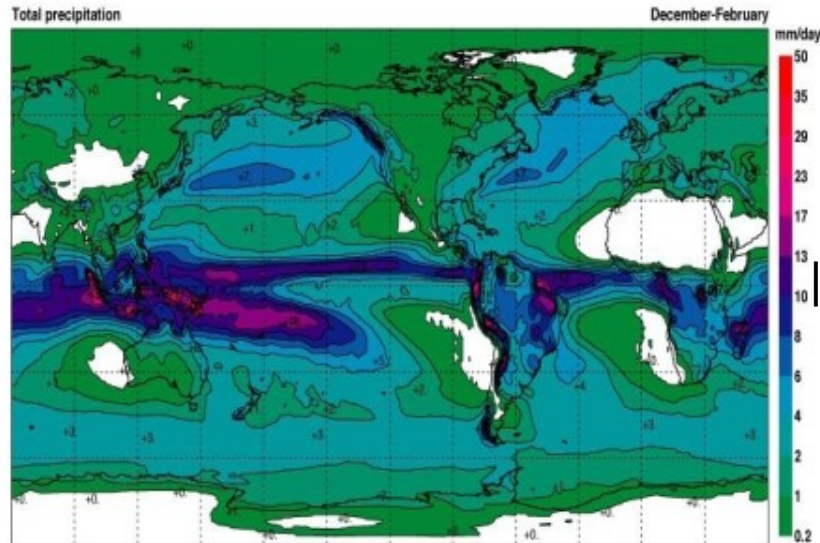


- Zonas ecuatoriales oceánicas: regiones con las máximas precipitaciones (Cinturón de convergencia intertropical).
- Entre 20-30 ° latitud N y S: escasas precipitaciones (anticiclones subtropicales semipermanentes)
- Bordes occidentales de los continentes presentan en gral. Menores precipitaciones que los bordes orientales.
- Entre los 50-60° de latitud, especialmente sobre los océanos se observa un nuevo incremento de las precipitaciones debido a pasajes de sistemas de bajas presiones (cinturón polar de bajas presiones), que luego decrecen hasta llegar a 0 en los polos (alta polar).

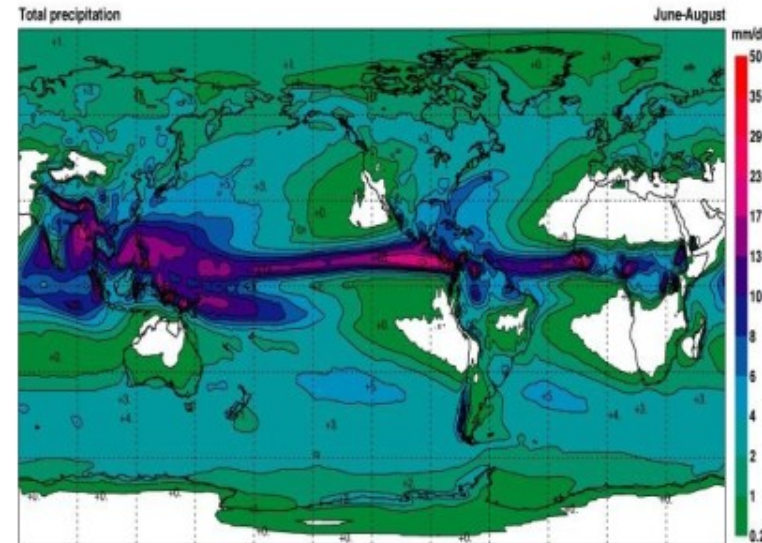
Distribución del agua en el sistema climático

Distribución geográfica de la precipitación

DIC-FEB



JUN-AGO

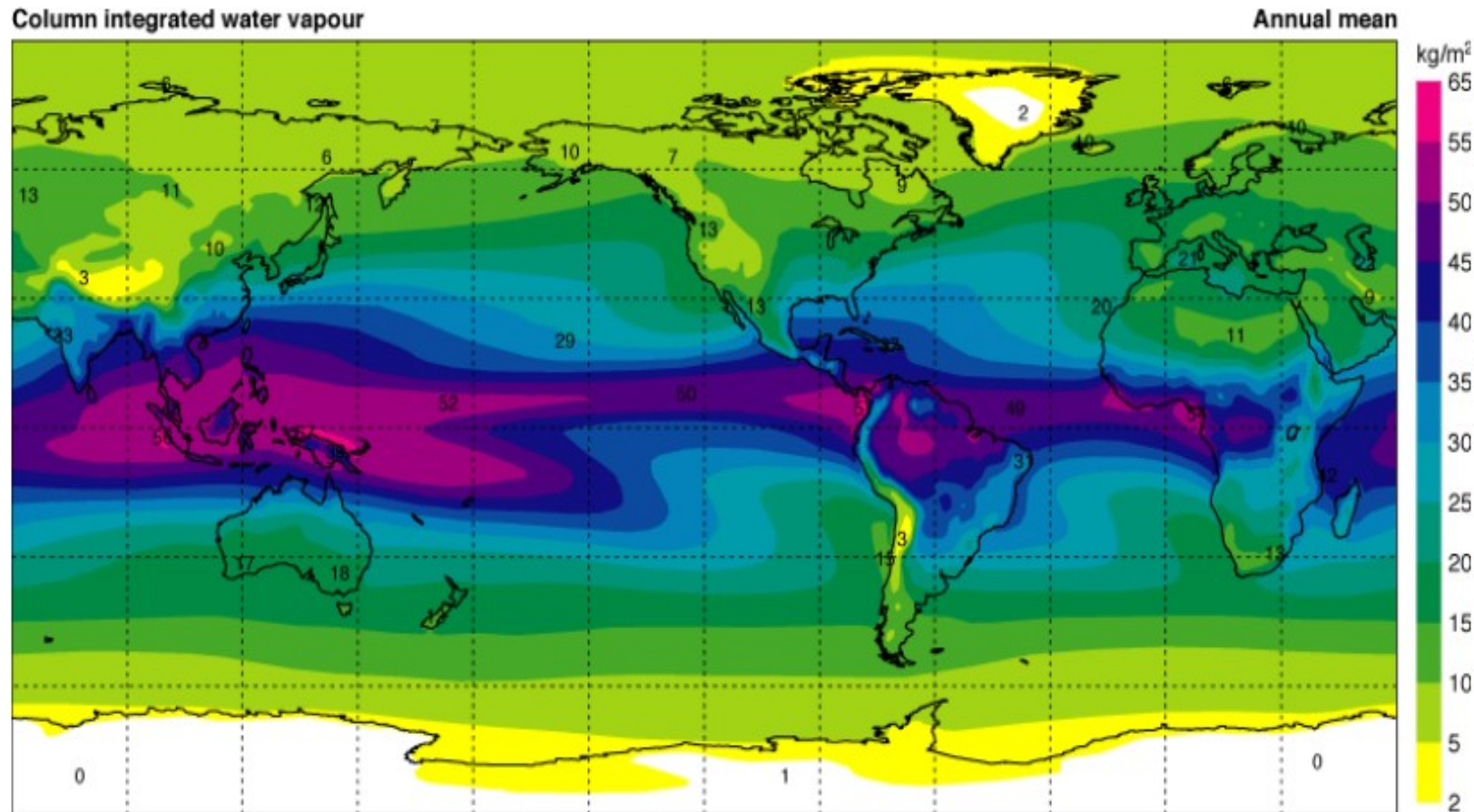


- la existencia del monzón de verano en la India.
- la existencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur en Sudamérica y de la Zona de convergencia del Pacífico Sur en DEF.
- el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical.
- la existencia de máximos de precipitación en los extra-trópicos durante los hemisferios de invierno. Estos máximos tienden a ocurrir al este de los continentes.
 - la migración de la convección sobre América del Sur asociado a la Zona de Convergencia Intertropical.

Distribución del agua en el sistema climático

Distribución geográfica del vapor de agua

La distribución del vapor de agua es similar a la distribución de precipitación



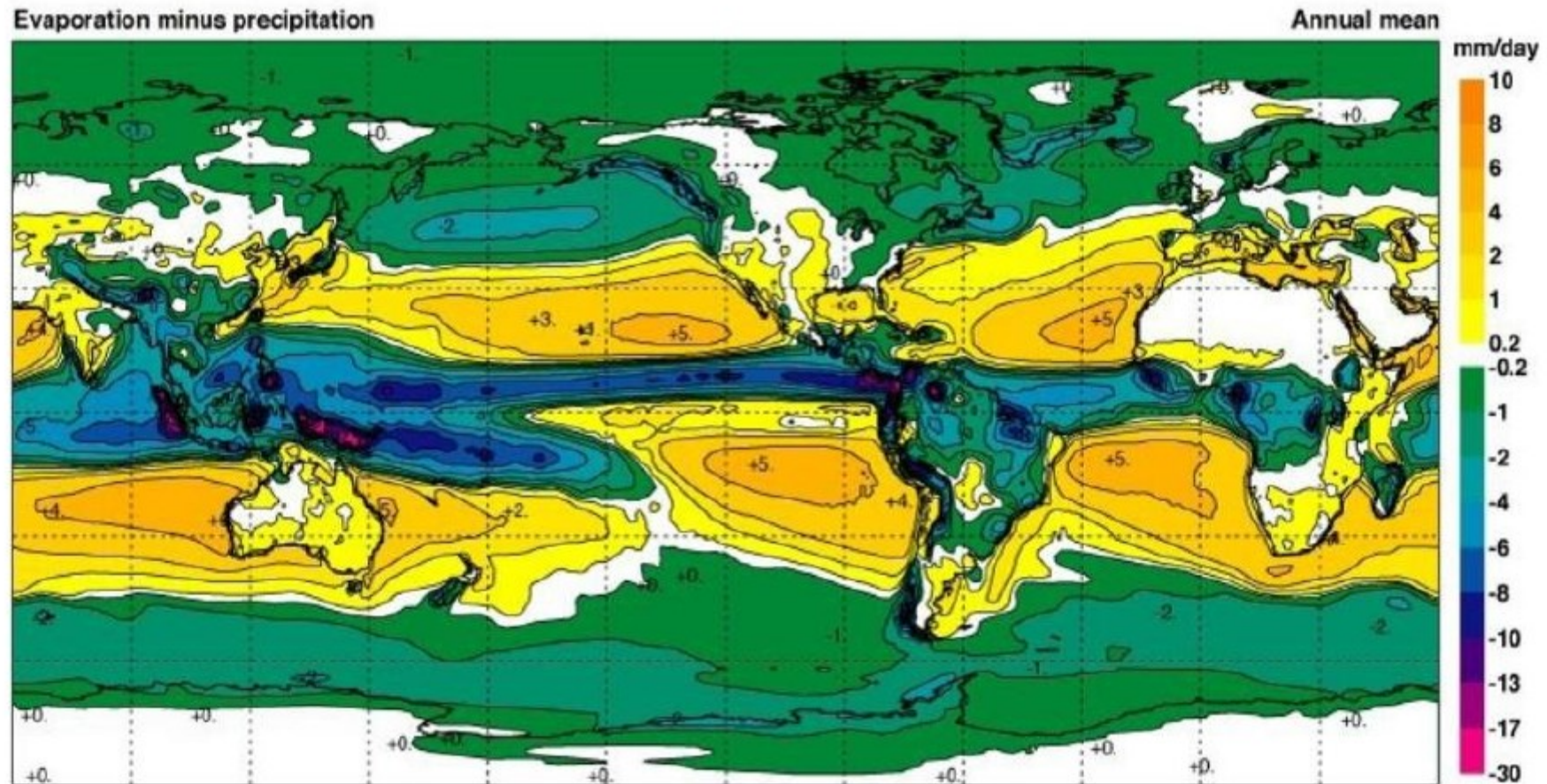
A través de los procesos de evaporación, sublimación y transpiración, el agua pasa de los océanos (y también de continentes y vegetación) a la atmósfera.

Una vez en la atmósfera, el vapor de agua:

- es transportado y redistribuido por los vientos
- condensa y/o congela para formar nubes (tema 5.5)

Ecuación clásica de balance de agua

Evaporación – Precipitación



Ecuación de balance de agua

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

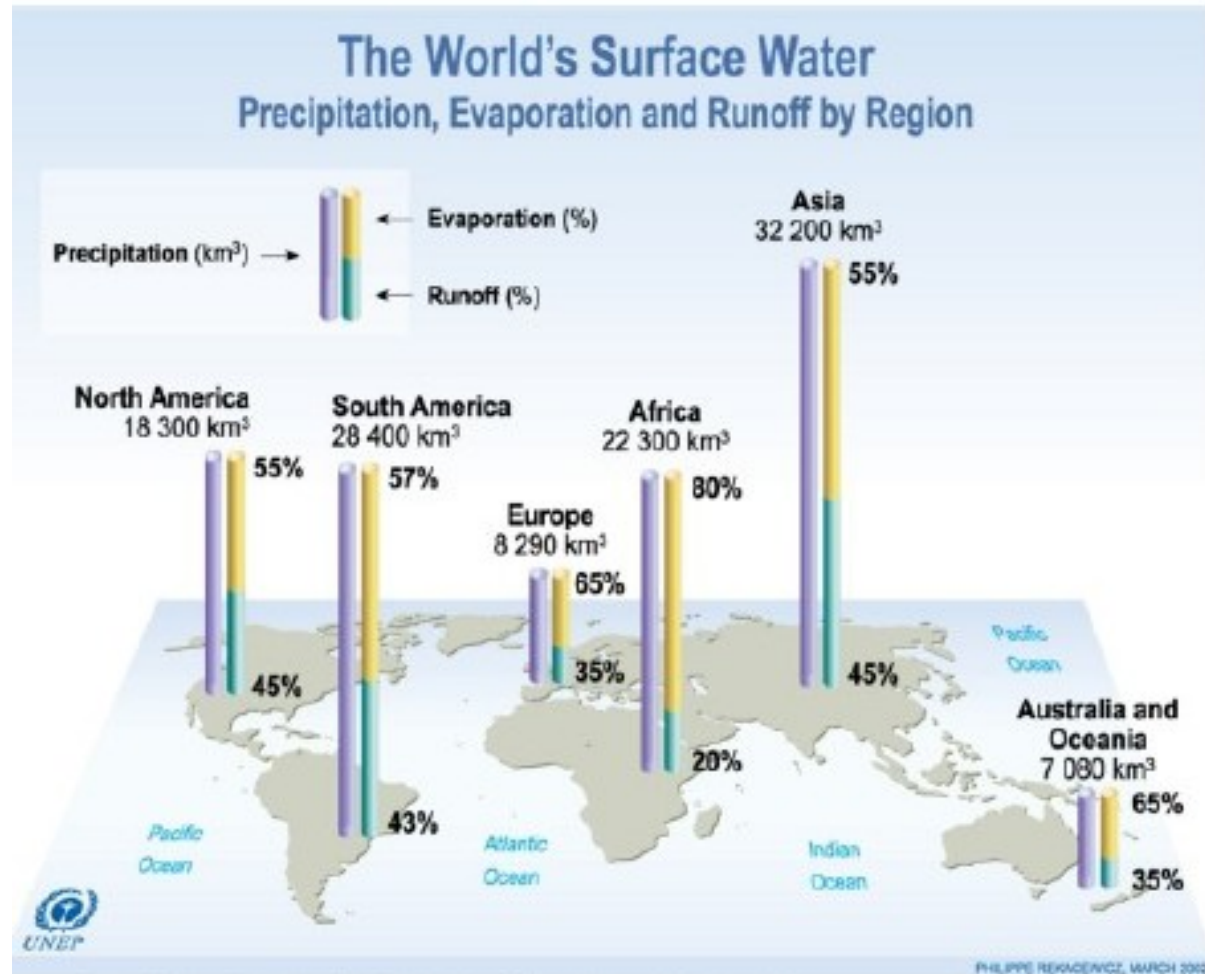
Almacenamiento de
agua en una región
de atmósfera

Transporte lateral

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

Ecuación de balance de agua

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

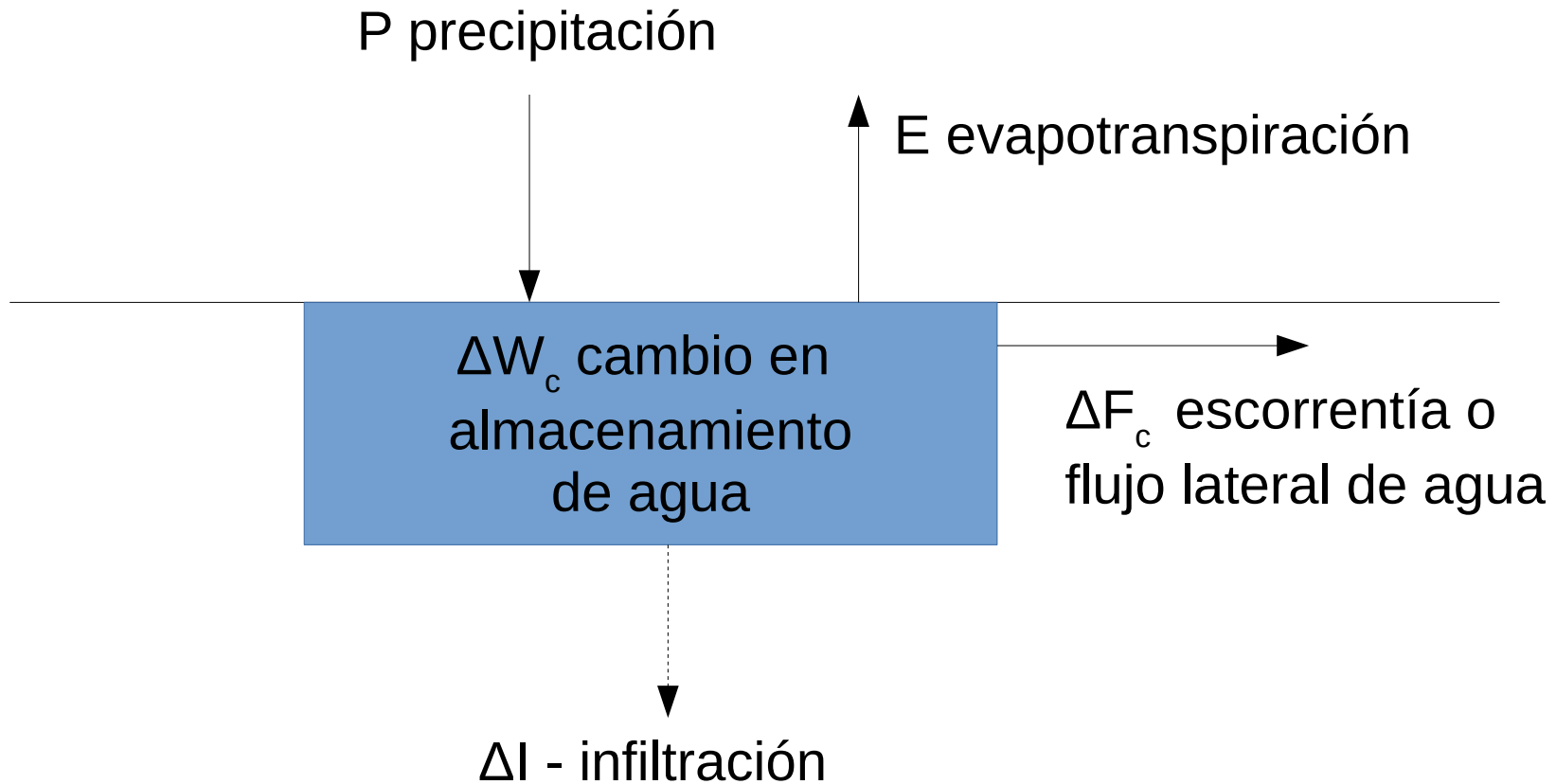
Vegetación

Tipo de suelo

Area de drenaje, elevación, etc

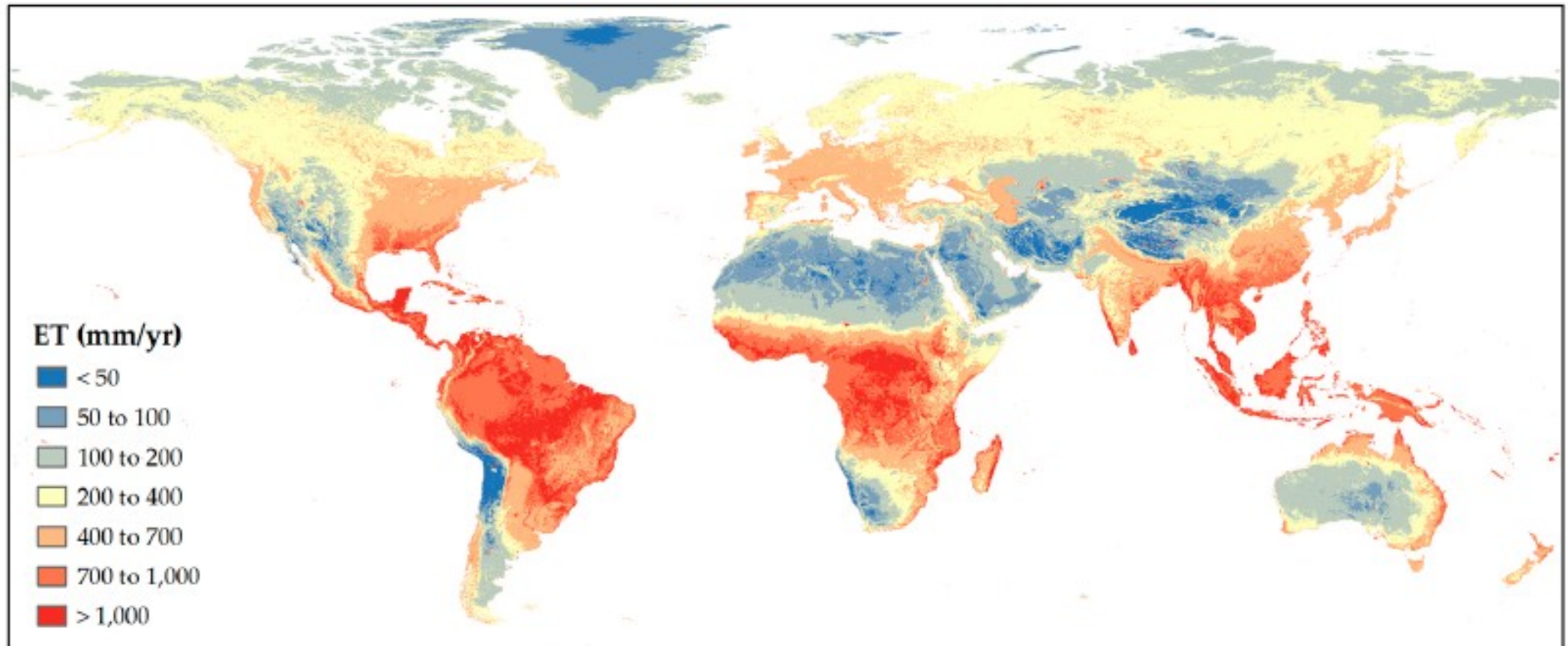
Balance de agua en la superficie de continente

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



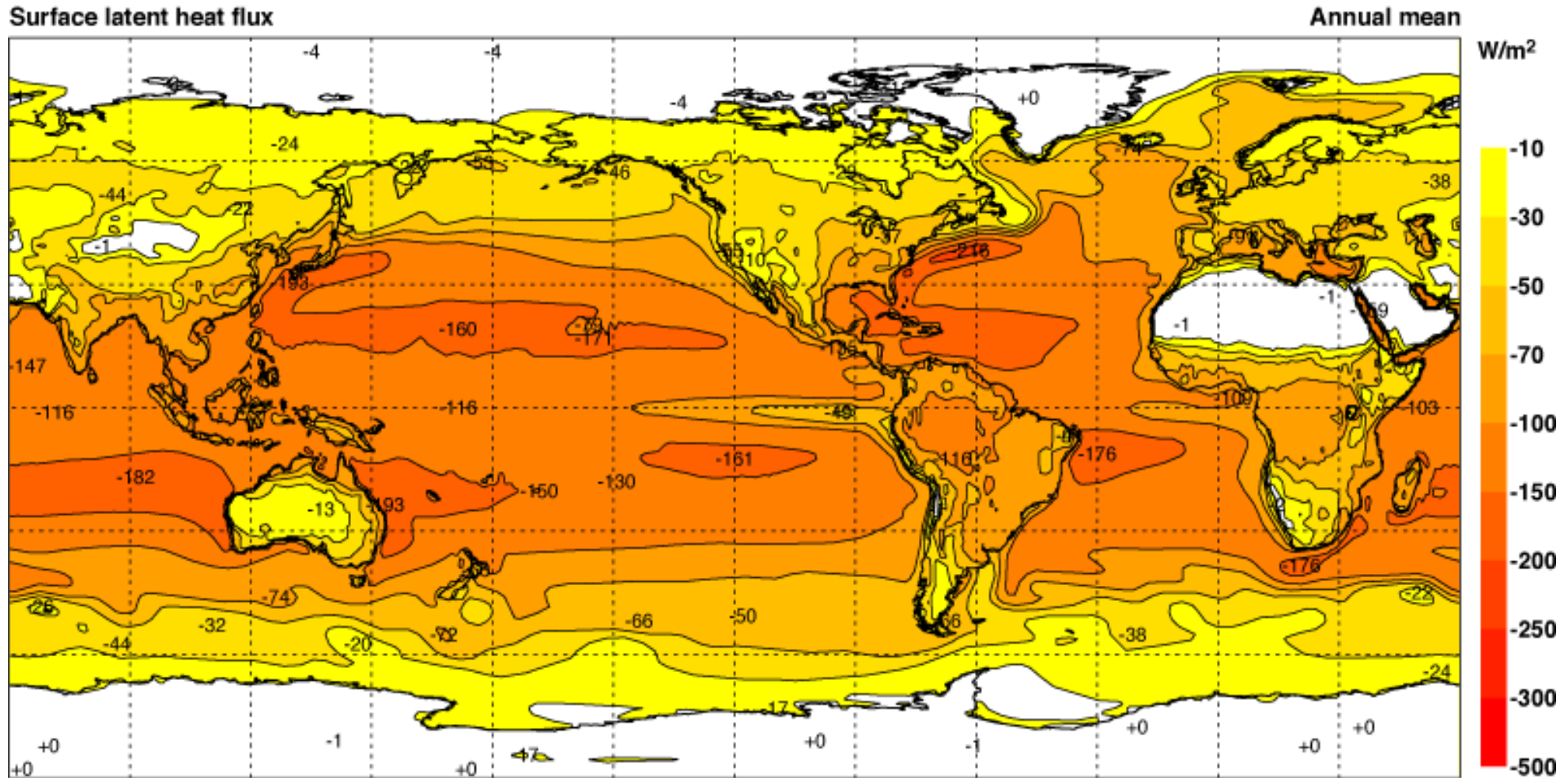
Evapotranspiración

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

$$H_L = L_v \cdot E$$



Evaporación

cantidad de agua que se evapora por unidad de tiempo y área

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

ρ - densidad del aire

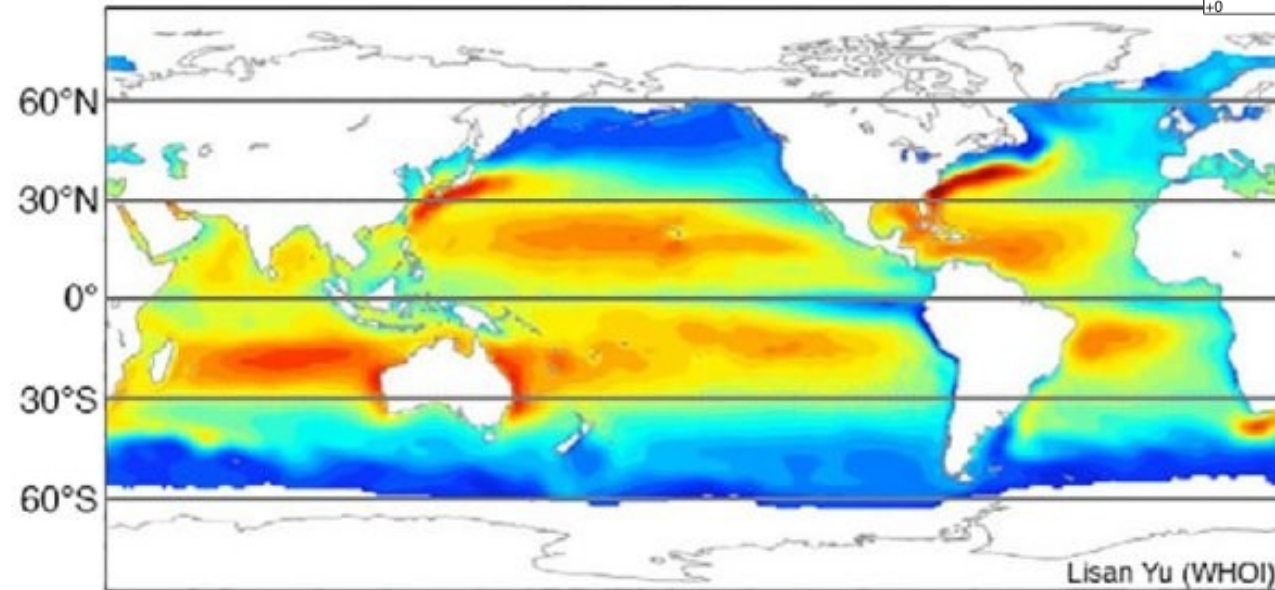
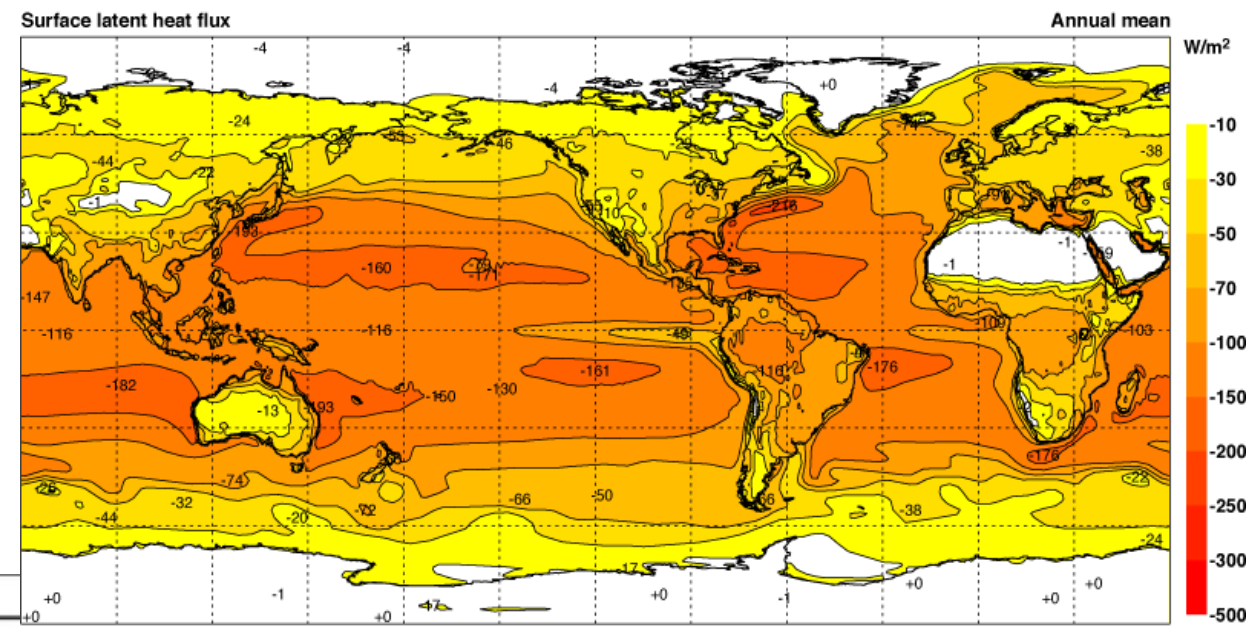
v - velocidad del viento

q_s - humedad específica de saturación a la T del mar $q = \frac{\text{masa vapor de agua}}{\text{masa total}}$

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

C_w - coeficiente de difusión turbulenta

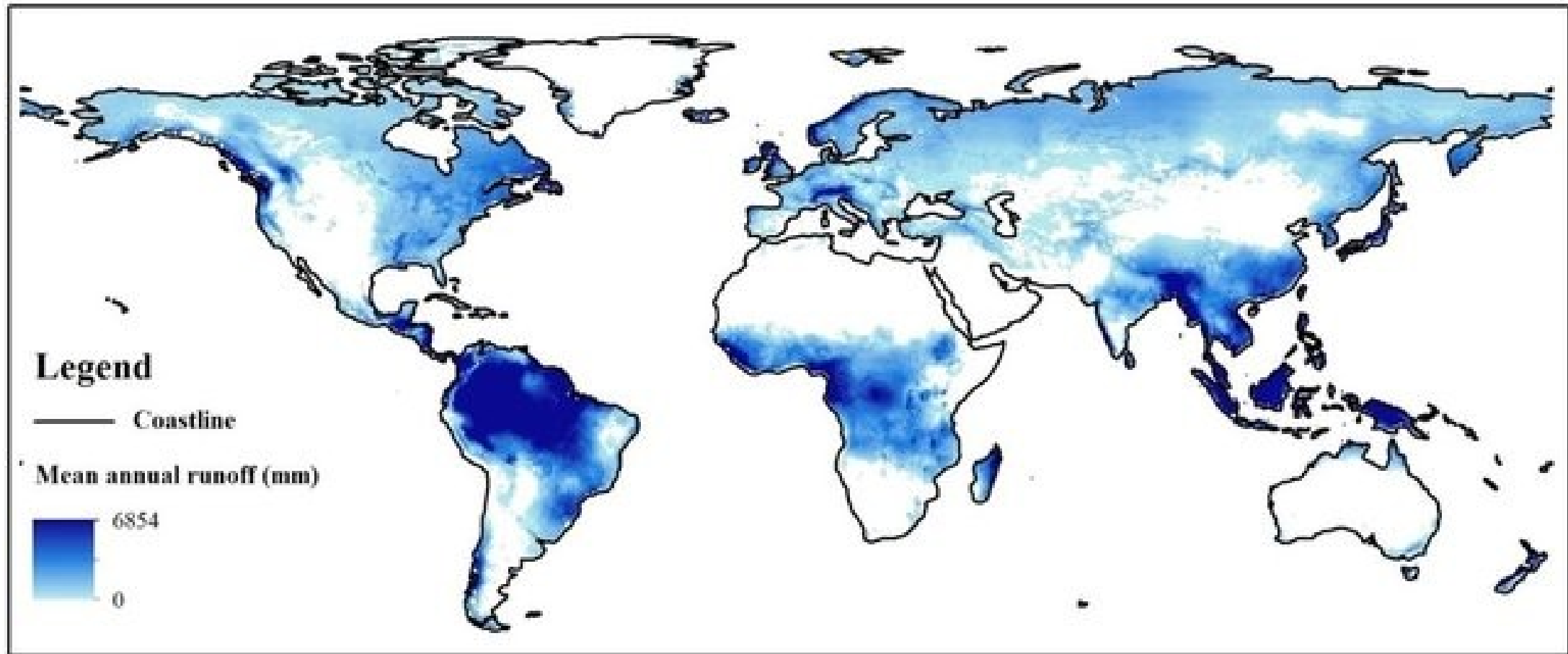
(asociado a la rugosidad de la superficie)



20 60 100 140 180 220

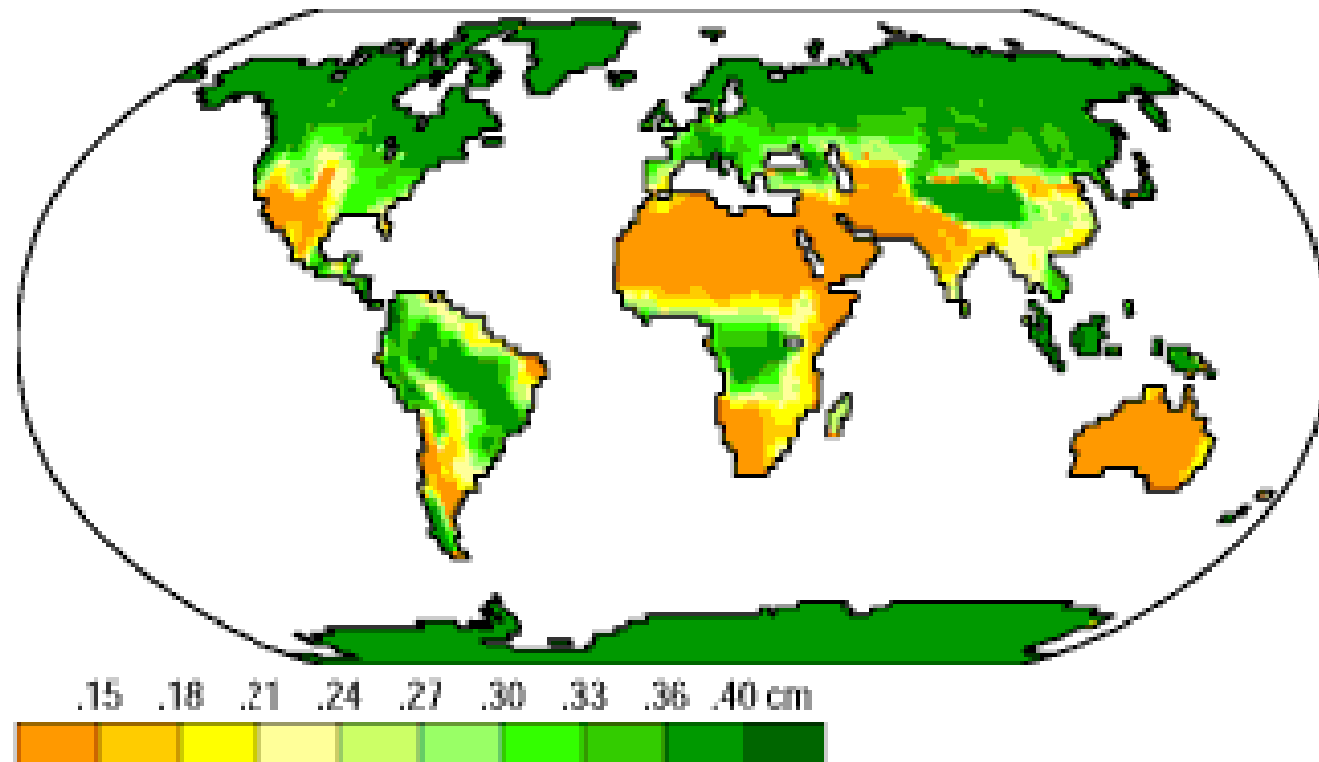
Mean annual evaporation 1958-2005 (cm/yr)

Escorrentía



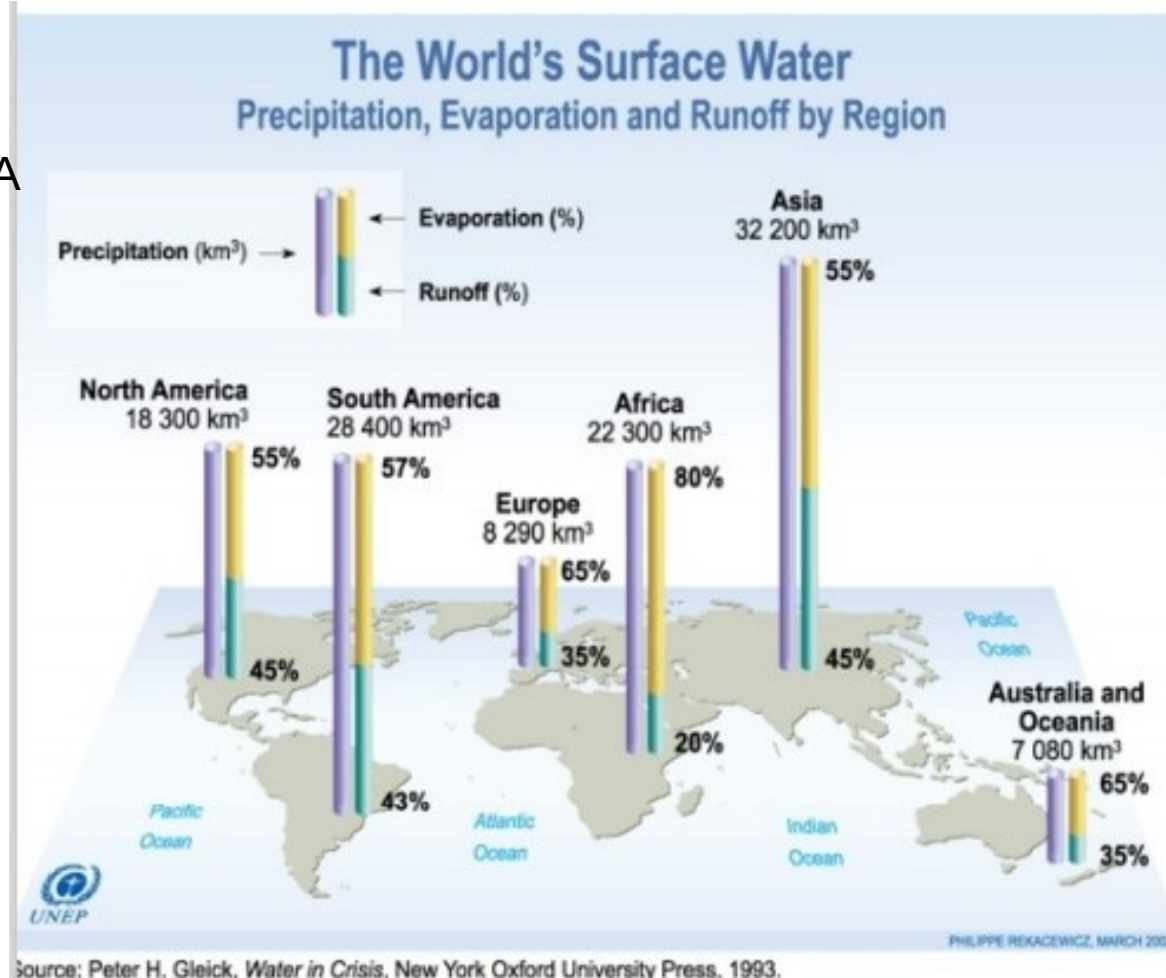
Humedad del suelo

Soil Moisture



Ecuación clásica de balance de agua

ESCORRENTÍA



- 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

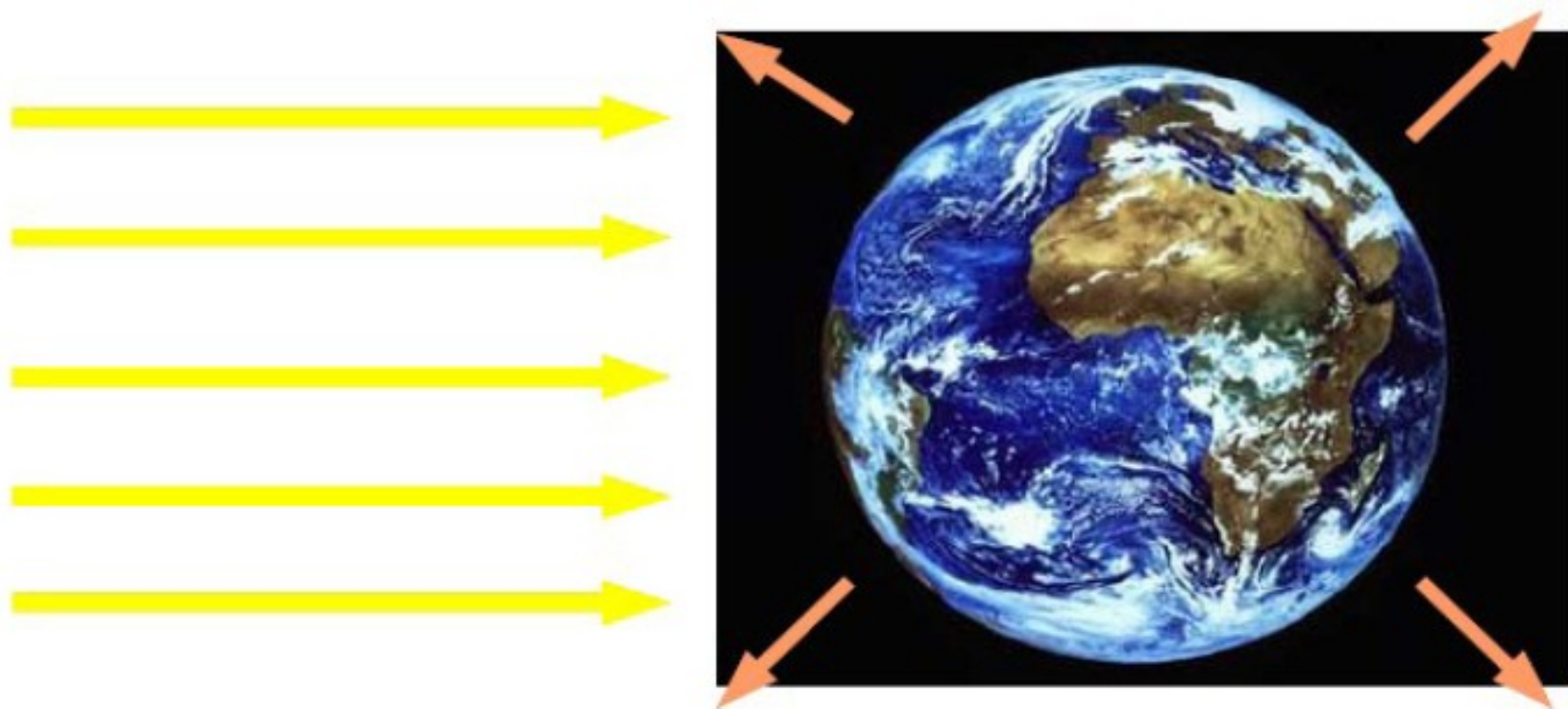
Area de drenaje, elevación,
etc

Ecuación clásica de balance de agua

- Una región donde la evaporación es mayor que la precipitación (más escorrentía) tendrá una pérdida anual de agua.
- Las zonas subtropicales de los océanos son grandes fuentes de vapor de agua para la atmósfera.
- La región de la zona de convergencia tropical, en cambio, es una zona de continuo flujo de vapor de agua de la atmósfera a los océanos.
- Sobre los continentes, las regiones subtropicales también tienden a tener un balance hídrico negativo (muchos de los desiertos están aquí), mientras que en latitudes mayores a 40° el balance es positivo.
- Nuestro país, a pesar de estar en la región subtropical tiene un balance hídrico anual positivo. A una latitud similar Chile tiene un balance hídrico negativo que contiene el desierto de Atacama, el mas seco del mundo

De que depende la intensidad del ciclo hidrológico?

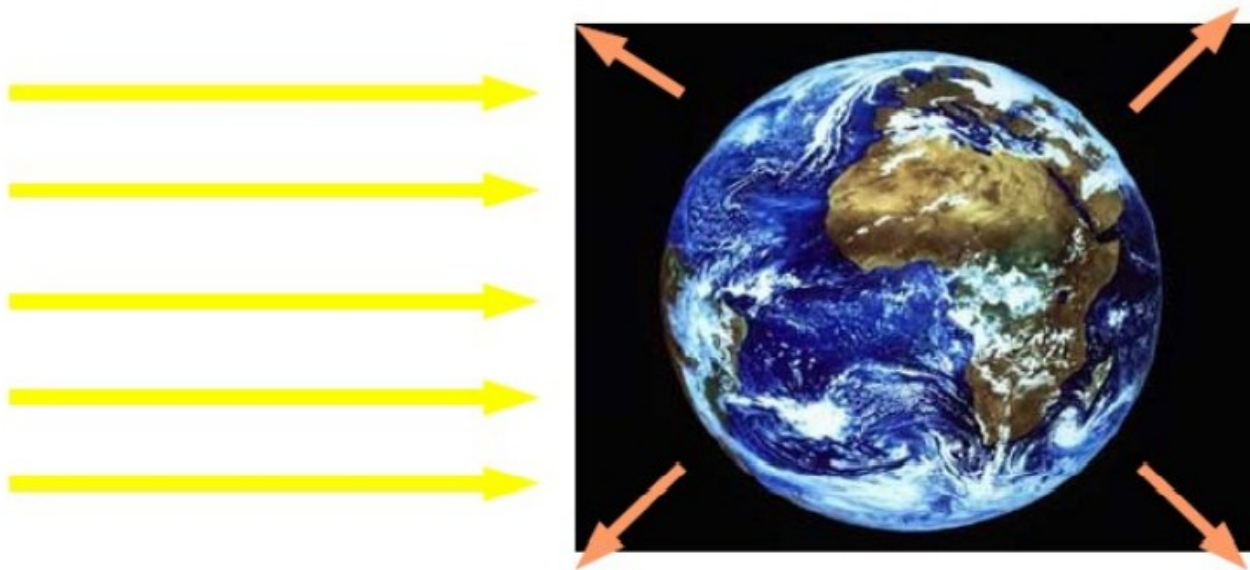
En una clase anterior vimos que la temperatura de equilibrio de la Tierra está dada por el balance energético en el tope de la atmósfera.



Factores de los que depende la intensidad del Ciclo hidrológico

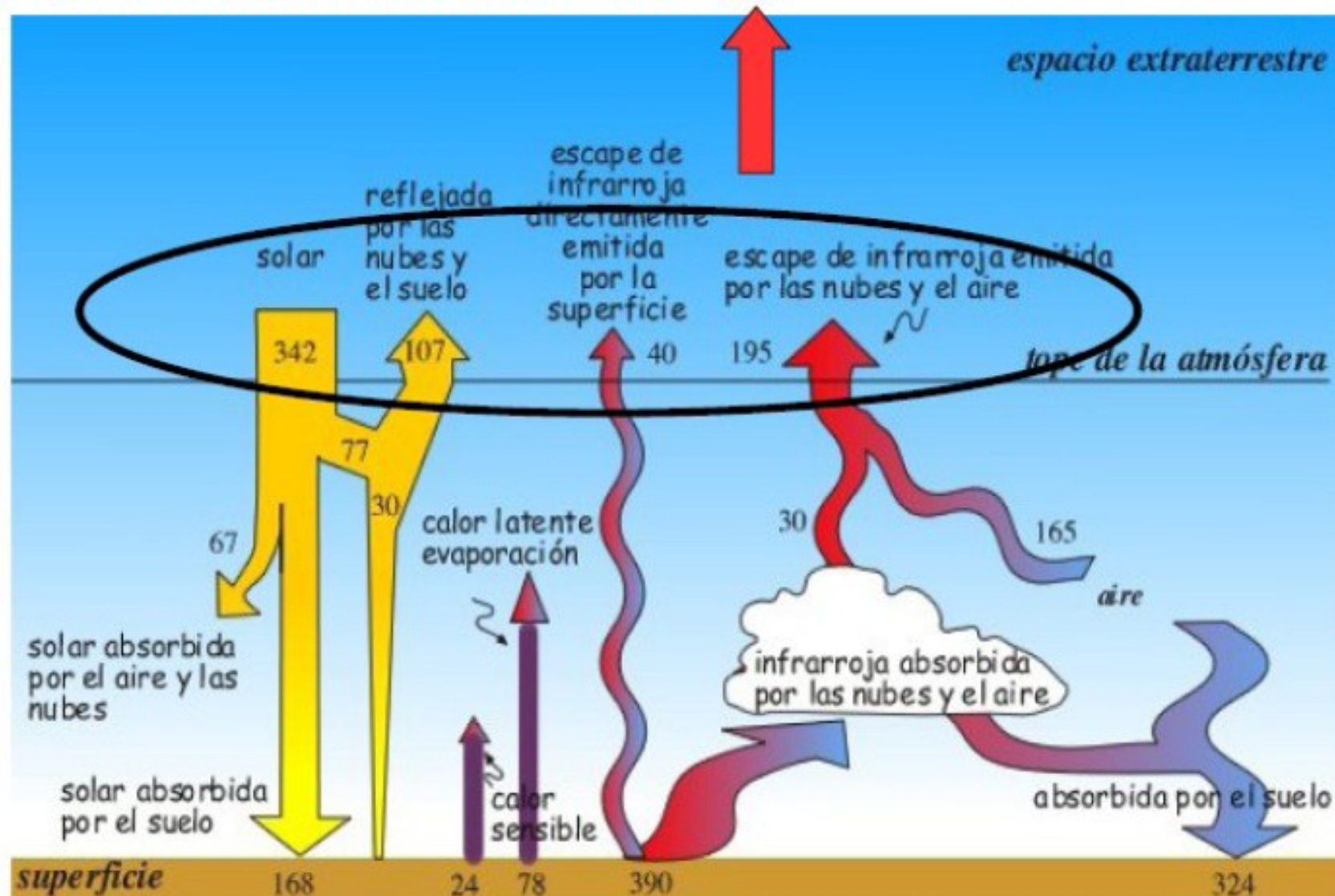
De que depende la intensidad del ciclo hidrológico?

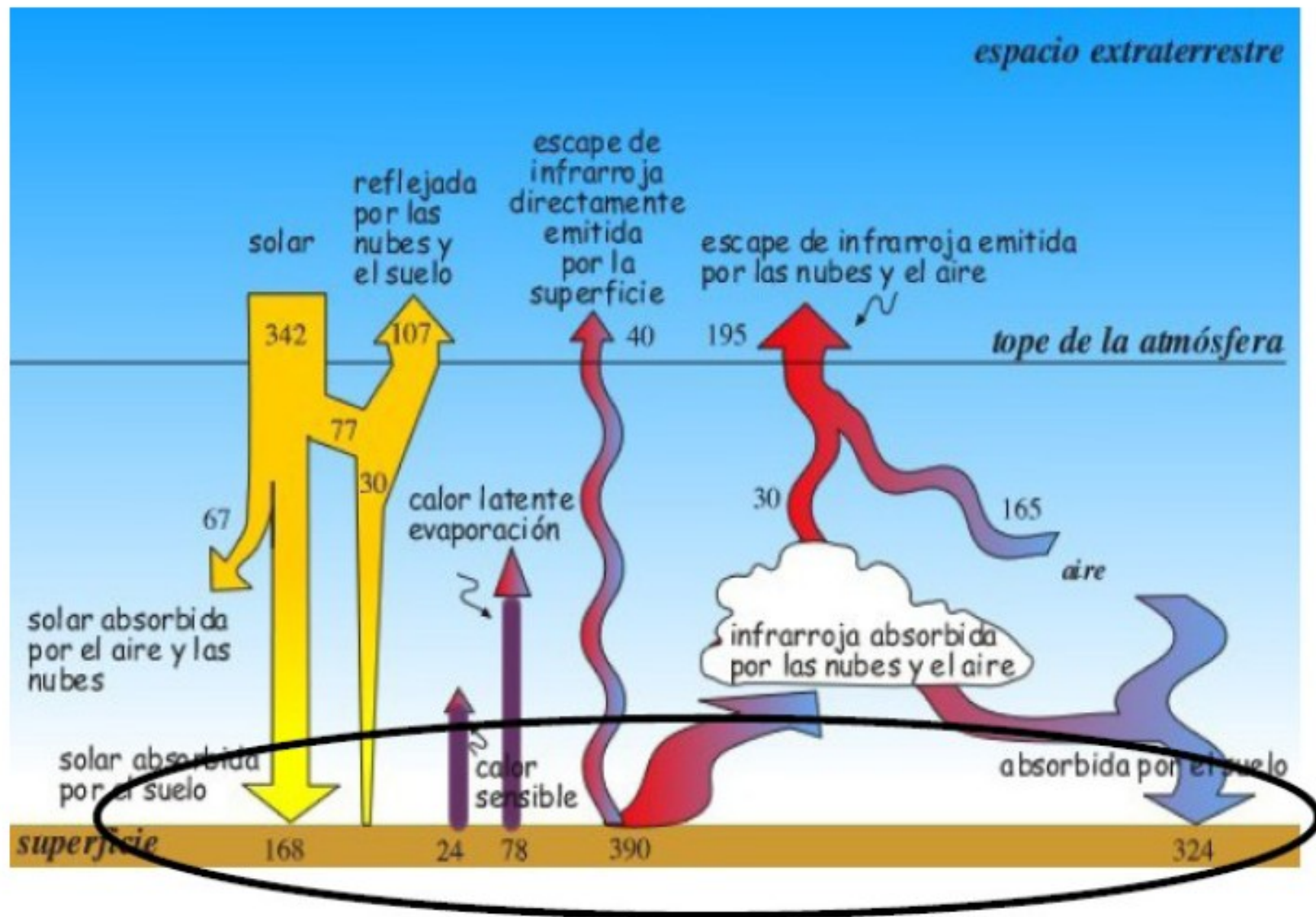
En una clase anterior vimos que la temperatura de equilibrio de la Tierra está dada por el balance energético en el tope de la atmósfera.



→ Cambios en los forzantes del sistema climático y en sus componentes que generen variaciones en la RS absorbida o RT emitida (e.g. cambios en insolación, cambios en albedo, cambios en efecto invernadero), dan lugar a variaciones en T_{sup} con efectos sobre el ciclo hidrológico.

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

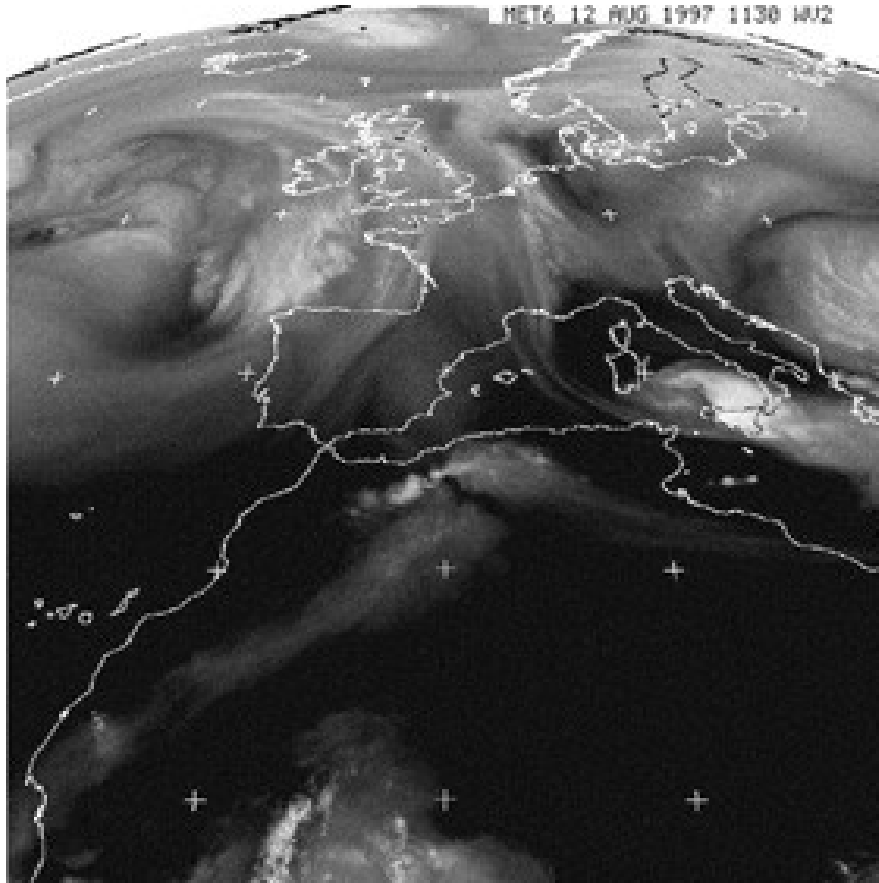
$$\text{Evaporación} = 1/L_v (\text{Rad. Solar} - \text{Rad. terrestre})$$

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.

Vapor de agua en la atmósfera

Vapor de agua en la atmósfera



Detección de vapor de agua en la atmósfera: a través de imágenes de satélite

A través de los procesos de evaporación, sublimación y transpiración, el agua pasa de los océanos (y también de continentes y vegetación) a la atmósfera.

Una vez en la atmósfera, el vapor de agua:

- es transportado y redistribuido por los vientos
- condensa y/o congela para formar nubes

La distribución geográfica del vapor de agua en la atmósfera es mucho más uniforme que para el caso de las nubes. Ambas (vapor de agua y nubes) pueden ser detectadas a través del uso de satélites.

Para que existan nubes el vapor de agua presente en una parcela de aire de la atmósfera debe condensar, y para ello, el aire de la parcela debe alcanzar condiciones de saturación (saturarse de vapor de agua).

Vapor de agua en la atmósfera

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).



Vapor de agua en la atmósfera

Para que existan nubes el vapor de agua presente en una parcela de aire de la atmósfera debe condensar

Toda parcela de aire se caracteriza por propiedades termodinámicas: presión (**P**), temperatura (**T**), densidad (**ρ**), y en general, en meteorología, las caracterizaremos además por una presión de vapor de agua '**e**'.

Presión de vapor de saturación

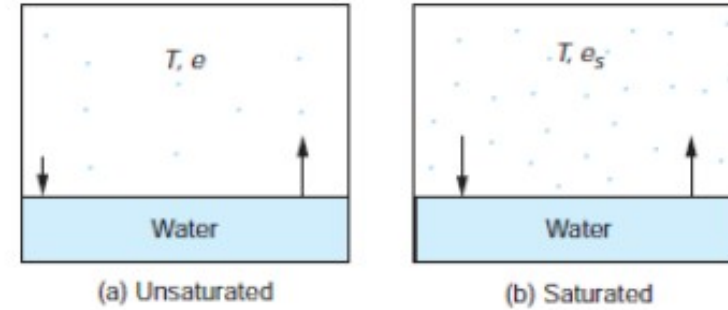
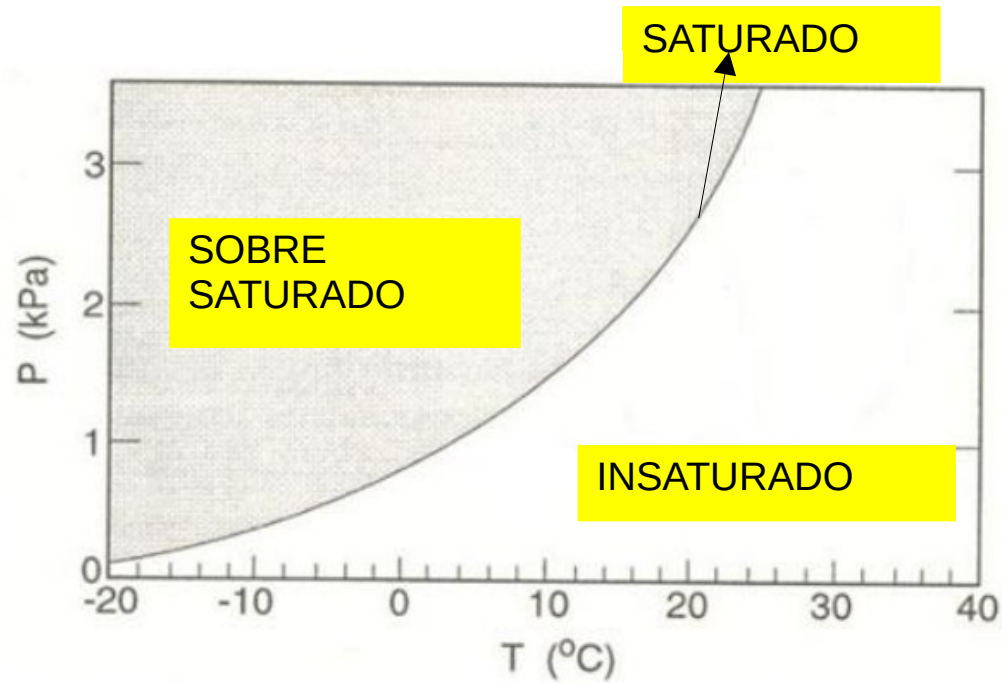


Fig. 3.8 A box (a) unsaturated and (b) saturated with respect to a plane surface of pure water at temperature T . Dots represent water molecules. Lengths of the arrows represent the relative rates of evaporation and condensation. The saturated (i.e., equilibrium) vapor pressure over a plane surface of pure water at temperature T is e_s as indicated in (b).

Cuando la presión de vapor (e) alcanza un punto en que la tasa de evaporación es igual a la tasa de condensación: el aire está saturado respecto al agua a una cierta T y una e_s , que es la presión de vapor de saturación

Vapor de agua en la atmósfera

Toda parcela de aire en la atmósfera está caracterizada por unas propiedades termodinámicas: presión (**P**), temperatura (**T**), densidad (**ρ**), y en general, en meteorología, las caracterizaremos además por una presión de vapor de agua '**e**'.



A mayor T , mayor es la presión de vapor saturante
(mayor es el contenido de vapor de agua que la parcela de aire puede “hospedar”)

Vapor de agua

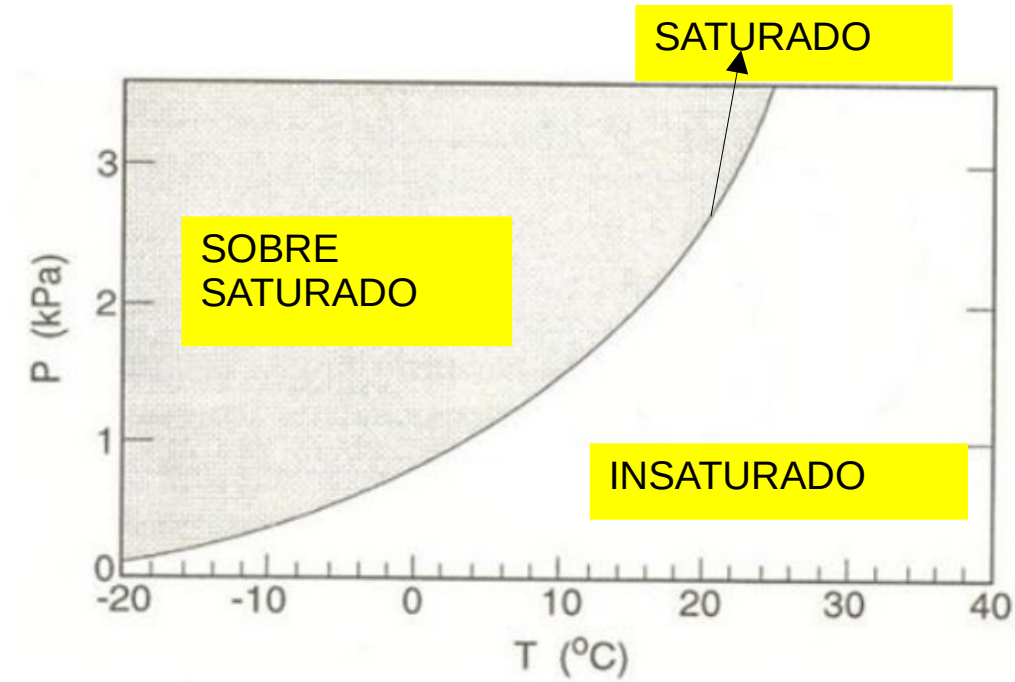
$$P_{\text{vap}} = e$$

Aire seco

$$P_{\text{aire seco}}$$

$$e + P_{\text{aire seco}}$$

Vapor de agua en la atmósfera



- Si $e < e_s$ → parcela de aire subsaturada
- Si $e = e_s$ → parcela saturada (HR 100%) → por pequeño que sea la cantidad de vapor que se le añada, condensará.
- Si $e > e_s$ → la parcela de aire ha sobrepasado las condiciones de saturación. El exceso de vapor de agua se condensa y aparecen gotitas de agua.

Mecanismos a través de los cuales una parcela de aire a la temperatura T y con una presión de vapor ' e ' alcanza la saturación ($e = e_s$):

- aumentando el contenido de vapor de agua
- enfriando la parcela de aire

Vapor de agua en la atmósfera

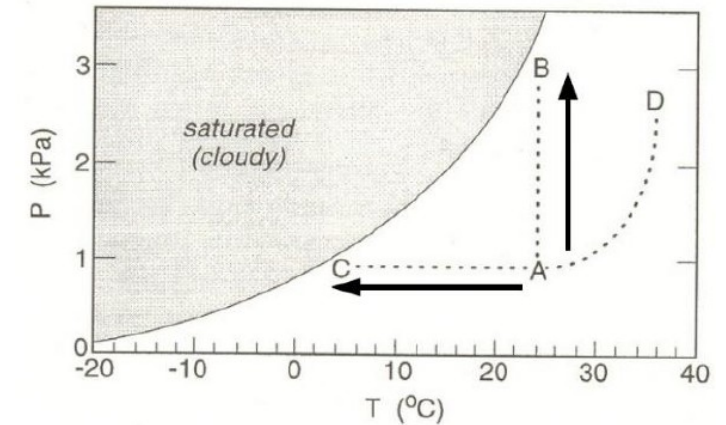
Humedad relativa (HR): cociente entre presión parcial de vapor de agua (**e**) y máxima presión de vapor (**e_s**) que podría contener a la T del aire en ese momento.

$$HR = \frac{e}{e_s} \cdot 100(\%)$$

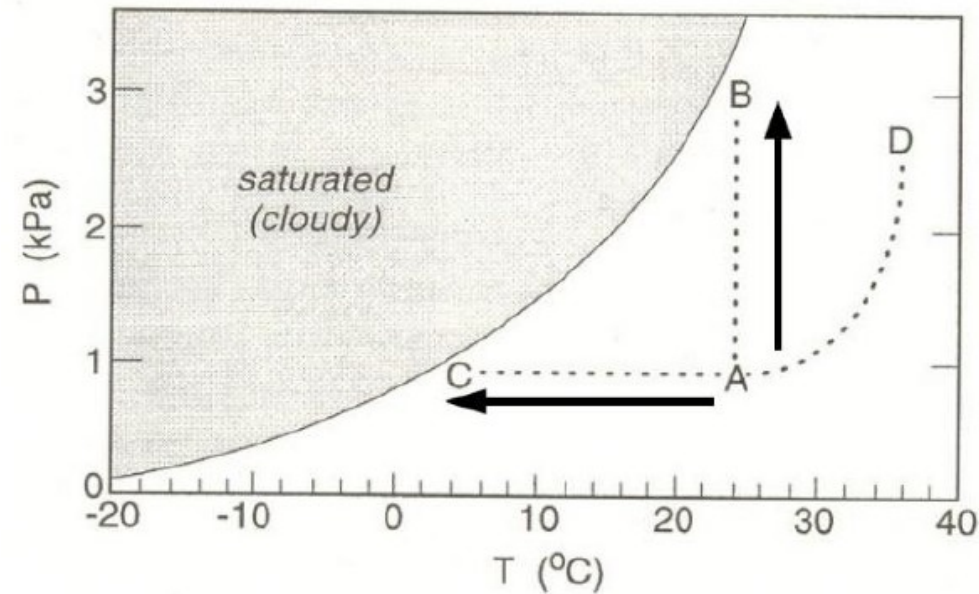
- Si $HR=100\%$ → $e = e_s$: saturado
- Si $HR>100\%$ → $e > e_s$: sobresaturado (el excedente condensará)

HR aumenta:

- (1) Manteniendo T cte (i.e., manteniendo e_s cte), aumentamos conc. de vapor de agua (aumenta e).
- (2) Manteniendo el contenido de vapor de agua constante (e cte), enfriamos la parcela (si T disminuye → disminuye e_s)



Vapor de agua en la atmósfera



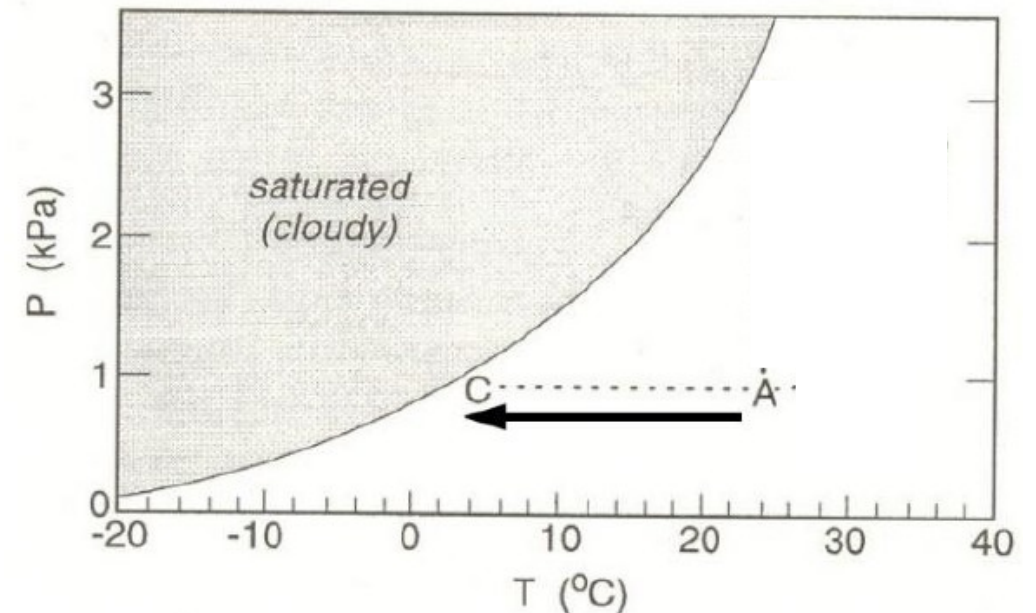
T (°C)	e _s (hPa)	T (°C)	e _s (hPa)
1	6.565	26	33.606
2	7.054	27	35.646
3	7.574	28	37.793
4	8.128	29	40.052
5	8.718	30	42.427
6	9.345	31	44.924
7	10.012	32	47.548
8	10.720	33	50.303
9	11.473	34	53.197
10	12.271	35	56.233
11	13.118	36	59.418
12	14.016	37	62.759
13	14.967	38	66.260
14	15.975	39	69.930
15	17.042	40	73.773
16	18.171	41	77.798
17	19.365	42	82.011
18	20.628	43	86.419
19	21.962	44	91.029
20	23.371	45	95.850
21	24.858	46	100.89
22	26.428	47	106.15
23	28.083	48	111.65
24	29.829	49	117.40
25	31.668	50	123.39
-	-	-	-

Vapor de agua en la atmósfera

Temperatura del punto de rocío (T_d): T a la cuál habría que enfriar una parcela de aire para que manteniendo la presión parcial de vapor de agua constante (e cte), se sature ($e = e_s \rightarrow \text{HR}=100\%$).

Conocida e $\rightarrow$ podemos conocer T_d

La T_d es una medida del contenido de vapor de agua en la atm.



Vapor de agua en la atmósfera

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

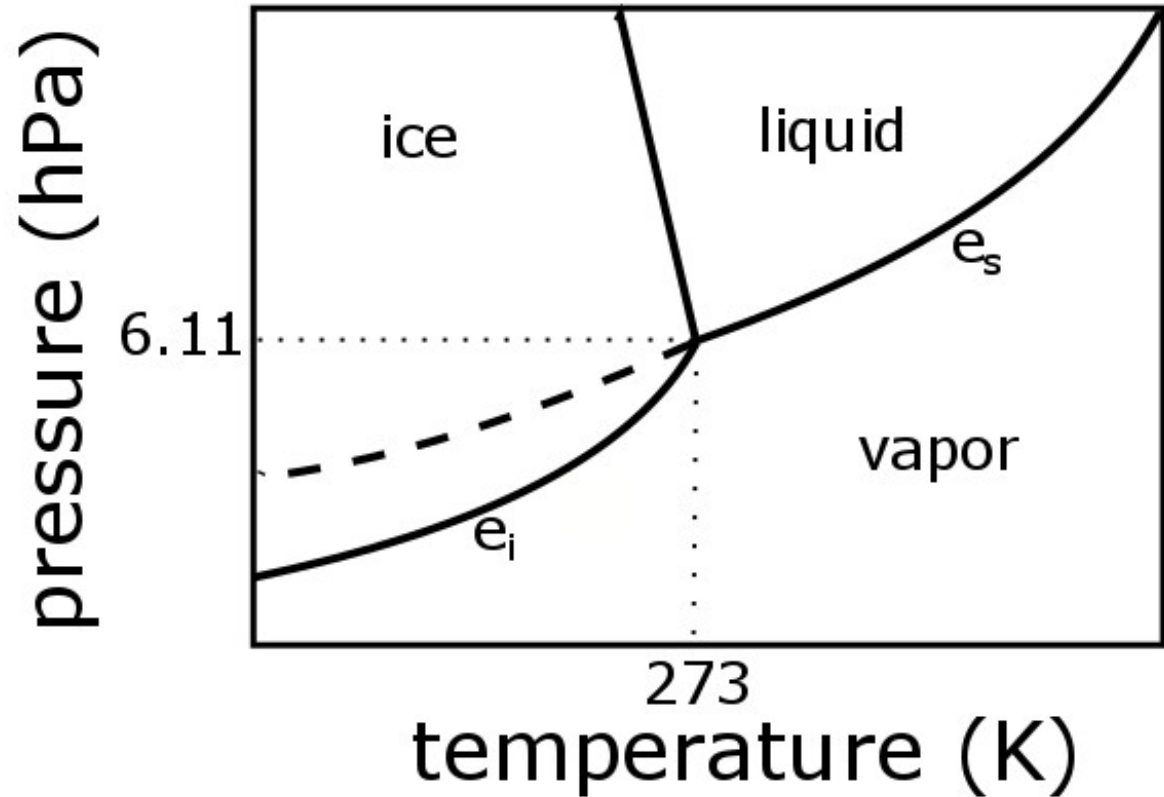
$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$$
$$e_s = e_0 e^{\left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]}$$

(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



Vapor de agua en la atmósfera

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

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$$

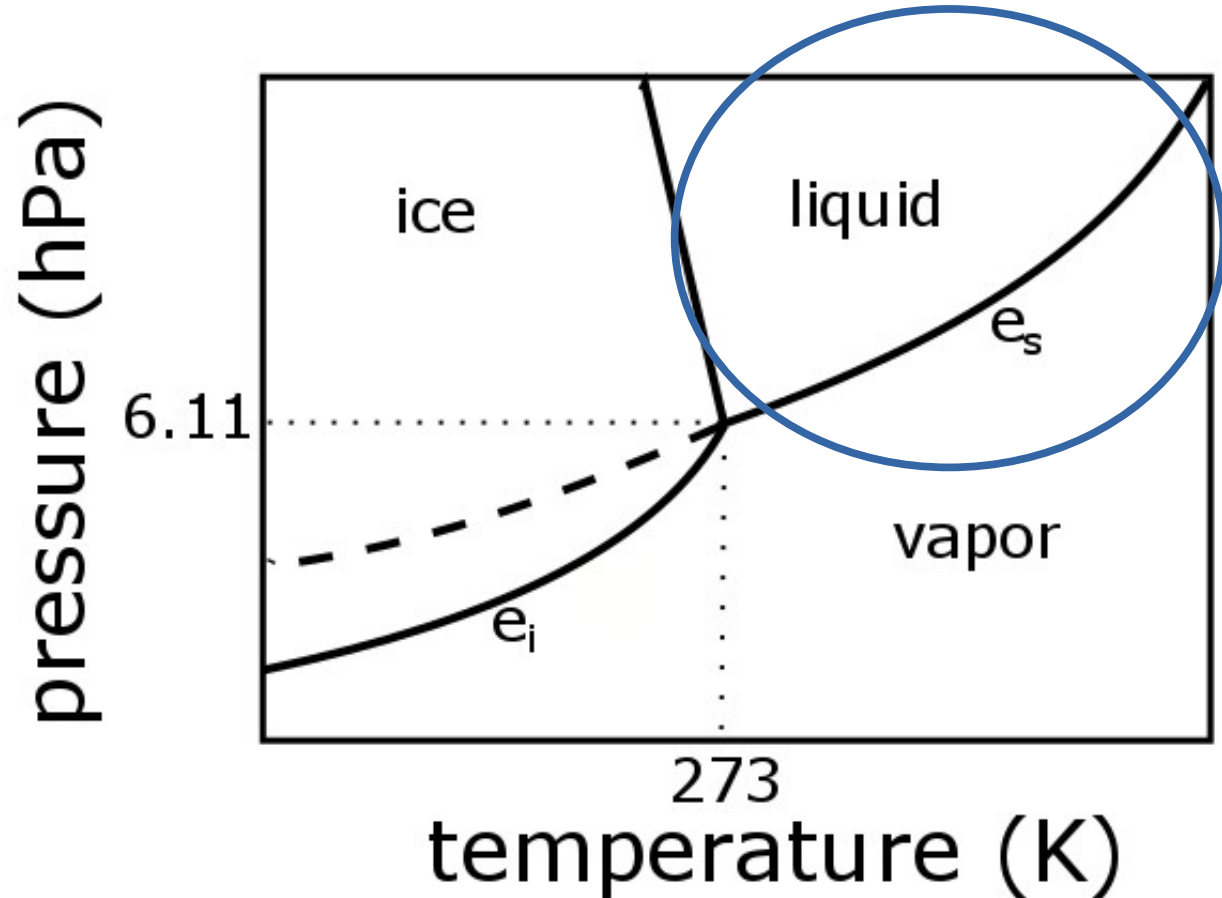
$$e_s = e_0 e^{\left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]}$$

(si L_v se considera Constante)

$T_0 = 273 \text{ K}$

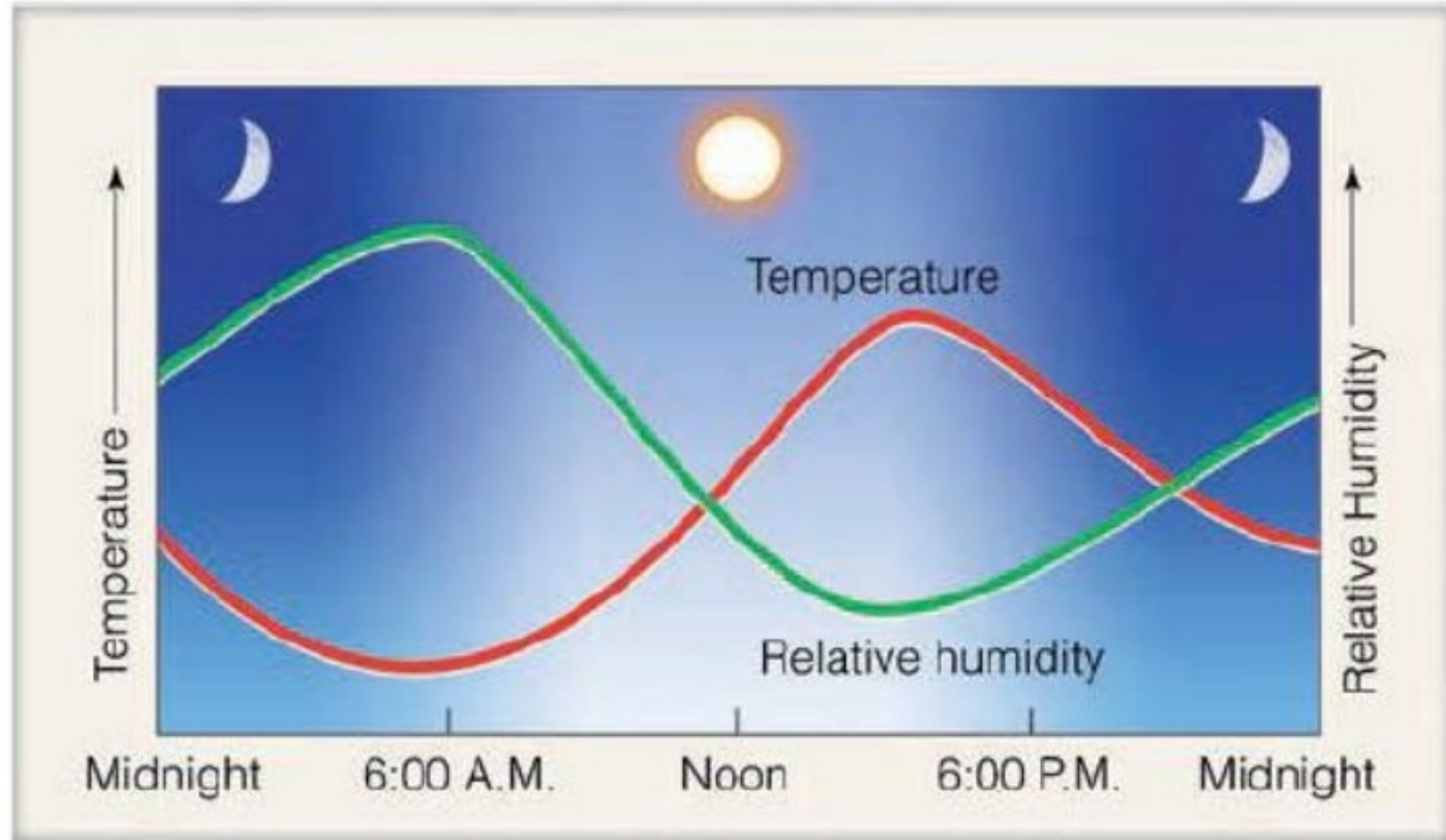
L_v – calor latente vaporización

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



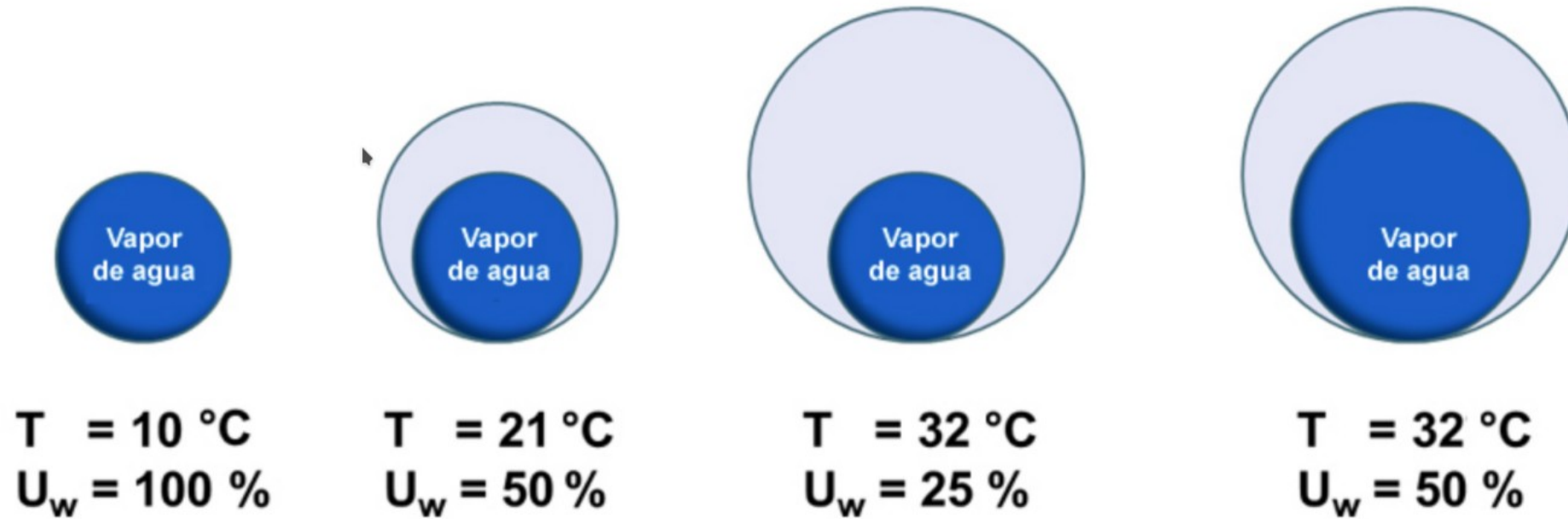
Vapor de agua en la atmósfera

Ciclo diario de humedad relativa



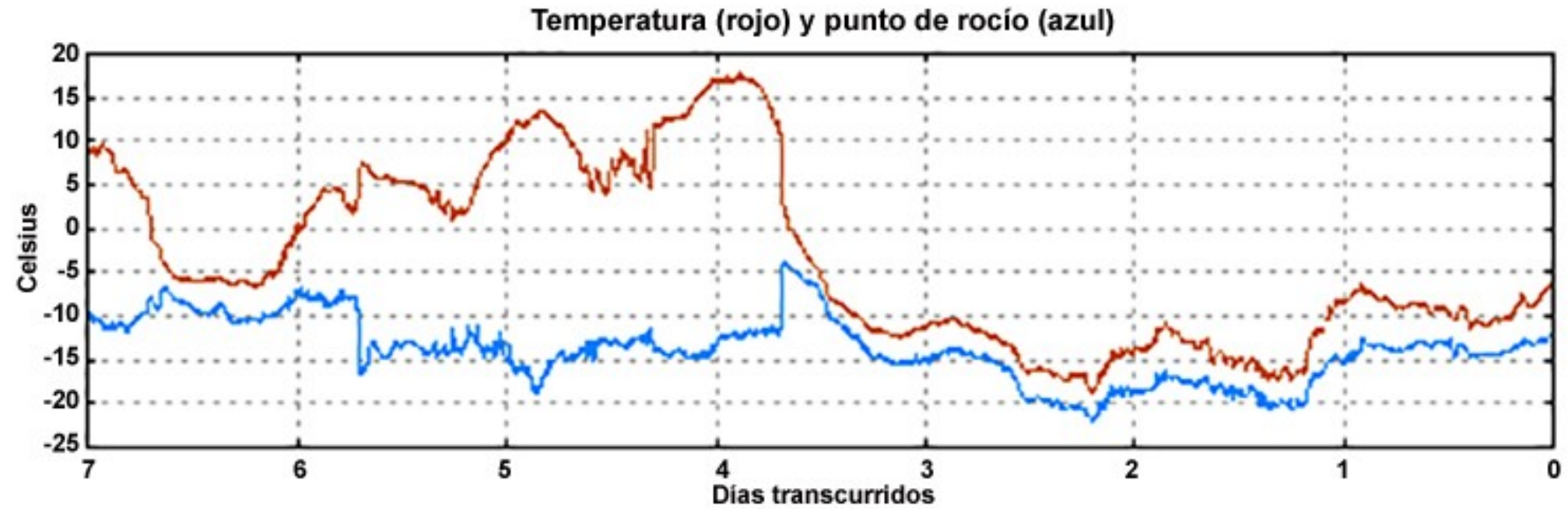
Vapor de agua en la atmósfera

Humedad relativa (HR): cociente entre la presión parcial de vapor de agua en el aire (e) y la máxima presión de vapor (e_s) que podría contener a la temperatura del aire en ese momento.



El área de cada círculo azul representa la cantidad de vapor de agua en el aire. El primer dibujo muestra una cantidad de vapor de agua constante; luego la temperatura aumenta dos veces, lo cual se refleja en un cambio en la humedad relativa (U_w). La última figura muestra lo que ocurre al aumentar la cantidad de vapor de agua, manteniendo constante la temperatura, lo cual afecta la humedad relativa.

Vapor de agua en la atmósfera



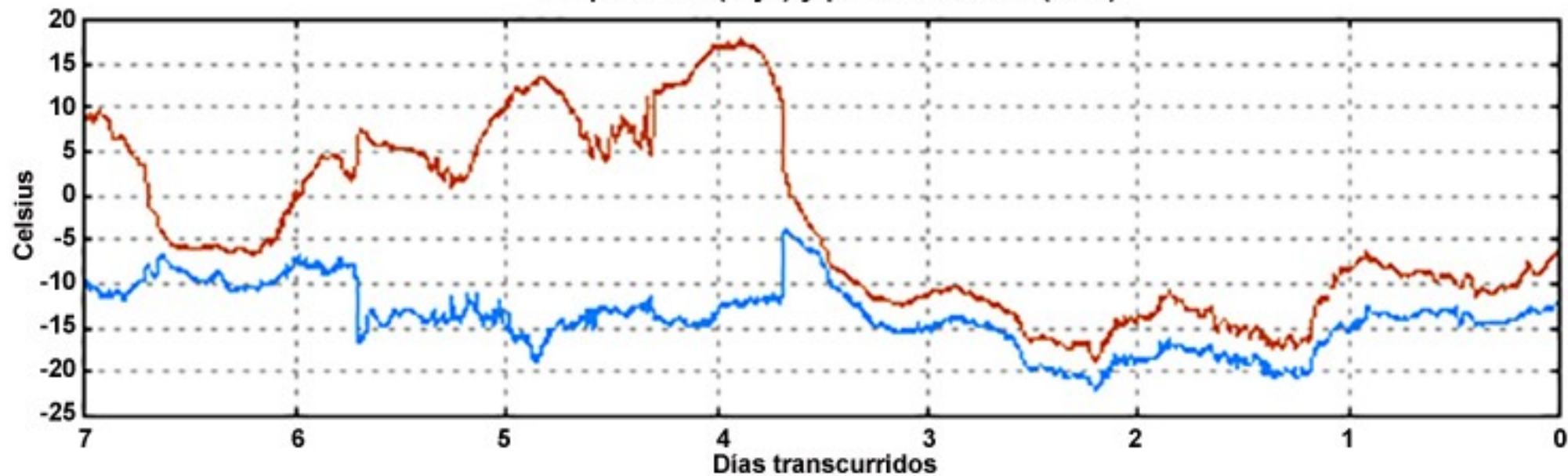
12:00:03 del jue. 22 de feb. de 2018

NCAR/EOL

Humedad relativa?

Vapor de agua en la atmósfera

Temperatura (rojo) y punto de rocío (azul)



Vapor de agua en la atmósfera

Efecto de la vegetación en la HR



Vapor de agua en la atmósfera

Sensación térmica/Discomfort Humano

Aunque T pueda ser la misma dos días distintos, puede ocurrir que en uno de ellos sintamos mas frío y en el otro más calor → sensación térmica → depende de una combinación de variables meteorológicas (temperatura, humedad, viento)

Evaporación → proceso de enfriamiento

Temperaturas altas + HR baja → la transpiración sobre la piel se evapora rápido

Temperaturas altas + HR alta → la transpiración no se evapora inmediatamente → menos evaporación = menos enfriamiento → sensación térmica mayor

HEAT AND DISCOMFORT INDEX

HUMIDEX INDEX OF APPARENT TEMPERATURE (degree C)

	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
42°	48	50	52	55	57	59	62	64	66	68	71	73	75	77	80	82
41°	46	48	51	53	55	57	59	61	64	66	68	70	72	74	76	79
40°	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	65	67	69	71	73	75
39°	43	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	65	66	68	70	72
38°	42	44	45	47	49	51	53	55	56	58	60	62	64	66	67	69
37°	40	42	44	45	47	49	51	52	54	56	58	59	61	63	65	66
36°	39	40	42	44	45	47	49	50	52	54	55	57	59	60	62	63
35°	37	39	40	42	44	45	47	48	50	51	53	54	56	58	59	61
34°	36	37	39	40	42	43	45	46	48	49	51	52	54	55	57	58
33°	34	36	37	39	40	41	43	44	46	47	48	50	51	53	54	55
32°	33	34	36	37	38	40	41	42	44	45	46	48	49	50	52	53
31°	32	33	34	35	37	38	39	40	42	43	44	45	47	48	49	50
30°	30	32	33	34	35	36	37	39	40	41	42	43	45	46	47	48
29°	29	30	31	32	33	35	36	37	38	39	40	41	42	43	45	46
28°	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
27°	27	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
26°	26	26	27	28	29	30	31	32	33	34	34	35	36	37	38	39
25°	25	25	26	27	27	28	29	30	31	32	33	34	34	35	36	37
24°	24	24	24	25	26	27	28	28	29	30	31	32	33	33	34	35
23°	23	23	23	24	25	25	26	27	28	28	29	30	31	32	32	33
22°	22	22	22	22	23	24	25	25	26	27	27	28	29	30	30	31

Up to 29 C°	No discomfort
From 30 to 34 C°	Slight discomfort sensation
From 35 to 39 C°	Strong discomfort. Caution: limit the heaviest physical activities
From 40 to 45 C°	Strong indisposition sensation. Danger: avoid efforts
From 46 to 53 C°	Serious danger: stop all physical activities
Over 54 C°	Death danger: imminent heatstroke

Vapor de agua en la atmósfera

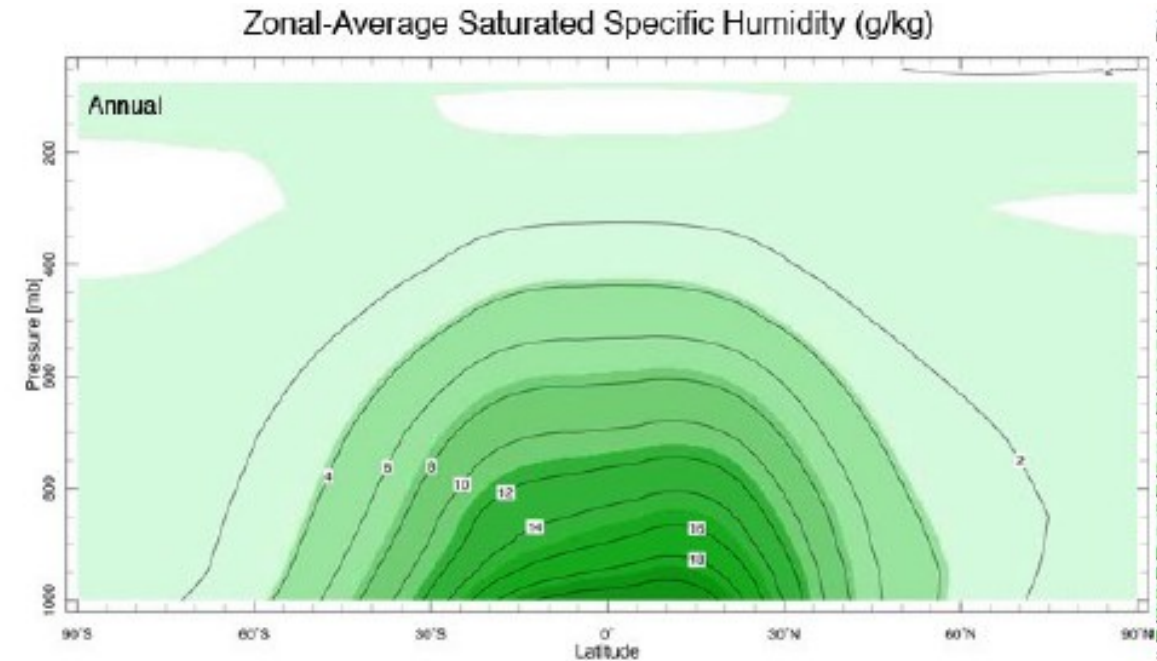
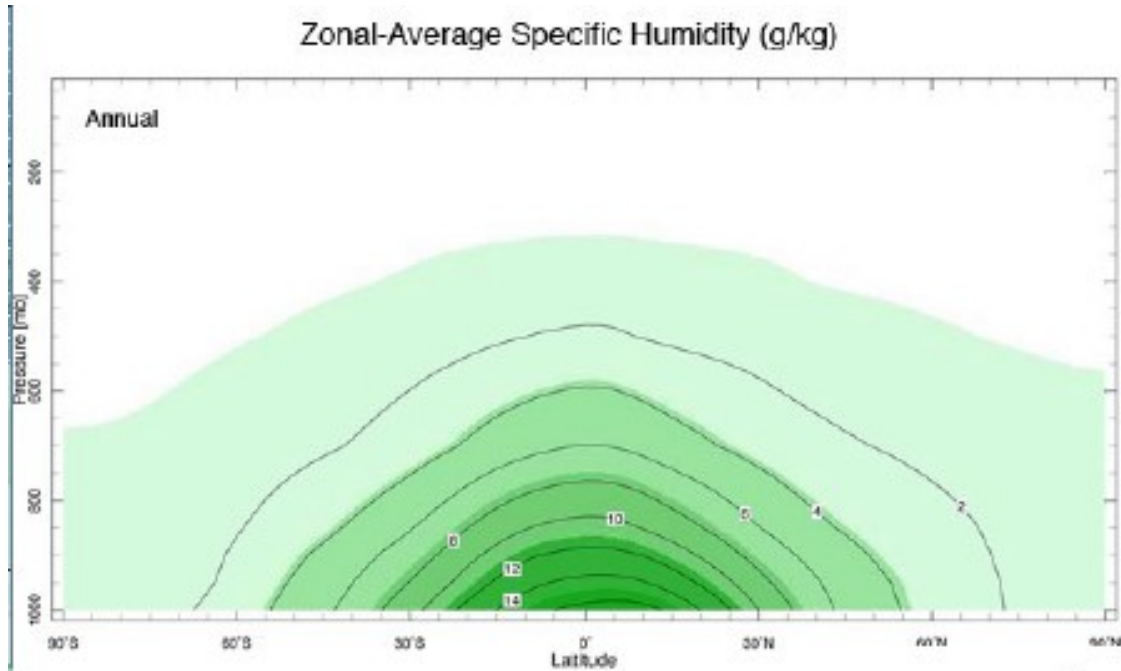
Viento en Nudos	Viento en Km/h	TEMPERATURA (°C)																										
Calma	Calma	10	7.5	5	2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-22.5	-25	-27.5	-30	-32.5	-35	-37.5	-40	-42.5	-45	-47.5	-50		
Sensación térmica por efecto de enfriamiento del viento																												
3-6	8	7.5	5	2.5	0	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-22.5	-25	-27.5	-30	-32.5	-35	-37.5	-40	-45	-47.5	-50	-52.5	-65		
7-10	16	5	2.5	-2.5	-5	-7.5	-10	-12.5	-15	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-37.5	-40	-45	-47.5	-50	-52.5	-57.5	-60	-62.5	-65	-67.5		
11-15	24	2.5	0	-5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-37.5	-42.5	-45	-47.5	-52.5	-55	-57.5	-60	-65	-67.5	-72.5	-75	-77.5		
16-19	32	0	-2.5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-22.5	-25	-30	-35	-37.5	-42.5	-47.5	-50	-52.5	-57.5	-60	-65	-67.5	-70	-72.5	-77.5	-80	-85			
20-23	40	-0	-5	-7.5	-10	-15	-17.5	-22.5	-25	-30	-32.5	-37.5	-40	-45	-47.5	-52.5	-55	-60	-62.5	-67.5	-70	-75	-77.5	-82.5	-85	-90		
24-28	48	-2.5	-5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-27.5	-32.5	-35	-40	-42.5	-47.5	-50	-55	-57.5	-62.5	-67.5	-72.5	-75	-77.5	-80	-85	-90	-95		
29-32	56	-2.5	-7.5	-10	-12.5	-17.5	-20	-25	-30	-32.5	-37.5	-42.5	-45	-50	-52.5	-57.5	-60	-65	-67.5	-72.5	-75	-80	-82.5	-87.5	-90	-95		
33-36	64	-2.5	-7.5	-10	-15	-20	-22.5	-27.5	-30	-35	-37.5	-42.5	-45	-50	-55	-60	-62.5	-65	-70	-75	-77.5	-82.5	-85	-90	-92.5	-97.5		
Vientos superiores a los 64 km/h producen un peligroso efecto adicional	PELIGROSO								MUY PELIGROSO Las partes del cuerpo expuestas al viento se pueden congelar en 1 minuto								EXTREMADAMENTE PELIGROSO Las partes del cuerpo expuestas al viento se pueden congelar en 30 segundos											
	PELIGRO DE CONGELAMIENTO DEL CUERPO HUMANO EXPUESTO AL VIENTO SIN LA APROPIADA VESTIMENTA																											

Vapor de agua en la atmósfera

Humedad específica

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

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



Mientras que dicha masa no se mezcle con otras, el valor de ambos sólo depende de la evaporación/condensación de agua en su interior.

Vapor de agua en la atmósfera

Razón de mezcla (r): masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco:

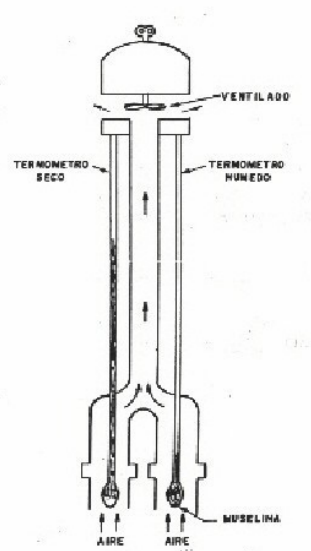
$$r = \frac{\text{masa vapor de agua}}{\text{masa de aire seco}} \quad [\text{g/Kg}]$$

Humedad específica (q): masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo.

$$q = \frac{\text{masa vapor de agua}}{\text{masa de aire húmedo}} = \frac{r}{1+r} \quad [\text{g/Kg}]$$

Tanto 'r' como 'q' son índices bastante “conservativos” de una masa de aire. Mientras que dicha masa no se mezcle con otras, el valor de ambos sólo depende de la evaporación/condensación de agua en su interior.

Vapor de agua en la atmósfera



La temperatura de bulbo húmedo es la temperatura más baja a la cual el aire puede enfriarse por evaporación.

- Los psicrómetros constan de un termómetro de bulbo húmedo y uno de bulbo seco.
- La humedad relativa del aire se calcula a partir de la diferencia de temperatura entre ambos aparatos.
- El húmedo es sensible a la evaporación de agua, y debido al enfriamiento que produce la evaporación, medirá una temperatura inferior.
- Si hay poca diferencia entre una y otra temperatura, hay poca evaporación, lo cual indica que la humedad relativa es alta. Si hay mucha diferencia, hay mucha evaporación, lo cual indica que la humedad relativa es baja.

Vapor de agua en la atmósfera

El punto de rocío es uno de los métodos más confiables para medir el grado de humedad atmosférica.

Si contamos con las temperaturas de bulbo seco y de bulbo húmedo, podemos utilizar una tabla y fórmulas psicrométrica para determinar la humedad relativa y la temperatura de rocío.

La T de bulbo húmedo se determina provocando la evaporación de la humedad de la muselina que cubre el bulbo del termómetro. Esta T siempre será mayor que la temperatura de rocío cuando la humedad relativa sea inferior al 100% y coincidirá con el punto de rocío cuando la humedad relativa sea del 100%.



Vapor de agua en la atmósfera



Formación de rocío, heladas, nieblas y nubes

Rocío: Gotitas de agua que se forman sobre aquellas superficies (objetos, vegetación, suelo) a primeras horas de la mañana.

Formación: en noches calmas, sin nubosidad y sin viento, y cuando el aire contenga de humedad.

Las gotitas de agua se forman cuando el aire se enfría durante la noche y el vapor que contiene se condensa sobre superficies cuya T es menor que la temperatura del punto de rocío ($T_{\text{superficie}} < T_d$).

Los episodios en los que se forma una mayor cantidad de rocío suelen ser aquellos en los que una masa de aire cálido y húmedo se desplaza hacia zonas donde la T en superficie es muy baja.

Si $T_{\text{sup}} < T_d$ y esa temperatura sigue disminuyendo hasta alcanzar valores por debajo de los 0°C → las gotitas de rocío se congelan y forman la **escarcha**.

Vapor de agua en la atmósfera

Formación de rocío, heladas, nieblas y nubes

Heladas

- **Blancas:** Se forman por sublimación de vapor de agua sobre superficies muy frías en las que la temperatura es inferior a 0°C o por condensación del rocío cuando la T_{sup} disminuye alcanzando valores negativos.

Las condiciones idóneas para la formación de heladas son las **noches frías** ($T_{\text{sup}} < 0^{\circ}\text{C}$), **sin nubes** (mas pérdida de radiación de onda larga de la tierra hacia el espacio $\rightarrow$ se enfría más la superficie) y **calmas** (sin vientos).

Negras: Se producen cuando la Temperatura en la noche es inferior a 0°C y no hay humedad en el ambiente.

En estos casos, como no hay humedad en el ambiente no se forma una capa de cristales de hielo alrededor de la planta protegiéndola del frío. Este tipo de heladas son perjudiciales porque las destruye a nivel interno. Pueden ser mortales para algunos cultivos.



Vapor de agua en la atmósfera

Formación de rocío, heladas, nieblas y nubes

Nieblas: Concentración de pequeñas gotitas de agua líquida en suspensión en la capa de aire más cercana a la superficie

Surgen en días calmos y sobre todo en noches con HR cercana al 100%. Requieren de la presencia de núcleos de condensación (aerosoles). El tamaño típico de las gotitas de niebla es 10-20 μ m.

Mecanismos de formación:

1) Enfriamiento de la capa de aire que se encuentra junto al suelo $\rightarrow$ si T disminuye manteniendo 'e' constante $\rightarrow$ la presión de vapor saturante ' e_s ' va disminuyendo hasta que $e = e_s$ $\rightarrow$ HR=100%. Si T sigue disminuyendo $\rightarrow e > e_s \rightarrow$ HR>100% $\rightarrow$ condensación.

(2) Incorporación de vapor de agua al ambiente hasta que HR=100%.

Visibilidad inferior a 1km == niebla, mayor a 1km neblina. Sobre el mar: bruma

Vapor de agua en la atmósfera

Formación de rocío, heladas, nieblas y nubes

Formación de nubes

- Para que se formen nubes: el vapor de agua debe condensar.
- Según lo visto hasta ahora, para ello serían necesarias $HR > 100\%$.
- Sin embargo, en la realidad observamos que con $HR < 100\%$ ya existe precipitación.
- Esto es debido a la existencia de núcleos de condensación higroscópicos en la atmósfera que permiten la condensación del vapor de agua sobre ellos con $HR < 100\%$.
- Esos núcleos de condensación son los aerosoles.

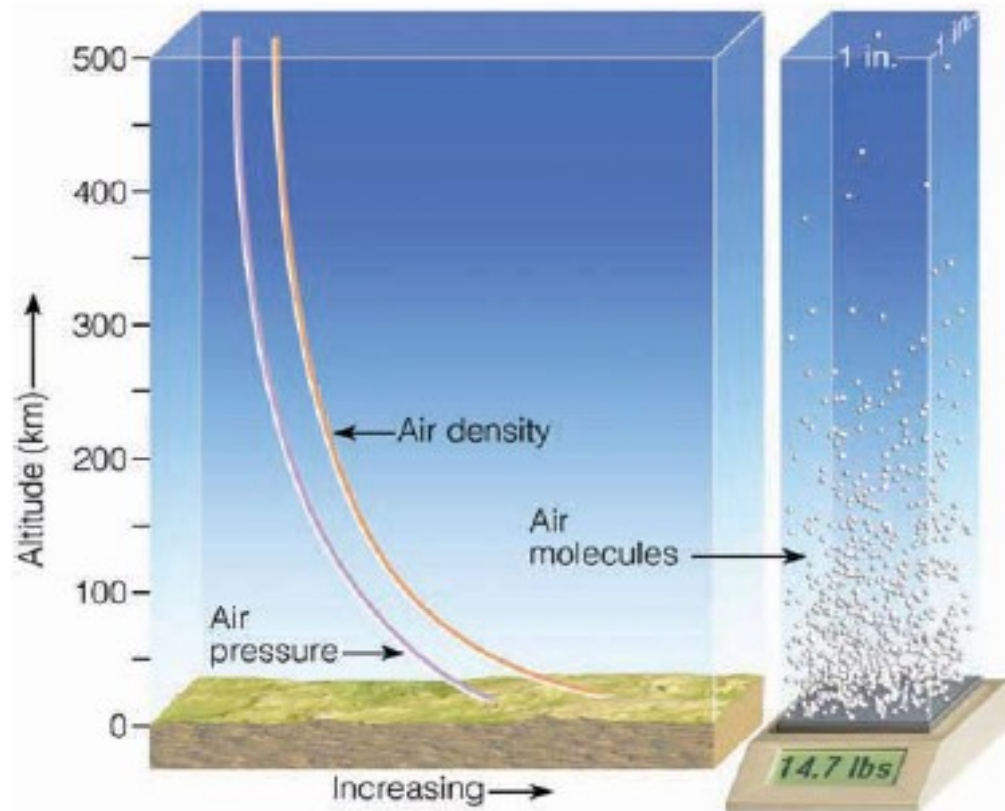
(Retomaremos los mecanismos de formación de nubes tras ver algo de estabilidad vertical)

Estabilidad Vertical



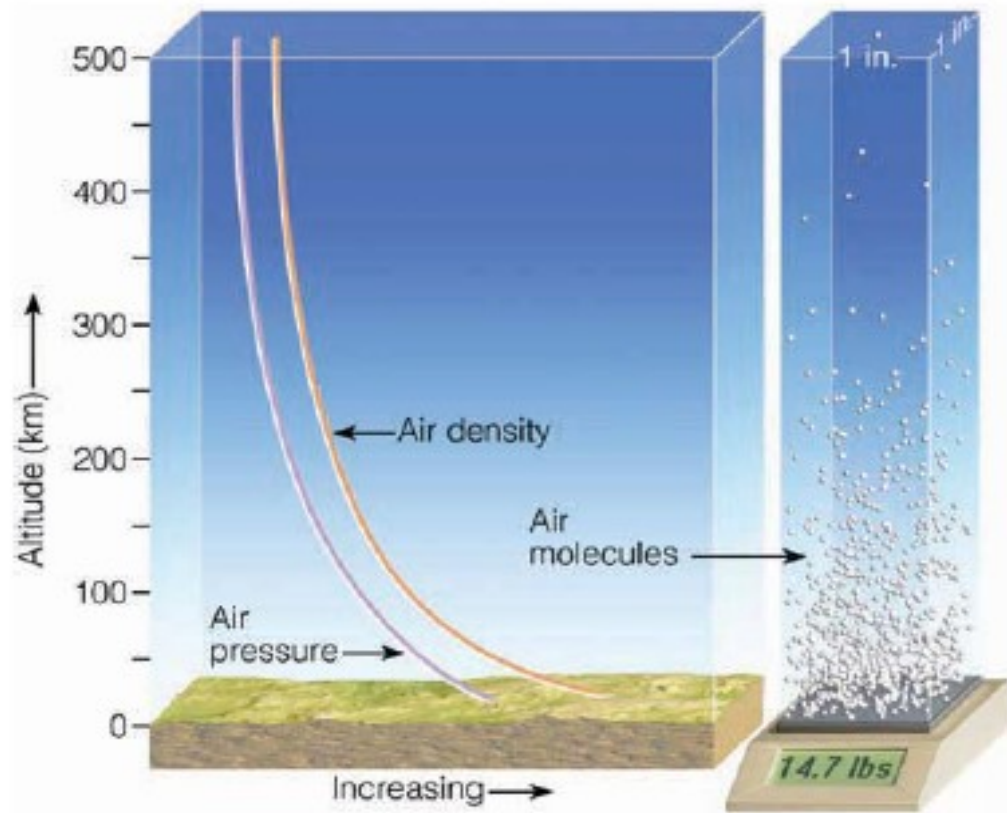
¿Porque se formó esta nube, si el cielo estaba claro hacía 4 horas ?

Estructura vertical: balance hidrostático



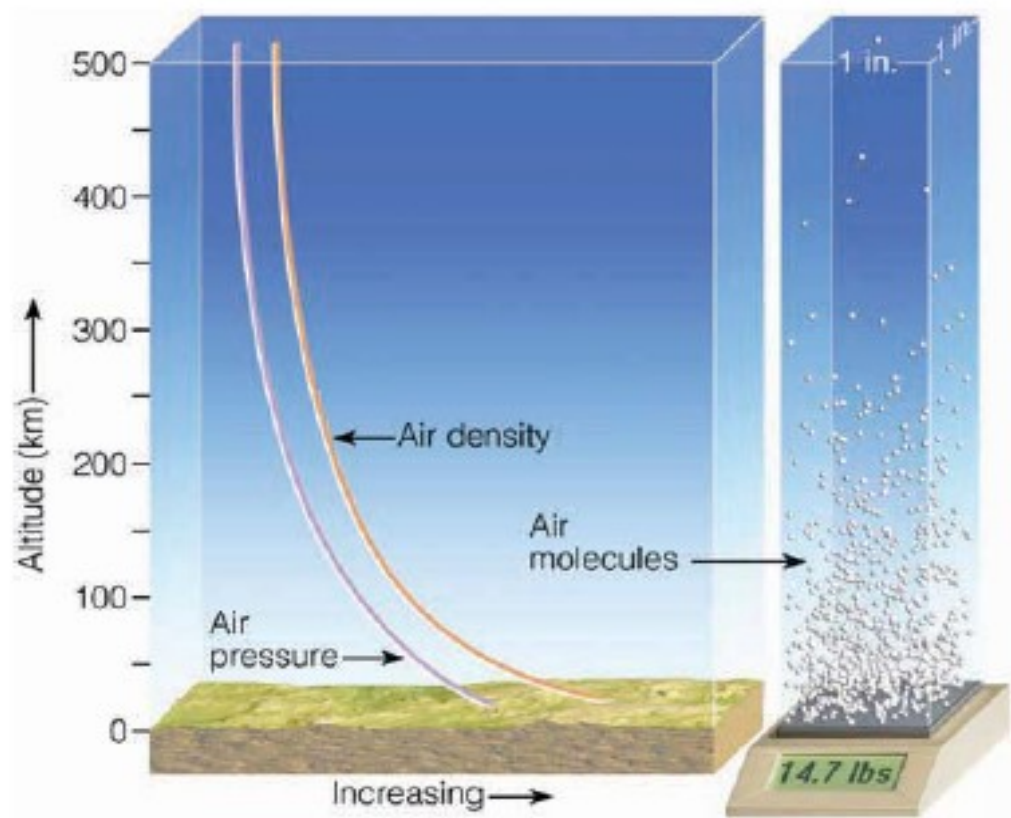
- (1) La fuerza de la gravedad atrae las moléculas de aire hacia la superficie e impide que éstas escapen hacia el espacio.
- (2) Esta fuerza hace que las moléculas se aglomeren mas cerca de la superficie que en altura, aumentando el número de las mismas por unidad de volumen.
- (3) La densidad del aire es el número de moléculas por unidad del volumen.
- (4) La presión es la fuerza que por unidad de superficie ejerce el peso de la columna de aire que se encuentra por encima.
- (5) Tanto la presión como la densidad disminuyen con la altura.

Estructura vertical: balance hidrostático



Presión (mb)	Altura (km)
850	1.5
700	3
500	5.5
400	7
300	9
250	10.5
200	12
150	13.5
100	16

Estructura vertical: balance hidrostático



$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Si no existiera la gravedad no existiría la atmósfera

Si la densidad no es constante y sigue la ecuación de estado de los gases ideales

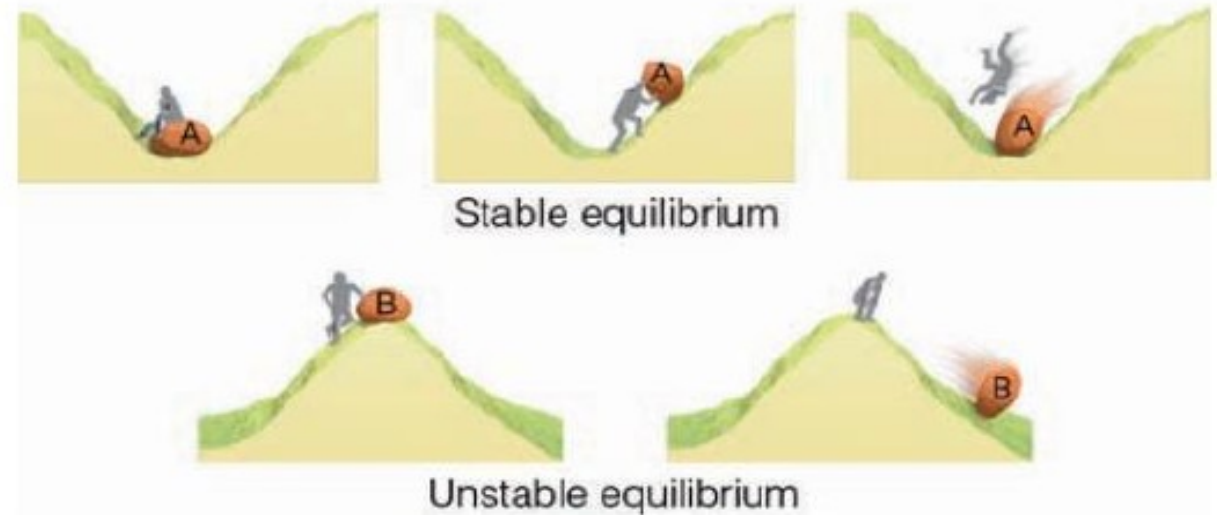
$$PV=nRT \quad P= \rho RT$$

Estabilidad atmosférica

Muchas nubes se forman conforme el aire asciende y se enfría.

Hay veces en las que en la atmósfera sí se producen movimiento de ascenso de aire y otras en las que no.

Para entender este comportamiento es necesario introducir el concepto de **estabilidad atmosférica**.



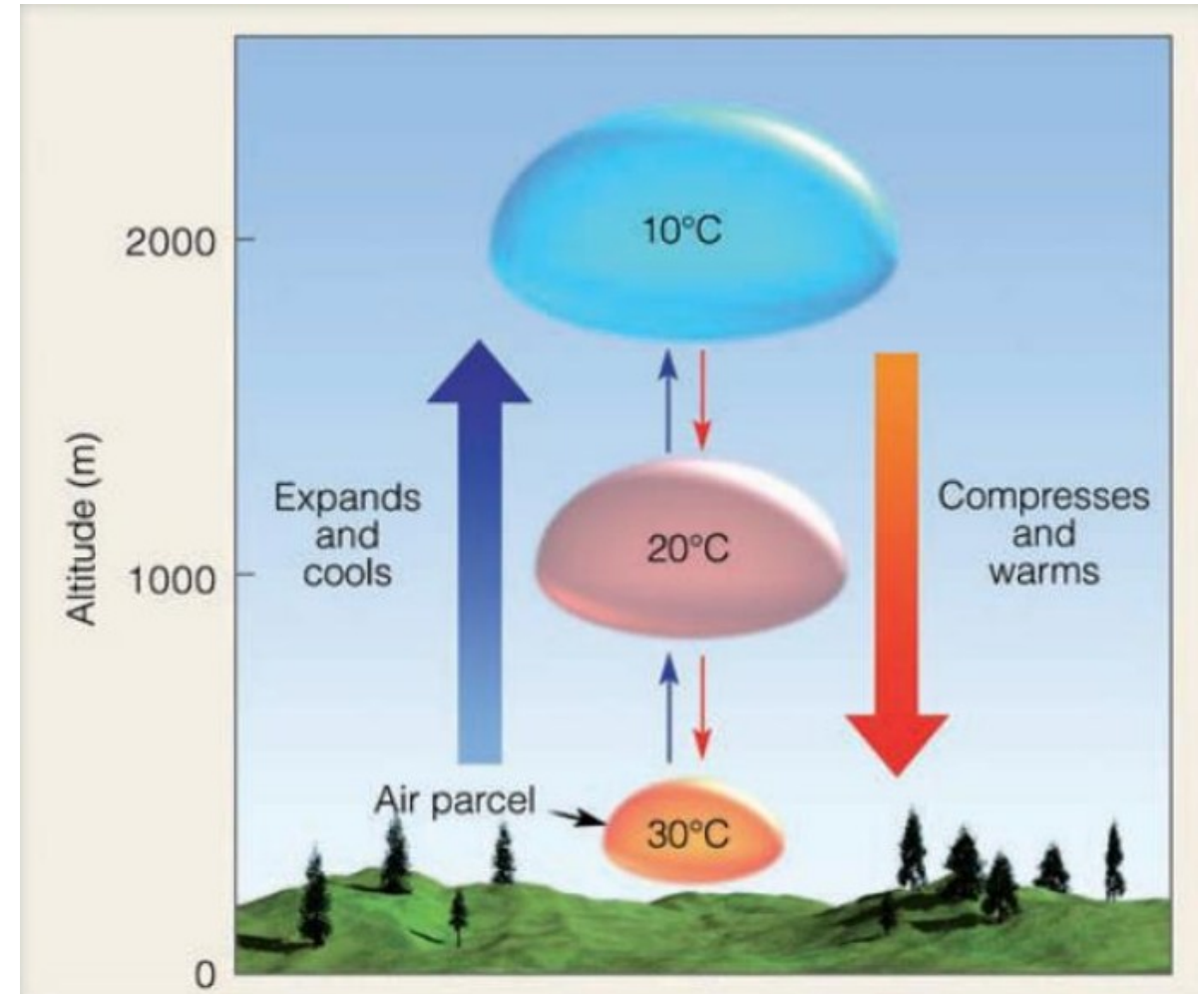
En la atmósfera el aire se encuentra en un **equilibrio estable** cuando, después de haber sido perturbado de su posición original (desplazándolo hacia arriba o hacia abajo), tiende a retornar a su posición original (es decir, se resiste a movimientos verticales de ascenso o descenso).

En la atmósfera el aire se encuentra en un **equilibrio inestable** cuando, después de haber sido perturbado con respecto a su posición de equilibrio, éste sigue alejándose.

Estabilidad atmosférica

Cuando las parcelas de aire ascienden (descienden) en la atmósfera, éstas se expanden (contraen) y como consecuencia de ello se enfría (calientan).

Si durante el proceso de ascenso y enfriamiento, o descenso y calentamiento, esa parcela no intercambia calor con el entorno, entonces se dice que el **proceso es adiabático**.



Gradientes térmicos

Tasa de cambio de T con la altura

2 gradientes térmicos:

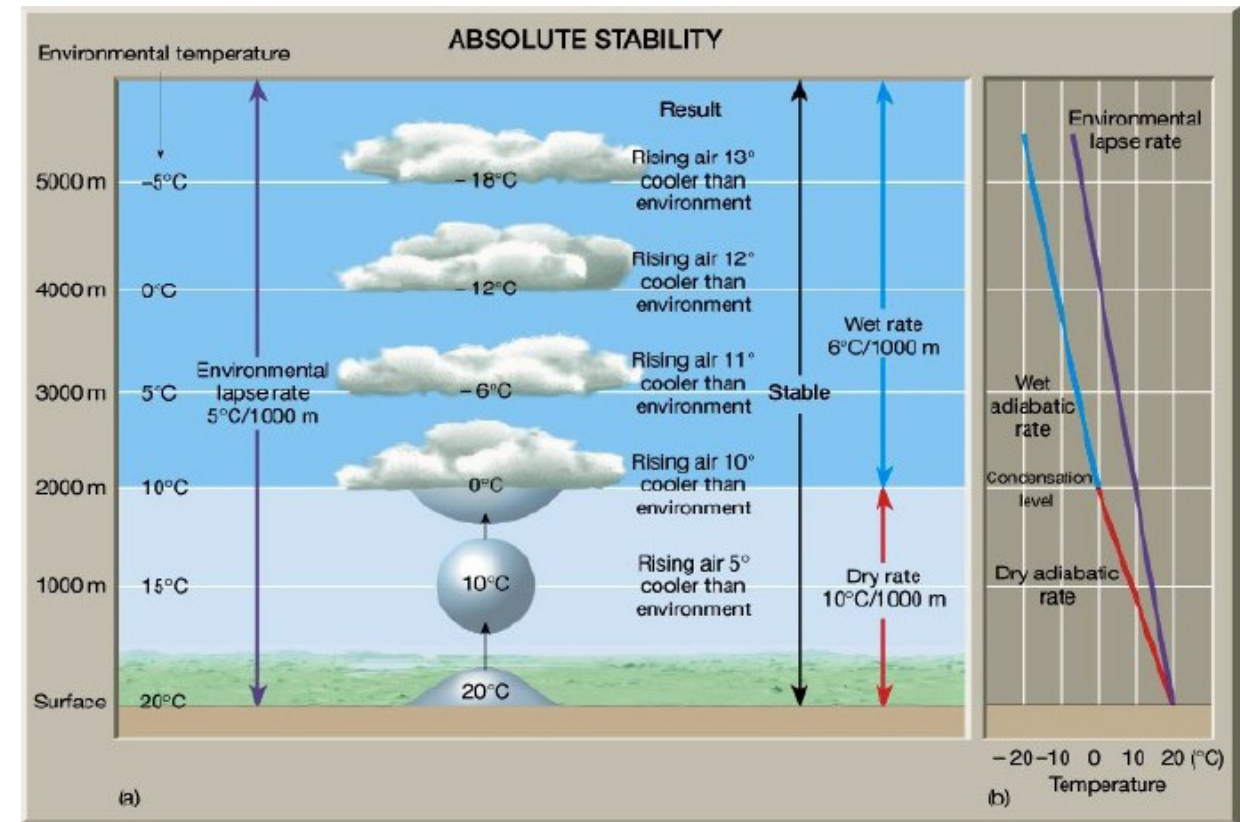
Del entorno

Medido (por ejemplo con sondeos)

De la Parcela:

Cambio de T que experimenta una parcela al desplazarla verticalmente

Se asume es 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 $dT/dz = -9.8^\circ\text{C/km}$.

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.

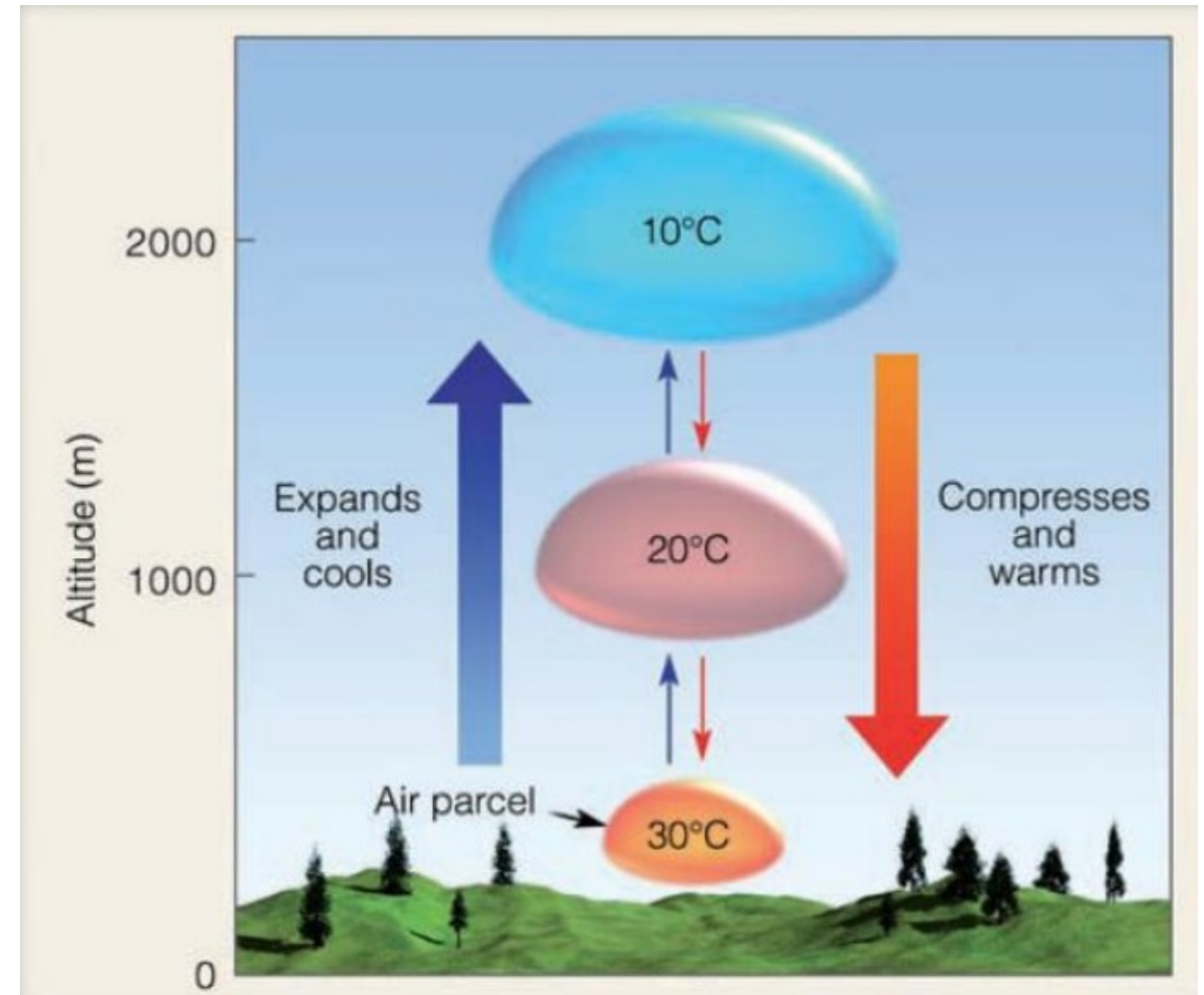
En este caso la tasa de cambio de T con la altura depende de la T y la p

- 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 atmosférica

Mientras que la parcela no esté saturada ($T > T_d$), entonces la variación de la temperatura si la parcela asciende sigue el **gradiente adiabático seco** $\Gamma_d = -10^\circ\text{C}/\text{km}$.
(Constante)

En caso de saturación, la variación de la temperatura con la altura sigue el **gradiente adiabático húmedo** ($\Gamma_v = -6^\circ\text{C}/\text{km}$).
(No es constante $\rightarrow$ se puede aproximar)

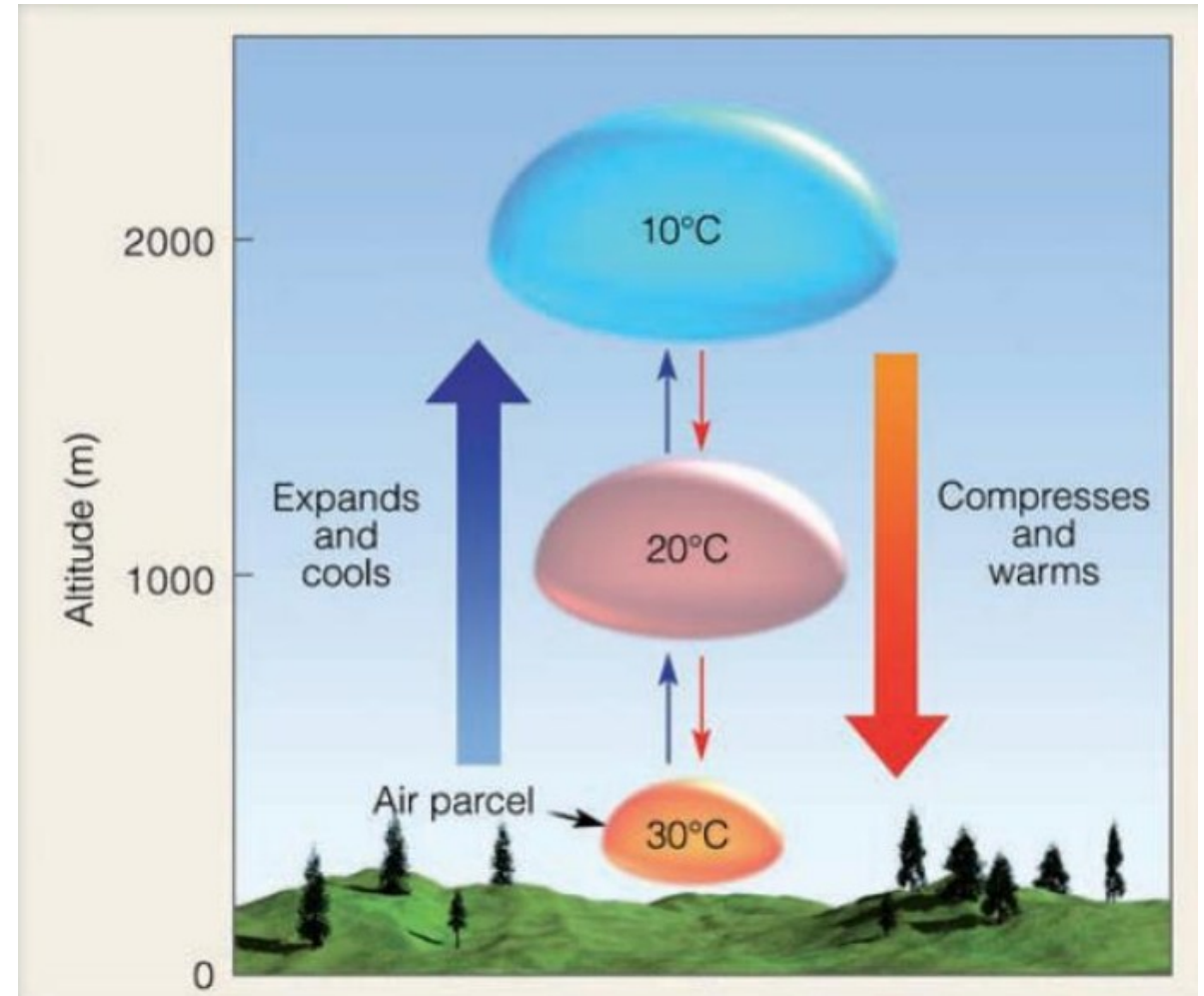


Estabilidad atmosférica

Para determinar la estabilidad del aire hay que comparar la temperatura de la parcela con la del entorno.

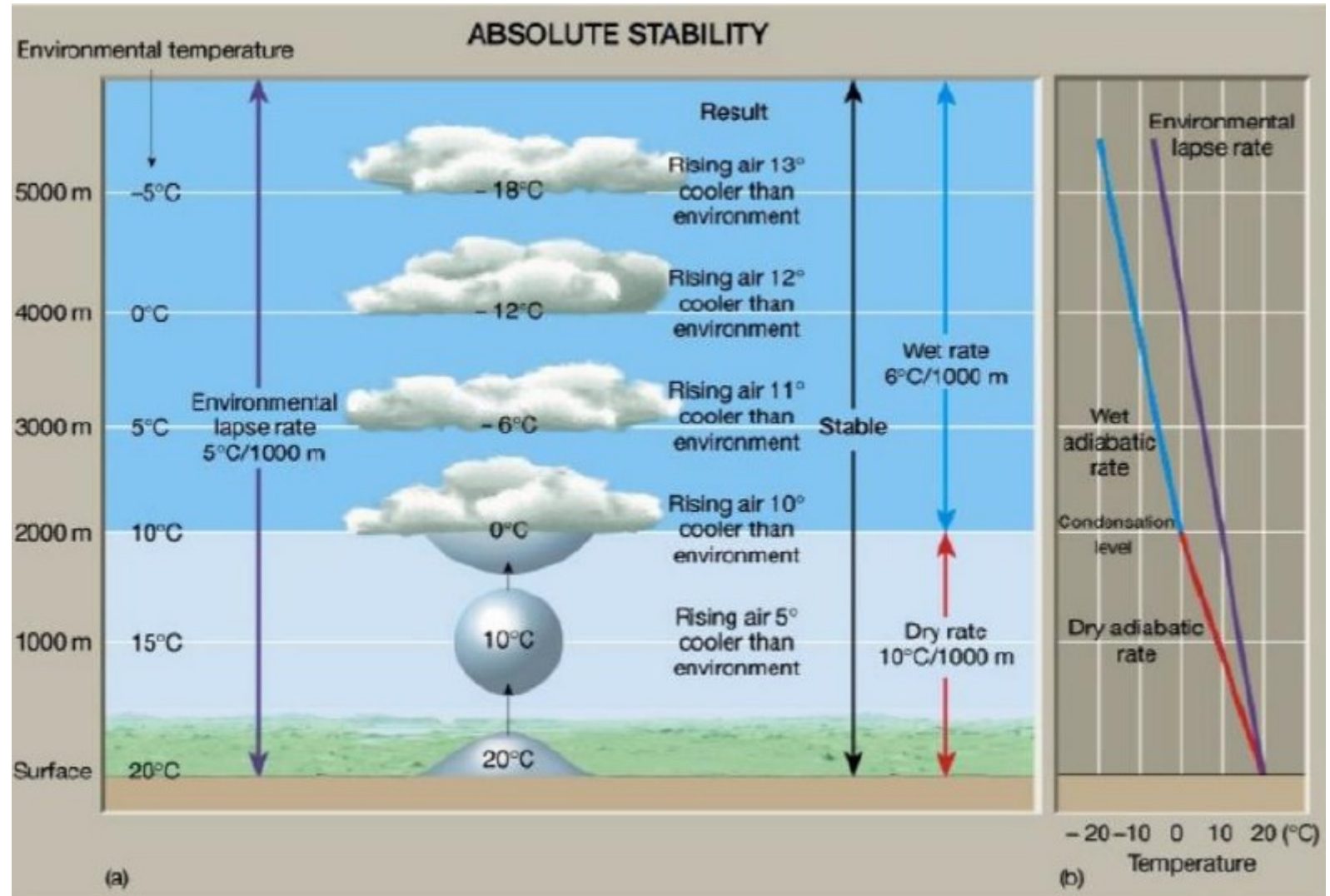
La parcela de aire en la atmósfera asciende siempre y cuando su densidad sea menor a la del entorno.

- 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 $T_{par} > T_{ent}$ $\rho_{par} < \rho_{ent}$



Mecanismos de una atmósfera estable.

- Enfriamiento radiativo nocturno de la superficie
- Advección de aire frío en superficie
- Aire que se mueve sobre una superficie fría



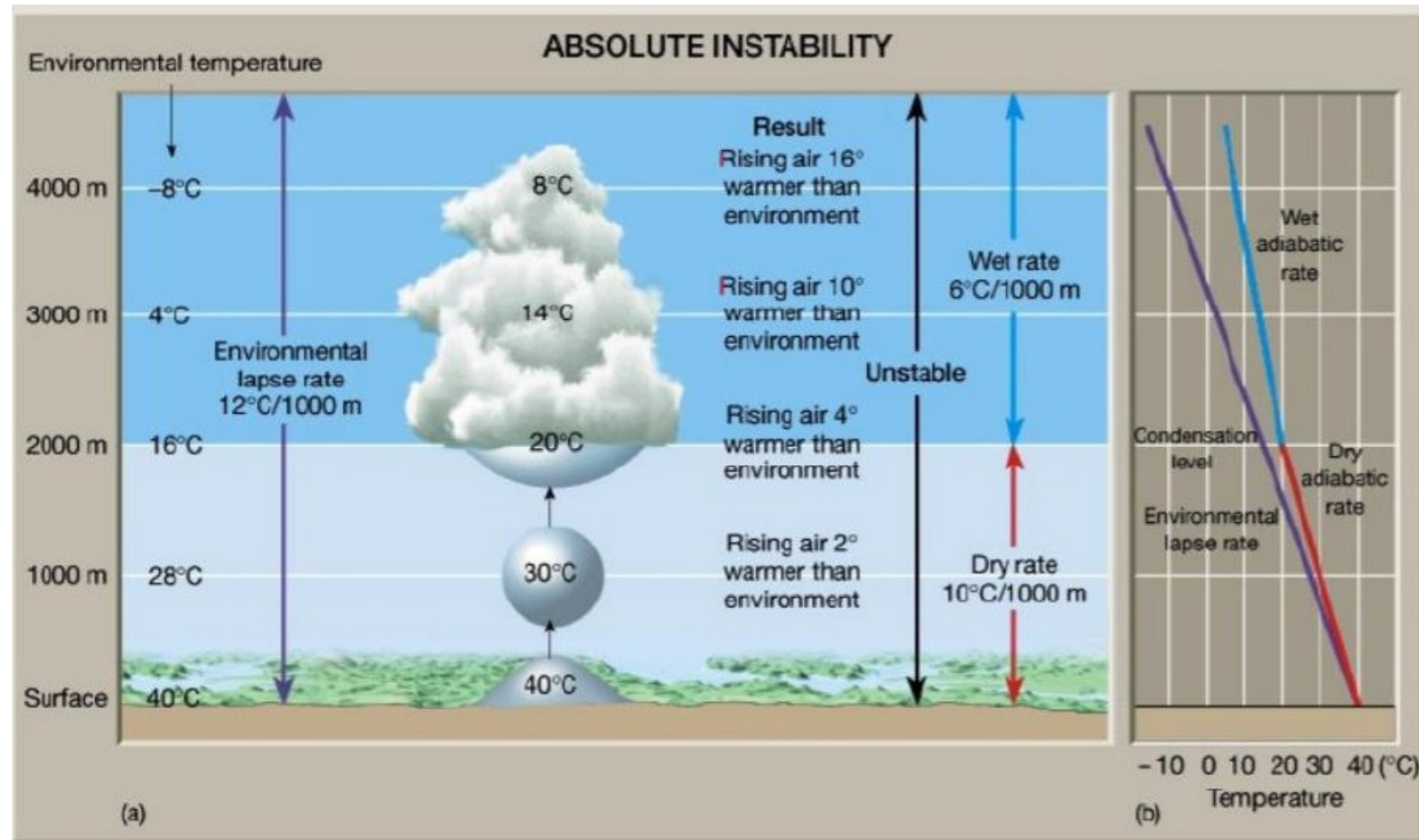
Mecanismos atmósfera inestable

Enfriamiento del aire de arriba

- Advección de aire frío
- Emisión de radiación IR al espacio por nubes/aire

Calentamiento del aire de la superficie

- Calentamiento superficie por absorción de radiación solar → calentamiento del aire en contacto
- Advección cálida
- Aire moviéndose por una superficie cálida

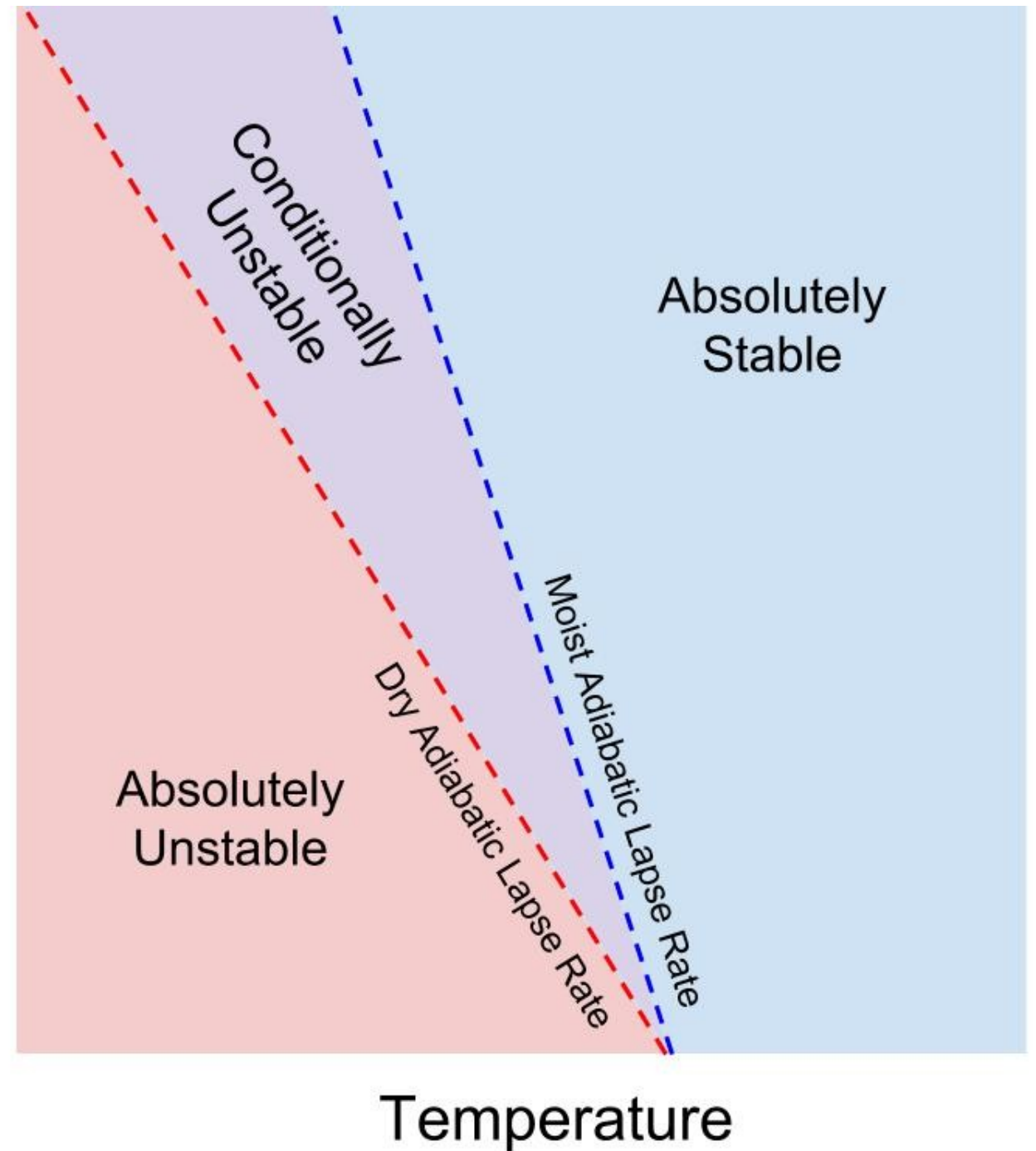


Estabilidad

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

Altitude



Temperatura potencial θ

T que alcanzaría una parcela de aire si se comprimiera o expandiera adiabáticamente (sin transferencia de calor) hasta una P de referencia (1000 hPa)

Ignora el cambio en T debido al trabajo realizado por o sobre la parcela

Es constante para un proceso adiabático.

Es proporcional al calor sensible contenido en la parcela (puede aumentar o decrecer cuando calor sensible es adicionado o removido a través de procesos diabáticos como condensación y radiación)

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

$P_0 = 1000 \text{ hPa}$

c_p = calor específico a P cte aire seco
(1004 J/kg/K)

R_d = cte gases ideales (287.04 J/kg/K)

Estabilidad

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

- 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.

Formación de nubes

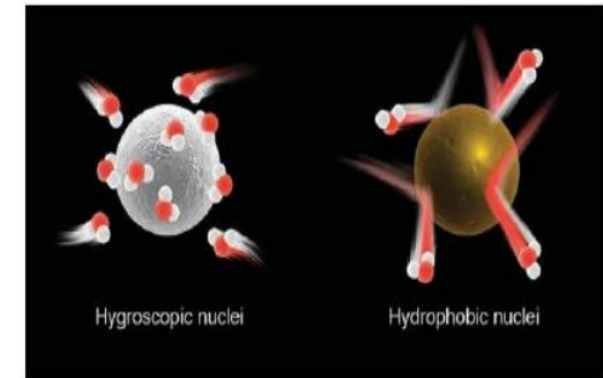
Formación de gotículas

La condensación de vapor debido a supersaturación: **Nucleación Homogénea** (poco frecuente)

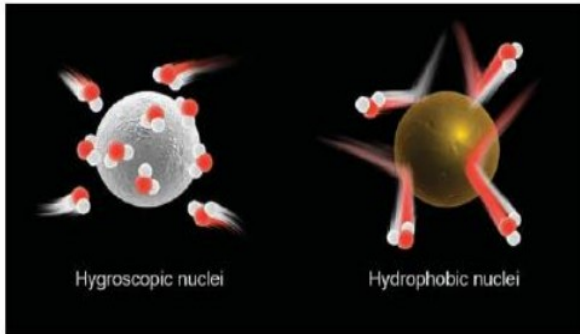
En la atmósfera, las gotitas nubosas se comienzan a formar cuando el aire ascendente alcanza la saturación:

Nucleación Heterogénea

Existencia en la atmósfera de concentraciones de partículas microscópicas, que tienen una gran afinidad con el agua y actúan como centros de condensación: núcleos de condensación



Mecanismo de formación de nubes



- La gotita formada, será estable si su tamaño supera un valor crítico
 - tales gotitas crecerán, mientras que las de tamaño inferior desaparecerán
- El tamaño crítico depende del equilibrio entre dos tendencias opuestas: la de crecimiento y la de desaparición
 - tales tendencias dependen que la gotita se forme en un espacio libre (nucleación homogénea) o en contacto con otro cuerpo (nucleación heterogénea)



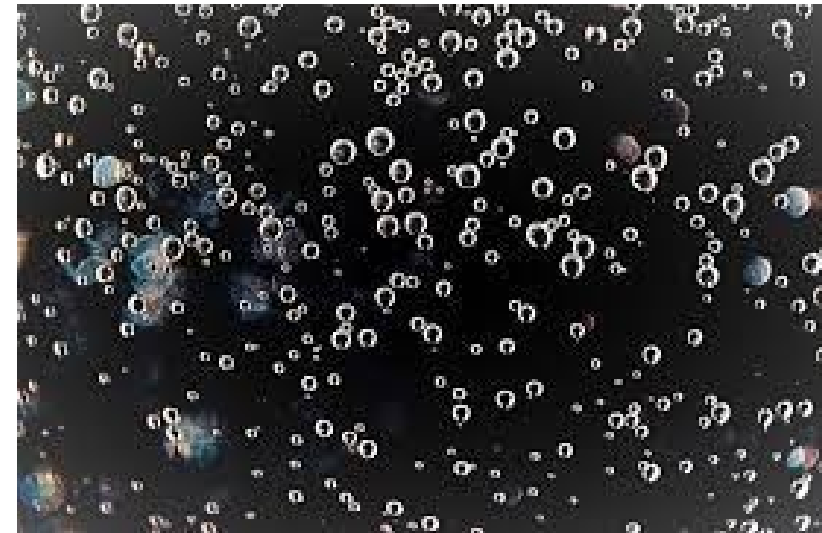
Formación de nubes

Formación de gotículas

Nucleación homogénea:

Para que una gotita sea estable se requiere una saturación muy grande, cuando la supersaturación es del 1% las gotitas cuyos radios son menores a 0.121μ son inestables y se evaporan.

Como los cocientes de saturación observados en la atmósfera, son cerca del 1%, la nucleación homogénea de agua a partir de vapor, es un proceso de importancia secundaria, respecto a la nucleación heterogénea.

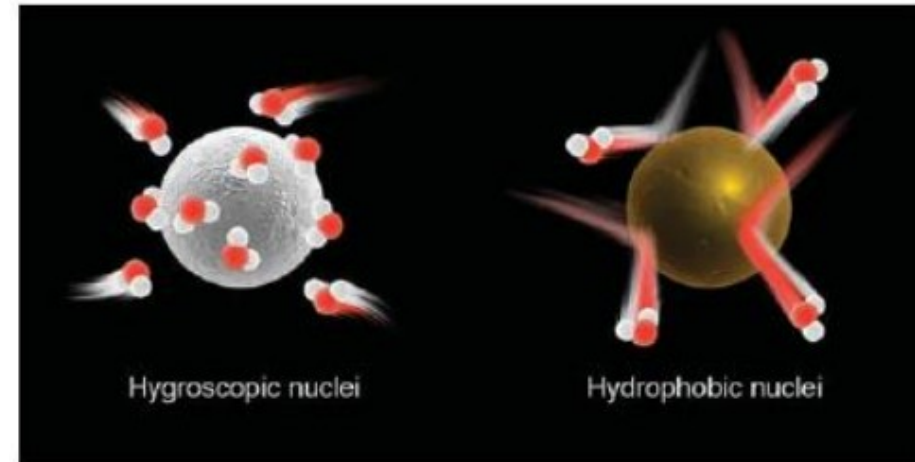


Formación de nubes

Formación de gotículas

Nucleación heterogénea:

- Las gotitas se forman sobre aerosoles. La velocidad de formación de las gotitas nubosas depende del nro de núcleos.
- Los aerosoles se clasifican según su afinidad con el agua, en higroscópicos, neutros e hidrófobos.
- La nucleación sobre un aerosol neutro requiere igual supersaturación que la nucleación homogénea; sobre un aerosol hidrófobo es más difícil y requiere mayor supersaturación.
- Sobre las partículas higroscópicas, que son solubles y tienen afinidad con el agua, la supersaturación que se necesita para la formación de gotitas es menor que para la nucleación homogénea.



Formación de nubes

Formación de gotículas

Nucleación heterogénea:
Fuentes de aerosoles



Formación de nubes

Crecimiento de gotículas

Veamos el crecimiento de una población de gotículas que llevan a la formación de una nube.

Consideremos una población de gotitas: éstas compiten por el vapor de agua disponible, su velocidad de crecimiento depende de la concentración, tamaño y naturaleza del núcleo y de la intensidad de movimientos turbulentos en la nube.

Dos mecanismos explican la formación de gotas de lluvia:

- Proceso de Bergeron
- Proceso de colisión - coalescencia.



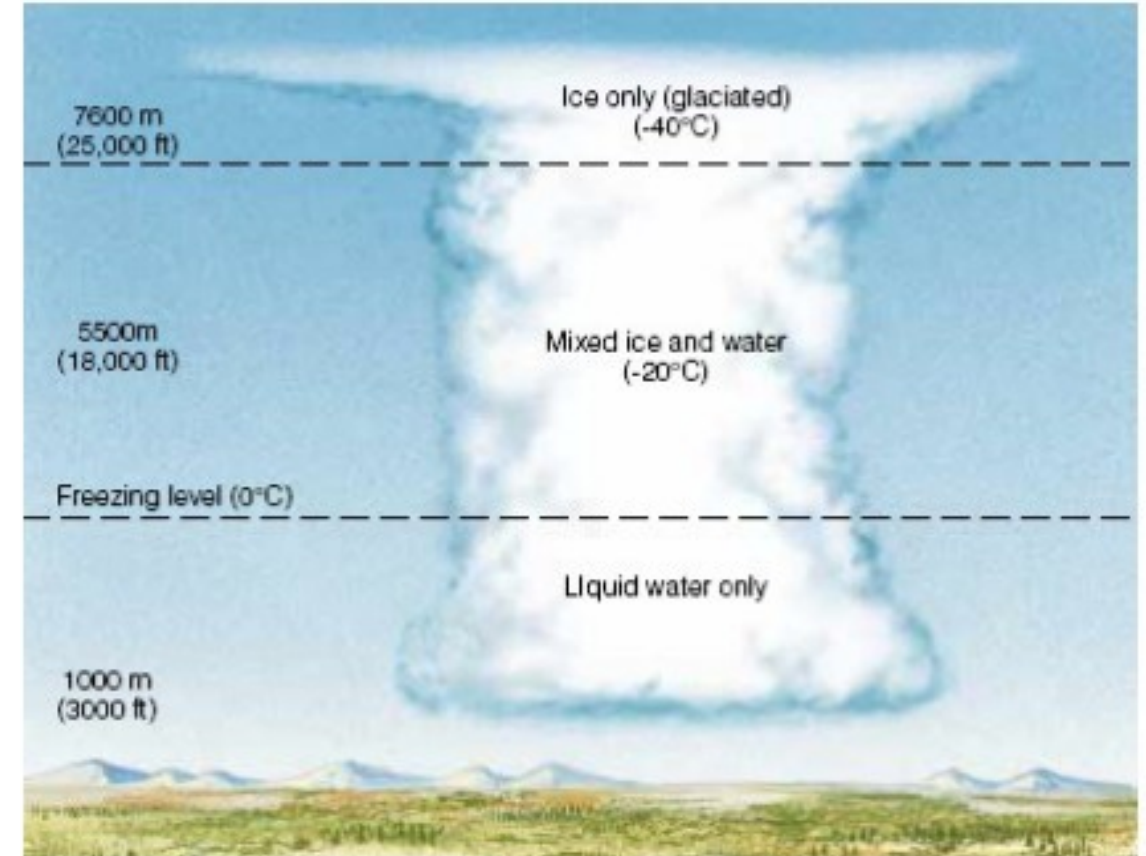
Formación de nubes

Crecimiento de gotículas

Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)

- Propone la coexistencia de gotas líquidas y cristales de hielo.
- Aplica a nubes frías, $T < 0^{\circ}\text{C}$.
- Importante en latitudes medias y altas, en nubes de extensión vertical.

Las gotículas de las nubes no se congelan a 0°C .
Congelan a T aprox. -40°C .

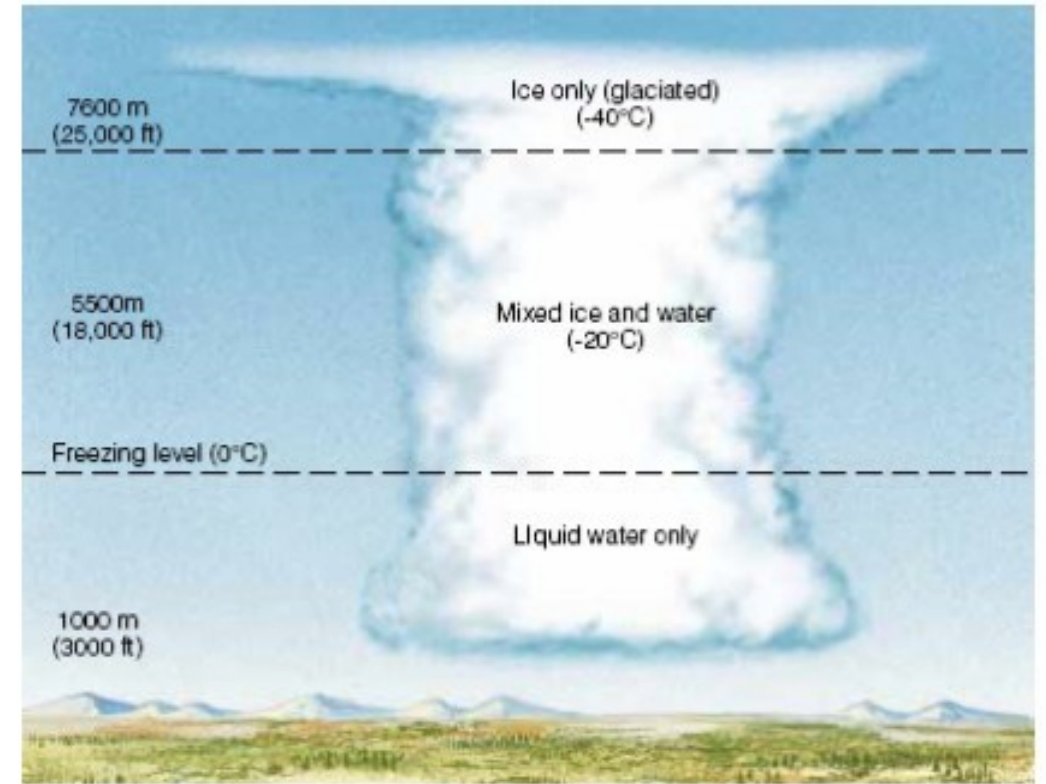


Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)

Proceso análogo a la formación de una gotícula de agua pura a partir de vapor. En aquel caso es necesario supersaturación para que moléculas de vapor se unan, a través de colisiones para formar gotículas suficientemente grandes para subsistir.

En el caso de congelamiento, debe existir bajas T para que un *embrión* de hielo de tamaño suficiente se forme por agregación.

El congelamiento ocurre a T mayores, cuando gotículas superenfriadas se agrupan sobre la superficie de un núcleo de congelamiento. Estos son menos abundantes en la atmósfera y se tornan activos a T de al menos -10°C .

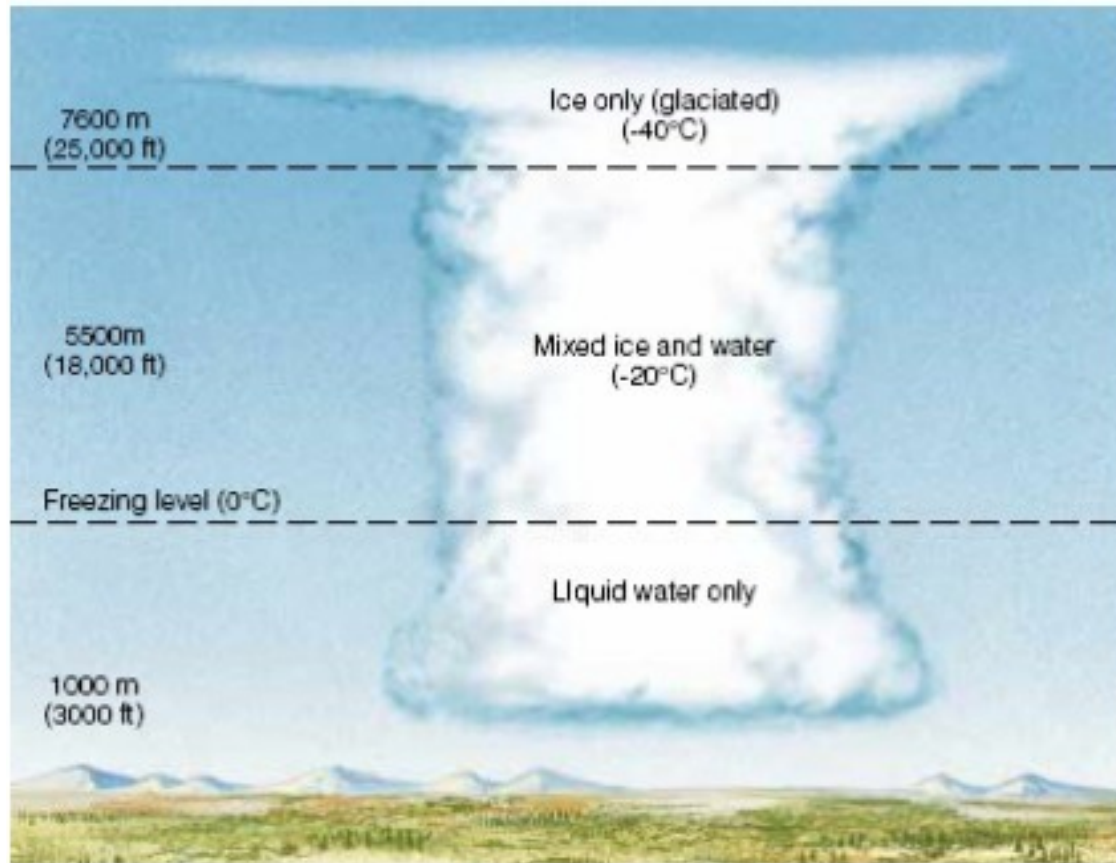


T 0 -10°C , Nubes compuestas de gotículas de agua líquida.

Entre -10°C y -20°C las gotículas líquidas coexisten con cristales de hielo.

Debajo de -20°C , (T de activación de muchos núcleos de deposición) las nubes consisten en cristales de hielo.

Crecimiento de las gotas en las nubes: Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)



T 0 -10° C gotículas de agua superenfriada

Entre -10° C y -20° C las gotículas líquidas coexisten con cristales de hielo.

Debajo de -20° C, (T de activación de muchos núcleos de deposición) las nubes consisten en cristales de hielo.

Fuertes corrientes de ascenso dentro del cumulonimbus transportan gotículas líquidas para arriba, donde ellas se congelan. Esta es una fuente importante de cristales de hielo en nubes de tormenta

Crecimiento de las gotas en las nubes

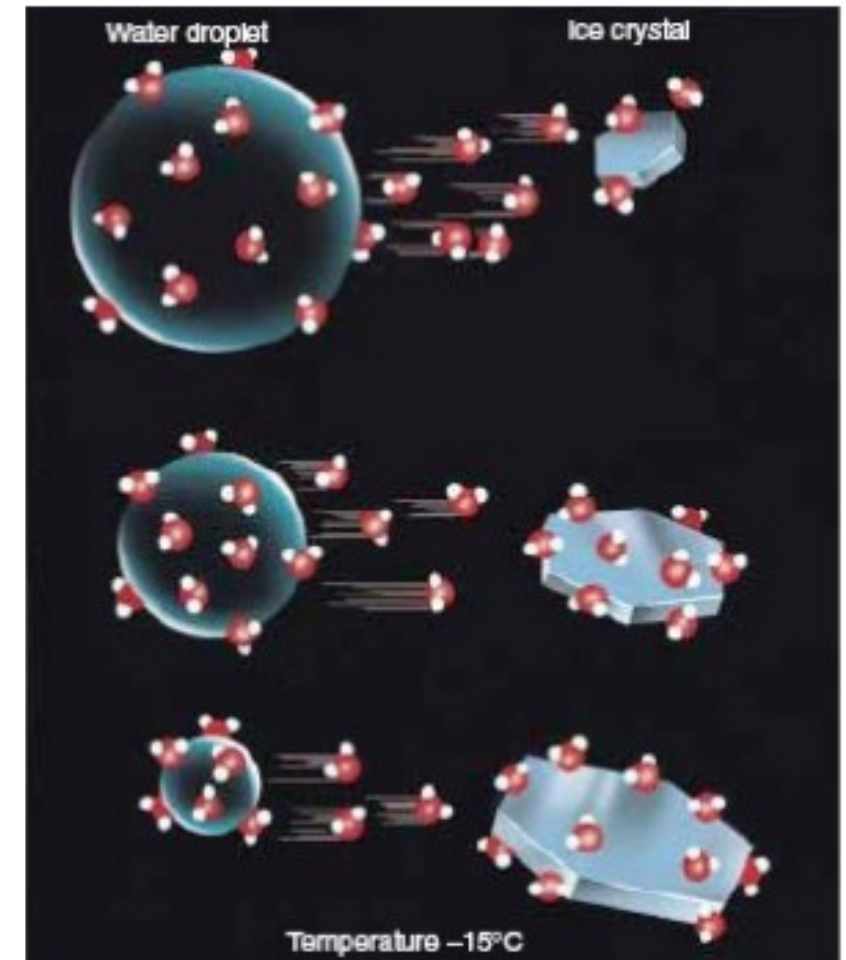
Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)

Las moléculas de agua en el hielo son mantenidas juntas mas firmemente que aquellas formando una gotícula líquida.

Es más fácil para las moléculas de agua escapar de las gotículas líquidas.

Cuando el aire está saturado (HR=100%) en relación a las gotículas líquidas, está supersaturado en relación a los cristales de hielo.

El proceso de Bergeron depende de la diferencia entre la presión de saturación del vapor sobre el agua y sobre el hielo.



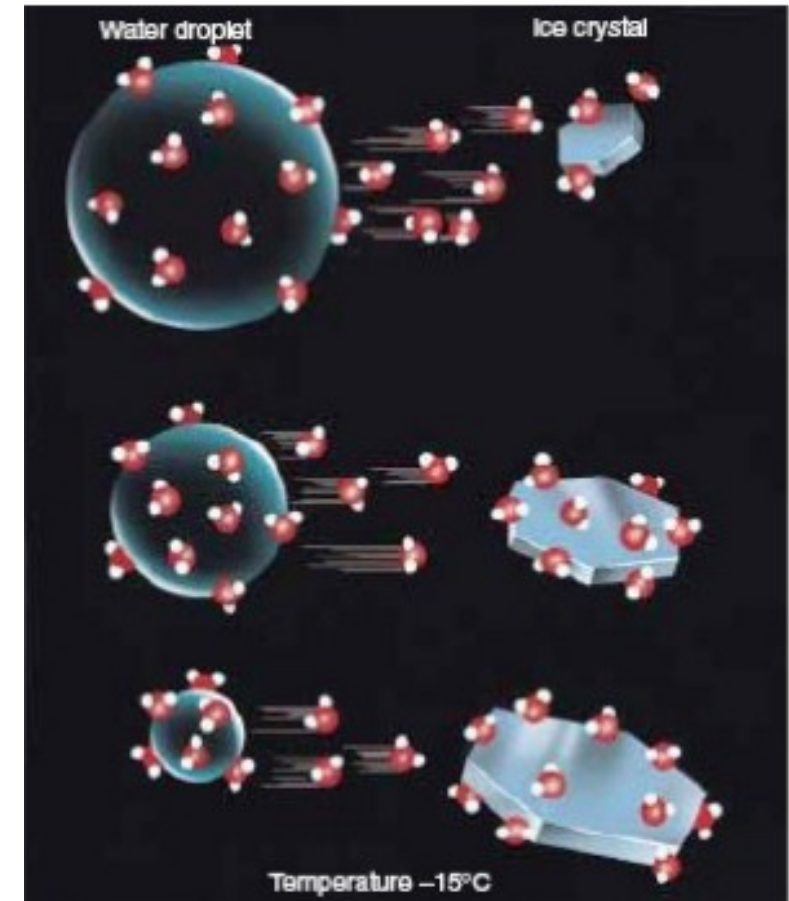
Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)

Consideremos una nube con $T -10^{\circ}\text{C}$, donde cada cristal de hielo está rodeado por muchas gotículas líquidas:

Si el aire está saturado con relación al agua líquida, está supersaturado con relación a los recién formados cristales de hielo. Así los cristales de hielo colectan mas moléculas de agua por sublimación.

La deposición remueve vapor de agua de la nube, disminuye la HR por debajo de 100%, y las gotículas se evaporan.

La evaporación continua de las gotículas suministra una fuente de vapor y los cristales de hielo crecen a expensas de las gotículas de agua superenfriada



Proceso de formación de nubes

Los cristales de hielo crecen y pueden comenzar a caer

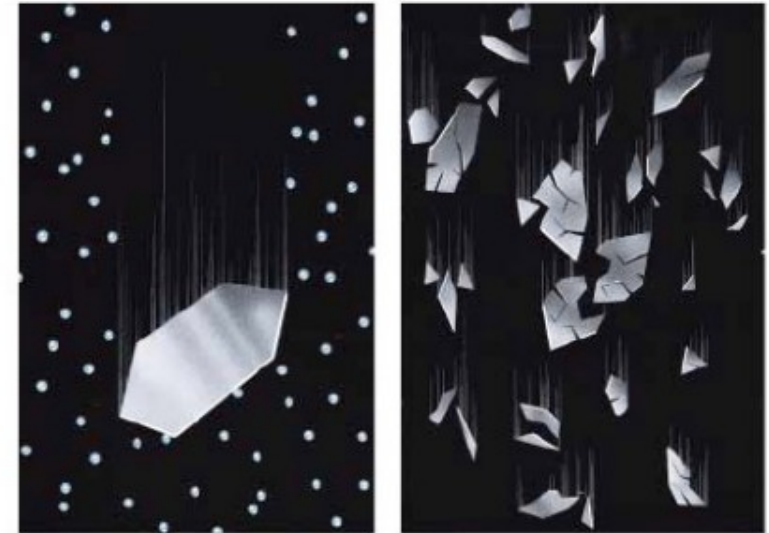
Acreción:

Durante el descenso los cristales aumentan al interceptar gotículas superenfriadas de nube que se congelan sobre ellos.

El granizo es un caso extremo de crecimiento de hielo por acreción

- Se produce en cumulonimbus, donde las corrientes ascendentes son fuertes y hay suministro de agua.
- Comienza como pequeños embriones de hielo que crecen colectando gotículas al caer a través de las nubes. Si encuentran una corriente ascendente, son levantadas y recomienzan el trayecto.
- Cada viaje a través de la región de agua superenfriada de la nube puede representar una capa adicional de hielo.

Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)



Proceso de formación de nubes

Proceso de Bergeron (o de Cristales de hielo)

Agregación:

Los cristales de hielo pueden crecer colisionando y adhiriendo unos con otros, formando cristales mayores, que son los copos de nieve.

Cuando la temperatura de la superficie esta por encima de 4°C , los copos de nieve generalmente se derriten antes de alcanzar el suelo y continúan cayendo como lluvia.



Crecimiento de las gotas en las nubes

El sembrado de nubes utiliza el proceso de Bergeron adicionando núcleos de congelamiento.

El agua sobre-enfriada presente en la nube entra en contacto con el núcleo adicionado, se congela.

En este proceso también se libera calor latente que incrementa la temperatura de la nube, lo que aumenta su inestabilidad favoreciendo la precipitación.



Crecimiento de las gotas en las nubes

Colisión – coalescencia

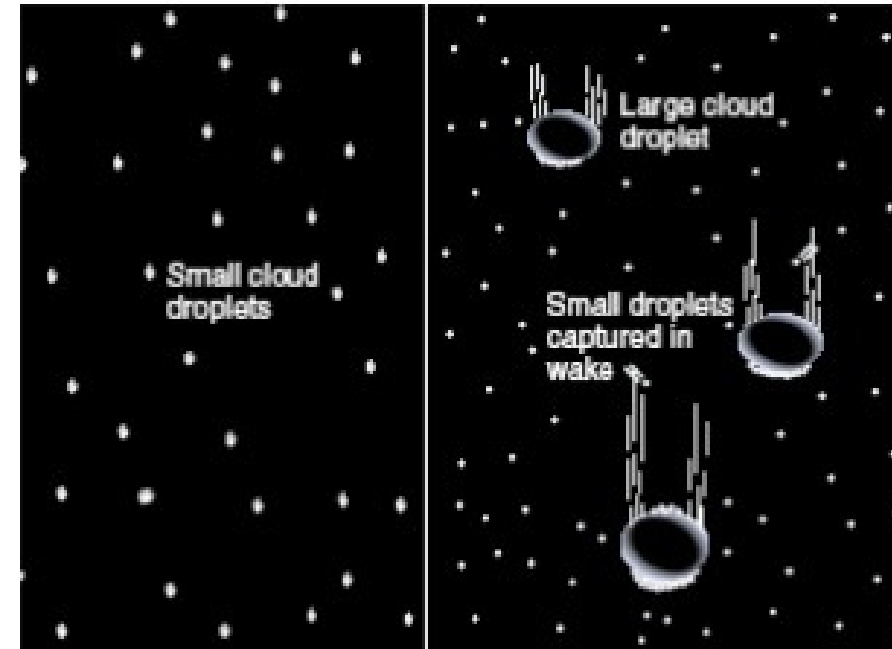
En algunas nubes con topos cálidos ($T > -15^{\circ}\text{C}$).

En combinación con procesos de Bergeron en nubes frías.

Nubes compuestas de gotículas de agua líquida precisan alcanzar diámetros $> 20\text{ }\mu\text{m}$ para que se forme precipitación.

Estas gotículas mayores se forman cuando existen partículas higroscópicas, como sal marina.

Las partículas remueven el vapor de agua con $\text{HR} < 100\%$ y pueden crecer mucho. Las gotas caen y hacen coalescencia (se combinan) con gotículas menores.



Crecimiento de las gotas en las nubes

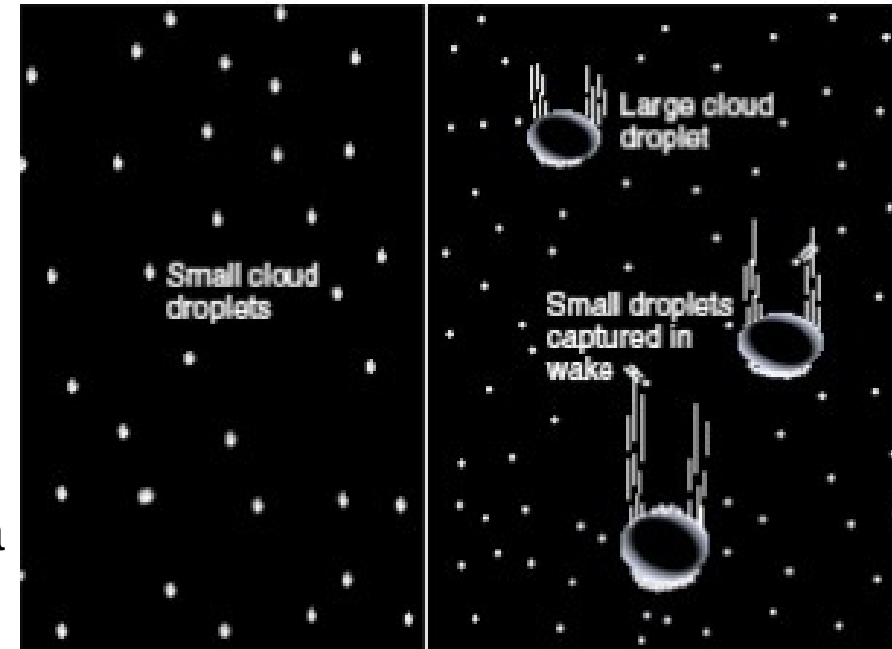
Colisión – coalescencia

Al volverse mayores, caen mas rápido, aumentando sus chances de colisión y crecimiento.

Después de varias colisiones, alcanzan tamaños para llegar a superficie sin evaporarse.

Corrientes ascendentes en las nubes favorecen, permitiendo que las gotículas atraviesen la nube varias veces.

Una combinación del proceso de Bergeron y colisión-coalescencia (en nubes frías) genera gotas mayores que el proceso de colisión – coalescencia por separado (en nubes cálidas).



Lluvia

Todas las nubes contienen agua, ¿por qué algunas producen precipitación y otras no?

- Cuando la gotícula o cristal desciende por la fuerza de gravedad, la resistencia del aire crece hasta igualar la fuerza de gravedad y la gotícula cae con velocidad constante, **velocidad terminal** (mayor a mayor tamaño de gotícula).
- Esta velocidad terminal es fácilmente compensada por las corrientes ascendentes dentro de la nube, que pueden impedir que las partículas dejen la base de la nube.
- Si ellas descienden de la nube, su velocidad es tan pequeña que ellas recorrerían apenas una pequeña distancia antes de evaporarse en el aire no saturado situado debajo de la nube.

Las gotículas de nube precisan crecer lo suficiente para vencer las corrientes ascendentes en las nubes y sobrevivir como gotas o copos de nieve a un descenso hasta la superficie sin evaporarse.

Para eso, sería necesario juntar en torno de un millón de gotículas de nube para formar una gota de lluvia.

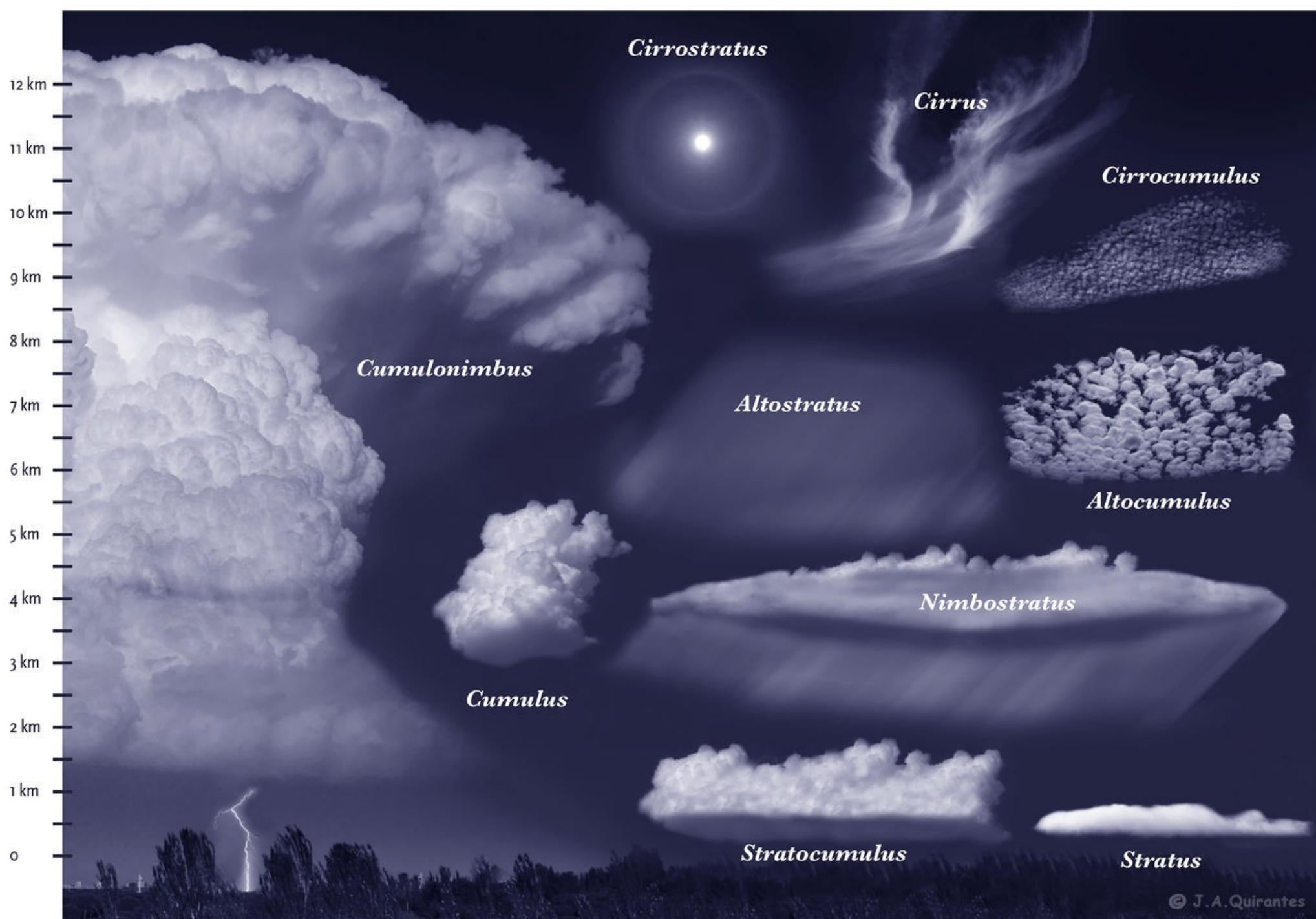
Clasificación de nubes

[https://
public.wmo.int/
en/
WorldMetDay201
7/resources](https://public.wmo.int/en/WorldMetDay2017/resources)

[https://
content.meteoblue.com/es/
meteoscool/weather/
clouds/cloud-types](https://content.meteoblue.com/es/meteoscool/weather/clouds/cloud-types)

TABLE 4.2 The Four Major Cloud Groups and Their Types	
1. High clouds	3. Low clouds
Cirrus (Ci)	Stratus (St)
Cirrostratus (Cs)	Stratocumulus (Sc)
Cirrocumulus (Cc)	Nimbostratus (Ns)
2. Middle clouds	4. Clouds with vertical development
Altostratus (As)	Cumulus (Cu)
Alto cumulus (Ac)	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)



CIRROS

Nubes delgadas como “hilos”

Se forman en una atmósfera alta y fría,

Entre 5.000 - 13.700 m, en regiones de aire estable y seco.

Formados ppalmente. de cristales de hielo y pueden indicar cambios en el tiempo, (llegada de una perturbación atmosférica o un sistema frontal).

Cuando se produce un frente frío, la masa de aire frío empuja el aire cálido hacia arriba, creando una zona de inestabilidad y dando lugar a la formación de nubes de tormenta.

Antes de la llegada del frente frío, puede haber un aumento en la cantidad de cirros en la atmósfera debido a vientos en altura que transportan humedad a la zona donde se está formando el frente.

Nubes Altas



ALTOCÚMULOS

Nubes medias (2 a 6 km).

Se caracterizan por su aspecto esponjoso o algodonoso.

Pueden estar compuestas por pequeñas gotas de agua o cristales de hielo, dependiendo de la T .

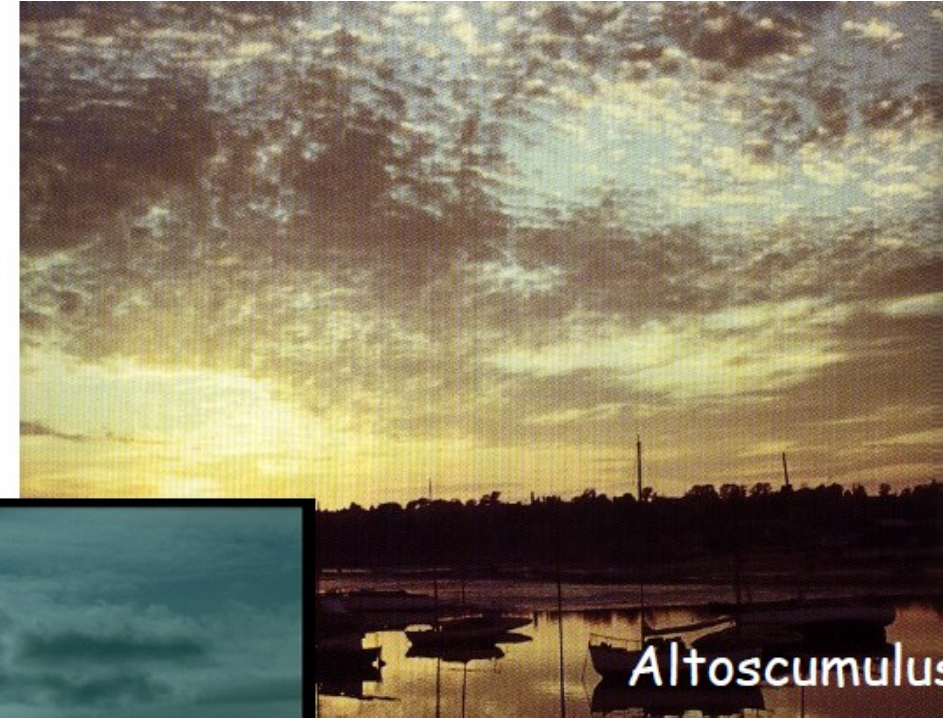
Suelen formarse en patrones de bandas o rosetas, y cubrir gran parte del cielo.

Por lo general, se forman en el frente de un sistema de baja presión y pueden ser precursoras de tormentas o precipitaciones.

También pueden formarse en condiciones de estabilidad, y su presencia indica que el clima será más frío o más húmedo.

En general, no producen precipitaciones fuertes, aunque pueden producir lloviznas ligeras o nieve.

Nubes
medias



Altostratus



Altostratus
Lenticulares

NIMBOSTRATOS

Se extienden en capas en el cielo.

Formadas por agua líquida y cristales de hielo

Asociados a precipitaciones, pueden persistir durante horas o incluso días.

Se forman cuando el aire húmedo y cálido asciende y se enfría, lo que provoca la condensación del vapor de agua y la formación de nubes. A medida que las gotas de agua se unen y se hacen más pesadas, caen al suelo en forma de precipitación.

Los nimbostratos pueden formarse en una variedad de situaciones meteorológicas, como en sistemas frontales o en áreas de baja presión.

Producen precipitaciones sostenidas

Nubes
medias



Nimbostratos

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

ESTRATOCÚMULOS

Apariencia esponjosa y en forma de parches, que pueden parecer Nubes bajas algodonosos o acolchados.

Formados por gotas de agua, pueden contener cristales de hielo.

Se pueden formar en capas sueltas o densas, y a menudo cubren gran parte del cielo. Estas nubes pueden formarse en cualquier época del año, pero suelen ser más comunes en climas templados y húmedos.

Se forman en situaciones meteorológicas diversas, incluyendo frentes fríos, sistemas de baja presión y áreas de aire estancado.

Por lo general, estas nubes no suelen estar asociadas a precipitaciones intensas, aunque pueden producir lloviznas ligeras.

Stratocumulus



ESTRATOS

Nubes bajas, se extienden en capas de apariencia plana y uniforme que cubren gran parte del cielo.

A diferencia de los cúmulos, no suelen presentar relieves en su superficie. Suelen estar formadas por gotas de agua y se sitúan a una altura de entre 200 y 2.000 m.

Suelen formarse en situaciones estables, como en áreas de alta presión o cuando una masa de aire frío se desplaza sobre una superficie más cálida. En estos casos, el aire frío impide que el aire cálido y húmedo ascienda, dando lugar a la formación de nubes planas y uniformes.

No se asocian con precipitaciones intensas, pueden producir lloviznas.

Se asocian con un tiempo estable y poco variable, y su presencia suele indicar tiempo nublado y fresco

Nubes bajas



Stratos

NUBES DE DESARROLLO VERTICAL

Nubes convectivas, se forman por la convección del aire que se eleva y se enfría hasta condensar.

Incluyen cumulonimbos y los altocumulos castellanus. Se caracterizan por presentar protuberancias y relieves en su superficie.

Los Cumulonimbos pueden alcanzar alturas de hasta 20 km y producir intensas tormentas eléctricas, fuertes vientos y granizo. Se forman cuando el aire caliente se eleva rápidamente y se enfría a una tasa elevada, lo que da lugar a una condensación rápida y una gran liberación de energía.

Los Altocumulus castellanus son nubes medias que tienen una forma parecida a la de los cumulus, pero se presentan a una altura mayor en la atmósfera. Se caracterizan por presentar protuberancias y relieves en su superficie, lo que les da un aspecto de castillo. Suelen ser un indicio de inestabilidad en la atmósfera y dar lugar a tormentas.



Nubes de desarrollo vertical

