



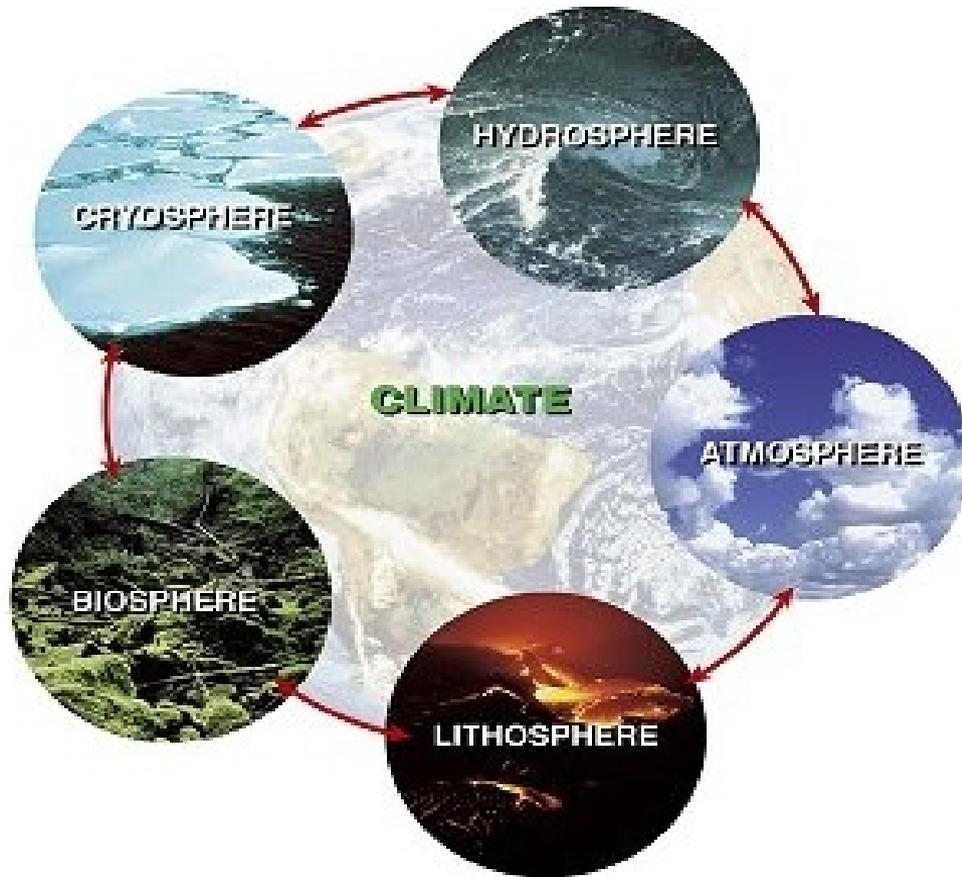
**ÁREA  
GEOCIENCIAS**

# **El Sistema Climático**

**Maestría en Geociencias**

**2023**

# Clima: resultado de la interacción de todo el Sistema Climático/Tierra

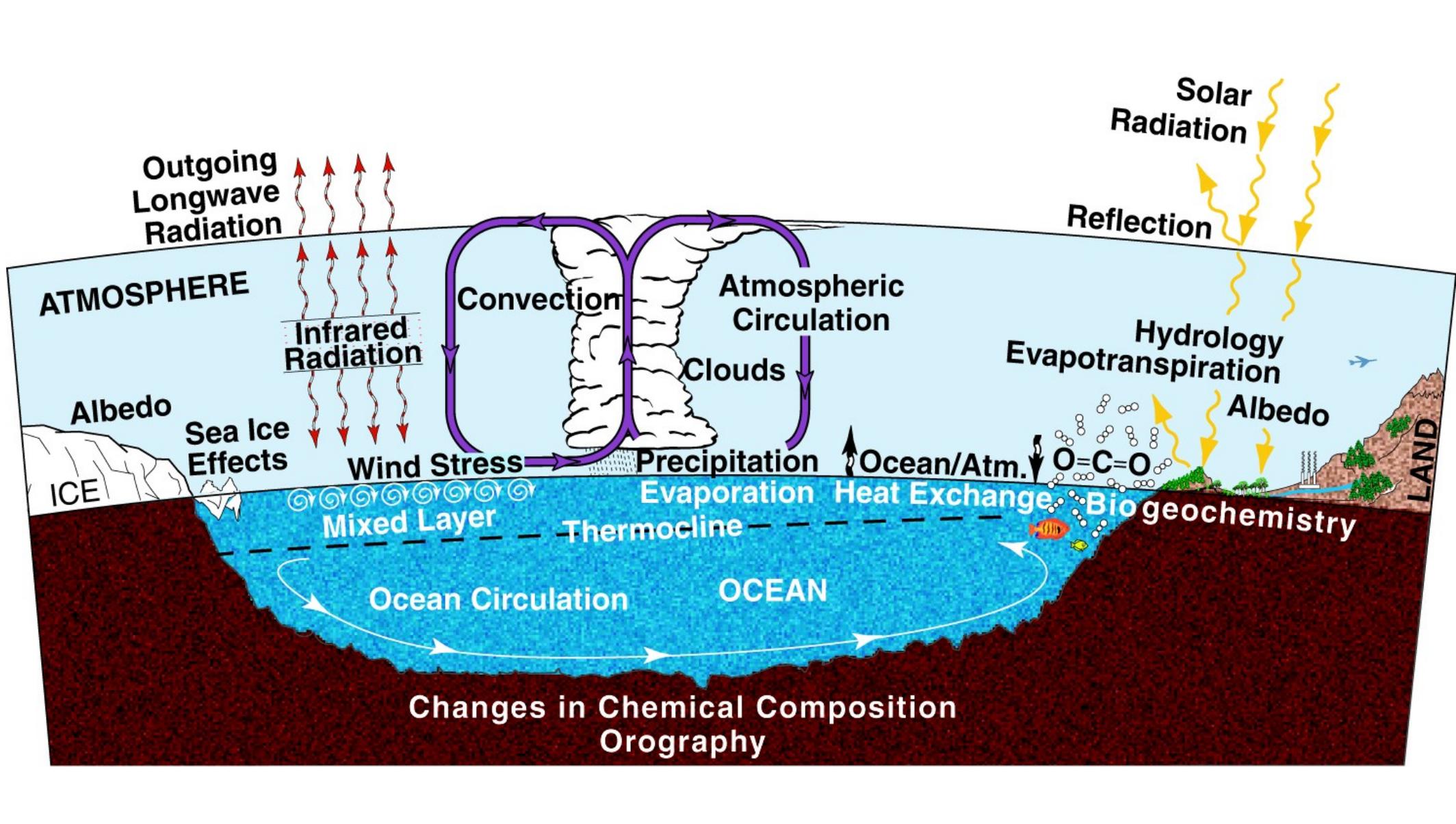


Existe un flujo continuo de momento, energía y masa entre los componentes del Sistema Climático.

El sistema es una máquina que convierte y distribuye la energía que proviene del sol ( $240 \text{ W/m}^2$ )

La interacción entre los subsistemas da lugar a procesos de retroalimentación internos

Pueden intensificar la respuesta a forzantes externos.



## Escalas de tiempo características

Período: para fenómenos que oscilan de forma periódica. Puede estar determinado por factores externos, como el ciclo estacional. Los períodos son gral. irregulares.

Tiempo de respuesta: es el tiempo que demora un subsistema en responder a un forzante. (Ej cuando sale el Sol la tierra se calienta más rápido que la sup. oceánica).

Tiempo de vida: algunos fenómenos tienen comienzo y final. Por ej. las nubes.

**Table 2.1** Typical time scales for various phenomena in the climate system (space scales in brackets where useful).

<i>Atmosphere</i>	
Overall response time to heating	months
Typical spin-down time of wind if nothing is forcing it	days
Frontal system lifetime (1000s of km)	days
Convective cloud lifetime (100 m to km horizontal; up to 10 km vertical)	hours
Time scale for typical upper-level wind ( $20 \text{ m s}^{-1}$ ) to cross continent (a few 1000 km)	days
<i>Ocean</i>	
Response time of upper ocean (above thermocline) to heating	months to years
Response time of deep ocean to atmospheric changes	decades to millennia
Ocean eddy lifetime (10s to 100 km)	months
Ocean mixing in the surface layer	hours to days
Time for typical ocean current ( $\text{cm s}^{-1}$ ) to cross ocean (1000s of km)	decades
<i>Cryosphere</i>	
Snow cover	months
Sea ice (extent and thickness variations)	months to years
Glaciers	decades to centuries
Ice caps	centuries to millennia
<i>Land surface</i>	
Response time to heating	hours
Response time of vegetation to oppose excess evaporation	hours
Soil moisture response time	days to months
<i>Biosphere</i>	
Ocean plankton response to nutrient changes	weeks
Recovery time from deforestation	years to decades
<i>Lithosphere</i>	
Isostatic rebound of continents (after being depressed by weight of glacier)	10 000s of years
Weathering, mountain building	1 000 000s of years

# **BALANCE DE ENERGÍA DEL SISTEMA CLIMÁTICO**

- **Contenidos**

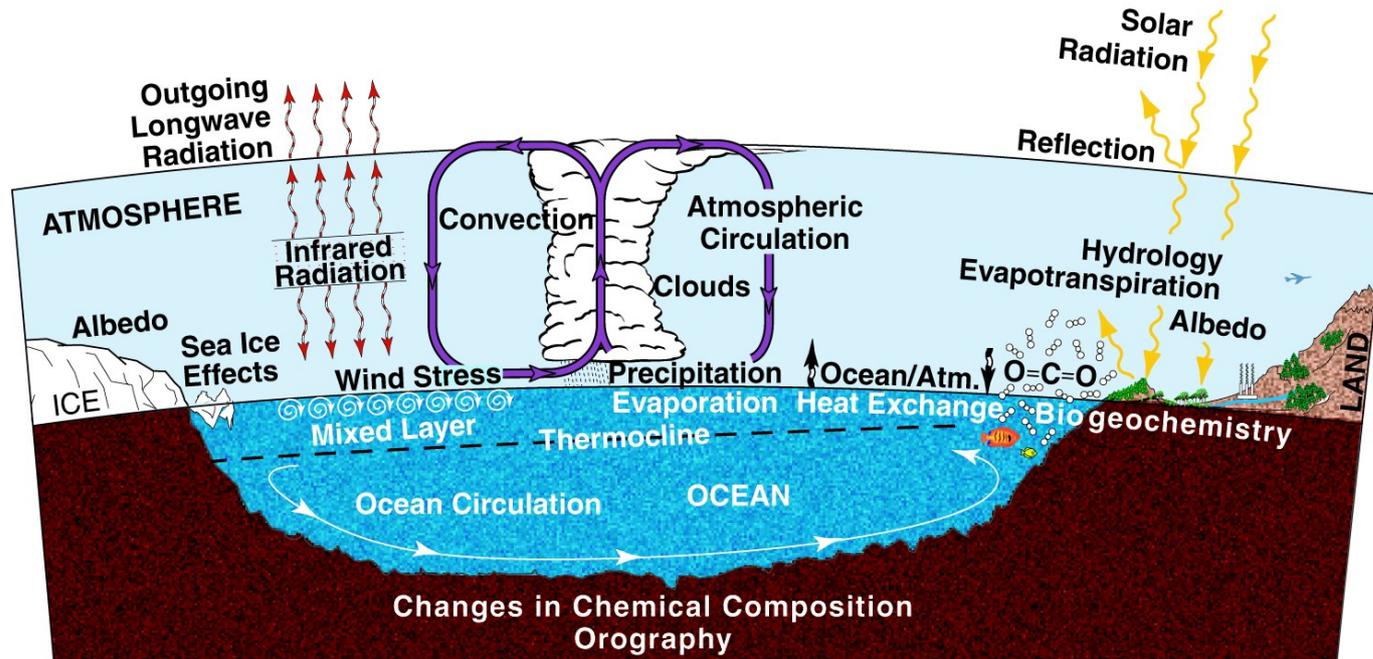
- Radiación electromagnética. Espectro electromagnético.
- Interacción de la atmósfera con la Radiación
- Leyes de la radiación electromagnética.
- Equilibrio radiativo.
- Atmósfera
- Distribución de la insolación.



# Balance radiativo

En equilibrio, la Tierra recibe tanta energía del Sol como la que emite.

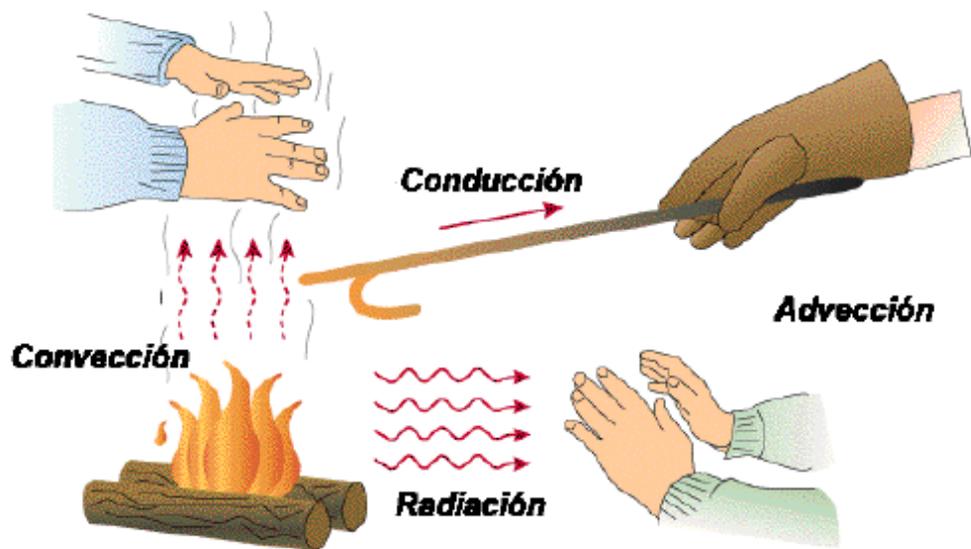
Si uno de los componentes cambia, el balance energético se ajustará de forma de recobrar un nuevo equilibrio que tendrá una nueva temperatura.



PRIMERA LEY TERMODINAMICA:  $dq = dU - dW$  ¿Qué dice?

**El calor suministrado a un sistema cerrado es igual al cambio en la energía interna menos el trabajo realizado**

### TRANSFERENCIA DE CALOR



### RADIACIÓN:

NO hay intercambio de masa.  
NO requiere de un medio.

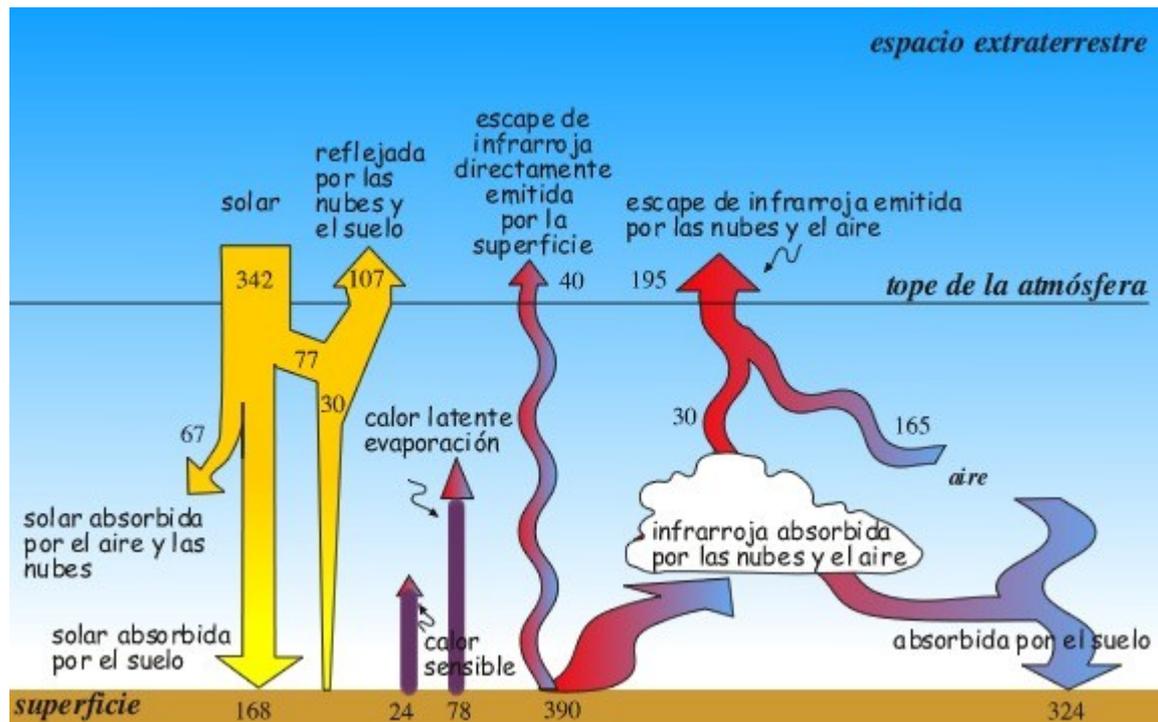
### CONDUCCIÓN:

NO hay intercambio de masa.  
SI requiere un medio

### CONVECCIÓN:

SI hay intercambio de masa.

**ADVECCIÓN:** Transporte de una p  
Por un fluido



## Calor sensible:

Energía necesario para cambiar la T de un objeto sin cambiar su fase.

La cantidad de calor sensible Q necesaria para cambiar la T:

$$Q = m * c * \Delta T$$

donde:

Q = calor sensible (J)

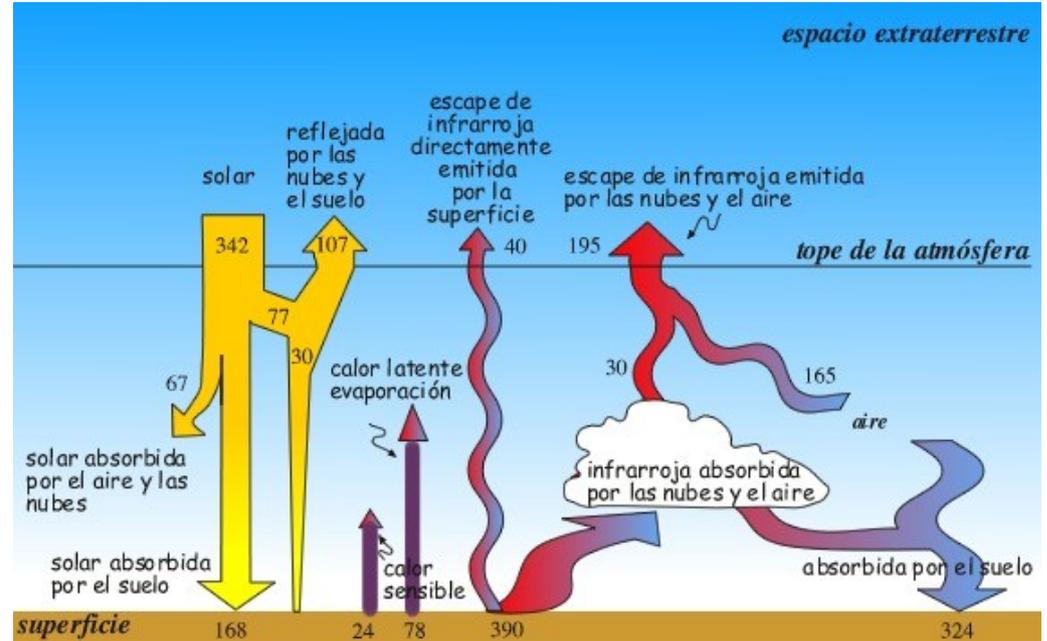
m = masa (kg)

c = capacidad calorífica de la sustancia (J/(kg·°C))

$\Delta T$  (°C)

Por ejemplo, si se desea calentar 1 kilogramo de agua desde una temperatura inicial de 20°C hasta una temperatura final de 21°C, se necesita una cantidad de calor sensible de:

$$Q = 1 \text{ kg} * 4.18 \text{ J/(kg}\cdot\text{°C)} * (21\text{°C} - 20\text{°C}) = XX \text{ J}$$



## Calor latente (L):

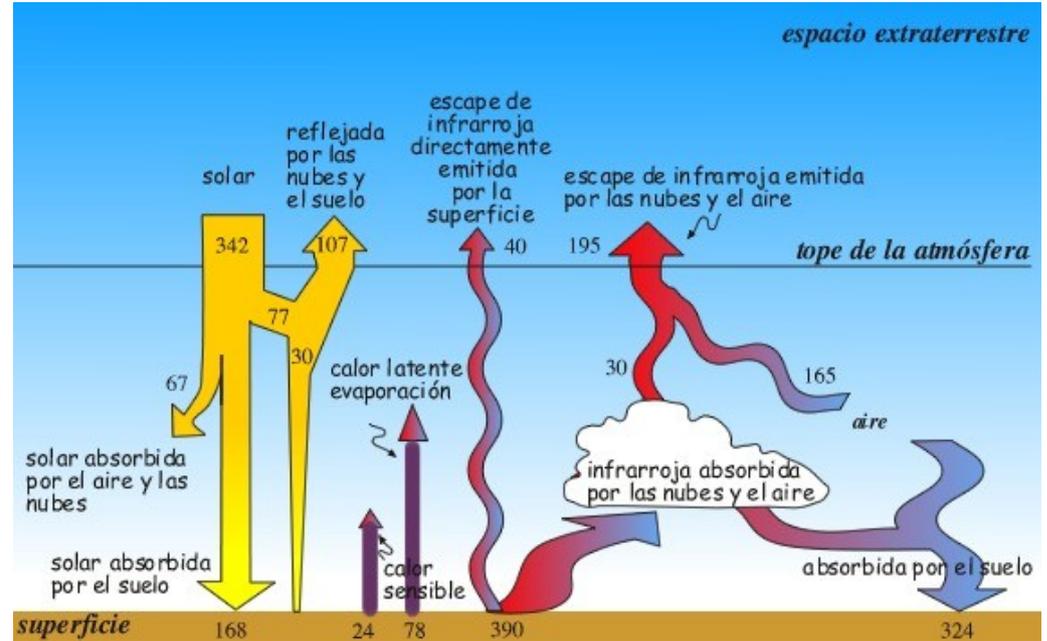
Energía requerida para cambiar el estado de una sustancia

Depende del tipo de sustancia y del cambio de estado

Ejemplos:

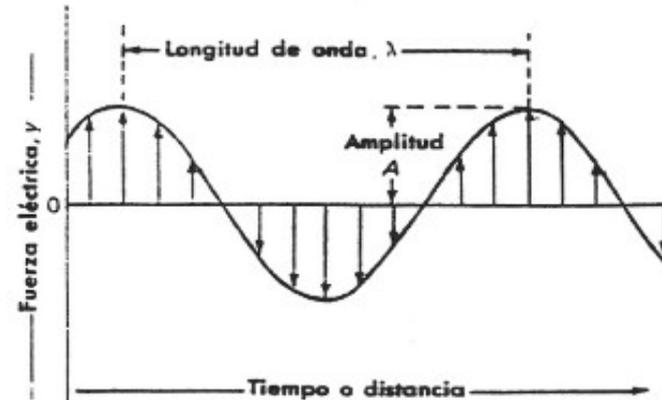
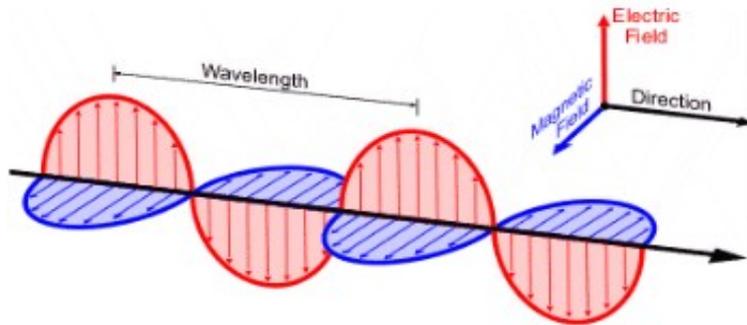
Calor latente de fusión del agua: libera 334 kJ/kg

Calor latente de evaporación: absorbe es de 2260 kJ/kg.



## Radiación electromagnética

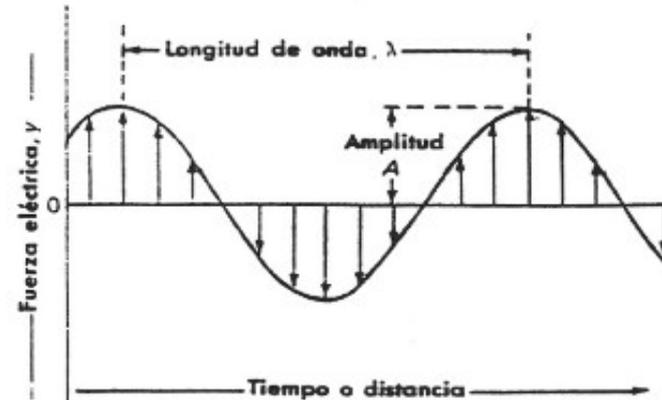
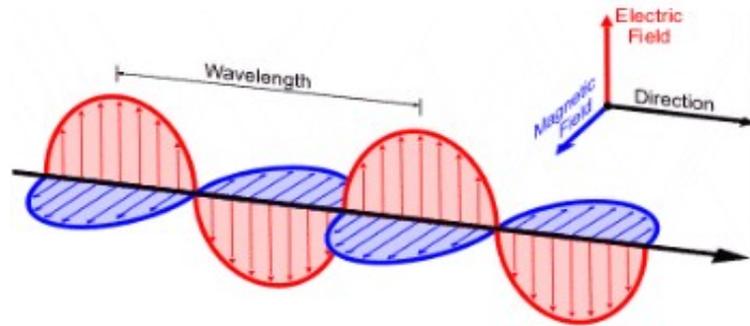
- Es un tipo de energía que se propaga como un conjunto de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz.
- Compuestas por la superposición de un campo eléctrico y otro magnético.
- No necesitan un medio material para propagarse.
- Al ser absorbidas por un medio material, liberan energía que incrementa la temperatura del mismo.



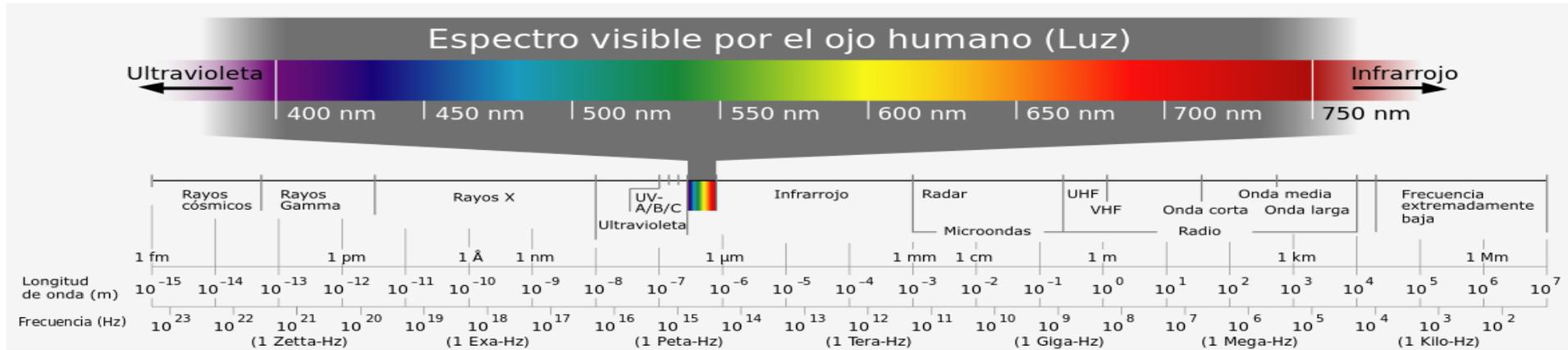
# Radiación electromagnética

## Caracterizada por:

- Longitud de onda ( $\lambda$ ): distancia entre dos crestas consecutivas
- Periodo (T): el tiempo que necesita la onda para recorrer una distancia igual su  $\lambda$
- Frecuencia ( $\nu$ ): inversa del tiempo que necesita la onda para recorrer una distancia igual a la de su longitud de onda ( $\nu=1/T$ )
- La velocidad de la onda cumple;  $c= \lambda \cdot \nu$

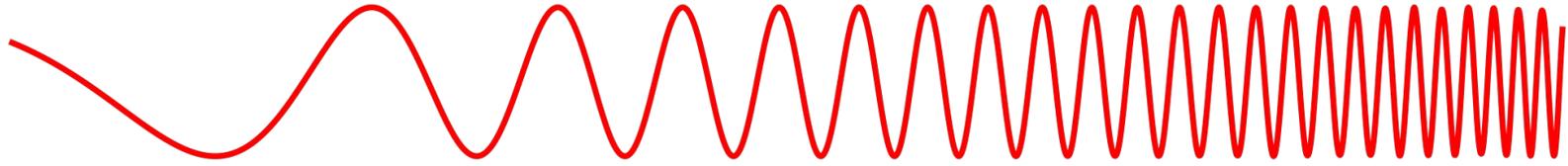


# Radiación electromagnética



- Espectro electromagnético: distribución energética del conjunto de longitudes de ondas electromagnéticas.
- (400-750)nm → luz visible
- En términos de energía: cuanto mayor es  $\lambda$ , menor es la energía de la onda
- **Radiación Solar: Onda Corta**
- **Radiación Terrestre: Onda Larga**

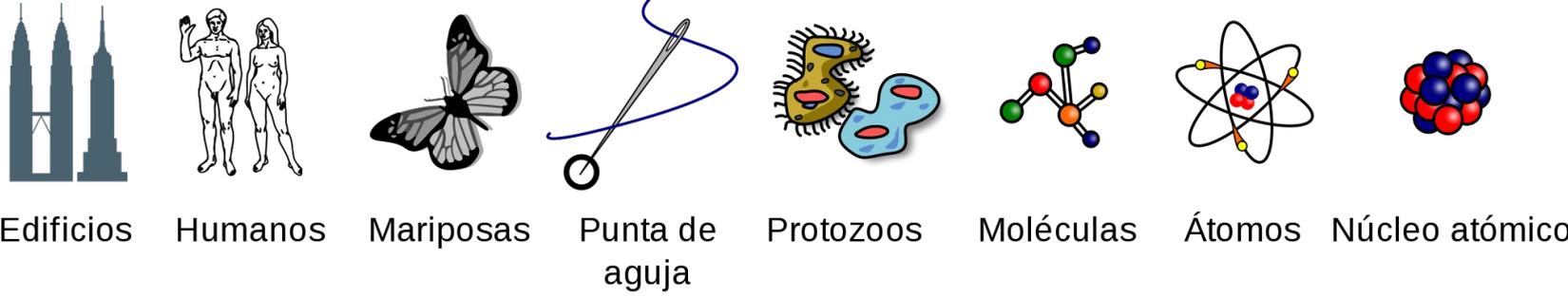
¿Penetra la atmósfera terrestre?



Tipo de radiación  
Longitud de onda (m)

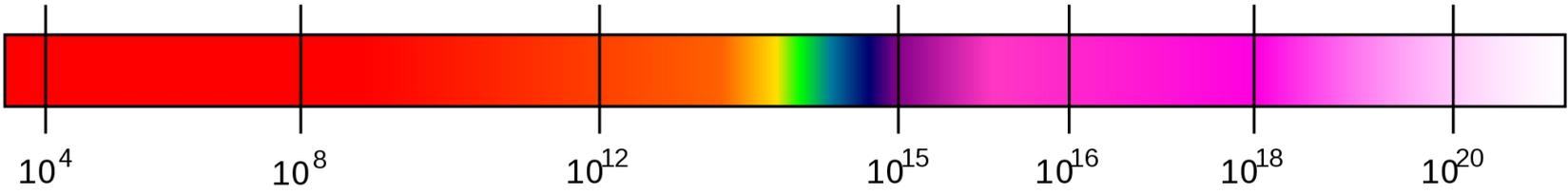
<b>Radio</b>	<b>Microondas</b>	<b>Infrarrojo</b>	<b>Visible</b>	<b>Ultravioleta</b>	<b>Rayos X</b>	<b>Rayos gamma</b>
$10^3$	$10^{-2}$	$10^{-5}$	$0,5 \times 10^{-6}$	$10^{-8}$	$10^{-10}$	$10^{-12}$

Escala aproximada de la longitud de onda

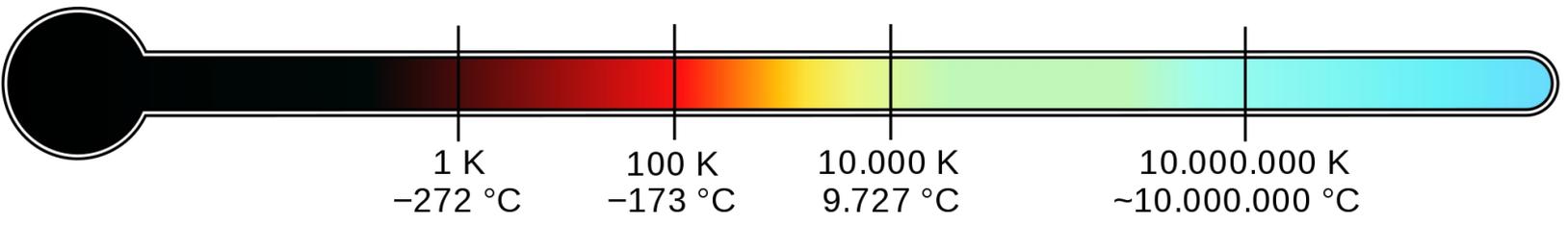


Edificios	Humanos	Mariposas	Punta de aguja	Protozoos	Moléculas	Átomos	Núcleo atómico
-----------	---------	-----------	-------------------	-----------	-----------	--------	----------------

Frecuencia (Hz)



Temperatura de los objetos en los cuales la radiación con esta longitud de onda es la más intensa



# Interacción de la atmósfera con la radiación

Tres cosas pueden pasar cuando una radiación con una longitud de onda  $\lambda$  , alcanza un objeto:

1. Parte o toda la radiación puede ser **reflejada**

Fracción reflejada: reflectividad  $\alpha\lambda$ . No interactúa con el objeto, es rechazado.

2. Parte o toda la radiación puede ser **absorbida**

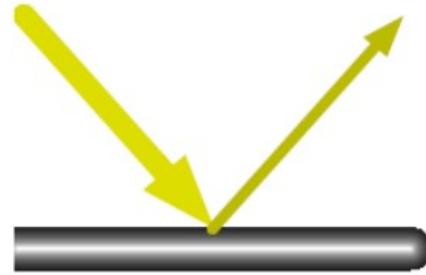
Fracción absorbida: absorptividad,  $a\lambda$  Aumenta la T del objeto.  
Energía radiativa se convierte en calor.

3. Parte o toda la radiación puede ser **transmitida**

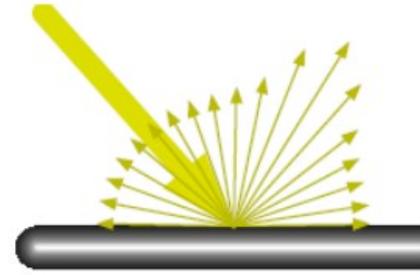
Fracción transmitida: transmisividad:  $t\lambda$  No interactúa con el objeto, simplemente pasa a través de él

# Interacción de la atmósfera con la radiación

## Reflexión



Specular Reflection  
(Mirror)  
**(Albedo)**



Diffuse Reflection or  
Scattering  
**Dispersión**

# Interacción de la atmósfera con la radiación

## Dispersión

- La dispersión ocurre cuando la luz se esparce en diferentes direcciones al interactuar con la atmósfera. Es más efectiva para longitudes de onda más cortas, la luz azul se dispersa más que la roja, u otros colores en el espectro visible.

- Este resultado, dispersión de Rayleigh, se puede expresar como  $S \approx \left( 2 \cdot \pi \cdot \frac{r}{\lambda} \right)^4$

donde S es la dispersión, r es el radio de la partícula y  $\lambda$  la longitud de la onda.

- Las moléculas que componen la atmósfera son diminutas respecto a la longitud de onda del rojo, pero no con respecto al azul.
- Por lo tanto, estas moléculas dispersan el azul pero tienen un efecto despreciable sobre el rojo; por eso es el cielo azul y el Sol se ve amarillento.

# Interacción de la atmósfera con la radiación

## Dispersión



- Las moléculas de aire tienden a reflejar Longitudes de onda corta (Rayleigh). Principalmente el azul. Radiación difusa es azul (cielo).
- Las partículas (gotas, aerosoles, etc) tienden a reflejar todas las  $\lambda$  de la misma forma. (principalmente forward scattering- Mie). Mezcla de todas las  $\lambda$ : Luz blanca. Nubes, niebla, etc son blancas o grises.



# Interacción de la atmósfera con la radiación

## Transmisión



(a)



(b)



# Interacción de la atmósfera con la radiación

Un fotón al alcanzar una molécula de aire o una partícula, puede cambiar de fase o dirección (scattering) o puede ser absorbido.

- Si es absorbido, su energía es transferida a la sustancia que lo absorbió. Esta energía puede aparecer como un aumento de la E interna o como calor.

La energía puede ser almacenada en las formas: vibracional, rotacional, electrónica o translacional.

# Interacción de la atmósfera con la radiación

- Moléculas y átomos absorben radiación de ciertas  $\lambda$ , dependiendo del gas.
- Cuanto más compleja es la molécula más modos de vibración, rotación tiene e interactúa más fácil con ondas de distinta longitud (ej moléculas triatómicas como  $O_3$ ,  $H_2O$  y  $CO_2$ ).
- Moléculas diatómicas más simples como en  $N_2$  y  $O_2$  solo interactúan con la radiación UV que fotodisocia y ioniza esos gases en la alta atmósfera.
- Los 2 gases más abundantes en la atmósfera terrestre no interactúan con la ROL emitida por la Tierra.

# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión depende solo de su T.
- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de su T y su frecuencia  $\nu$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

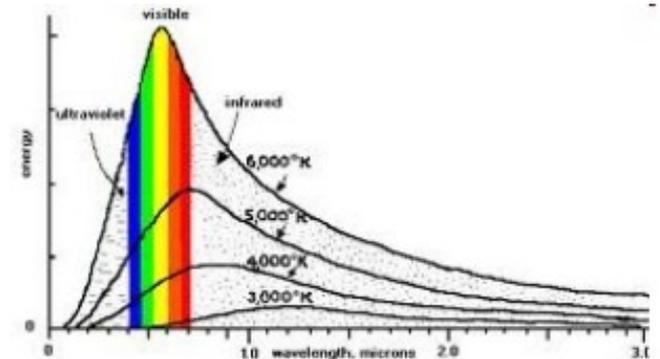
# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión dependerá solo de T.
- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia  $\nu$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

- Todo cuerpo con una temperatura T emite radiación, en un amplio rango de longitudes de onda.
- La energía total emitida vendría representada por el área de debajo de la curva:
  - Cuanto mayor es T  $\rightarrow$  mayor es la energía total emitida
  - La longitud de onda del pico de máxima intensidad disminuye conforme T aumenta.



# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión dependerá solo de T.
- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia  $\nu$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

- **Ley de Wien:** la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

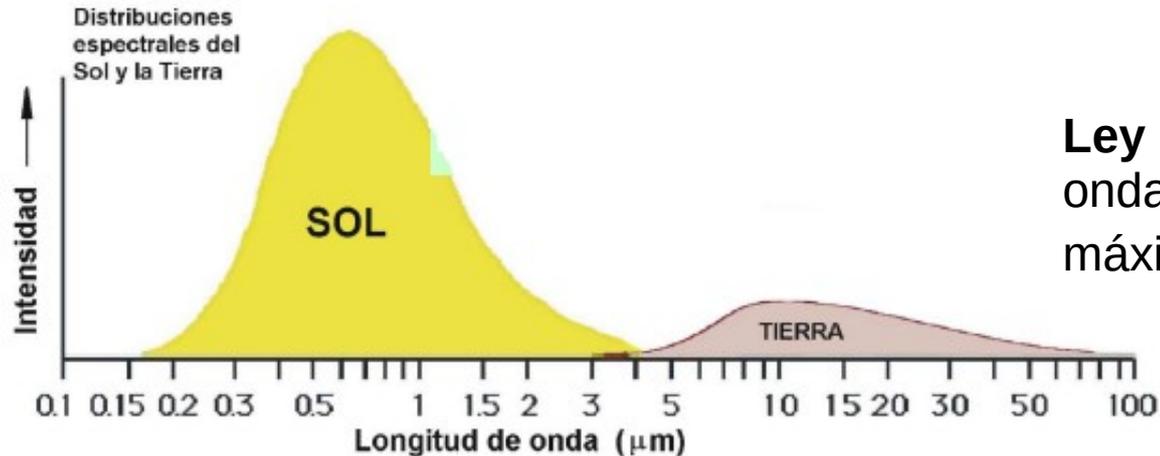
$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión dependerá solo de T.
- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia  $\nu$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$



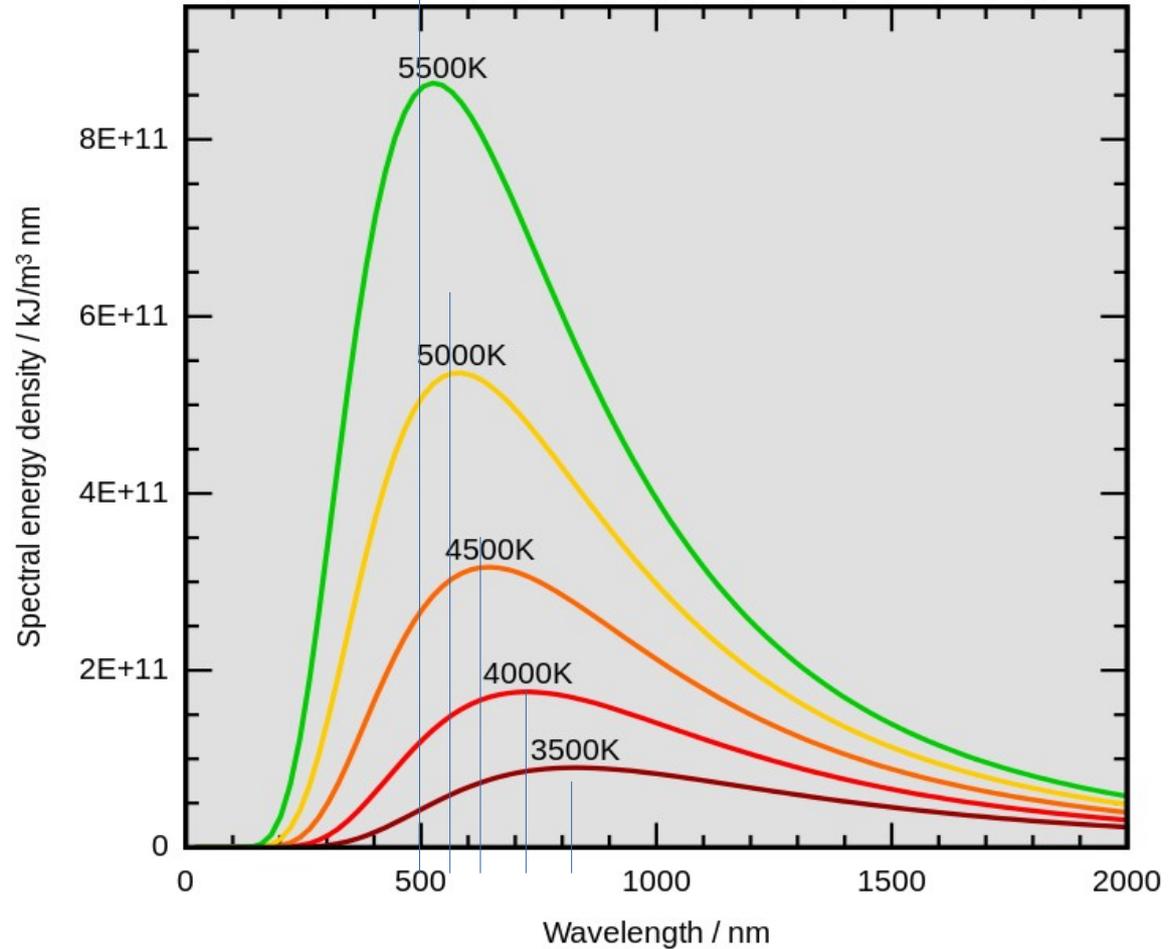
**Ley de Wien:** la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

## Ley de Wien

Las cifras en las curvas indican la T del cuerpo.

## Leyes de radiación



# Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
  - Su emisión dependerá solo de T.

- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia  $\nu$

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

$h$ =cte de Planck,  $c$ =velocidad de la luz,  $k$ =cte de Boltzman.

- **Ley de Wien:** la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro es

$$E(T) = \sigma \cdot T^4 \quad \sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

# Leyes de radiación

- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro es

$$E(T) = \sigma \cdot T^4 \quad \sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

T es la temperatura de emisión y representa la T a la que tiene que llegar un cuerpo negro para lograr el equilibrio termodinámico.

# Leyes de radiación

- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro es

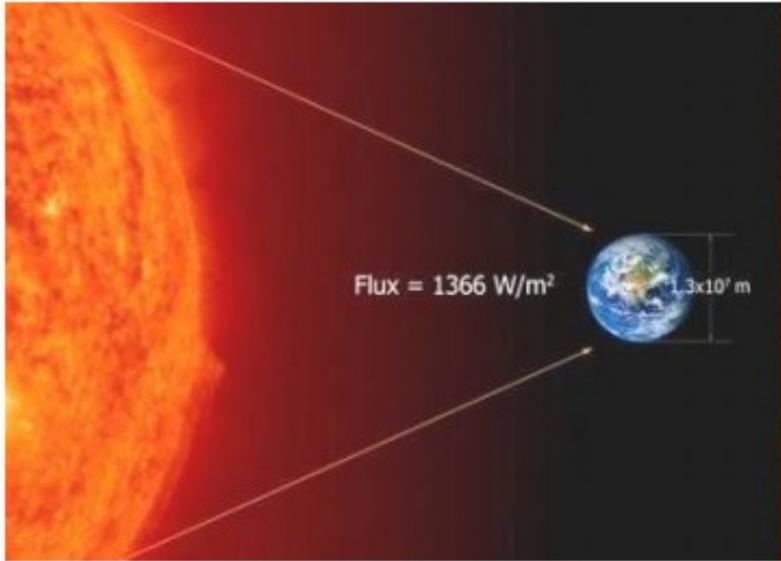
$$E(T) = \sigma \cdot T^4 \quad \sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

T es la temperatura de emisión y representa la T a la que tiene que llegar un cuerpo negro para lograr el equilibrio termodinámico.

## Principales conclusiones:

- Cuanto mayor sea la temperatura de emisión T (en K) del cuerpo → mayor es la cantidad de energía que por unidad de tiempo y de superficie emite.
- Todo cuerpo con  $T > 0^\circ \text{ K}$  emite radiación electromagnética.

# Equilibrio radiativo



$$L_0 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

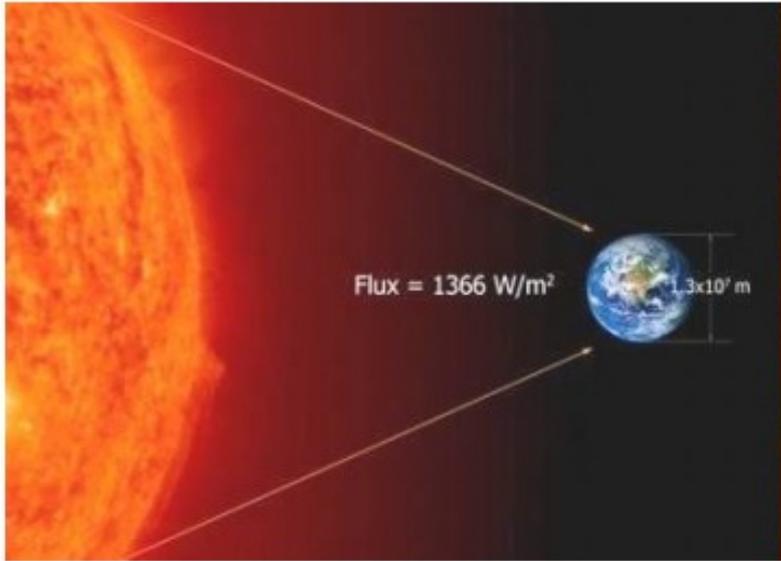
**Luminosidad solar** energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo:

$$L_0 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

$R_s$  = radio del Sol

$T_s$  = 5772 K

# Equilibrio radiativo



$$L_0 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

**Luminosidad solar** energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo:

$$L_0 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$$

$R_s$  = radio del Sol

$T_s$  = 5772 K

- Densidad de Flujo a una distancia  $d$  la llamamos  $S_d$  :

$$S_0 = \frac{L_0}{4\pi d_{TS}^2}$$

La constante solar es

$$S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$$

( ya que la distancia Tierra-Sol es de  $1.5 \times 10^{11} \text{ m}$  )

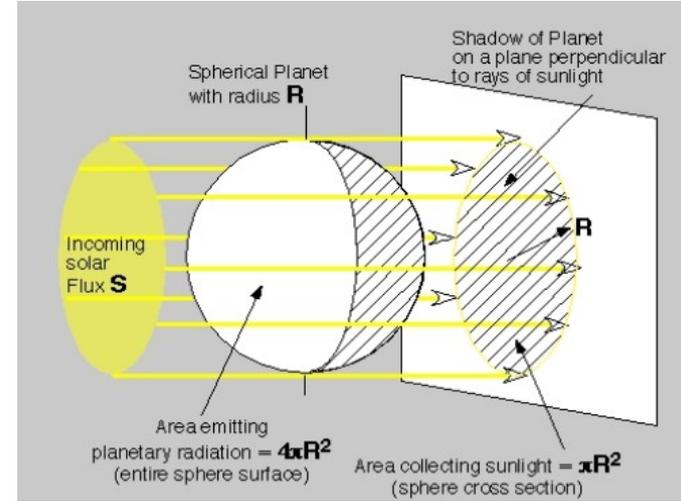
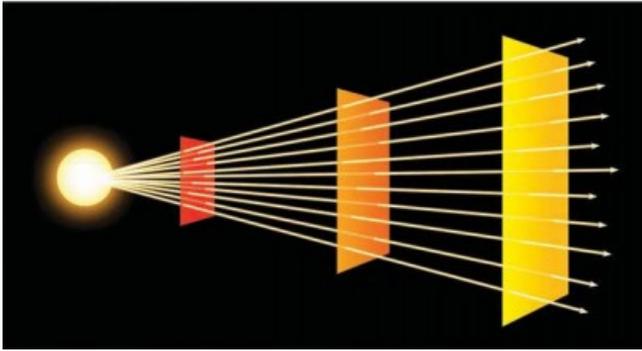
**Constante solar:** energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y superficie, medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol

# Equilibrio radiativo

Para determinar la T de un planeta debido únicamente a su posición respecto al Sol (independiente de su composición atmosférica) invocamos la **ley de conservación de la energía**

En equilibrio, el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energía.

Luminosidad solar: energía por un. de tiempo que emite el sol:  
 $L_0 = 3.9 \times 10^{26} \text{W}$



Constante solar:  $S_0 = 1367 \text{W/m}^2$

$$S_0 = \frac{L_0}{4\pi d_{TS}^2}$$

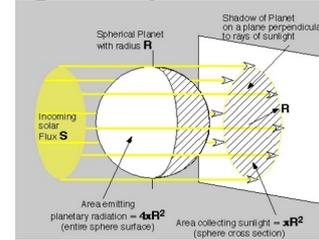
ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUPERFICIE

$$E_s = \pi R^2 S_0$$

# Equilibrio radiativo

Si el flujo de energía solar por unidad de área es  $S_0$  y el planeta tiene radio  $R$ , entonces la energía **total** que recibe el planeta es

$$E_s = \pi R^2 S_0$$



La energía **total** que irradia la Tierra está dada por la ley de Stefan Boltzman

$$E_T = 4\pi R^2 \sigma T_e^4$$

En estado de equilibrio  $E_s = E_T$ , y permite calcular la temperatura de emisión  $T_e$ :

$$T_e = (S_0/4\sigma)^{1/4}$$

## Equilibrio radiativo

- Para Tierra  $T_e = (S_0/4\sigma)^{1/4} = (S_0/4\sigma)^{1/4} = 278\text{K} = 5\text{ }^\circ\text{C}$ 
  - Muy frío!
  - ¿Que falta?



# Equilibrio radiativo

## Albedo

Para mejorar el modelo debemos tomar en cuenta que no toda la radiación que llega a la Tierra es absorbida, parte es reflejada.

La reflectividad de una superficie, su albedo, depende de su brillo.

La Tierra, principalmente debido a nubes y hielos polares, refleja 30% de la energía solar.

Marte refleja 15%.

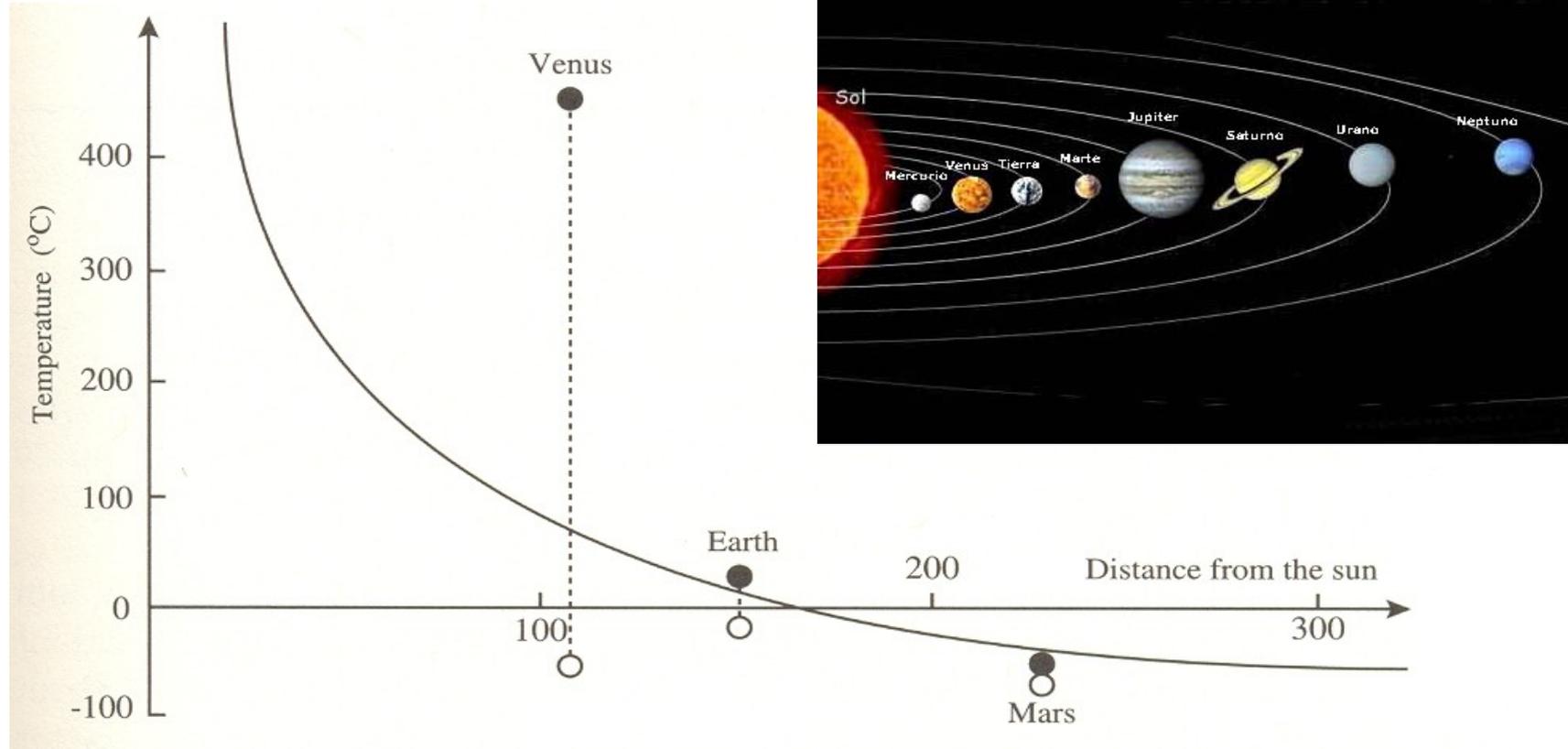
Venus refleja 75%

Únicamente el 25% de la energía solar es absorbida



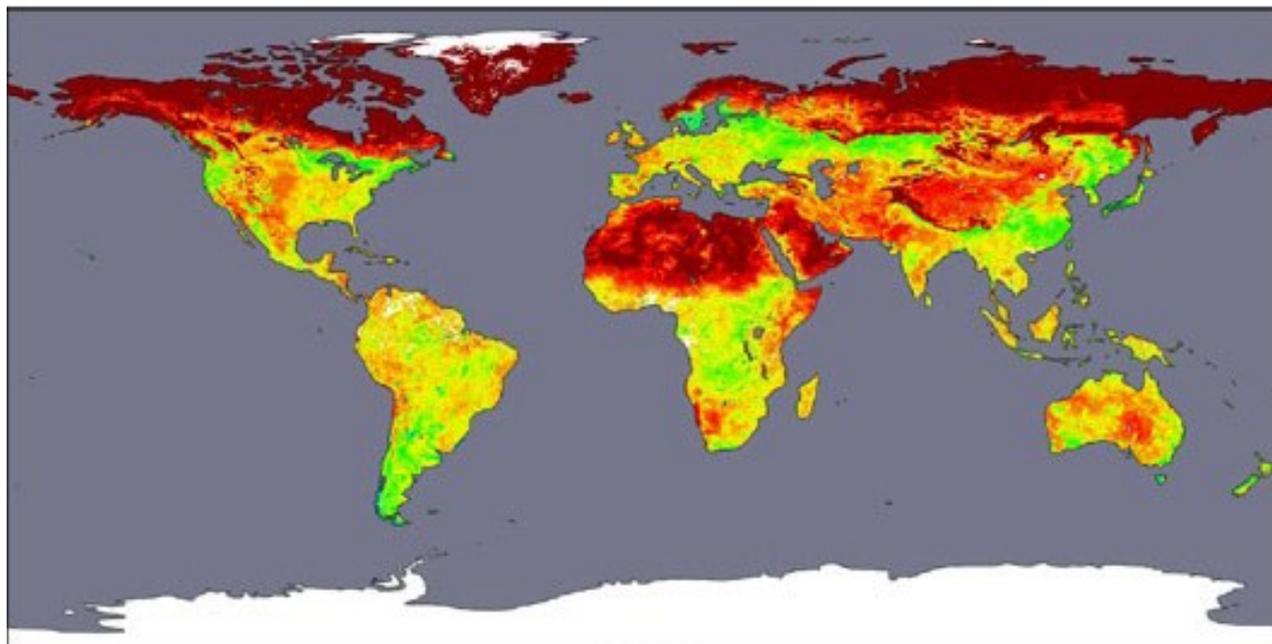
# Equilibrio radiativo

La curva muestra la temperatura calculada si los planetas absorbieran toda la radiación solar, los círculos blancos la T considerando la parte que es reflejada; los círculos negros la T observada.



# Equilibrio radiativo

## Albedo

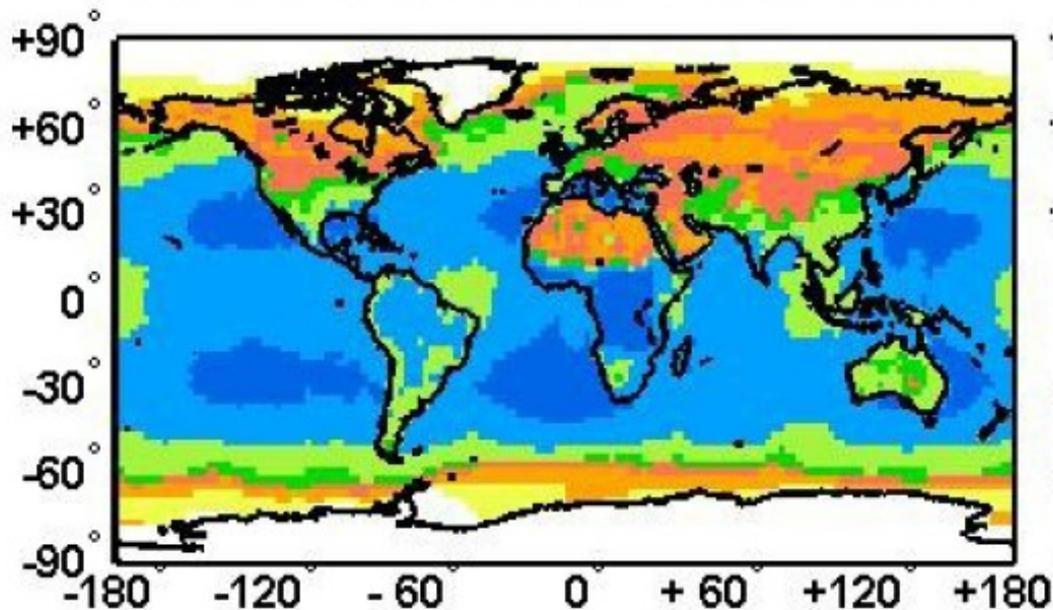


TYPICAL ALBEDOS (%)	
Surface type	Albedo
Water (solar elevation 90°)	3
Water (solar elevation 30°)	7
Water (solar elevation 10°)	24
Sea ice	30-40
Fresh snow	75-95
Old snow	55
Forests	5-10
Dry sand	20-30
Dark soil	5-15
Grassland	15-20
Thin cloud	35-50
Thick cloud	70-90

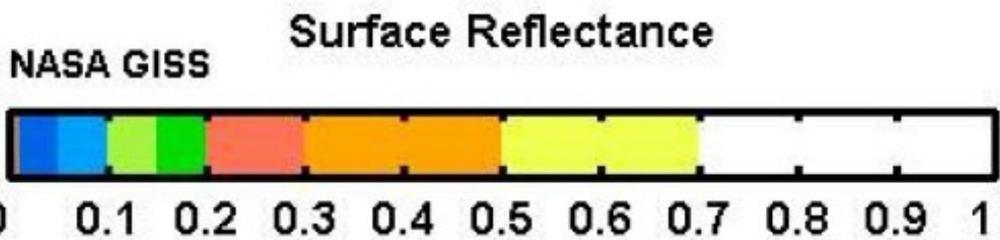
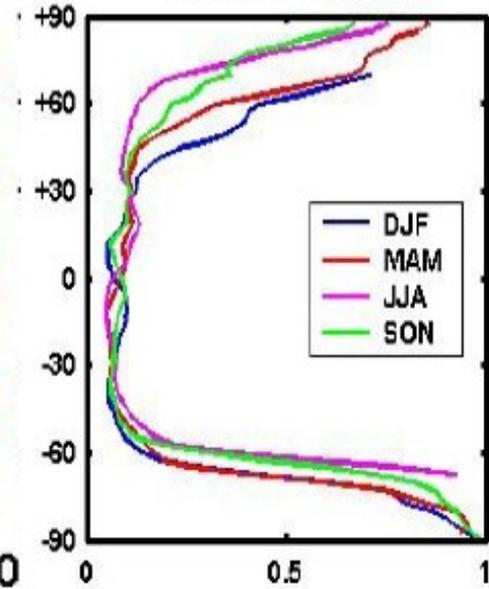
# Equilibrio radiativo

## Albedo

ISCCP-D2: 198307-200606 Mean Annual



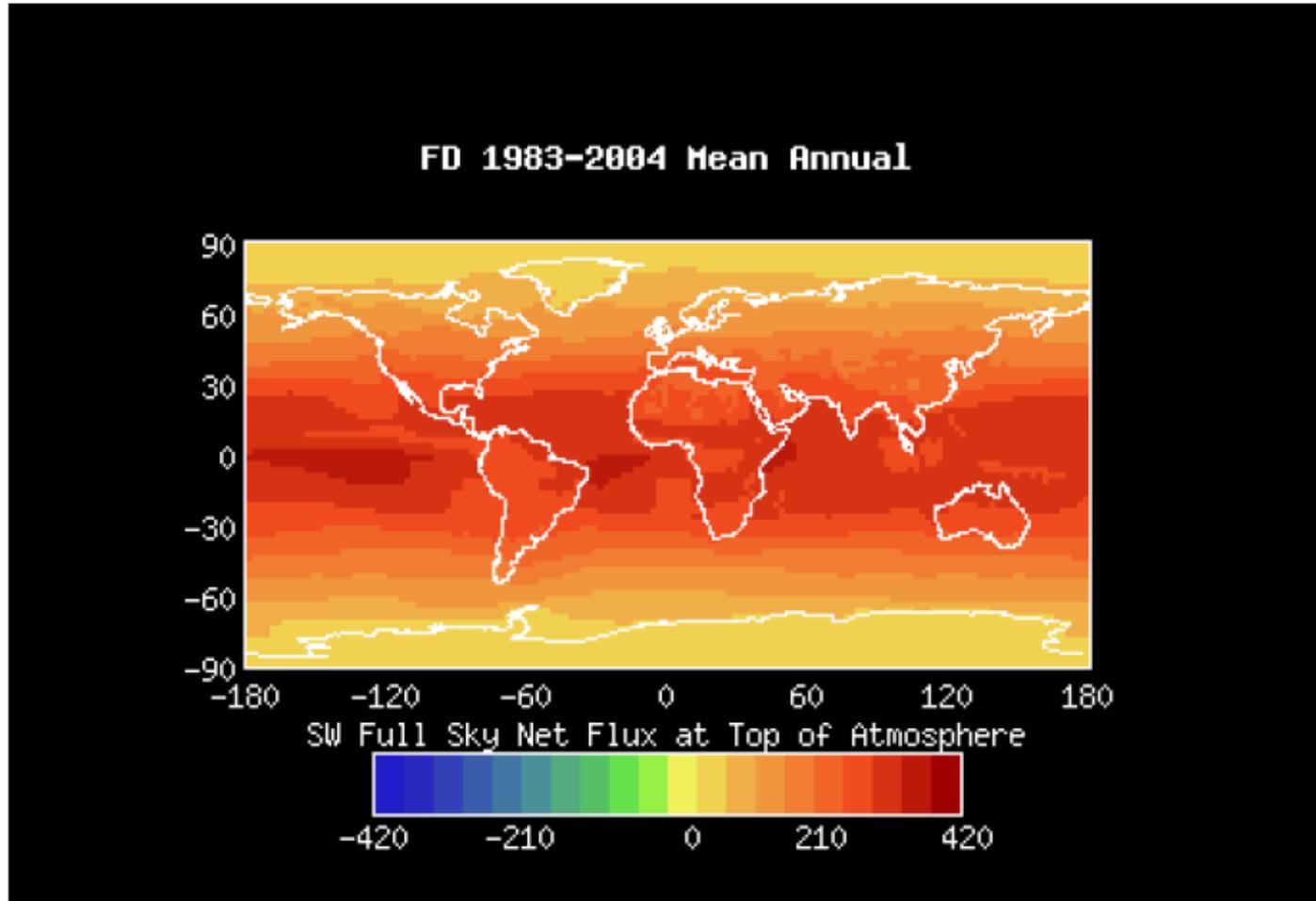
Seasonal Zonal Means:  
Surface Reflectance



Surface Reflectance

# Equilibrio radiativo Albedo

# Insolación Neta



# Equilibrio radiativo

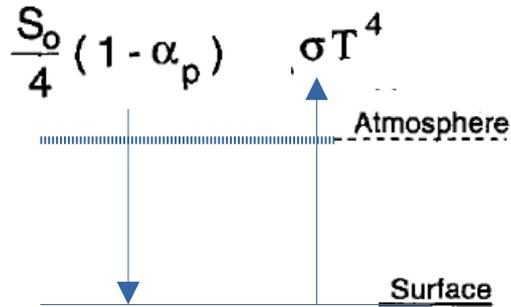
## Albedo

En equilibrio, el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energía.

Cálculo de ENERGÍA QUE EMITE LA SUPERFICIE ET:  $\underbrace{\sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4}_{\text{Stefan-Boltzmann}} 4\pi R^2$

ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUPERFICIE = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE SUPERFICIE

- Consideremos albedo 30%  $\alpha_p$



$$:S_0 (1 - \alpha_p) \cdot \pi R^2 = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4 \cdot 4\pi R^2$$

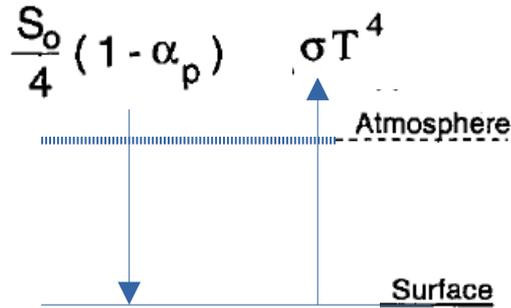
$$\frac{:S_0 (1 - \alpha_p)}{4} = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4$$

# Equilibrio radiativo

## Albedo

ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUPERFICIE = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE SUPERFICIE

- Consideremos albedo 30%



$$:S_0 (1 - \alpha_p) \cdot \pi R^2 = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4 \cdot 4 \pi R^2$$

$$\frac{:S_0 (1 - \alpha_p)}{4} = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4$$

$$\frac{S_0 \cdot (1 - \alpha_p)}{4} = \sigma T_e^4 \Rightarrow T_{\text{superficie}} = \sqrt[4]{\frac{S_0 (1 - \alpha_p)}{4\sigma}}$$

$$T_{\text{superficie}} = 255K \approx -18^\circ C$$

# Equilibrio radiativo

## Albedo

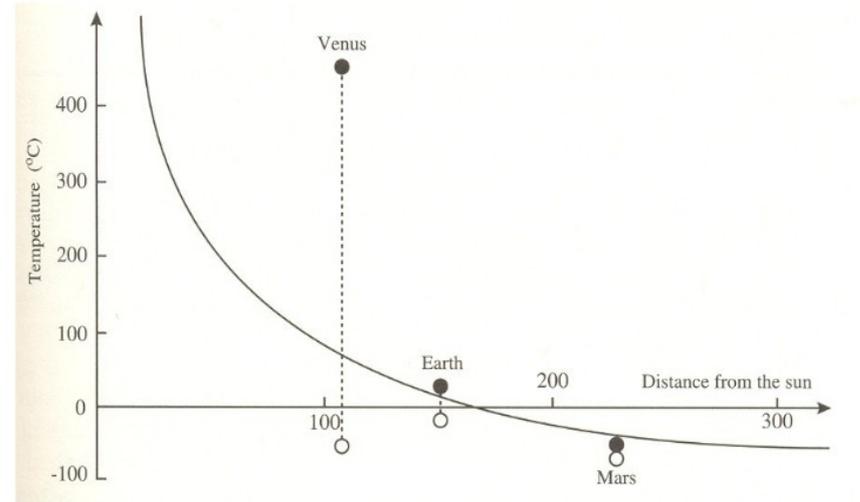
Considerando el efecto del albedo la  $T_e$  estimada es aún mas baja que la observada (circuitos abiertos en la figura anterior).

→ Para la Tierra  $T_e = -18\text{ °C}$ !

ES INFERIOR A LA  $T$  MEDIA OBSERVADA  
No estamos considerando la absorción y emisión de radiación por parte de la atmósfera.

Para Marte estas aproximaciones son muy buenas ya que tiene una atmósfera muy fina.

No obstante para Venus y la Tierra nuestros cálculos son bastante malos. ¿Que está faltando?



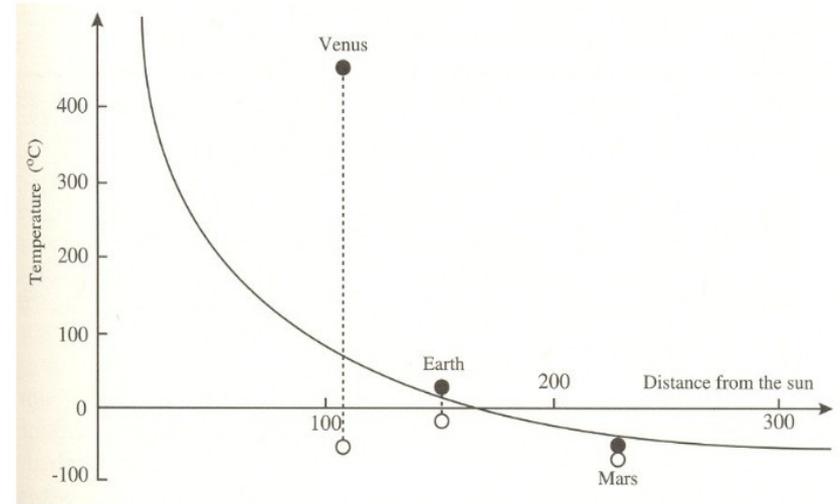
# Equilibrio radiativo

## Efecto invernadero

LA ATMÓSFERA DE UN PLANETA PUEDE ACTUAR COMO FRAZADA MANTENIENDO EL CALOR EMITIDO POR EL PLANETA.

Los círculos negros son la  $T_s$  del planeta, los blancos la  $T_s$  considerando únicamente la distancia al sol

La diferencia entre ellos es una medida de que tan “gruesa es la frazada”. La importancia del efecto invernadero del planeta. Sin este efecto la  $T$  del planeta sería de  $-18^\circ\text{C}$  y no su valor actual.



$T_e = -18^\circ\text{C}$

— — — — —  
Tope de la  
atmosfera

$T_s = 15^\circ\text{C}$

—————  
Superficie

# Equilibrio radiativo

## Efecto invernadero

La efectividad con que una atmósfera intercepta calor proveniente de la superficie depende de su composición: de la concentración de gases de efecto invernadero.

Venus: Gran efecto invernadero, atmósfera 96% CO<sub>2</sub>.

La atmósfera terrestre: 78% N<sub>2</sub>, 21% O<sub>2</sub>.

El efecto invernadero depende de gases, principalmente H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> presentes en concentraciones muy pequeñas en la atmósfera. Por ejemplo, CO<sub>2</sub> representa un 0.036% de las moléculas en la atmósfera.

Así cualquier emisión antropogénica de CO<sub>2</sub> o CH<sub>4</sub> es capaz de cambiar esta proporción significativamente, alterando la composición atmosférica y la temperatura terrestre.

## Equilibrio radiativo Efecto invernadero

### MODELO DE EQUILIBRIO SENCILLO CONSIDERANDO EFECTO INVERNADERO

Consideremos

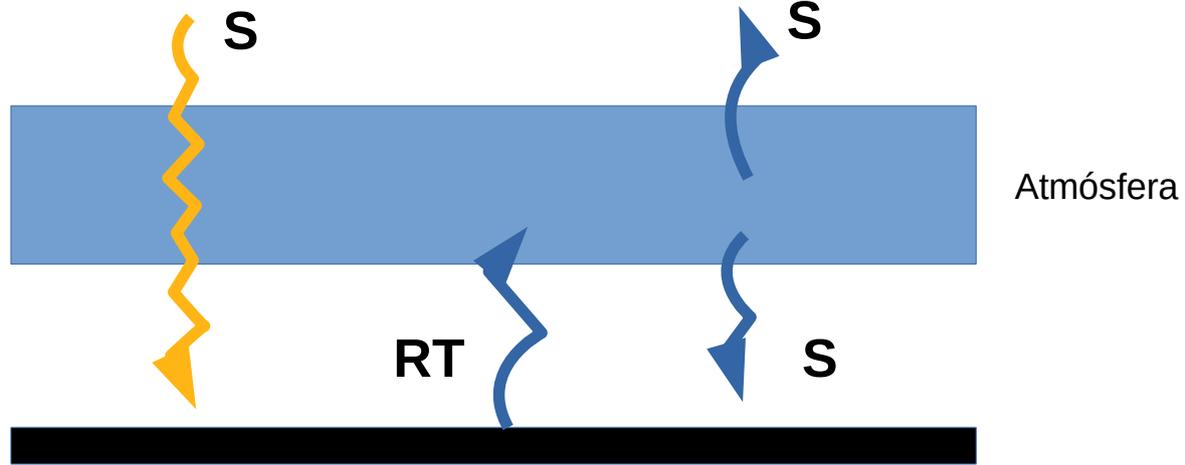
- Atmósfera de 1 sola capa, transparente a RS pero opaca a la radiación emitida por la superficie de la Tierra (absorbe toda la radiación emitida por la superficie de la tierra).
- Los gases de la atmósfera que absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra, emiten en todas las direcciones del espacio
- No hay flujos de energía no radiativos (no consideramos la existencia de flujos de calor sensible y latente)
- Albedo planetario 30%

**EC EQUILIBRIO ENERGÉTICO**

**ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUP DE LA TIERRA = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE SUP DELA TIERRA**

# Equilibrio radiativo Efecto invernadero

## ESQUEMA DE EFECTO INVERNADERO



Atmósfera transparente a la radiación solar  $R_S$ , que llega a la superficie.

Al calentarse la superficie, comienza a emitir radiación de onda larga  $R_T$ , que es absorbida por atmósfera.

La atmósfera al calentarse comienza a emitir.

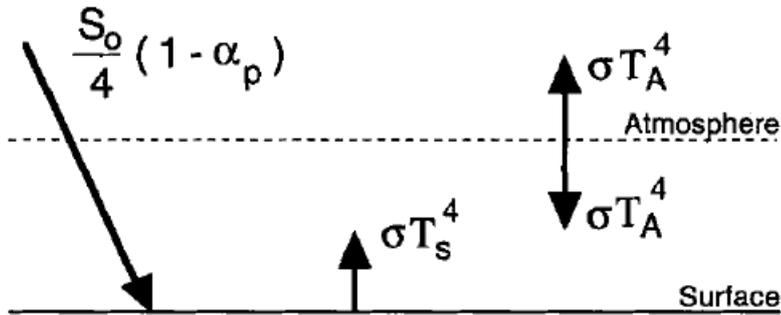
Para que el sistema esté en equilibrio: tiene que emitir tanta energía como recibe o sea que la atmósfera debe emitir  $S$  hacia el espacio.

Como suponemos atmósfera está a  $T$  uniforme debe emitir  $S$  hacia abajo. Así, la superficie recibe una radiación  $R_T = 2S$ , lo cual mantiene una temperatura mayor en la Tierra.

# Equilibrio radiativo

## Efecto invernadero

ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUP = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE



### BALANCE ENERGÉTICO

TOPE ATMÓSFERA  $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma T_A^4$

ATMÓSFERA  $\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4 + \sigma T_A^4$

SUPERFICIE  $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$

$$T_s^4 = \frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma} \Rightarrow T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \cong 303K = 30^\circ C$$

# Equilibrio radiativo

## Efecto invernadero

ILUSTRAMOS LA INTERACCIÓN DE LA RS CON LA ATMÓSFERA Y CON LA SUPERFICIE TERRESTRE.

PARA ILUSTRAR EL EFECTO INVERNADERO UTILIZAMOS UN MODELO SENCILLO QUE SUPONE UNA ATMÓSFERA DE UNA SOLA CAPA, TRANSPARENTE A LA RADIACIÓN DE ONDA CORTA PROVENIENTE DEL SOL Y OPACA A LA RADIACIÓN DE ONDA LARGA EMITIDA POR LA SUPERFICIE DE LA TIERRA.

MEDIANTE LOS BALANCES EN SUPERFICIE Y TOPE DE LA ATMÓSFERA LLEGAMOS A QUE:

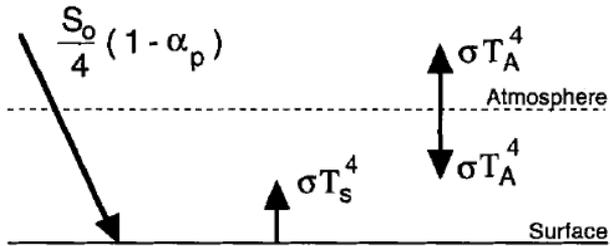
$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}}$$

**O LO QUE ES LO MISMO:**

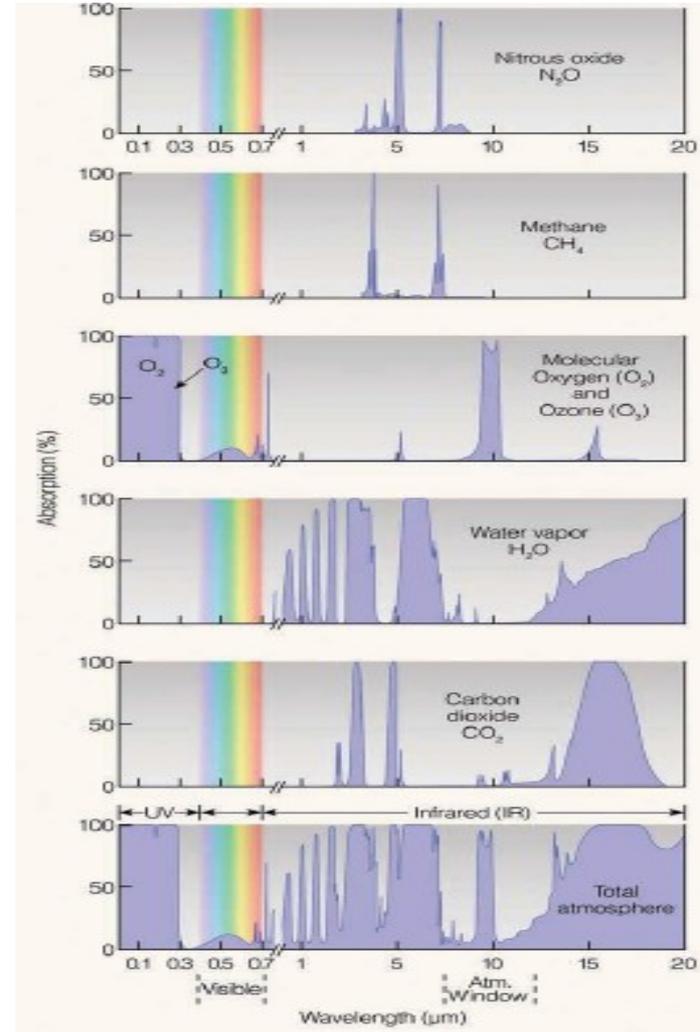
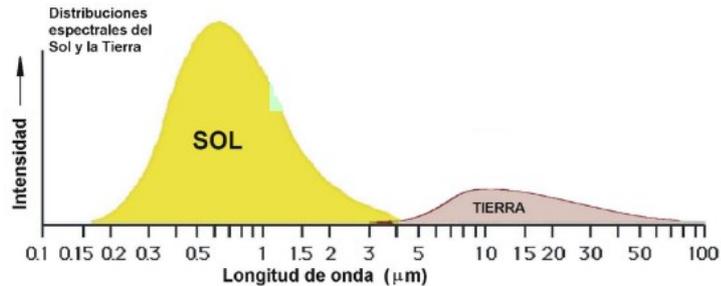
$$T_{sup} = 2^{1/4} T_{atm}$$

**ESTO DEMUESTRA QUE LA  
ATMÓSFERA SE CALIENTA  
DESDE ABAJO**

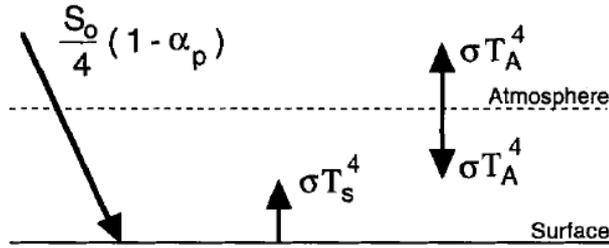
# Equilibrio radiativo Efecto invernadero



$$T_S = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \approx 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$



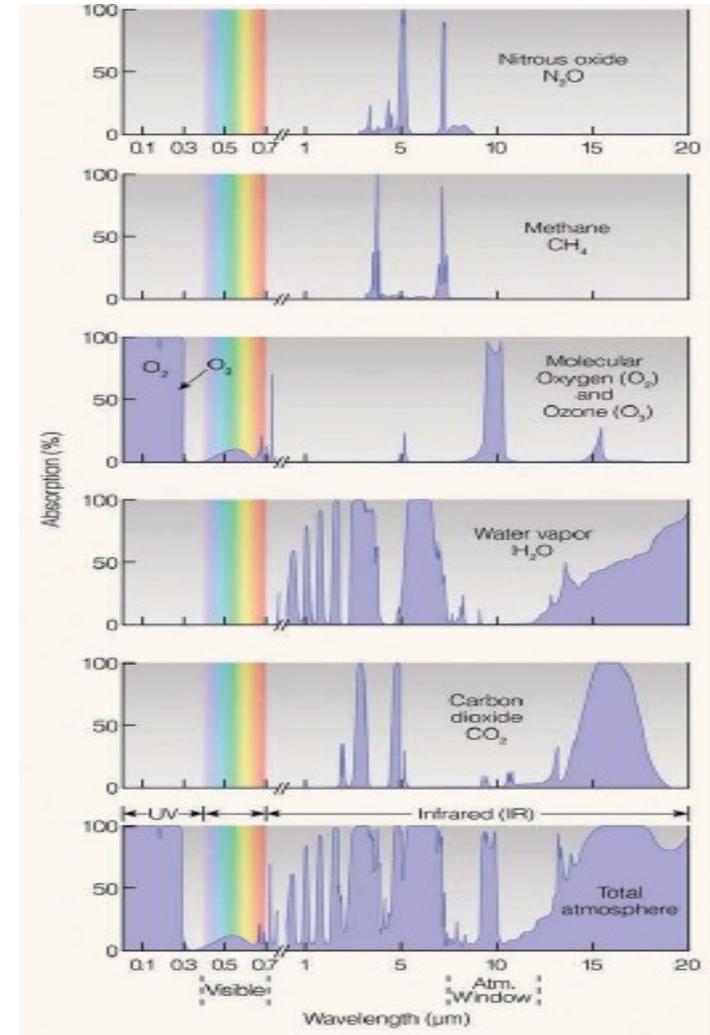
# Equilibrio radiativo Efecto invernadero



$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \approx 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$

Motivos del exceso de temperatura:

- (1) Ventana atmosférica
- (2) Existencia de flujos de calor latente y sensible

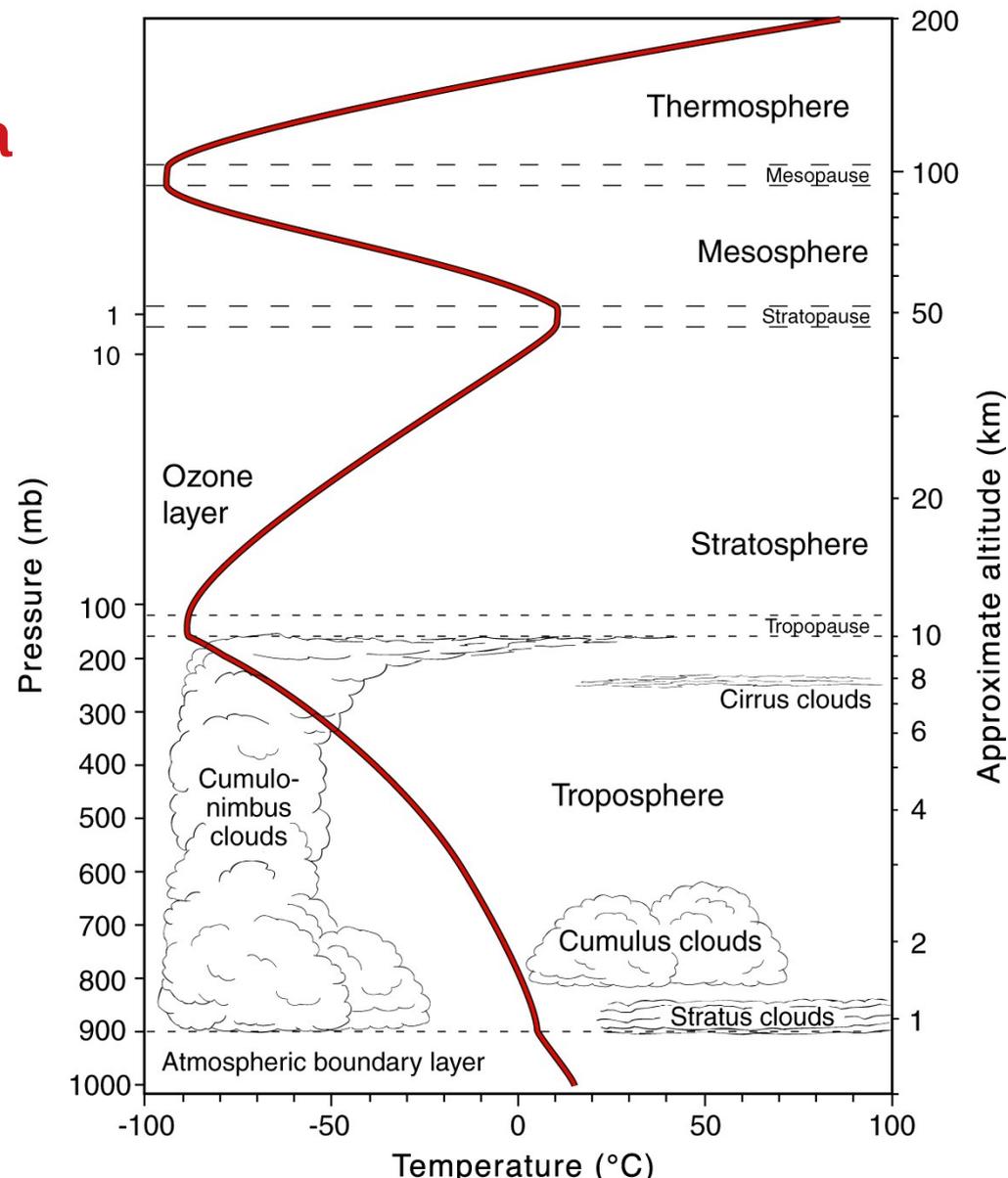


# Atmósfera

## Estructura vertical

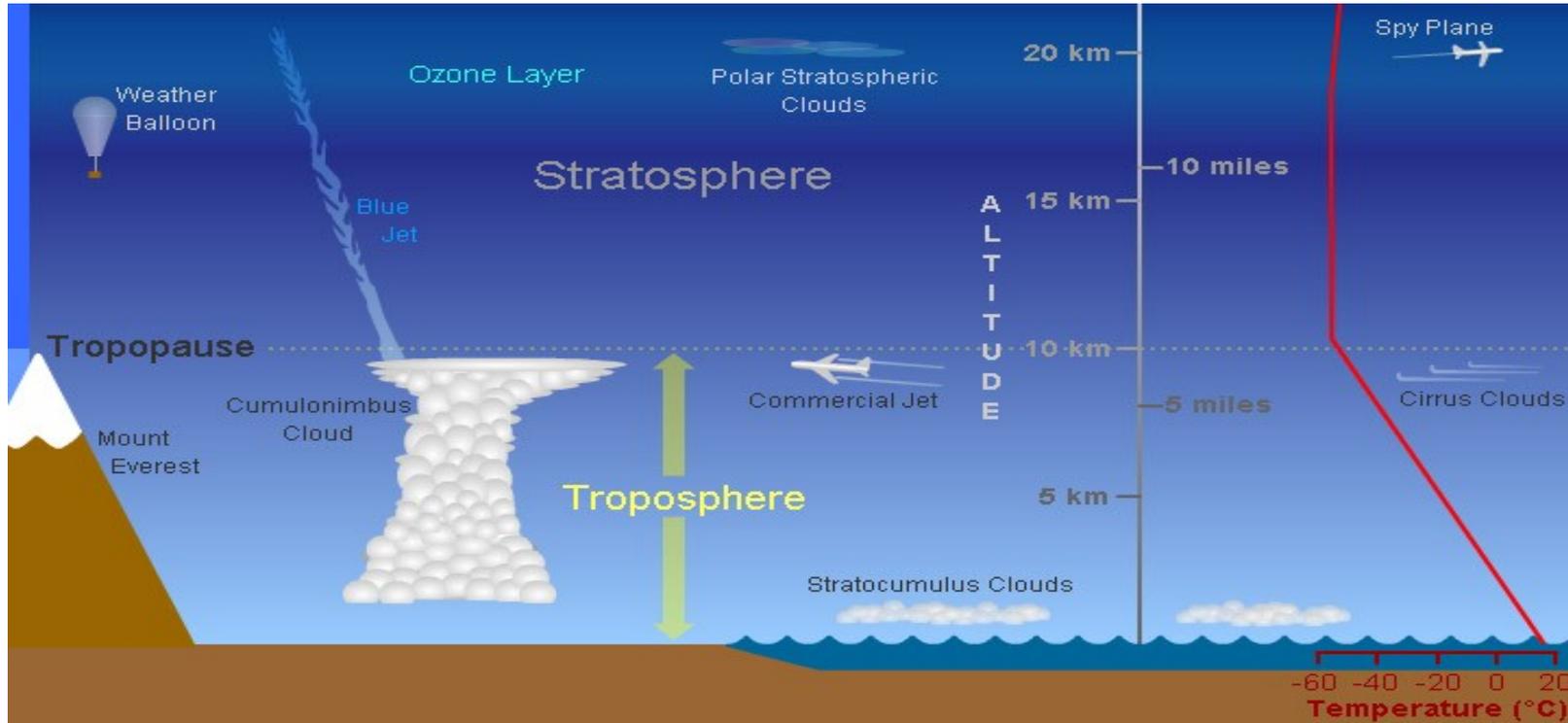
- Tropósfera: muy importante para las variaciones climáticas
- Estratósfera: absorbe UV por O<sub>3</sub> (aumento de T Con altura) , pero juega rol secundario en variabilidad del clima.
- Termósfera y mesósfera tienen muy poca masa

En la capa límite  $dT/dz \sim -10$  C/km  
En la atmósfera libre  $dT/dz \sim -6$  C/km



# Atmósfera

La tropósfera contiene el 75%-80% de la masa de la atmósfera y es donde ocurren los fenómenos meteorológicos que caracterizan el tiempo.



# Atmósfera

## Composición

PERMANENT GASES			VARIABLE GASES			
Gas	Symbol	Percent (by Volume) Dry Air	Gas (and Particles)	Symbol	Percent (by Volume)	Parts per Million (ppm)*
Nitrogen	N <sub>2</sub>	78.08	Water vapor	H <sub>2</sub> O	0 to 4	
Oxygen	O <sub>2</sub>	20.95	Carbon dioxide	CO <sub>2</sub>	0.038	385*
Argon	Ar	0.93	Methane	CH <sub>4</sub>	0.00017	1.7
Neon	Ne	0.0018	Nitrous oxide	N <sub>2</sub> O	0.00003	0.3
Helium	He	0.0005	Ozone	O <sub>3</sub>	0.000004	0.04†
Hydrogen	H <sub>2</sub>	0.00006	Particles (dust, soot, etc.)		0.000001	0.01–0.15
Xenon	Xe	0.000009	Chlorofluorocarbons (CFCs)		0.00000002	0.0002

\*For CO<sub>2</sub>, 385 parts per million means that out of every million air molecules, 385 are CO<sub>2</sub> molecules.

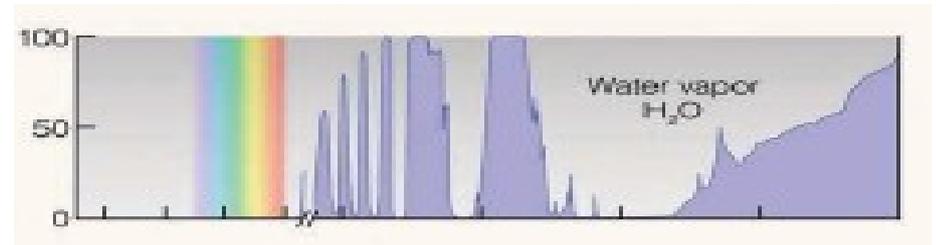
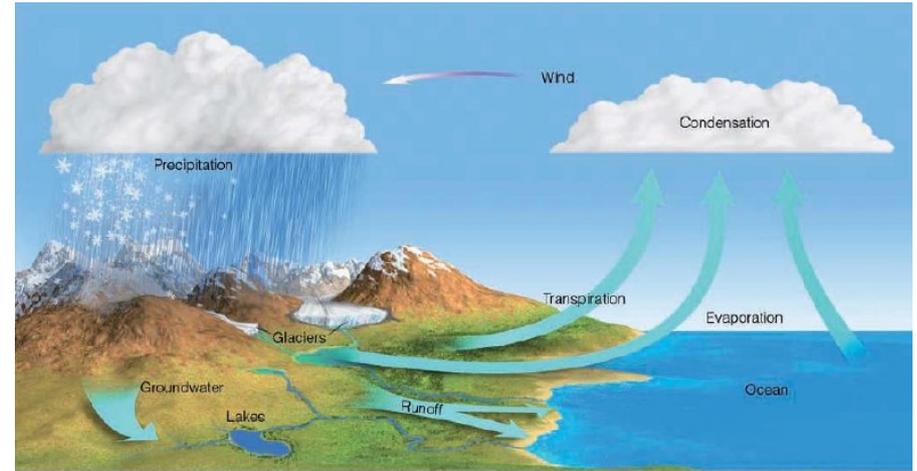
†Stratospheric values at altitudes between 11 km and 50 km are about 5 to 12 ppm.

# Atmósfera

## Composición

### • H<sub>2</sub>O

- Concentración variable espacial y temporalmente
- Se encuentra en la tropósfera
- En los tres posibles estado de agregación
- A pesar de su escasa concentración, es el componente mas importante de la atmósfera por:
  - Principal gas efecto invernadero → rol en el balance energético global
  - Libera grandes cantidades de calor (calor latente) durante la condensación → es una de las fuente de energía para la atm

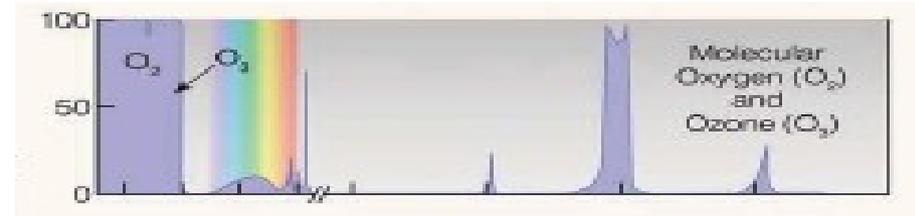




# Atmósfera

## Composición

- **O<sub>3</sub>**
  - Gas de concentración minoritaria en la atmósfera
  - Naturalmente:
    - Se encuentra en la estratosfera
    - máximo de concentración alrededor de los 25km de altura.
    - En esos niveles protege de la radiación UV del sol.
  - En superficie, se forma como consecuencia de la contaminación de los automóviles y la radiación solar → dando lugar al smog fotoquímico. En superficie, es perjudicial para la salud



# Atmósfera

## Composición

### • O<sub>3</sub>

- Gas de concentración minoritaria en la atmósfera
- Naturalmente:
  - Se encuentra en la estratosfera
  - máximo de concentración alrededor de los 25km de altura.
  - En esos niveles, es beneficioso porque nos protege de la radiación UV del sol.
- En superficie, se forma como consecuencia de la contaminación de los automóviles y la radiación solar → dando lugar al smog fotoquímico. En superficie, es perjudicial para la salud

### • CFCs

## (clorofluorocarbonos)

- Son compuestos de cloro, carbono y/o bromo
- Son gases de efecto invernadero
- Destruyen el ozono estratosférico
- Proceden de latas de aerosoles, refrigerantes, disolventes para limpieza de circuitos microeléctricos.

# Atmósfera

## Composición

### Partículas en suspensión

#### Gotitas de agua, cristales de hielo

**Aerosoles** partículas sólidas en suspensión en la atmósfera.

#### Orígenes:

**Natural:** cenizas, sal marina, partículas de polvo levantadas por el viento, incendios forestales

...

**Antropogénico:** quema de combustibles fósiles

Rol en el balance energético global (aumentan el albedo) Favorecen la formación de nubes:  
sirven como superficies sólidas sobre las que el vapor de agua condensa

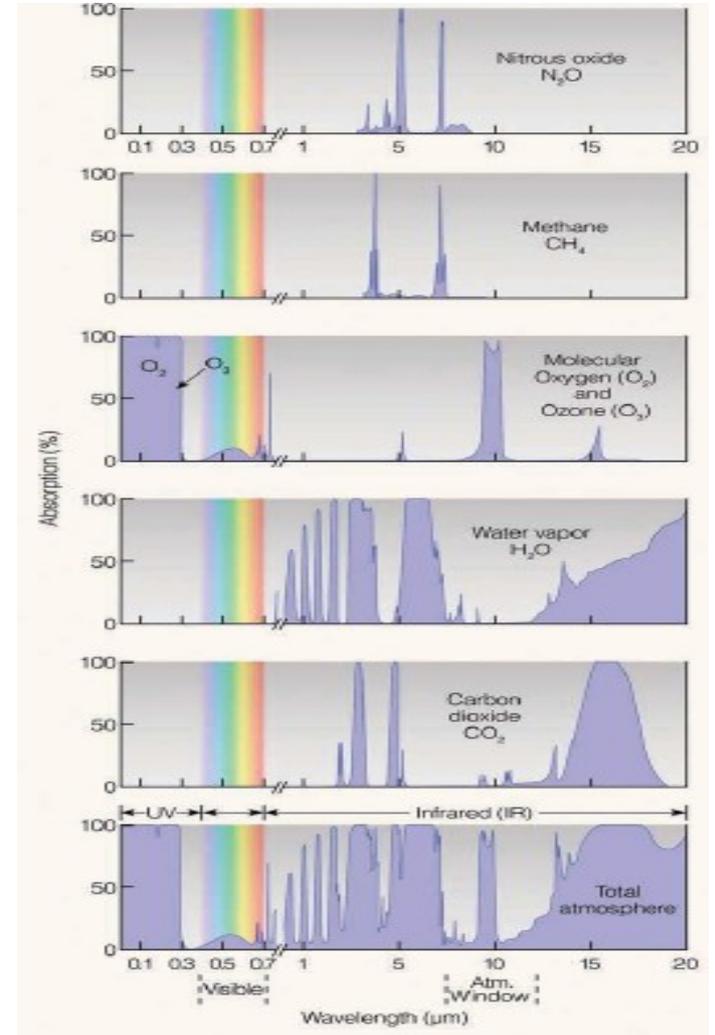
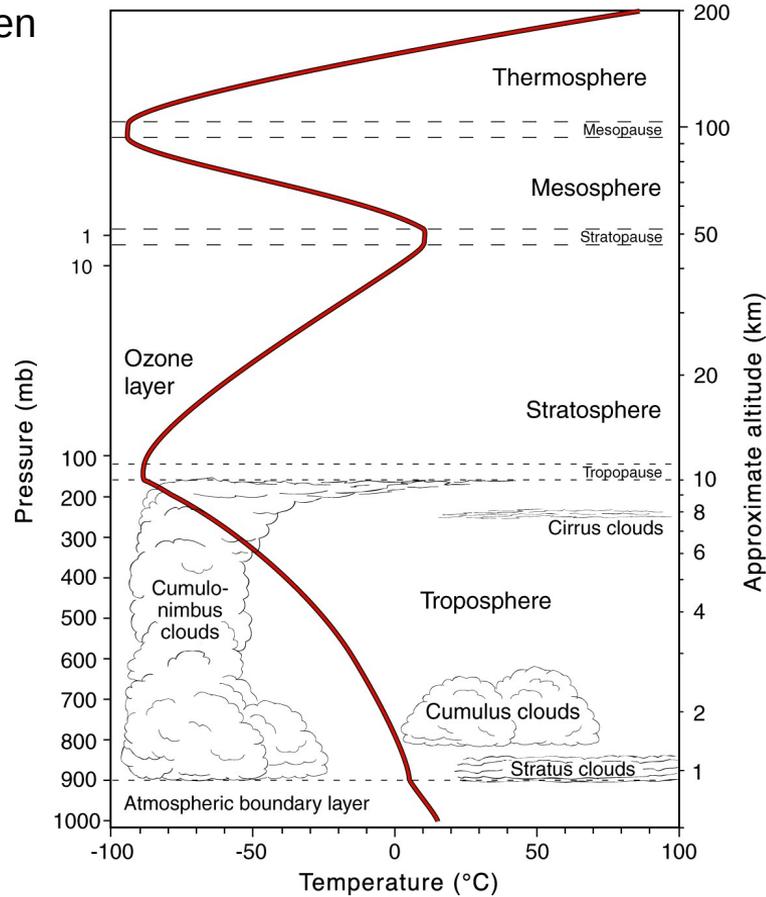
La quema de combustibles fósiles libera  $\text{SO}_2$  a la atmósfera:

lluvia ácida (corroe metales, acidifica lagos, deteriora construcciones ...).

Problemas respiratorios (otra fuente de  $\text{SO}_2$  en la atm son las erupciones volcánicas)

# Atmósfera

Estratósfera: absorbe UV por O<sub>3</sub> (aumento de T Con altura) , pero juega rol secundario en variabilidad del clima.



# Interacción de la atmósfera con la radiación

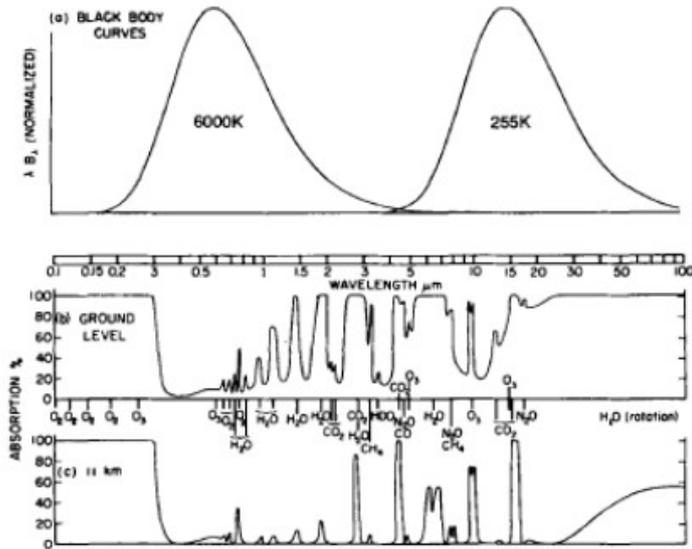


Fig. 3.2 The normalized blackbody emission spectra for the sun (6000 K) and Earth (255 K) as a function of wavelength (top). The fraction of radiation absorbed while passing from the surface to the top of the atmosphere as a function of wavelength (middle). The fraction of radiation absorbed from the tropopause to the top of the atmosphere as a function of wavelength (bottom). The atmospheric molecules contributing the important absorption features at each frequency are indicated. [Taken from Goody and Yang (1989). Reprinted with permission from Oxford University Press.]

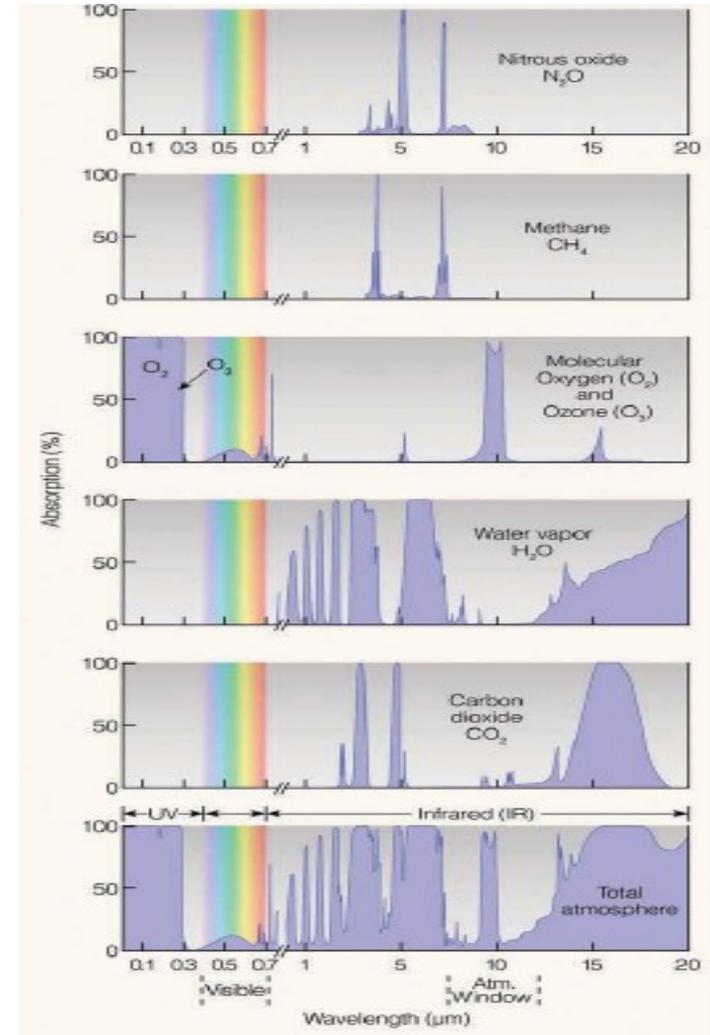
- Absorción selectiva de los gases atmosféricos a ciertas bandas espectrales.
- Radiación solar:
  - O<sub>3</sub> y O<sub>2</sub>: absorben UV. Rango visible prácticamente ninguno absorbe.
- Radiación terrestre:
  - H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>: absorben IR.

# Equilibrio radiativo

## Ventana atmosférica

En el rango visible la absorción es pequeña  
→ atmósfera “transparente”  
a la radiación solar ( $0.4\text{-}0.7\ \mu\text{m}$ ).

En el rango infrarrojo la absorción es muy grande,  
existiendo una “ventana atmosférica” en la cual  
la radiación IR puede escapar  
al espacio ( $8\text{-}12\ \mu\text{m}$ ).



# Equilibrio radiativo

## Cuerpo gris

El cuerpo negro es una idealización: implica que el cuerpo absorbe toda la radiación que le llega y emite a todas las frecuencias posibles según su T.

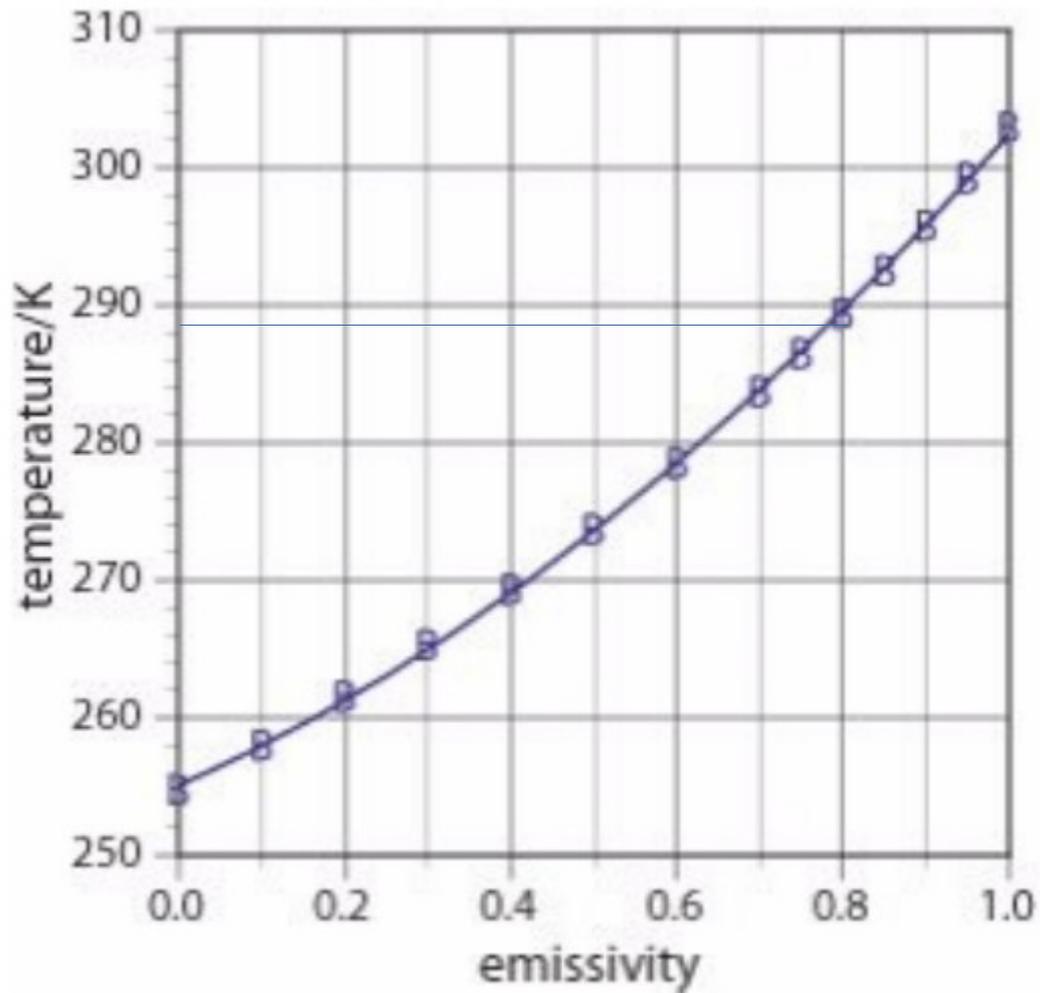
Un cuerpo gris es no ideal, es un irradiador de energía imperfecto.

El cuerpo gris absorbe parte de la energía que le llega y refleja otra parte. Además, emite solo una porción de la radiación que absorbe.

Se define una emisividad para cada cuerpo gris, de tal forma que la energía irradiada se puede escribir como

$$R = \epsilon \sigma T^4$$

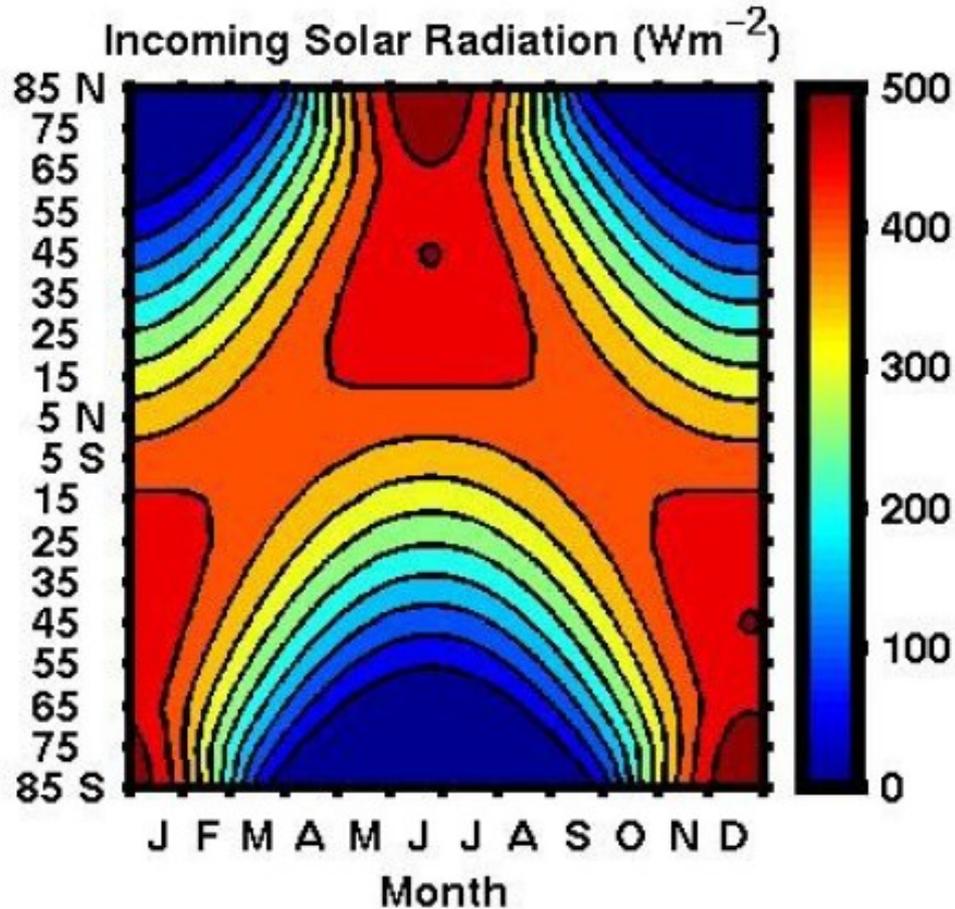
Se considera que para la atmósfera absorptividad = emisividad.



288K corresponde a una emisividad de cerca de 0.8



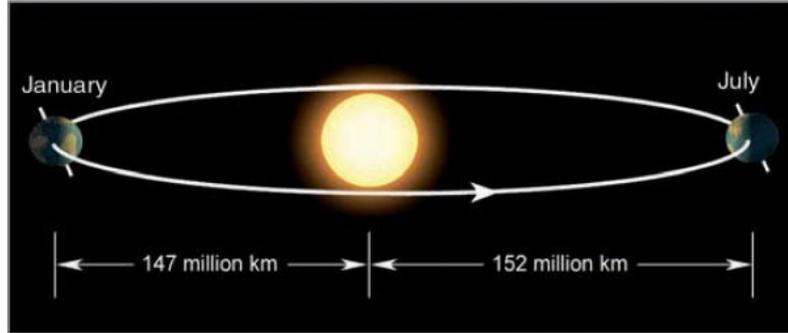
## Distribución de la insolación



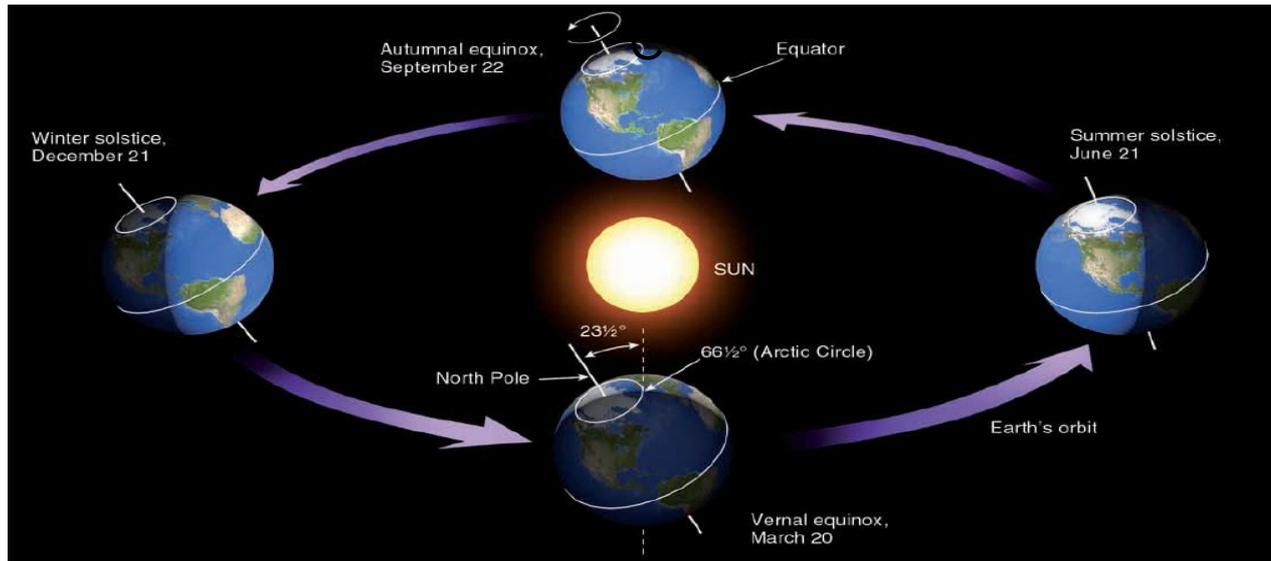
- Variaciones latitudinales y estacionales de la T son debidos a:
- Cantidad de radiación solar incidente al tope de la atmosfera que depende de la Latitud, estación y momento del día.
- La cantidad de energía solar reflejada (sin absorción) depende del ángulo zenital solar y las propiedades de la superficie (albedo)

# Distribución de la insolación

## Las estaciones

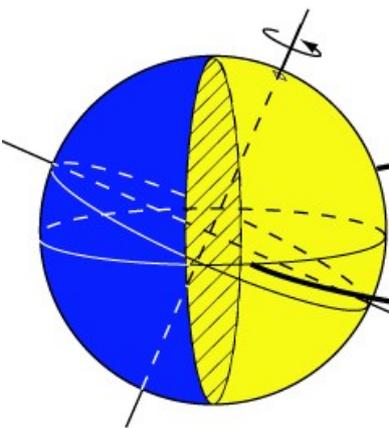
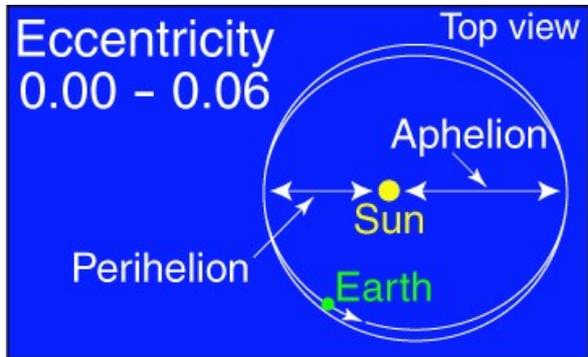


El eje de rotación de la Tierra está inclinado respecto al plano de su órbita. El ángulo de incidencia de los rayos solares varía, estacionalmente diferente para ambos hemisferios.



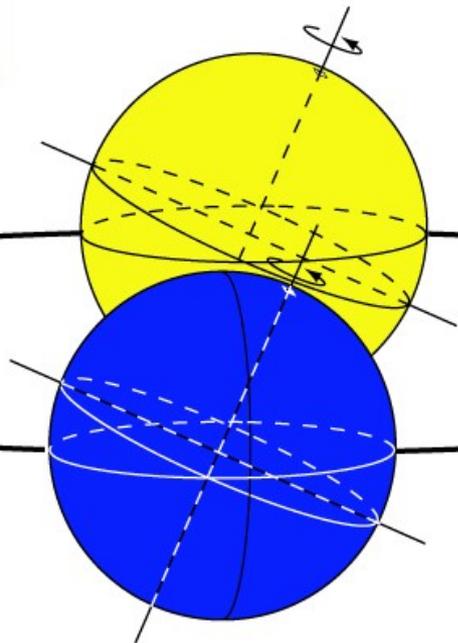
El Hemisferio Norte es más cálido que el H Sur durante junio, julio y agosto, porque recibe más energía solar.

# Distribución de la insolación



Northern hemisphere summer

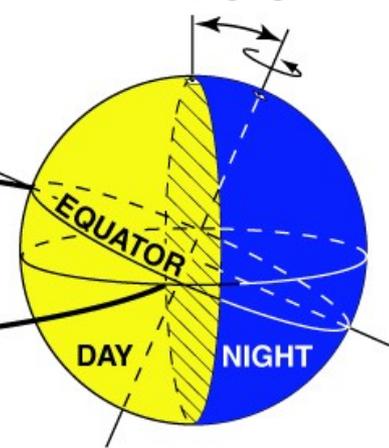
Vernal equinox



Autumnal equinox

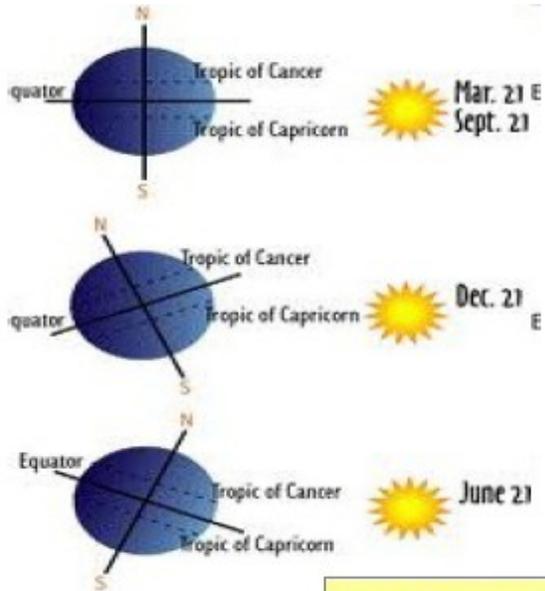
Obliquity (axial tilt)  
( $22.1^\circ$ - $24.5^\circ$ )

$23.5^\circ$

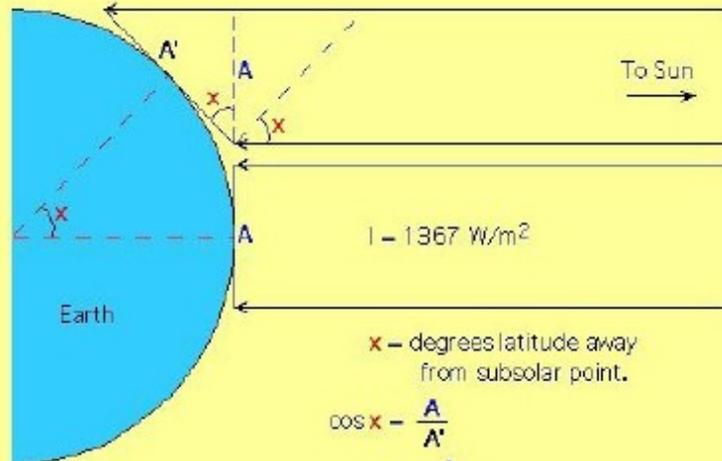


Northern hemisphere winter

# Distribución de la insolación



As the angle of incidence ( $x$ ) increases, insolation decreases.



$$I = 1367 \text{ W/m}^2$$

$x$  = degrees latitude away from subsolar point.

$$\cos x = \frac{A}{A'}$$

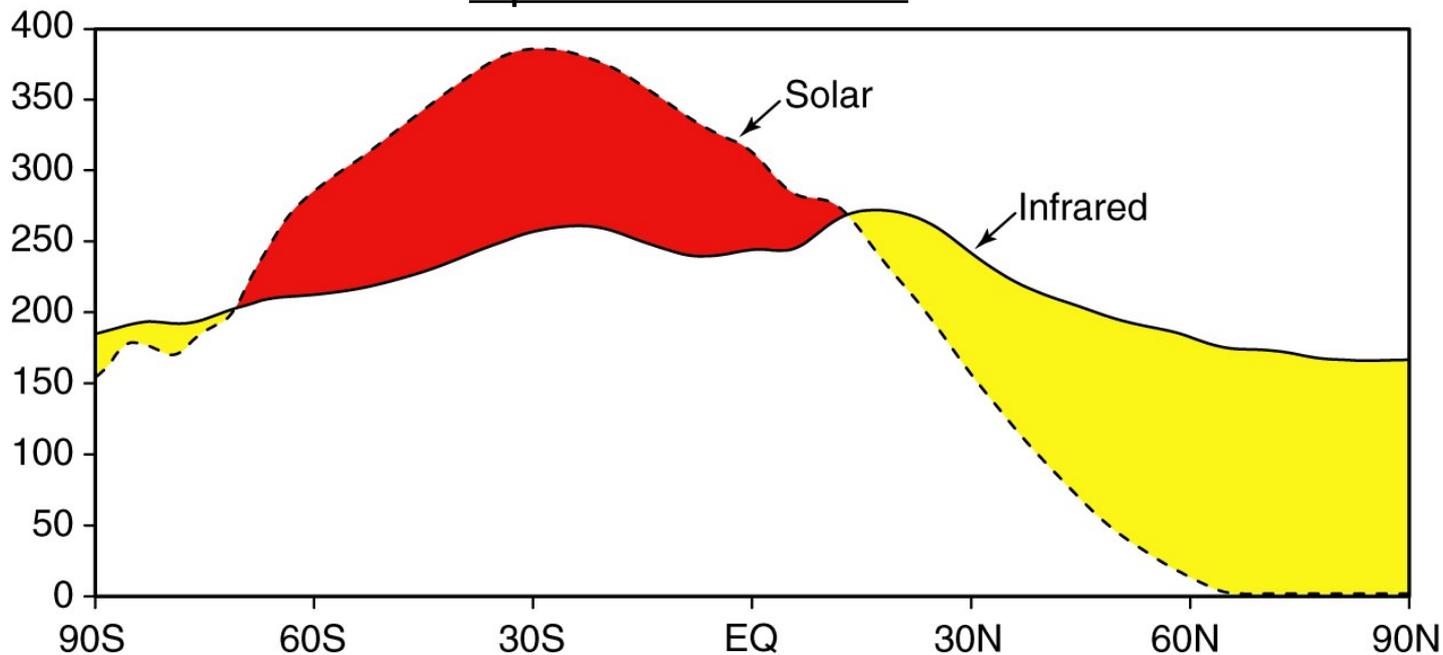
$$A' = \frac{A}{\cos x}$$

La misma radiación se distribuye sobre una mayor superficie

# Distribución latitudinal de la radiación

## Gradientes latitudinales de forzante radiativo (solar) y transporte de energía

Radiación solar neta y radiación de onda larga emitida por la Tierra durante Diciembre en el tope de la atmósfera

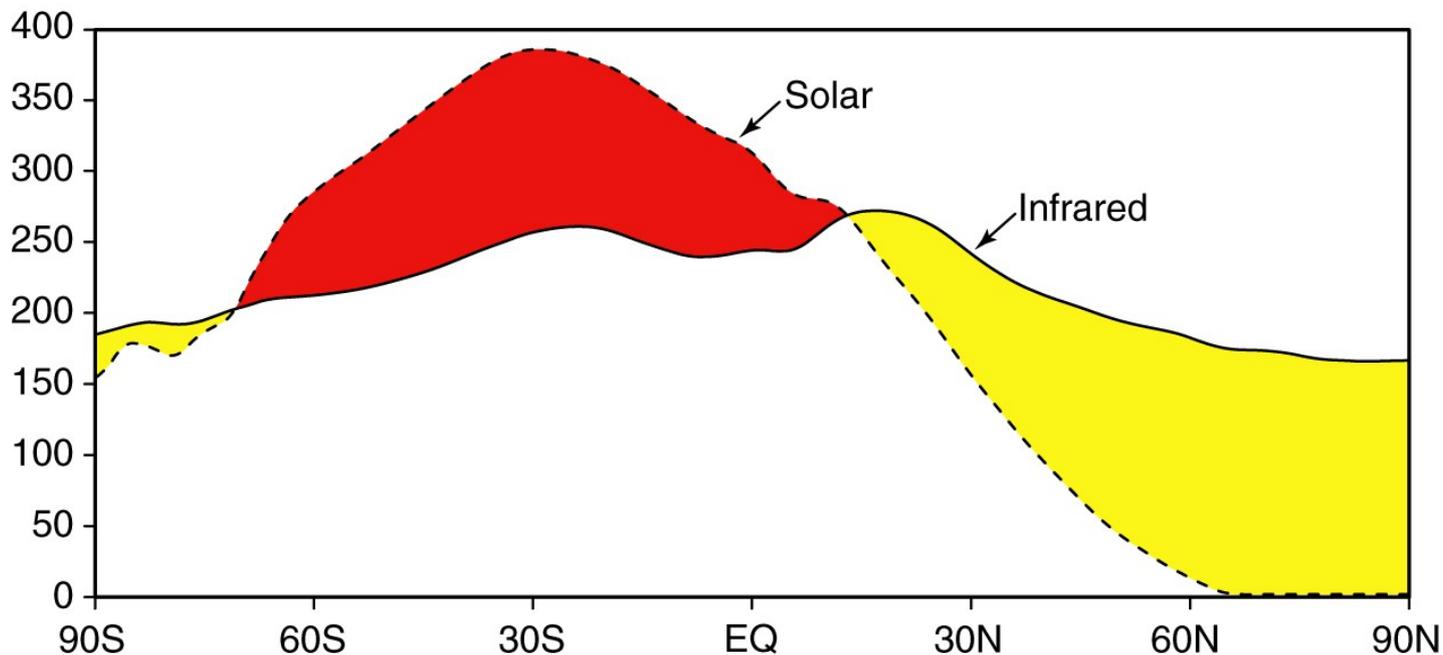


¿por que la diferencia en la variación latitudinal de rad solar y ROL?

# Distribución latitudinal de la radiación

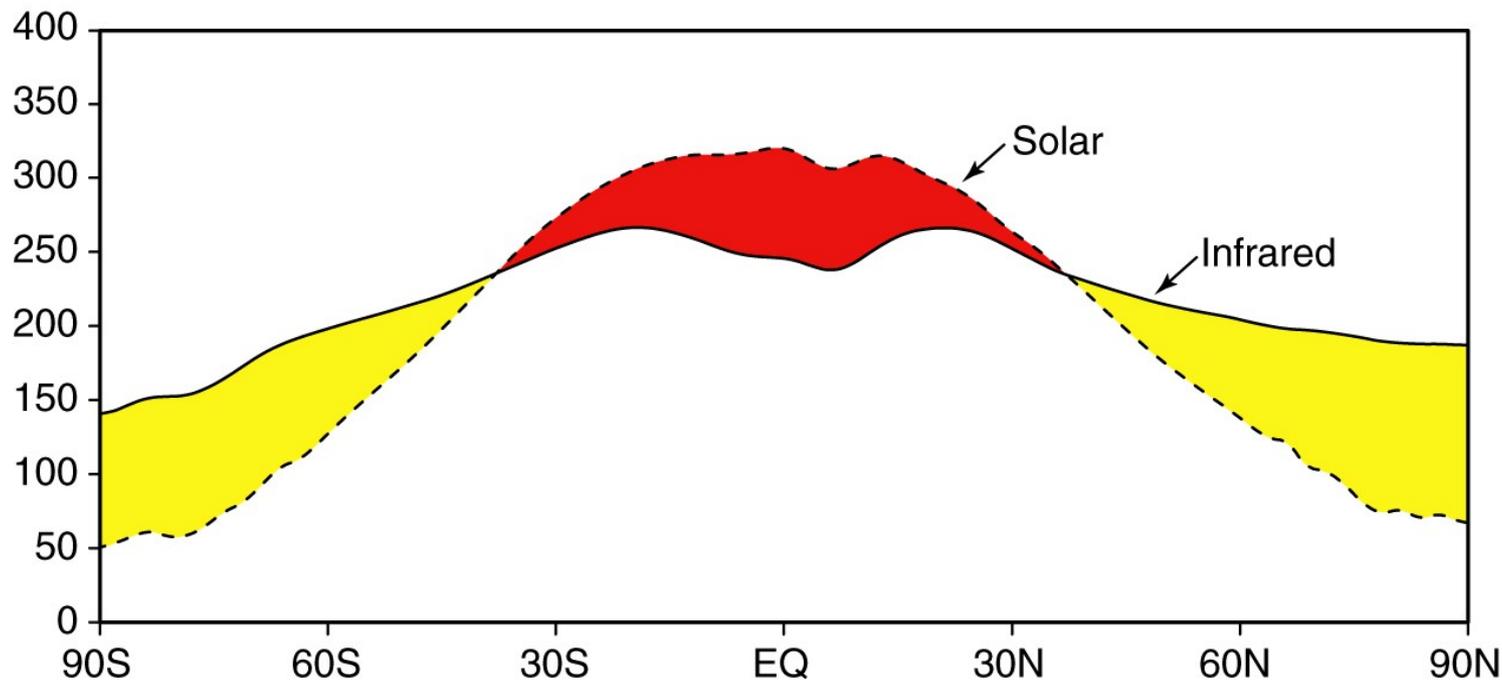
1) Transporte de energía por los océanos y la atmósfera

2) El océano acumula calor durante el verano y lo devuelve a la atmósfera durante invierno en latitudes altas.



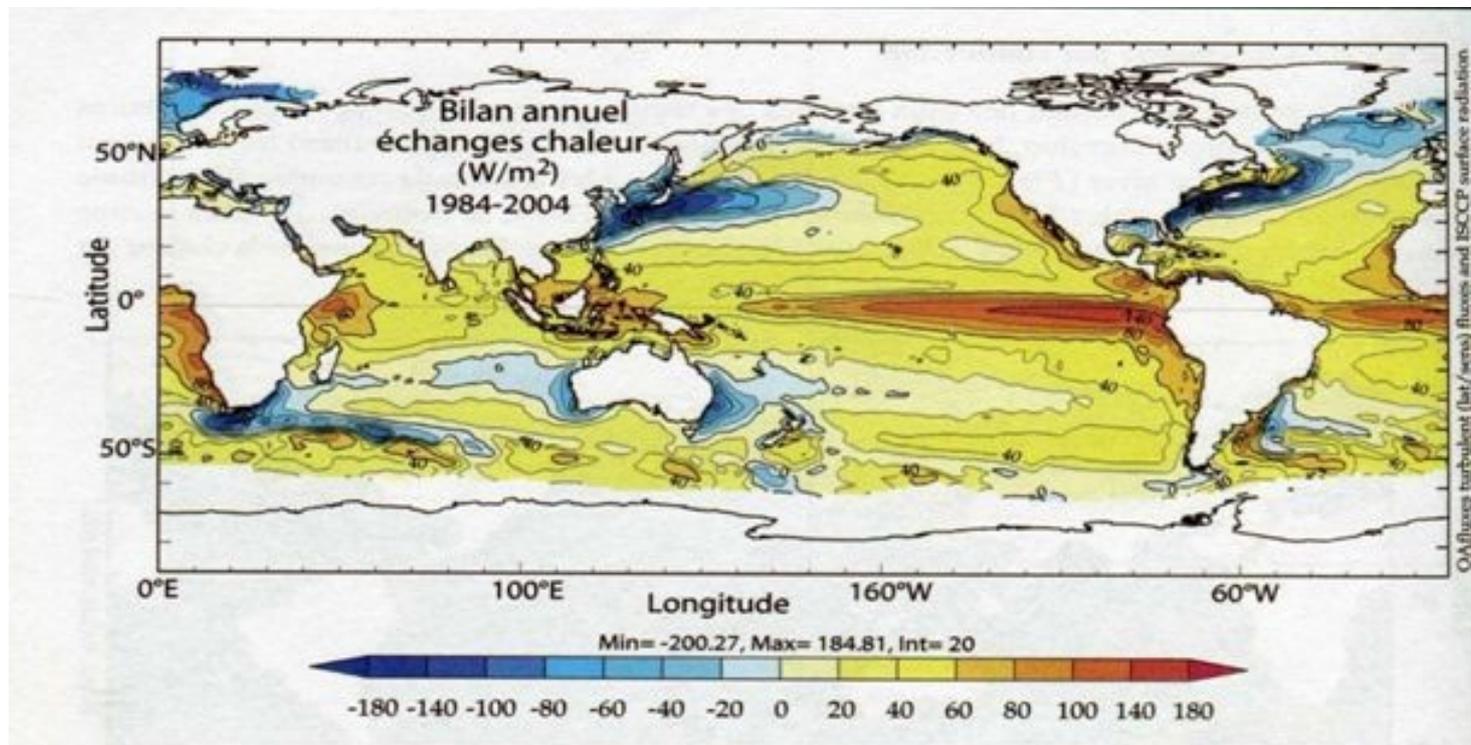
## Distribución latitudinal de la radiación

Promedio anual de radiación solar neta recibida y Rad Onda Larga emitida



El surplus de energía recibida en los trópicos es transportado hacia latitudes altas de ambos hemisferios por la atmósfera y los océanos.

A nivel anual la acumulación de calor por el océano es despreciable.



Algunas regiones absorben energía neta (trópicos) y otras la pierden

## Formalicemos el anterior razonamiento

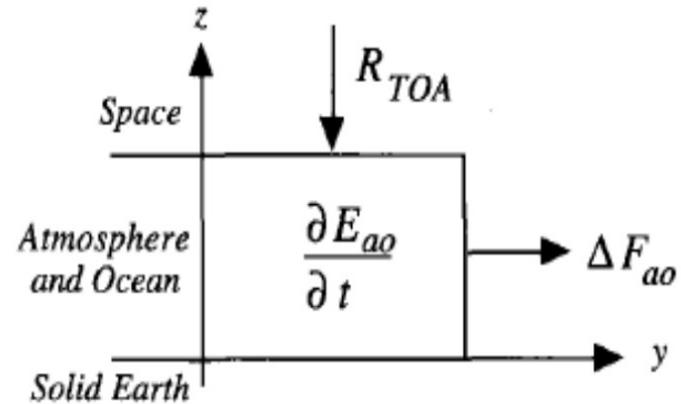
Si despreciamos el intercambio de energía con los continentes, el balance de energía para una banda de latitudes se puede escribir como

$$\frac{\partial E_{ao}}{\partial t} = R_{TOA} - \Delta F_{ao}$$

Razón de cambio de contenido de energía

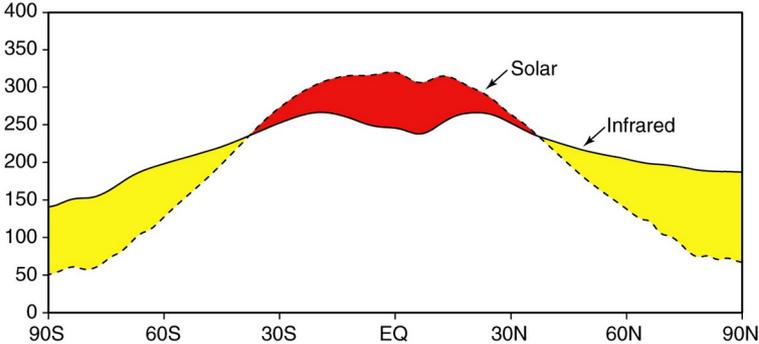
Radiación neta en el tope de la atmósfera (Rad solar-OLR)

Divergencia del flujo horizontal de energía realizado por la atmósfera y el océano.

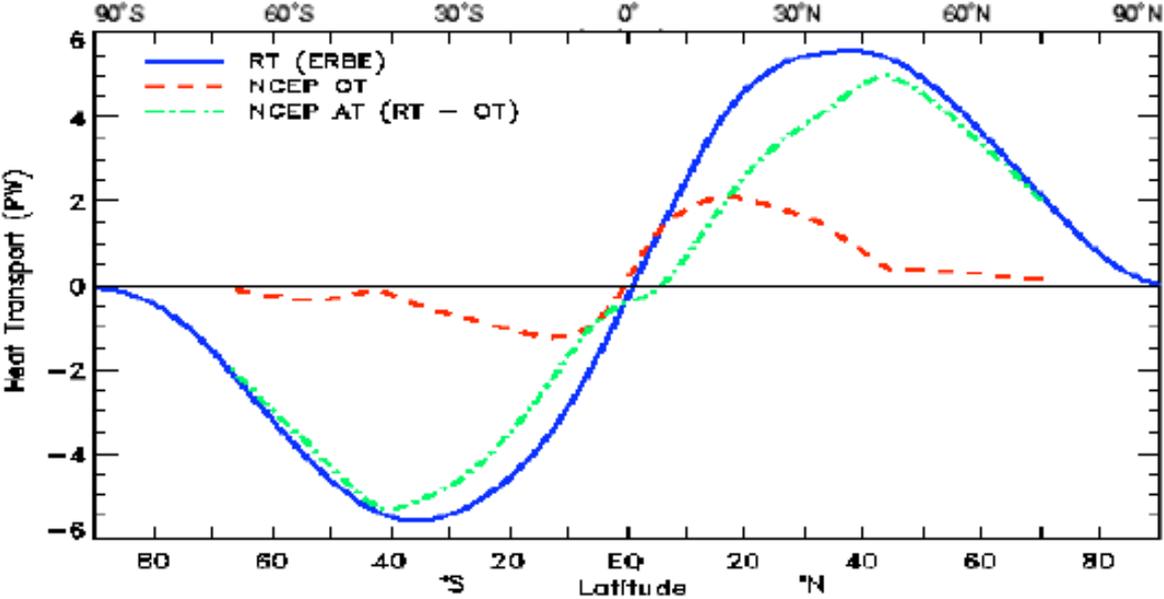


Si promediamos en un año el contenido de energía es constante y vale  $R_{TOA} = \Delta F_{ao}$

Por lo tanto puedo usar esta figura para calcular el transporte de energía realizado por océanos+atmósfera



### Transporte meridional de energía



- Azul: transporte ocean+atm
- Verde: transporte atmósfera
- Rojo: transporte océano