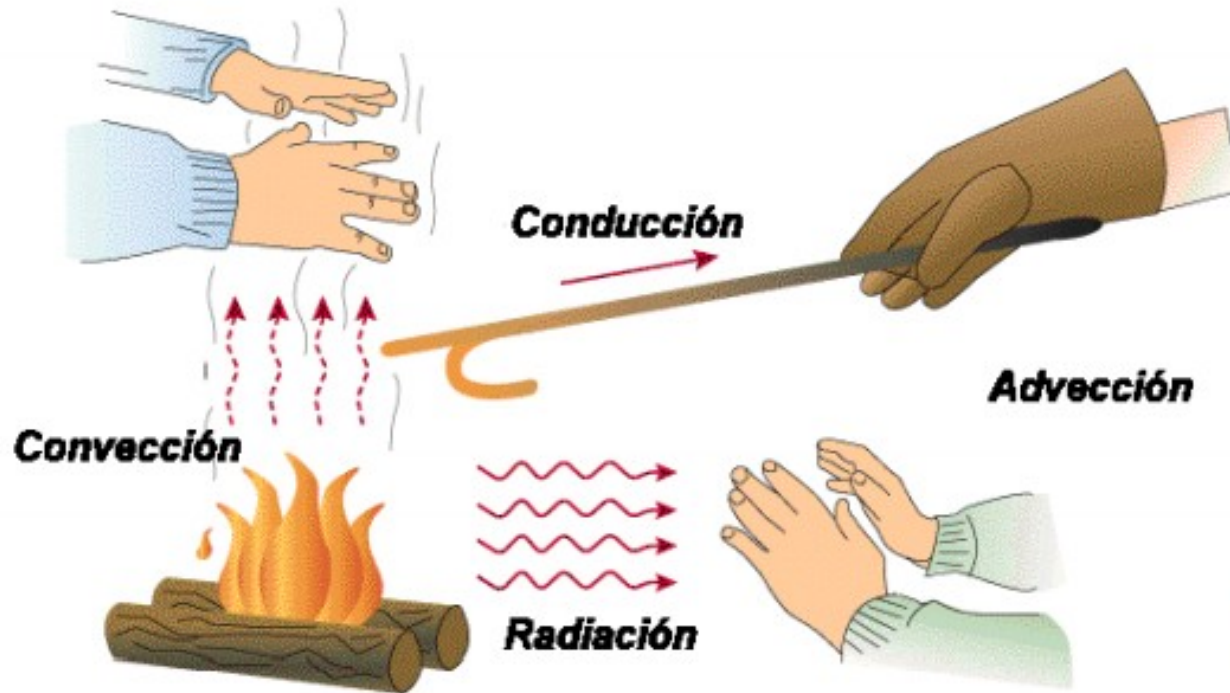


Interacción de la radiación solar con la superficie de la Tierra y la atmósfera

Camila de Mello
Climatología 2025

TRANSFERENCIA DE CALOR



RADIACIÓN:

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

CONDUCCIÓN:

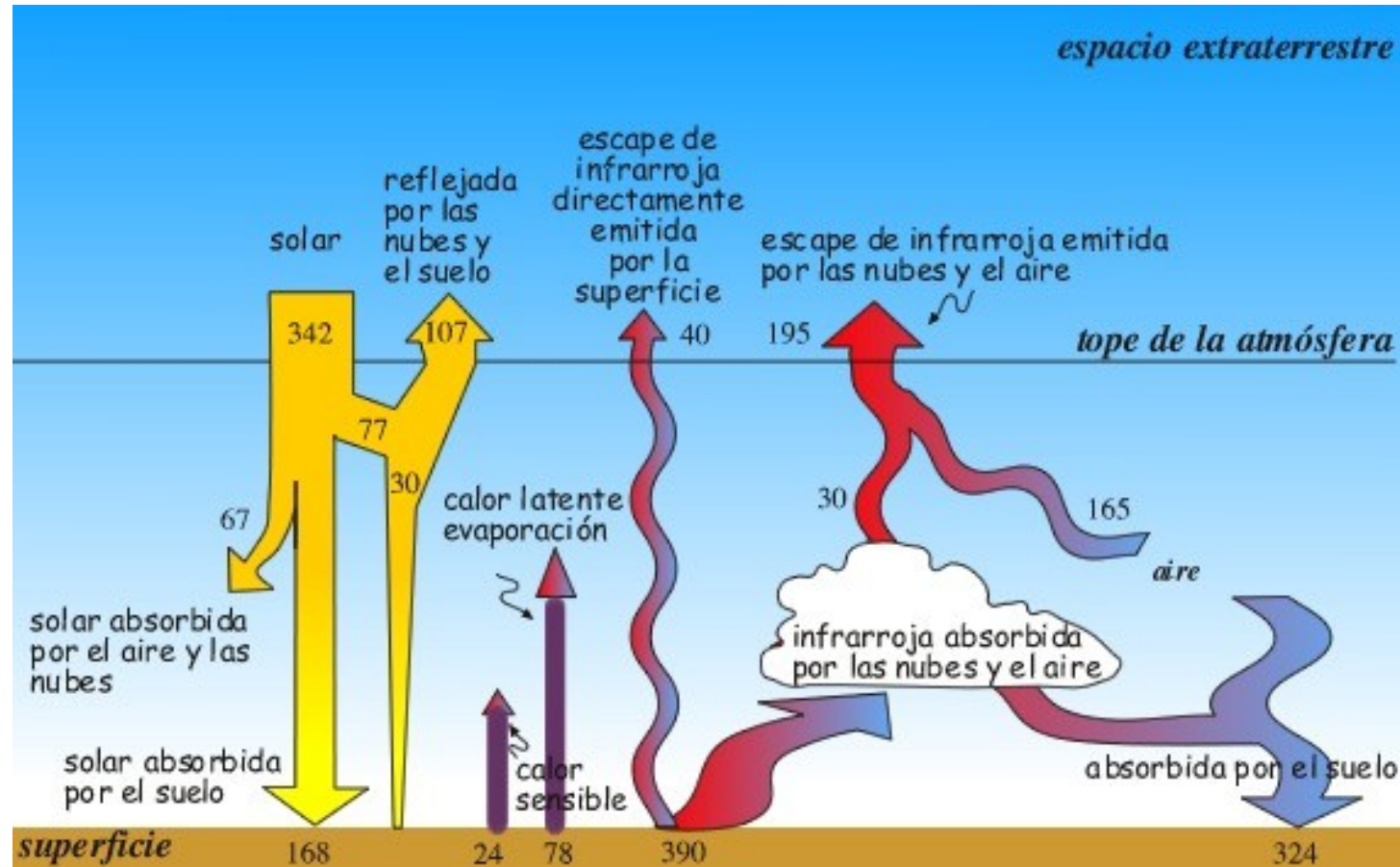
NO hay intercambio de masa.
SI requiere un medio

CONVECCIÓN:

SI hay intercambio de masa.

ADVECCIÓN: Transporte de una |
Por un fluido

Interacción de la radiación solar con la superficie de la Tierra y la atmósfera



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)

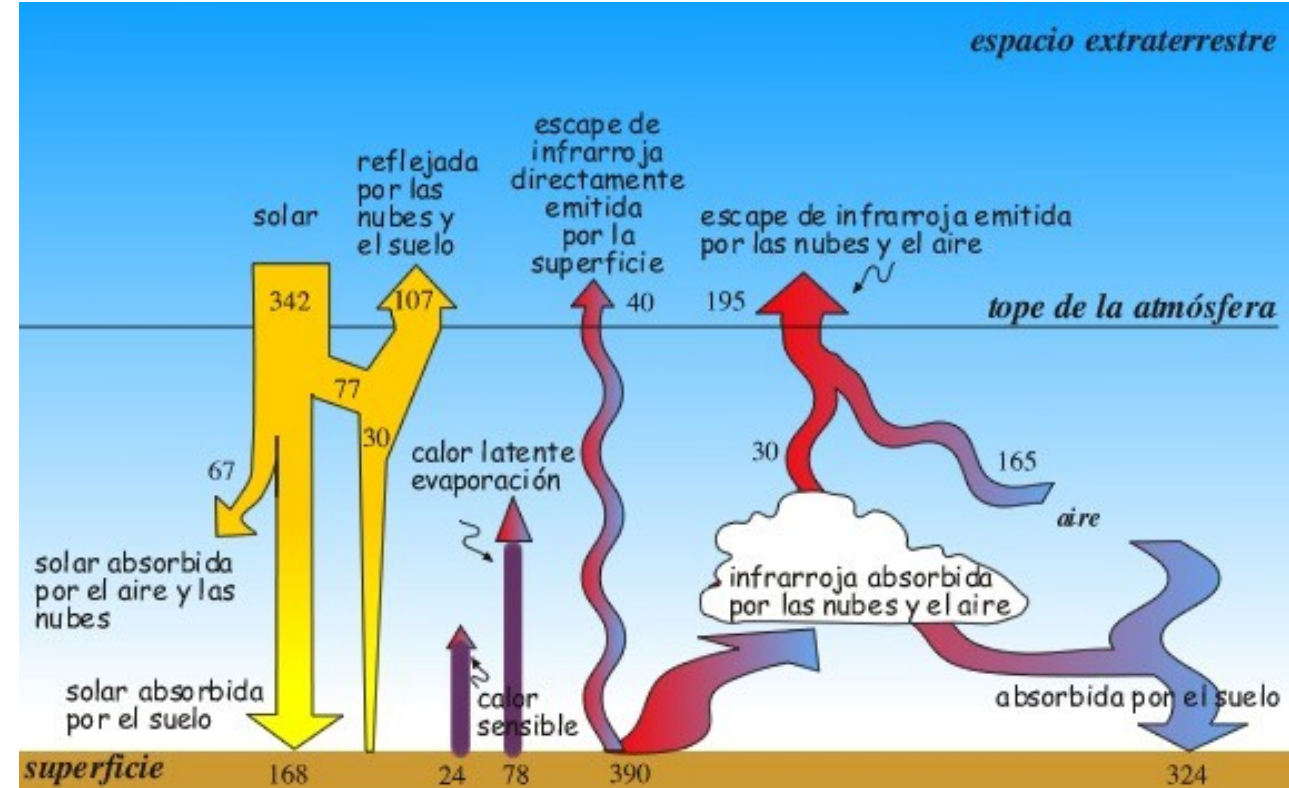
m = masa (kg)

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

ΔT (°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:

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



Calor latente (L):

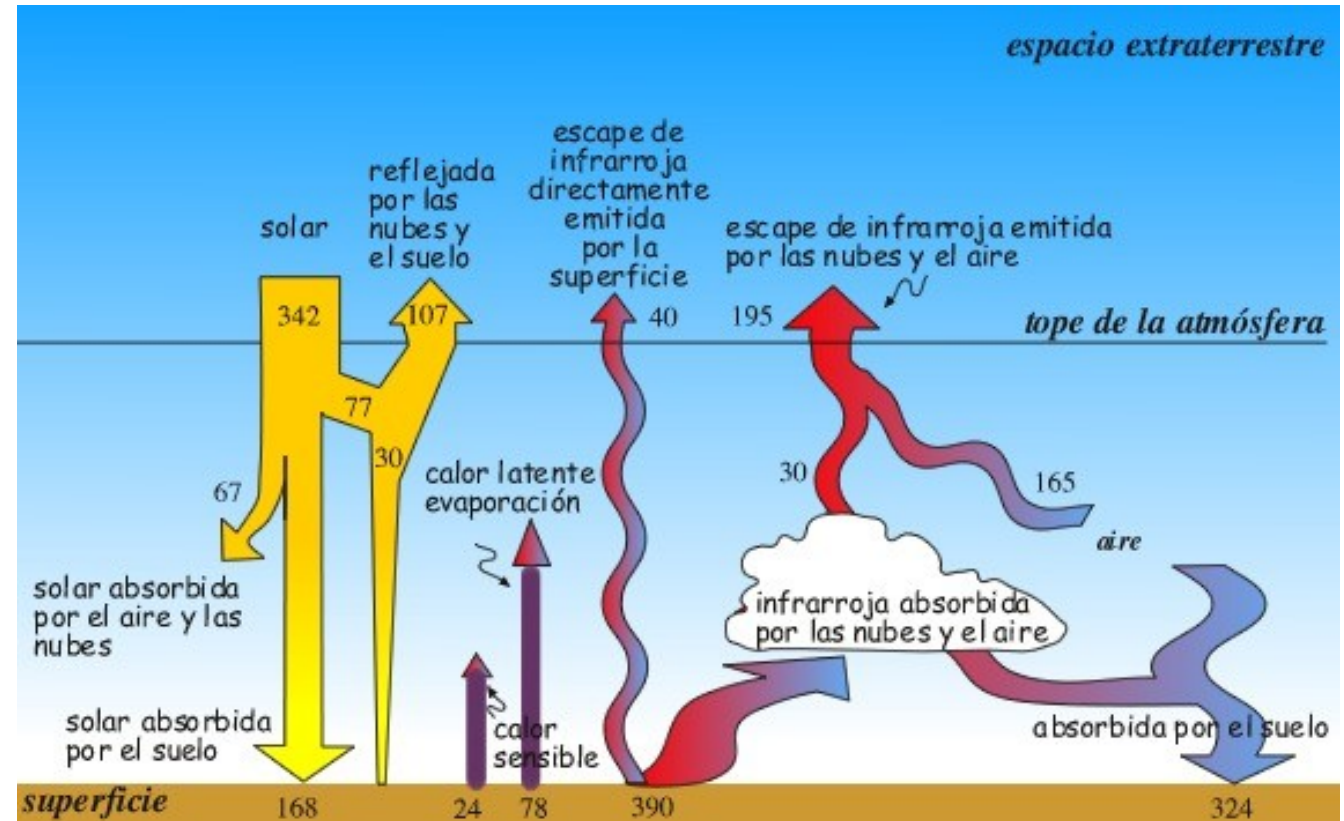
Energía requerida para cambiar el estado de una sustancia

Depende del tipo de sustancia y del cambio de estado

Ejemplos:

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

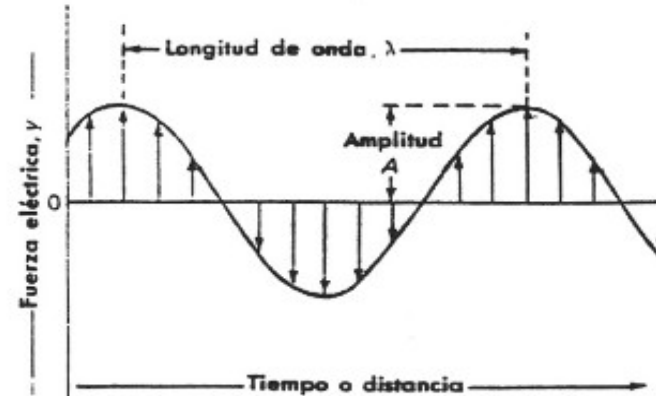
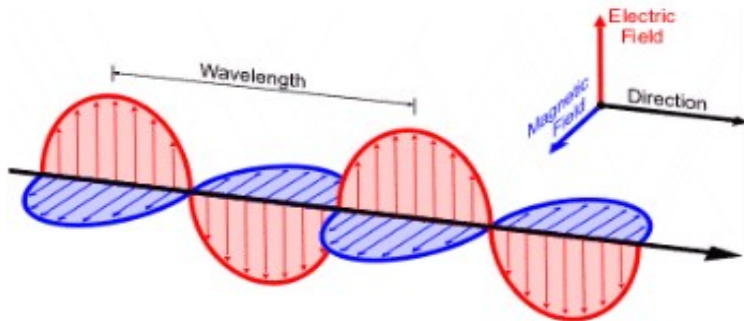
Calor latente de evaporación: absorbe es de 2260 kJ/kg.



Radiación electromagnética

- **Radiación electromagnética**

- Es un tipo de energía que se propaga como un conjunto de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz.
- Estas ondas están compuestas por la superposición de dos campos, uno eléctrico y otro magnético.
- No necesitan un medio material para propagarse.
- Cuando estas ondas son absorbidas por un medio material, liberan energía que incrementa la temperatura del mismo.

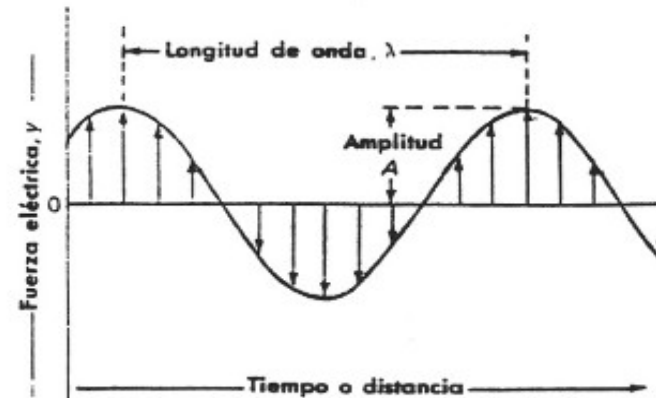
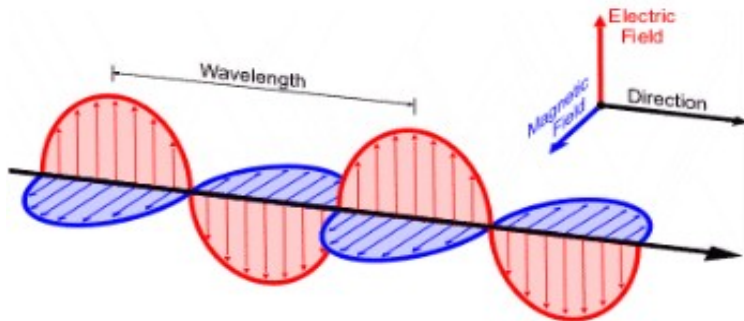


Radiación electromagnética

- Radiación electromagnética

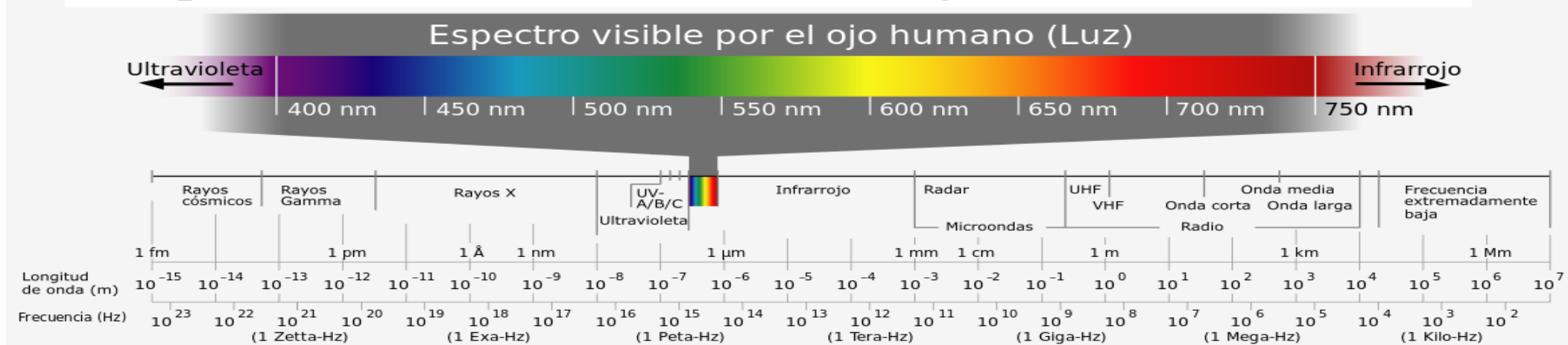
- Caracterizadas por:

- una longitud de onda (λ): distancia entre dos crestas consecutivas
 - Periodo (T): el tiempo que necesita la onda para recorrer una distancia igual a la de su longitud de onda
 - Frecuencia (ν): 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

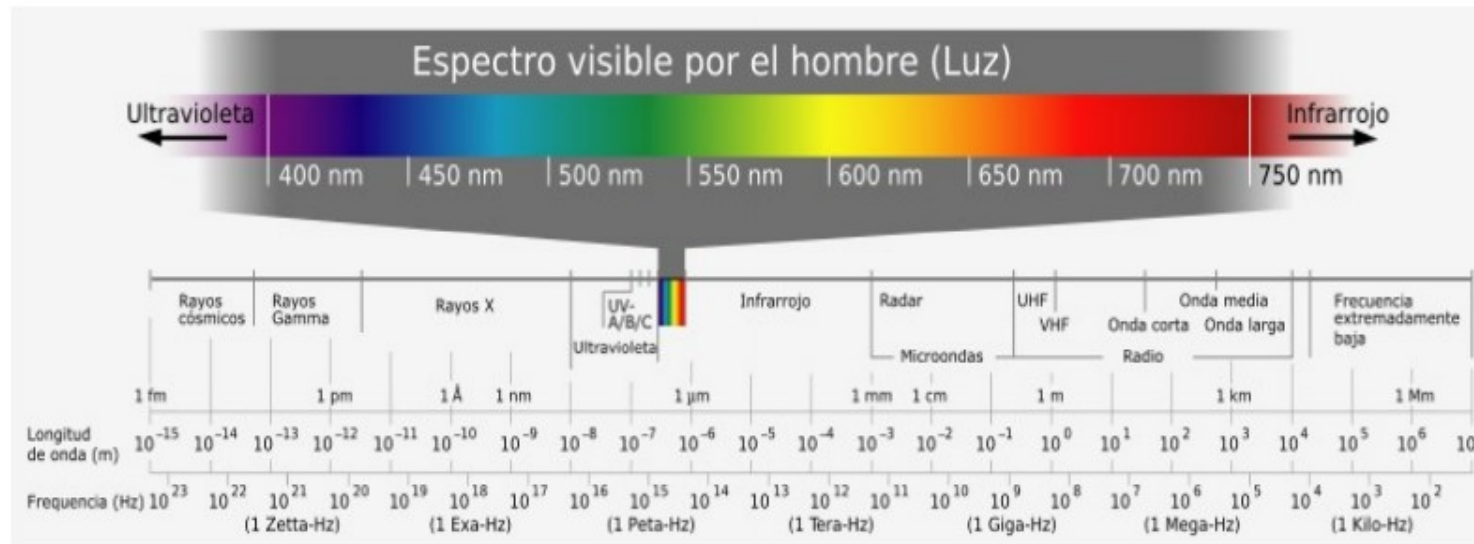
Espectro electromagnético



- Espectro electromagnético: distribución energética del conjunto de longitudes de ondas electromagnéticas.
- La franja del espectro: (400-750)nm → es la que puede ver el ojo humano ↔ luz visible (la longitud de onda viene a ser del orden de la centésima parte del diámetro de un cabello humano)
- Dentro del visible:
 - Longitudes de onda mas largas → asociadas al rojo
 - Longitudes de onda mas cortas → asociadas al violeta
 - Por debajo de $\lambda=400\text{nm}$ → ultravioleta
 - Por encima de $\lambda=750\text{nm}$ → infrarrojo
- En términos de energía: cuanto mayor es λ , menor es la energía de la onda

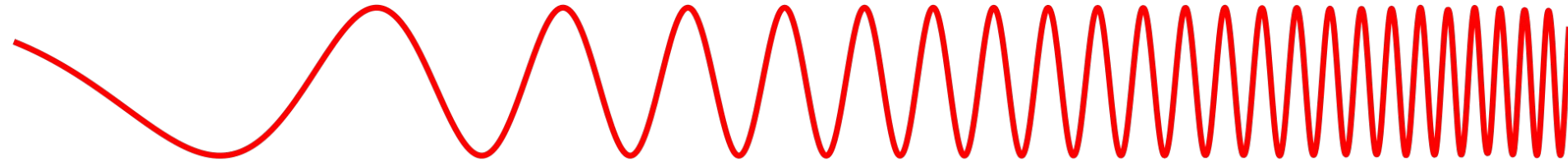
Radiación electromagnética

Espectro electromagnético

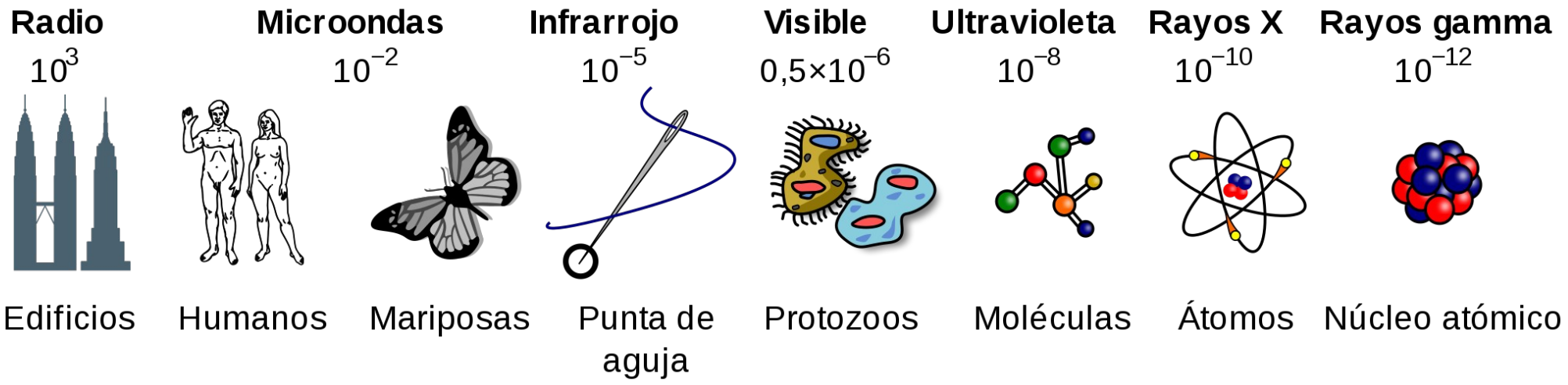


- RADIACIÓN SOLAR: RADIACIÓN DE ONDA CORTA
- RADIACIÓN TERRESTRE: RADIACIÓN DE ONDA LARGA

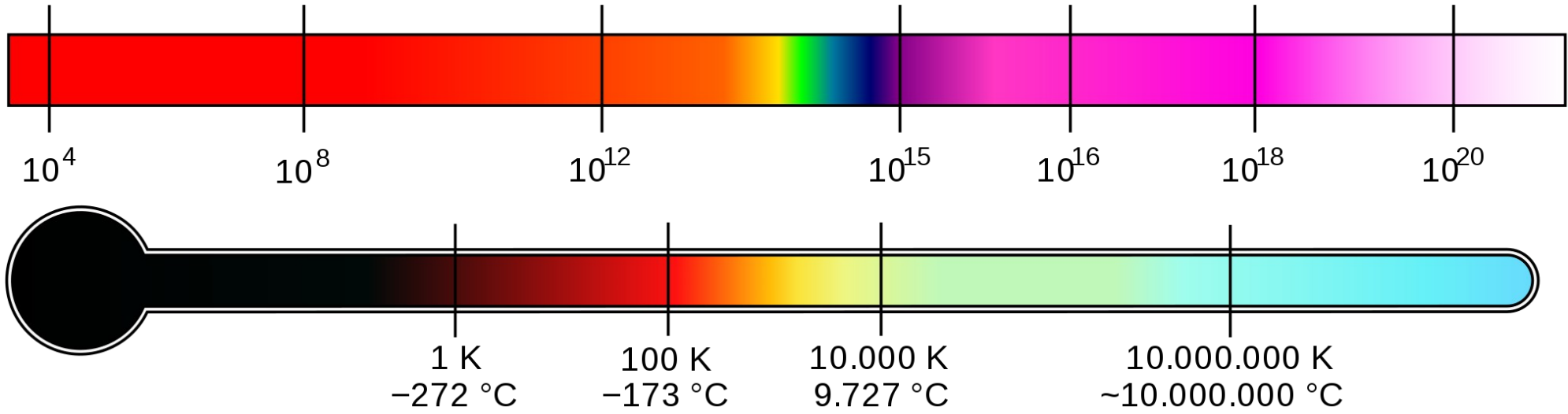
¿Penetra la atmósfera terrestre?



Tipo de radiación
Longitud de onda (m)
Escala aproximada de la longitud de onda



Frecuencia (Hz)
Temperatura de los objetos en los cuales la radiación con esta longitud de onda es la más intensa



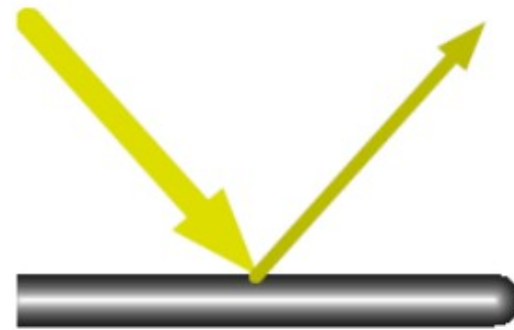
Interacción de la radiación con la atmósfera

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

- 1. Parte o toda la radiación puede ser **reflejada**
Fracción reflejada: reflectividad α_λ . No interactúa con el objeto, es rechazado.
- 2. Parte o toda la radiación puede ser **absorbida**
Fracción absorbida: absorptividad, a_λ Aumenta la T del objeto.
Energía radiativa se convierte en calor.
- 3. Parte o toda la radiación puede ser **transmitida**
Fracción transmitida: transmisividad: τ_λ No interactúa con el objeto, simplemente pasa a través de él

Interacción de la radiación con la atmósfera

● Reflexión



Specular Reflection
(Mirror)
(Albedo)



Diffuse Reflection or
Scattering
Dispersión

Interacción de la radiación con la atmósfera

● 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
 λ 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 radiación con la atmósfera

● 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 λ de la misma forma. (principalmente forward scattering- Mie). Mezcla de todas las λ : Luz blanca. Nubes, niebla, etc son blancas o grises.



Interacción de la radiación con la atmósfera

● Transmisión

La capacidad de la luz para pasar a través de medio sin ser absorbida o dispersada.



(a)



(b)



Interacción de la radiación con la atmósfera

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

● Absorción

- 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 radiación con la atmósfera

Absorción

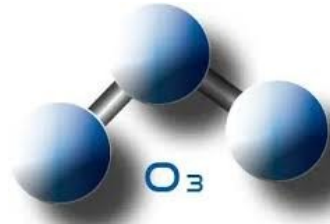
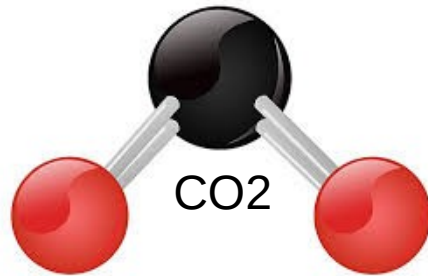
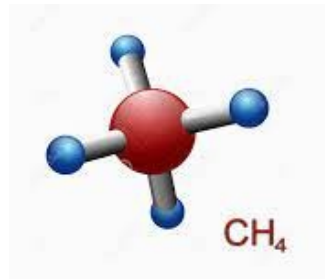
Cuando un fotón es absorbido por una molécula, su energía puede ser transferida a diferentes modos de vibración, rotación, electrones o movimiento translacional. Así se puede "almacenar" temporalmente antes de ser reemitida o convertida en otra forma de energía.

- **Vibracional:** Los átomos en una molécula están en constante vibración, como si estuvieran unidos por "resortes". Cuando un fotón es absorbido, puede aumentar la energía de estas vibraciones, haciendo que se muevan con mayor amplitud y velocidad.
- **Rotacional:** En moléculas que pueden rotar alrededor de ejes específicos, un fotón absorbido puede aumentar la energía de rotación, aumentando la velocidad de rotación.
- **Electrónica:** Cuando un fotón es absorbido por un átomo, puede elevar uno o más electrones a niveles de energía más altos en sus orbitales, excitando los electrones..
- **Translacional:** La absorción de energía por parte de un sistema también puede aumentar la velocidad y la energía cinética de las partículas que componen ese sistema, lo que resulta en un aumento en su movimiento translacional.

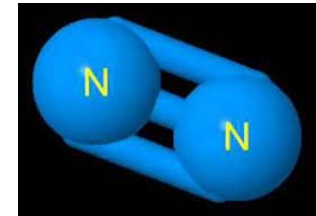
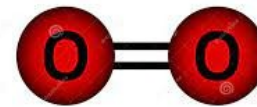
Interacción de la radiación con la atmósfera

Absorción

- Moléculas y átomos absorben radiación de ciertas λ , 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.

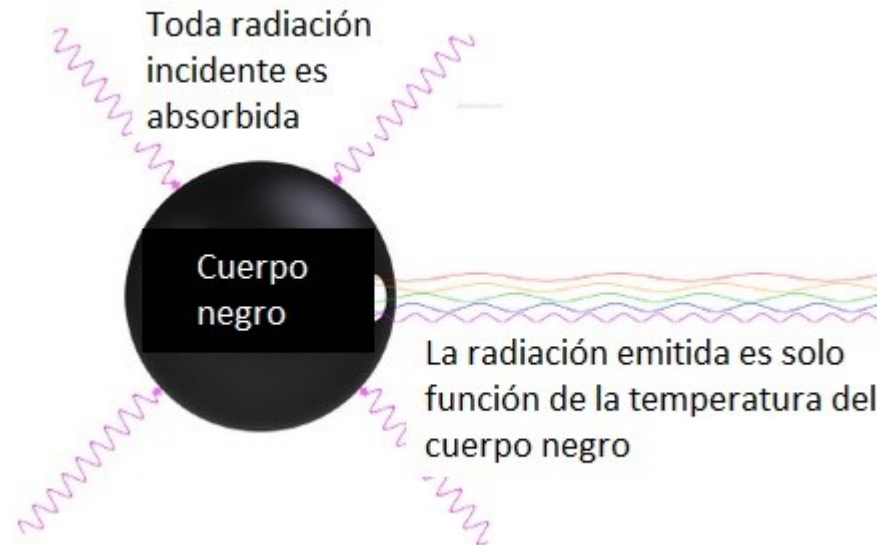


- Los 2 gases más abundantes en la atmósfera terrestre no interactúan con la ROL emitida por la Tierra.

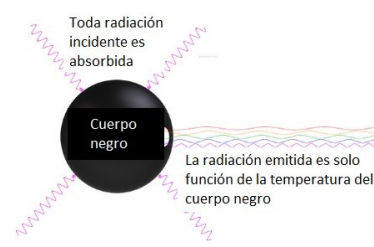
Leyes de la Radiación

Concepto de cuerpo negro

- Un **cuerpo negro** es un cuerpo ideal que se comporta como un absorbente perfecto (absorbe toda la radiación que le llega) y emisor perfecto (emite la máxima radiación posible a su temperatura T).



Leyes de la Radiación

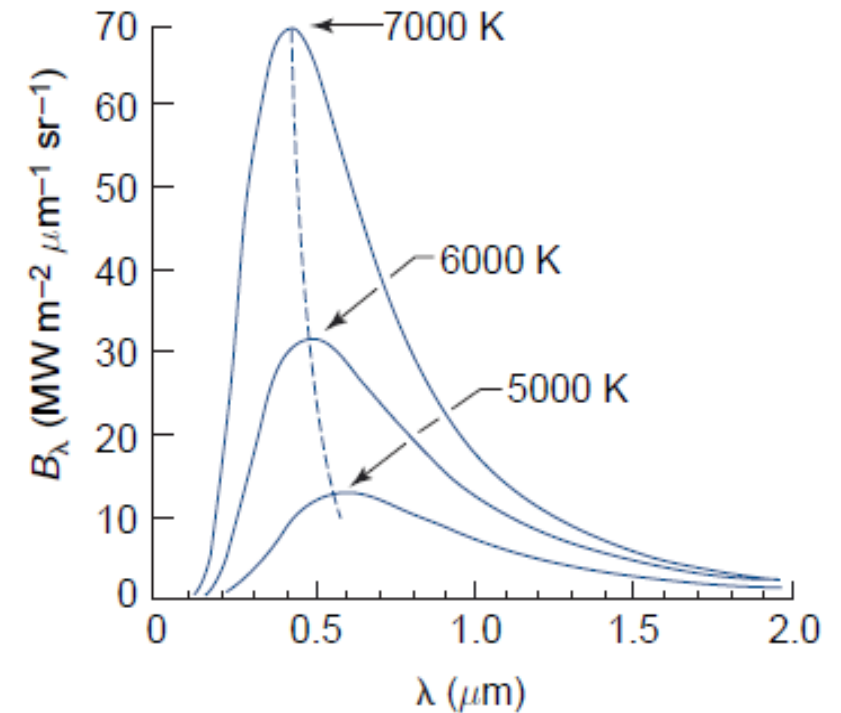


Ley de Planck

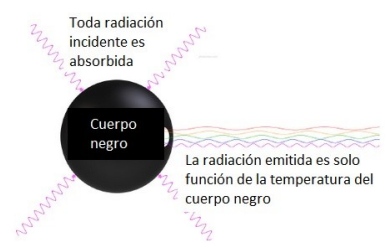
- La intensidad de radiación emitida por un cuerpo negro en equilibrio termodinámico depende de la longitud de onda y de su temperatura y viene dada por la expresión:

$$B = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)}$$

- Todo cuerpo con una temperatura T emite radiación, pero esa emisión no es monocromática, sino que abarca 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.

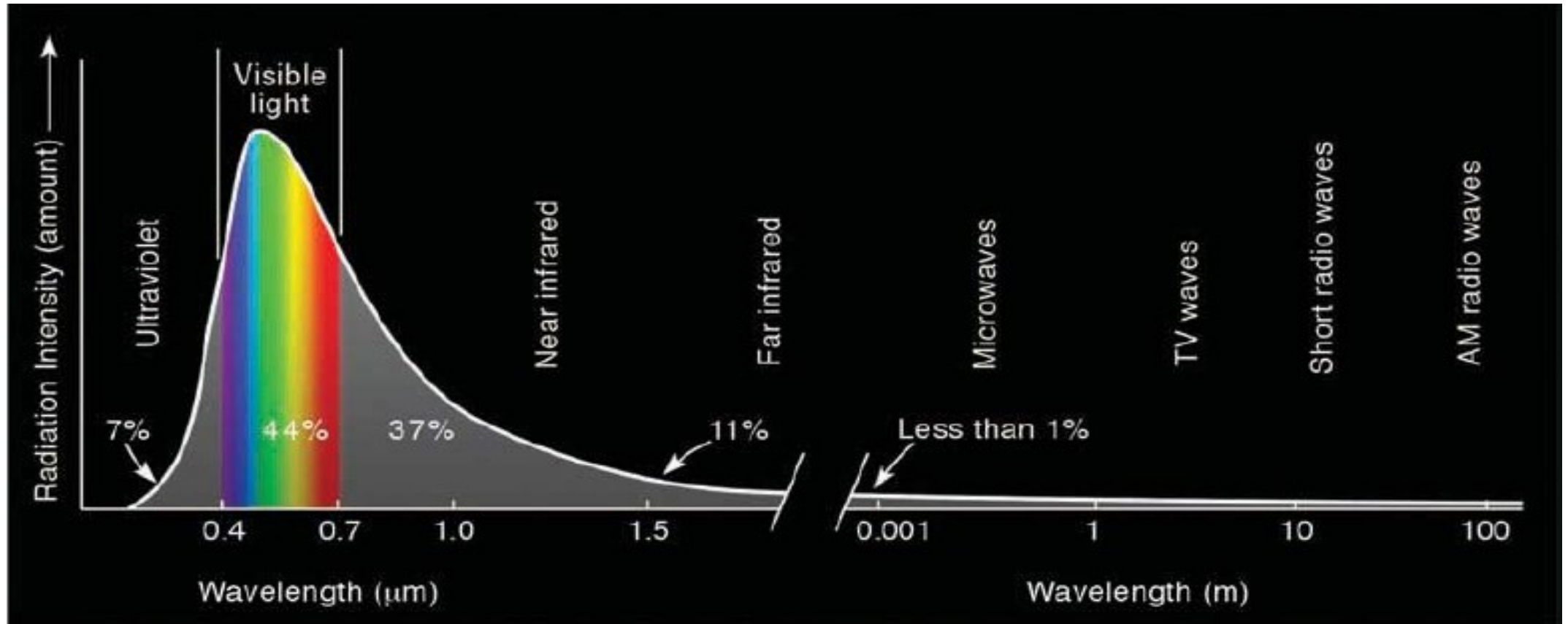


Leyes de la Radiación

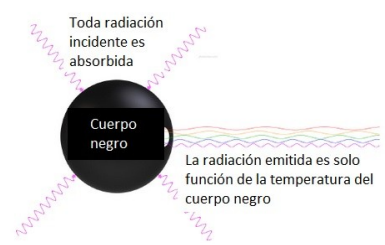


Ley de Planck

- Espectro de emisión del Sol según la Ley de Planck

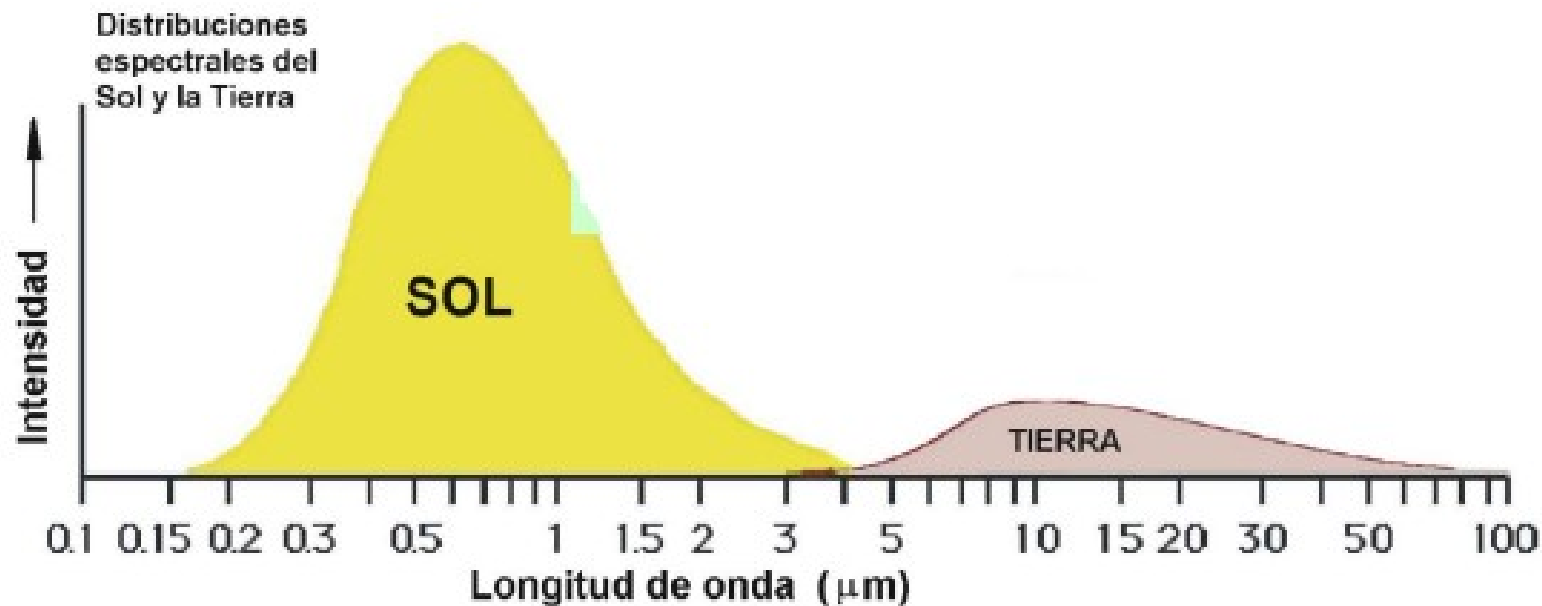


Leyes de la Radiación



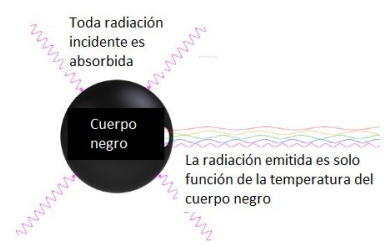
Ley de Planck

- Espectros de emisión del Sol y la Tierra según la Ley de Planck



- El Sol emite sobre todo → **radiación de onda corta**
- La mayor parte de la radiación terrestre → **radiación de onda larga**

Leyes de la Radiación



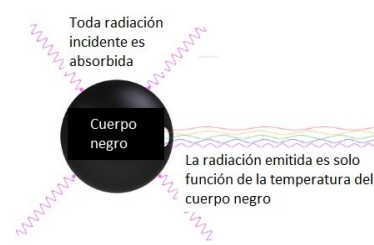
Ley de Stefan – Boltzmann

- La energía total que por unidad de tiempo y de superficie (irradiancia o densidad de flujo) emite un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura.

$$E(T) = \sigma \cdot T^4$$

- T es la temperatura de emisión y representa la temperatura a la que tiene que llegar un cuerpo negro para lograr el equilibrio termodinámico.
- Se obtiene integrando la ley de Planck → representa el área por debajo de la curva de la ley de Planck
- 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.

Leyes de la Radiación



Ley de desplazamiento de Wien

- La longitud de onda del máximo de emisión es inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo negro.

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2897}{T}$$

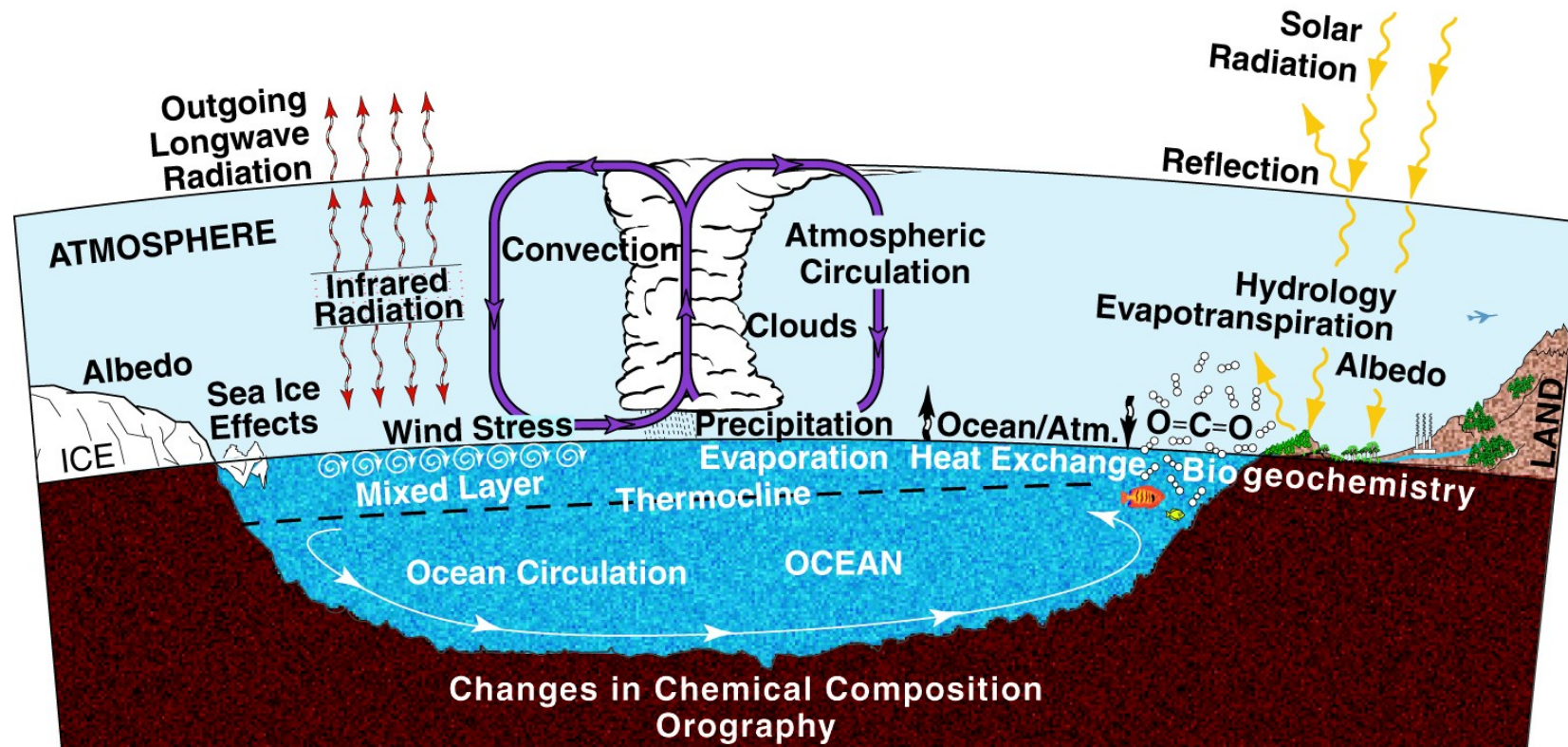
(longitud de onda en micras y temperatura en kelvin)

- Principales conclusiones:
 - Cuanto mayor es la temperatura T de un cuerpo negro, menor es el valor de la longitud de onda del máximo.
 - Sol: $T=6000\text{k}$ - Introduciéndolo en la Ley de Wien $\rightarrow \lambda=0.5$ micras
 - Tierra: $T=288\text{K}$ - Introduciéndolo en la ley de Wien $\rightarrow \lambda=10$ micras
 - Conociendo el espectro de emisión de un cuerpo, se puede determinar cuál es la longitud de onda del máximo de emisión y, a partir de ahí, su temperatura.

Equilibrio 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.



Equilibrio radiativo

- **Objetivo:** determinar la temperatura promedio global de la superficie del planeta utilizando modelos de equilibrio radiativo sencillos.
- Un modelo es un esquema teórico de un sistema que facilita su estudio y comprensión.
- La T promedio global del planeta es de 15°C aprox. Esta temperatura se ha mantenido aprox. constante a lo largo del tiempo.

Esto implica que:

ENERGÍA TOTAL QUE
LLEGA AL PLANETA

=

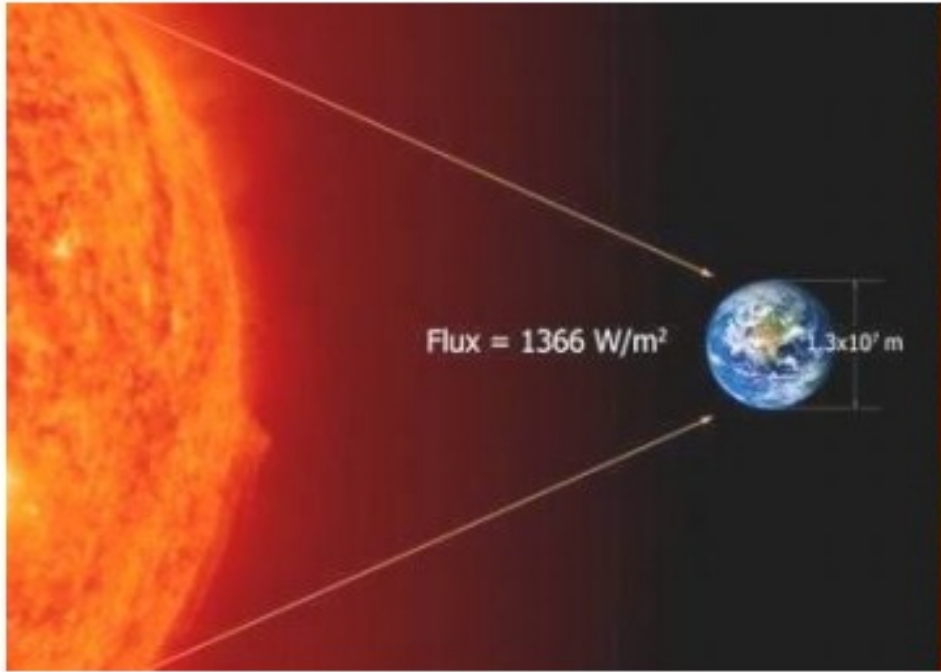
ENERGÍA TOTAL QUE
EMITE EL PLANETA



*(ecuación _ equilibrio)
energético*

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

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.

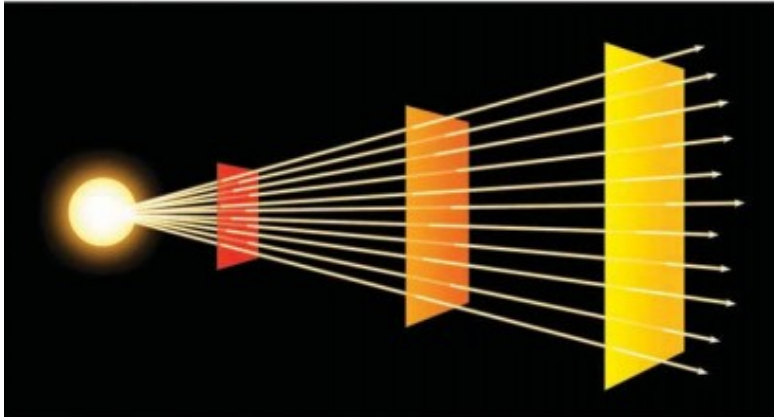
medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol

Equilibrio radiativo

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

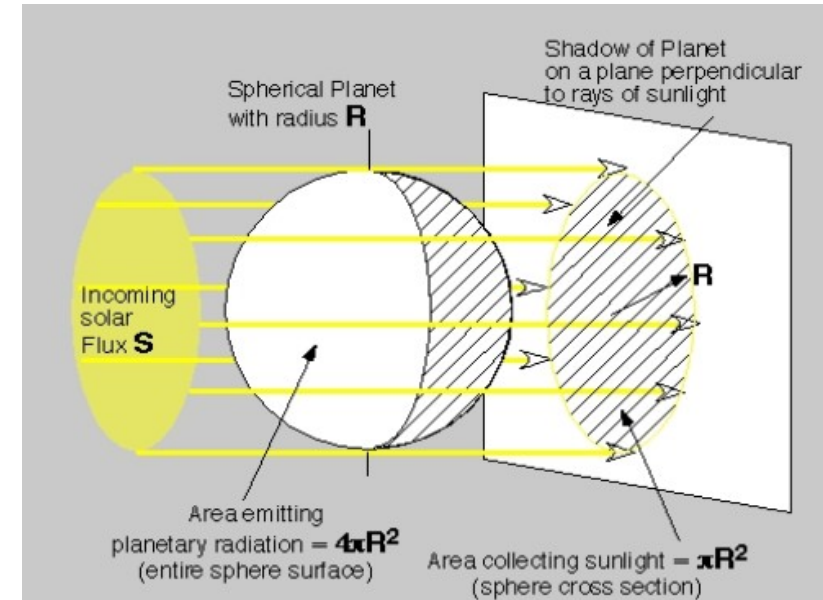
En equilibrio, el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energía.

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



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

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



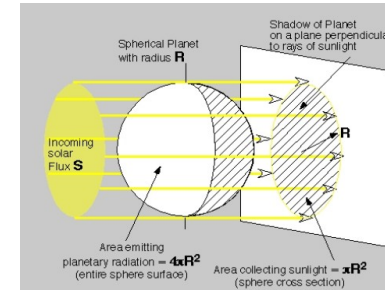
ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUPERFICIE

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

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 $T_e = (S_0/4\sigma)^{1/4} = (S_0/4\sigma)^{1/4} = 278K = 5\text{ }^{\circ}\text{C}$

– ¿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%.

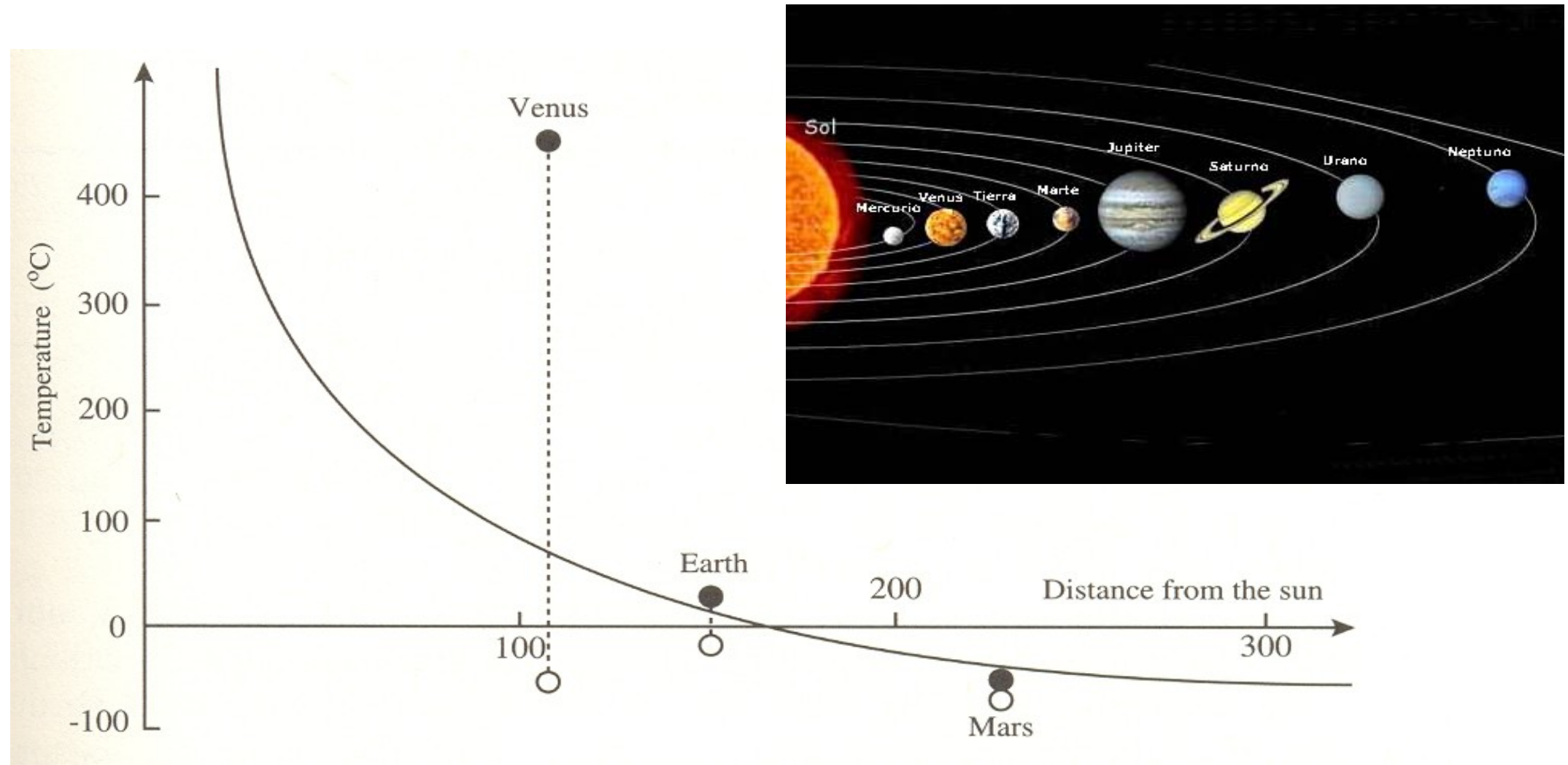
Venus refleja 75%

Únicamente el 25% de la energía solar es absorbida



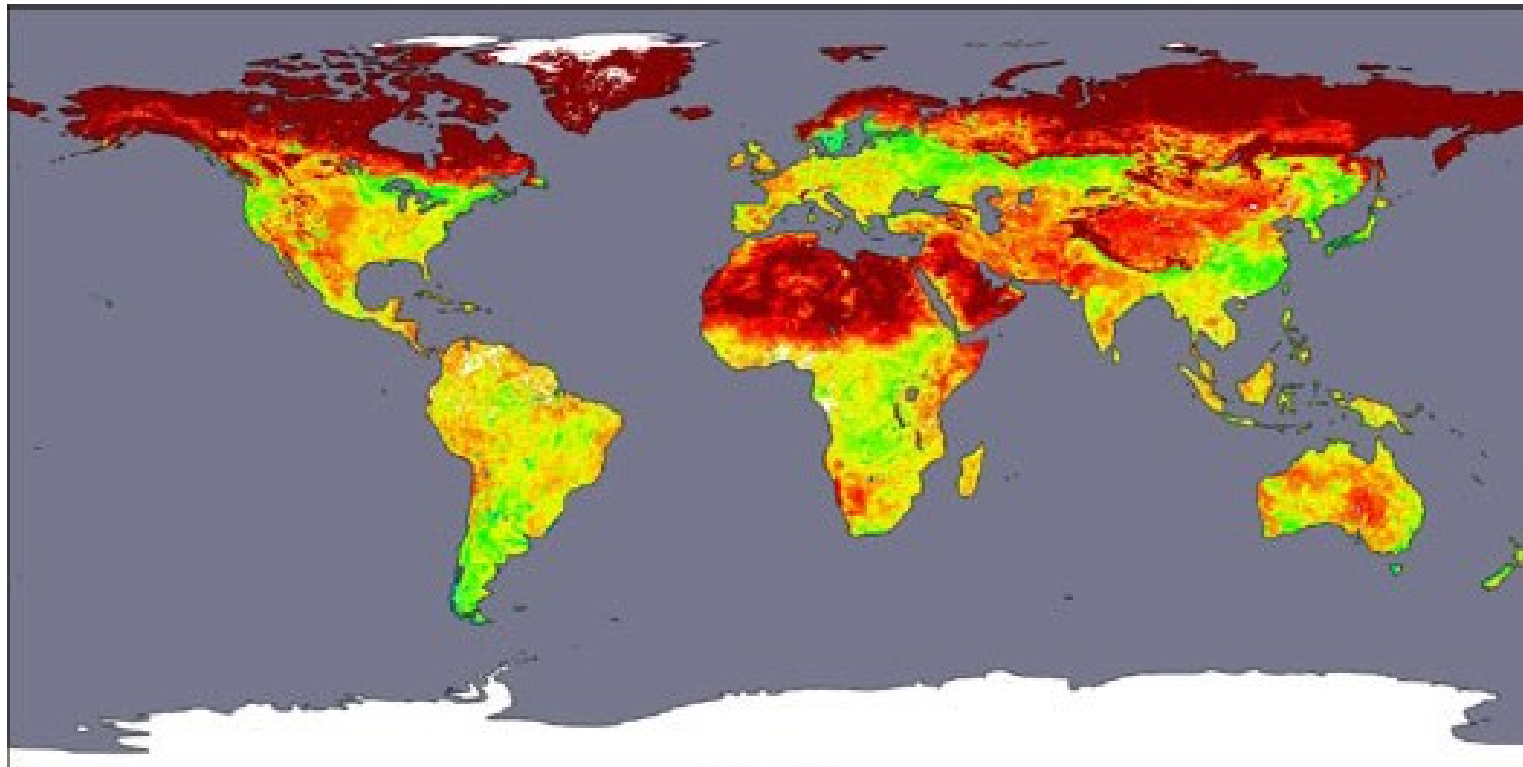
Equilibrio radiativo

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

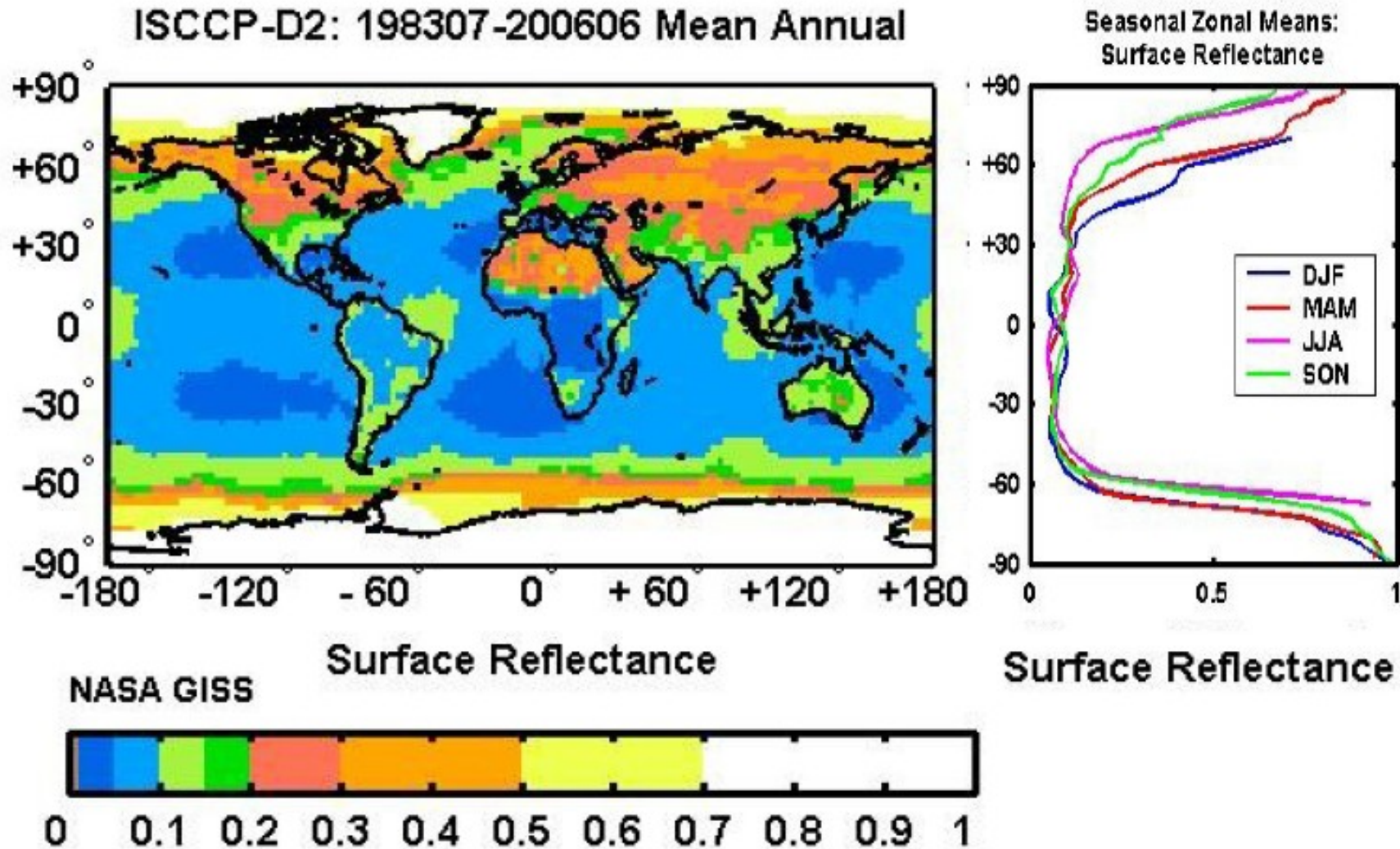
Albedo



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

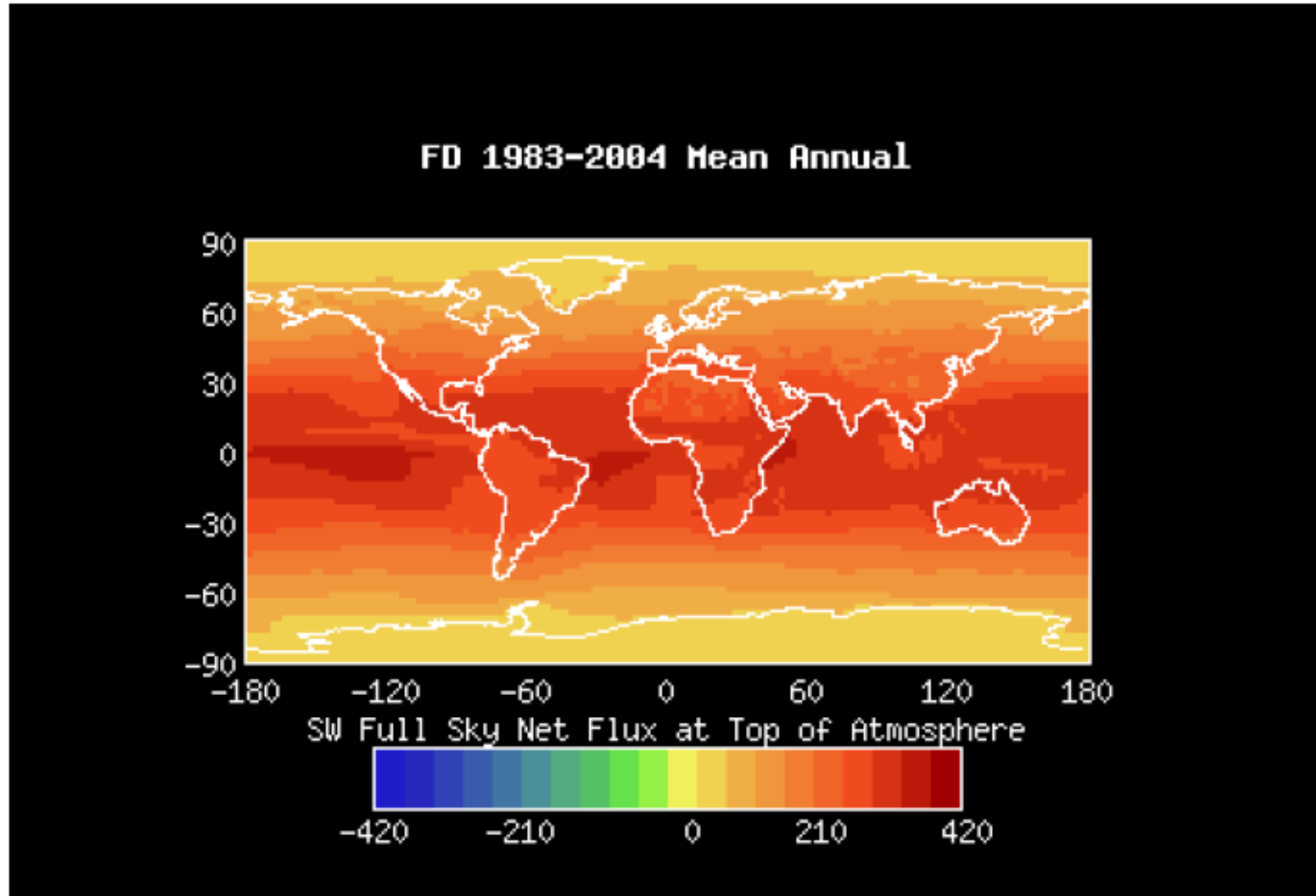
Equilibrio radiativo

Albedo



Equilibrio radiativo
Albedo

Insolación Neta



Equilibrio radiativo

Albedo

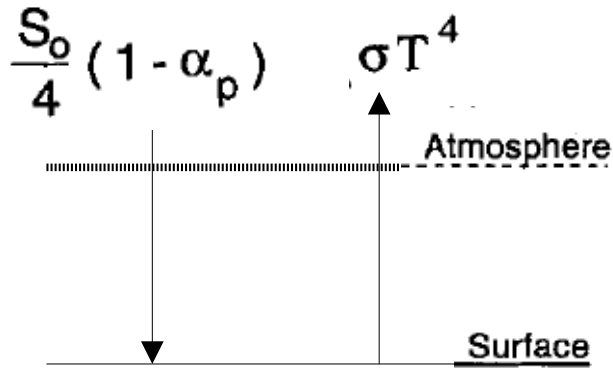
En equilibrio, el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energía.

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% α_p



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

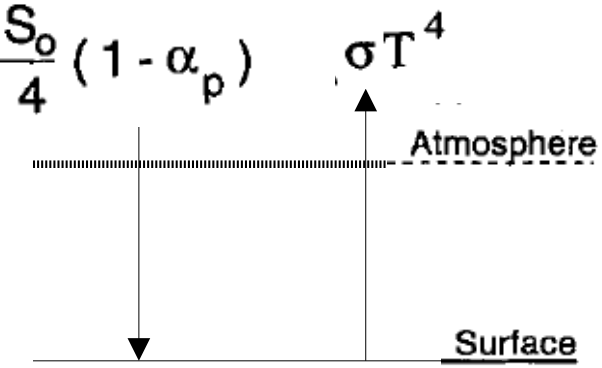
$$\frac{S_0 (1 - \alpha_p)}{4} = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4$$

Equilibrio radiativo

Albedo

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

- Consideremos albedo 30%



The diagram illustrates the energy balance between the atmosphere and the surface. A horizontal dashed line represents the 'Atmosphere' and a solid line represents the 'Surface'. A downward arrow from the atmosphere to the surface is labeled $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p)$. An upward arrow from the surface to the atmosphere is labeled σT^4 .

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

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

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

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

Equilibrio radiativo

Albedo

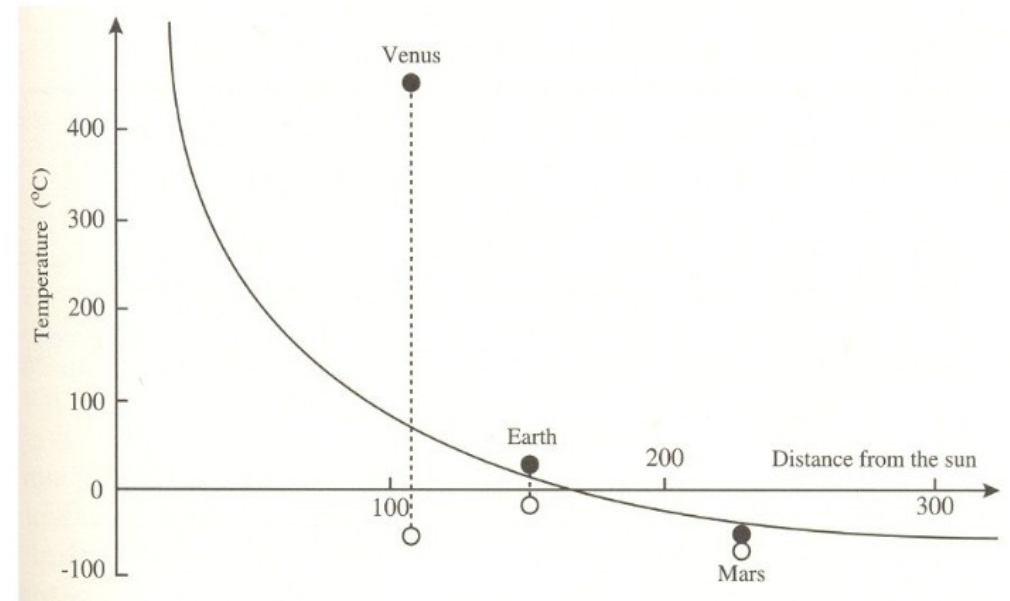
Considerando el efecto del albedo la T_e estimada es aún mas baja que la observada (círculos abiertos en la figura anterior).

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

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?



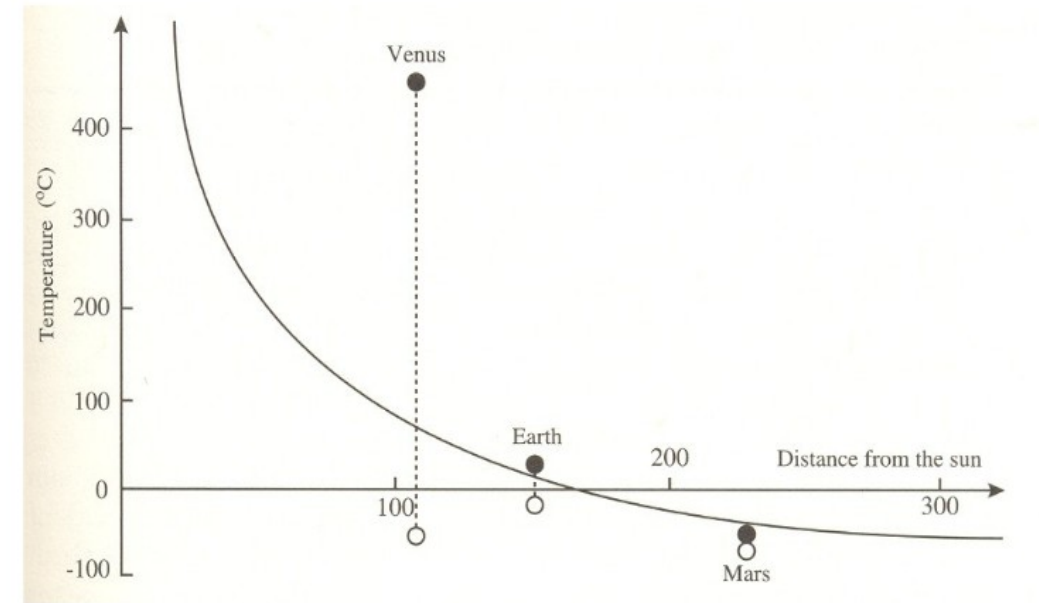
Equilibrio radiativo

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°C y no su valor actual.



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

Tope de la
atmosfera

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

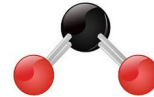
Superficie

Equilibrio radiativo

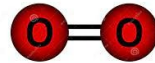
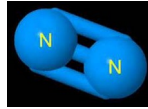
Efecto invernadero

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% CO₂.

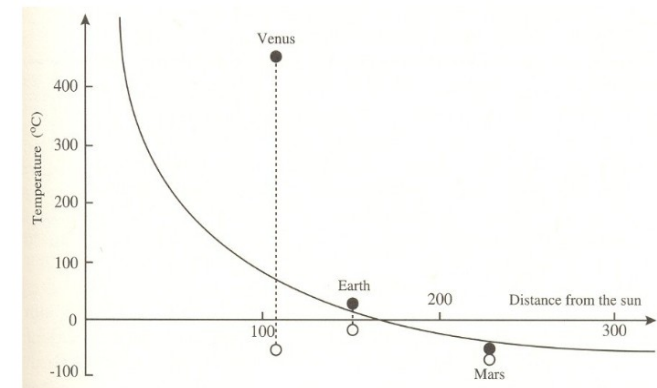
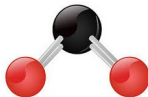


La atmósfera terrestre: 78% N₂, 21% O₂.



El efecto invernadero depende de gases, principalmente H₂O, CO₂ y CH₄ presentes en concentraciones muy pequeñas en la atmósfera. (CO₂ representa aprox 0.036% de las moléculas en la atmósfera).

Así cualquier emisión antropogénica de CO₂ o CH₄ es capaz de cambiar esta proporción, alterando la composición atmosférica y la temperatura terrestre.



Equilibrio radiativo

MODELO DE EQUILIBRIO CONSIDERANDO EFECTO INVERNADERO

Consideremos

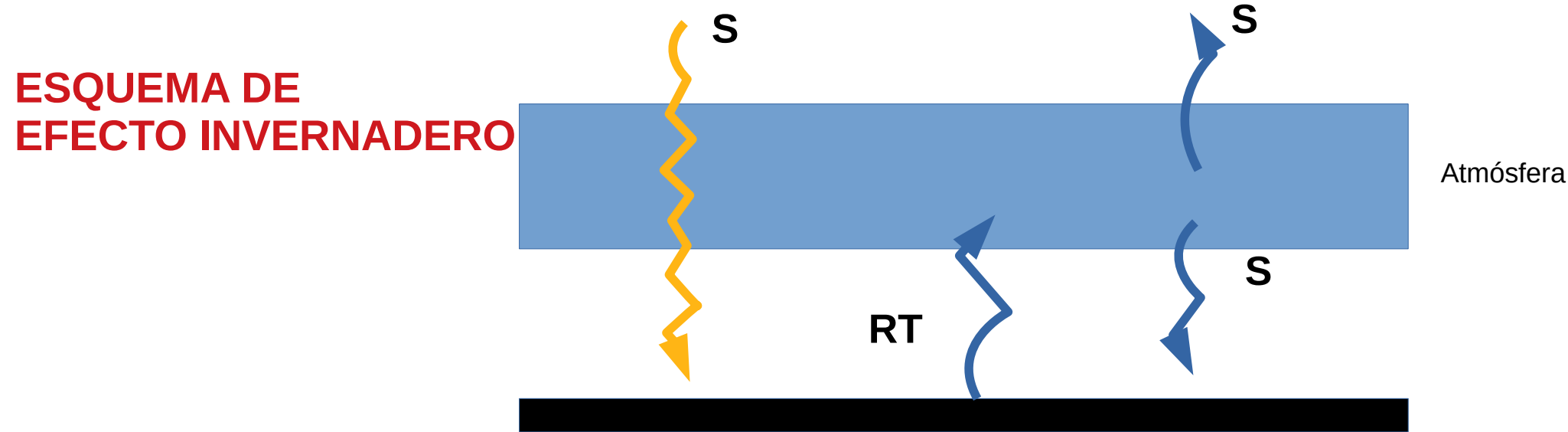
- Atmósfera de 1 sola capa, transparente a RS pero opaca a la radiación emitida por la superficie de la Tierra (absorbe toda la radiación emitida por la superficie de la tierra).
- Los gases de la atmósfera que absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra, emiten en todas 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 DE LA TIERRA

Equilibrio radiativo



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.

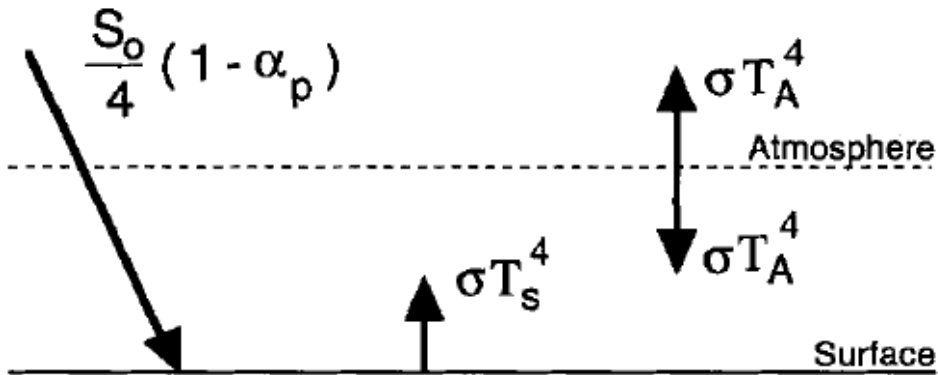
La atmósfera al calentarse comienza a emitir.

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

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

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:

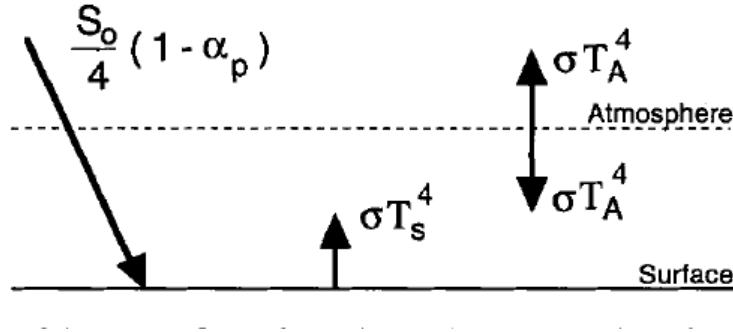
$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}}$$

O LO QUE ES LO MISMO:

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

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

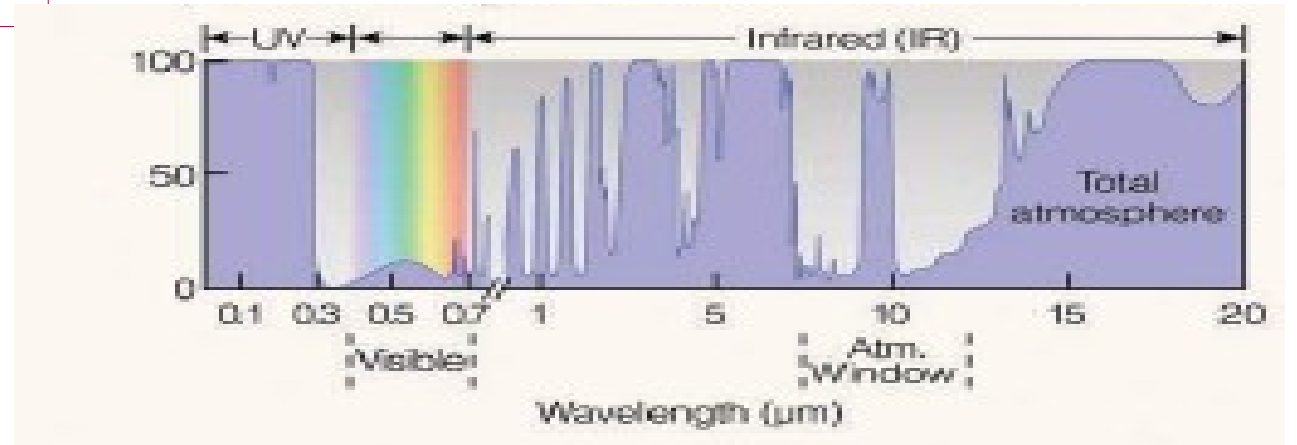
Equilibrio radiativo



Motivos del exceso de temperatura:

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

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



Equilibrio radiativo

Composición

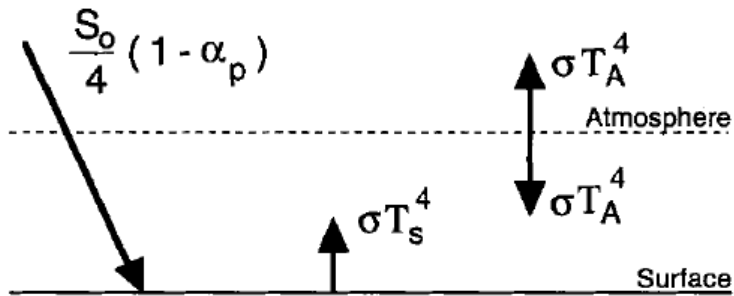
Atmósfera

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

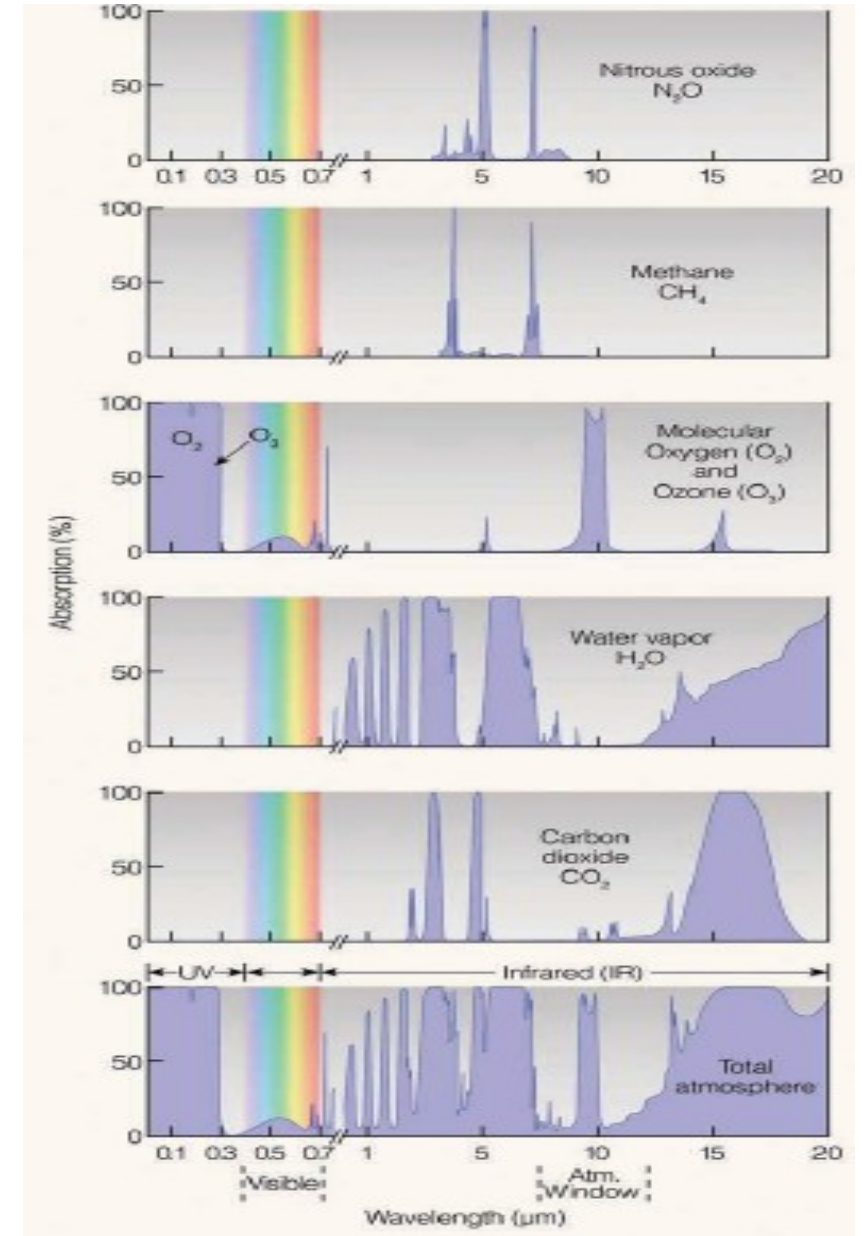
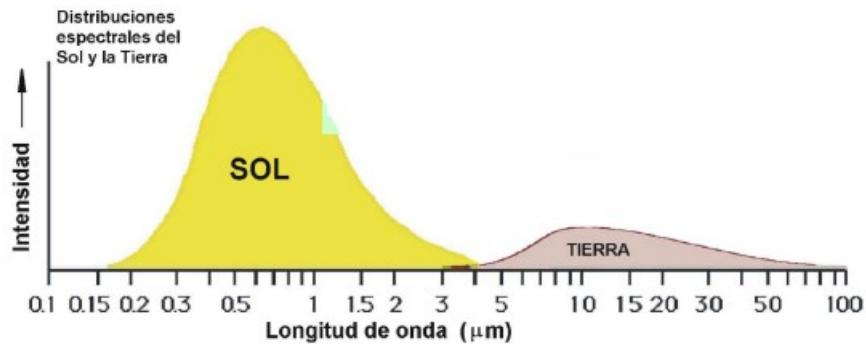
*For CO₂, 385 parts per million means that out of every million air molecules, 385 are CO₂ molecules.

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

Equilibrio radiativo



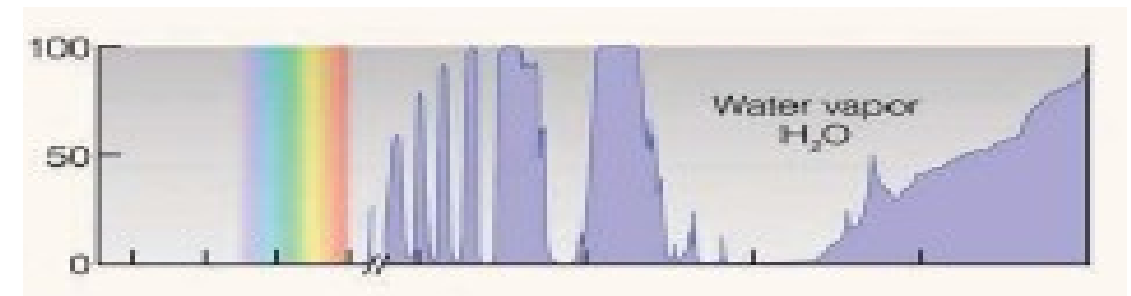
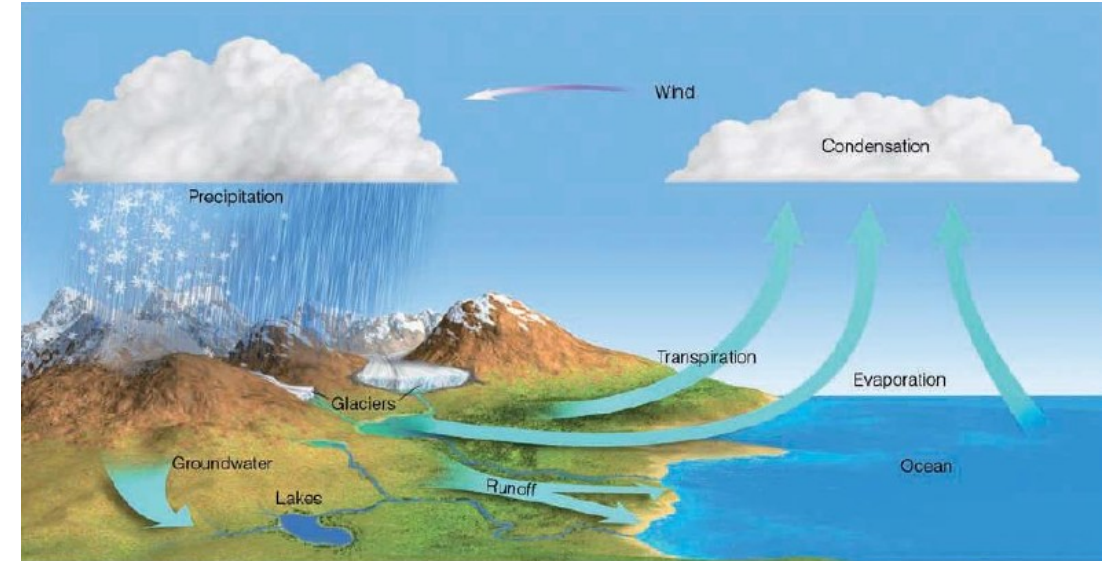
$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \cong 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$



Equilibrio radiativo

Atmósfera

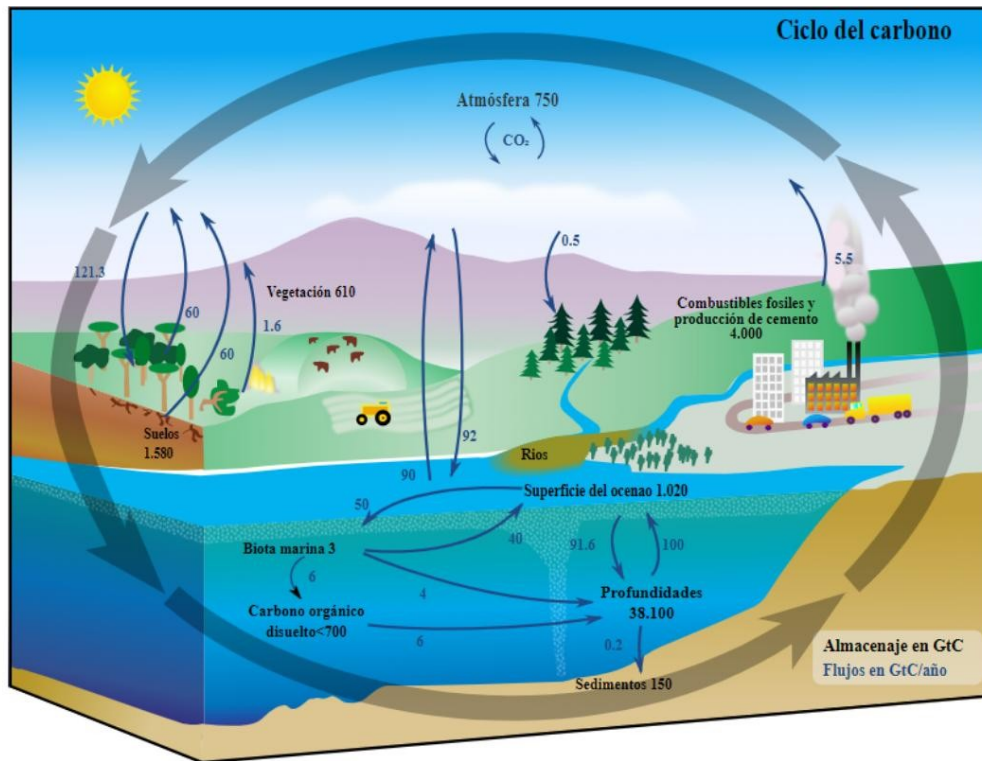
- **H₂O**
 - Concentración variable espacial y temporalmente
 - Se encuentra en la tropósfera
 - En los tres posibles estado de agregación
 - A pesar de su escasa concentración, es el componente mas importante de la atmósfera por:
 - Principal gas efecto invernadero → rol en el balance energético global
 - Libera grandes cantidades de calor (calor latente) durante la condensación → es una de las fuente de energía para la atm



Equilibrio radiativo

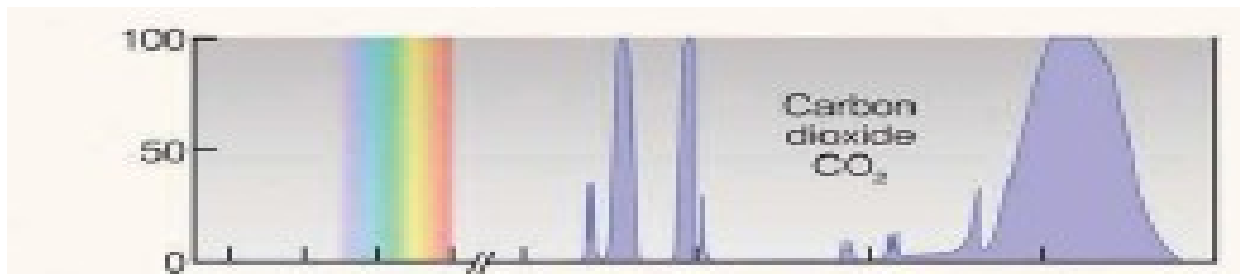
Atmósfera

Composición



• CO₂

- Es otro de los gases efecto invernadero, tiene un papel importante en el balance energético global
- Origen: descomposición vegetal, erupciones volcánicas, respiración animal, quema de combustibles fósiles, exhalación, deforestación
....
- Eliminación: fotosíntesis de las plantas, disolución en los océanos
...

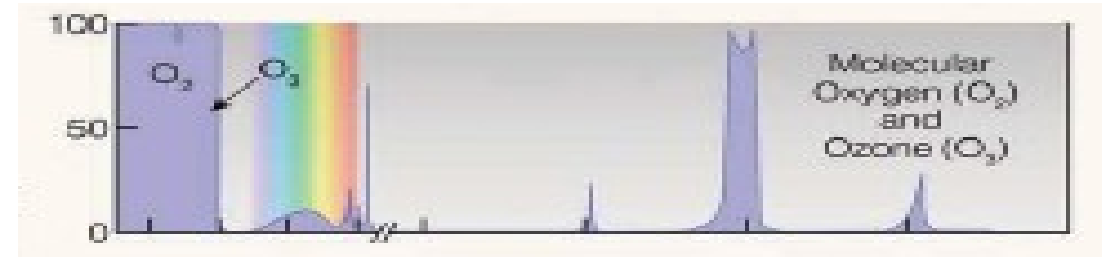


Equilibrio radiativo

Atmósfera

Composición

- **O₃**
 - 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



Equilibrio radiativo

Composición

Atmósfera

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 SO_2 a la atmósfera:

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

Problemas respiratorios (otra fuente de SO_2 en la atm son las erupciones volcánicas)

Equilibrio radiativo

Interacción de la atmósfera con la radiación

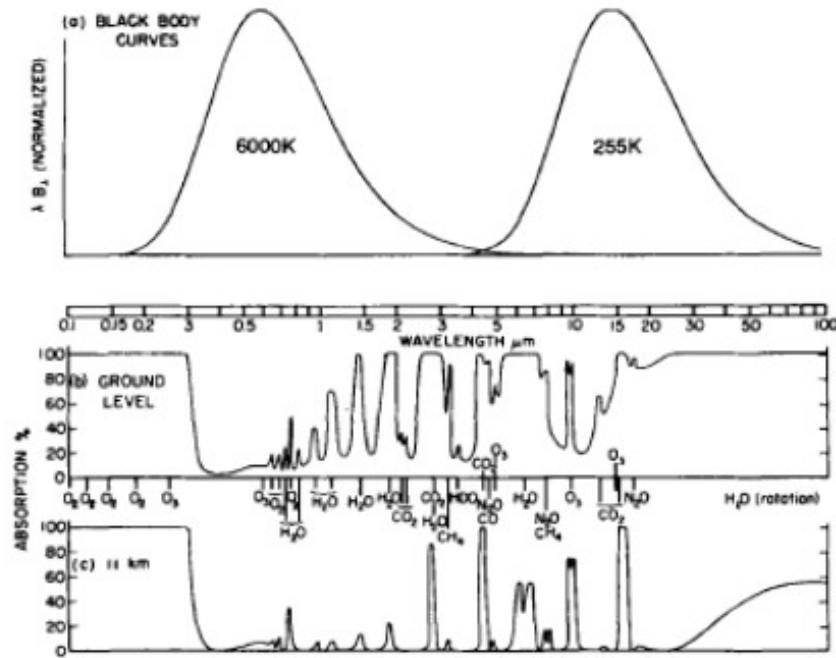


Fig. 3.2 The normalized blackbody emission spectra for the sun (6000 K) and Earth (255 K) as a function of wavelength (top). The fraction of radiation absorbed while passing from the surface to the top of the atmosphere as a function of wavelength (middle). The fraction of radiation absorbed from the 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.]

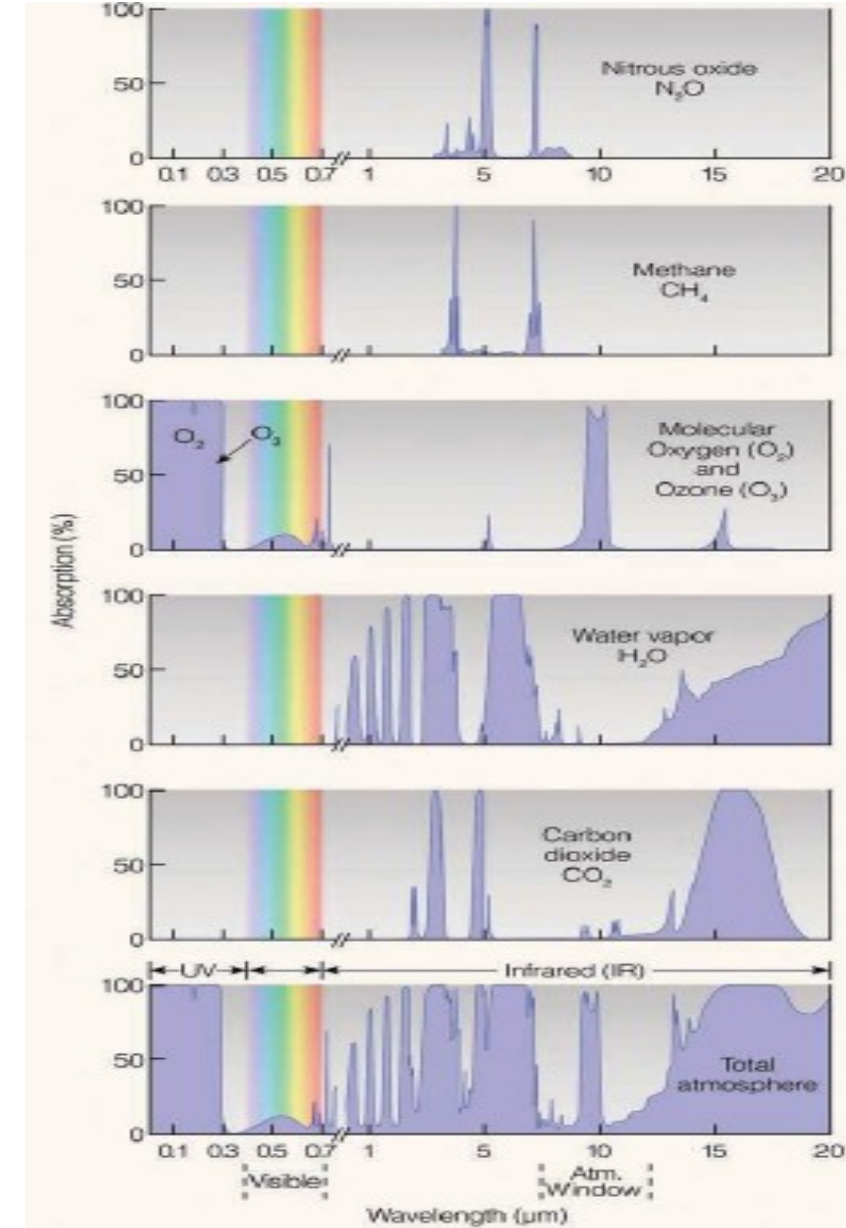
- Absorción selectiva de los gases atmosféricos a ciertas bandas espectrales.
- Radiación solar:
 O_3 y O_2 : absorben UV. Rango visible prácticamente ninguno absorbe.
- Radiación terrestre:
 H_2O , CO_2 , N_2O , O_3 , O_2 : absorben IR.

Equilibrio radiativo

Ventana atmosférica

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

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



Absorción de la radiación en la atmósfera

¿Qué pasa si se “cierran” las ventanas?

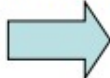
Ventanas Atmosféricas

- Rango espectral donde la atmósfera es casi transparente.
- Hay dos ventanas atmosféricas:

*Ventana del rango visible:
(0.4-.7 μ m): Permite que la radiación solar llegue a la superficie.

*Ventana de onda larga (8-12 μ m):
Permite que parte de la radiación terrestre pase hacia el espacio

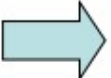
• Ventana del visible:

Causas: Aumento de la cobertura nubosa y/o reflexión de aerosoles  **AUMENTO DEL ALBEDO GLOBAL.**

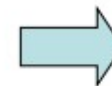
Consecuencias: Reducción de la cantidad de energía que llega al sistema Tierra-Atm  **EFECTO DE ENFRIAMIENTO**

• Ventana OL:

Causas :Aumento H₂O,CO₂ u otros gases de efecto invernadero

 **AUMENTO DE ABSORCIÓN DE IR EN LA ATMOSFERA**

**EFECTO DE CALENTAMIENTO
INVERNADERO AUMENTADO**



EFECTO

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.

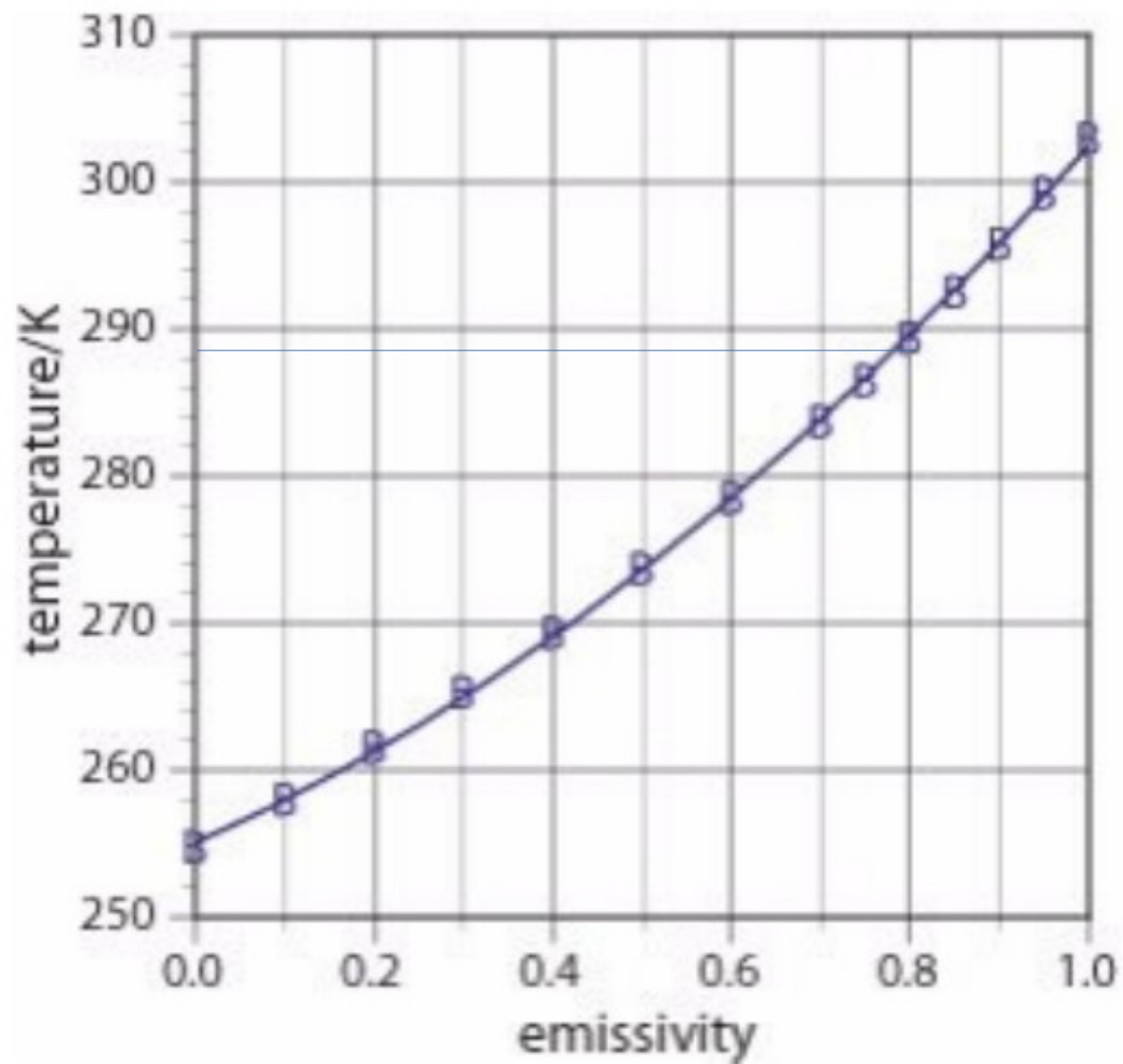
Un cuerpo gris es no ideal, es un irradiador de energía imperfecto.

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

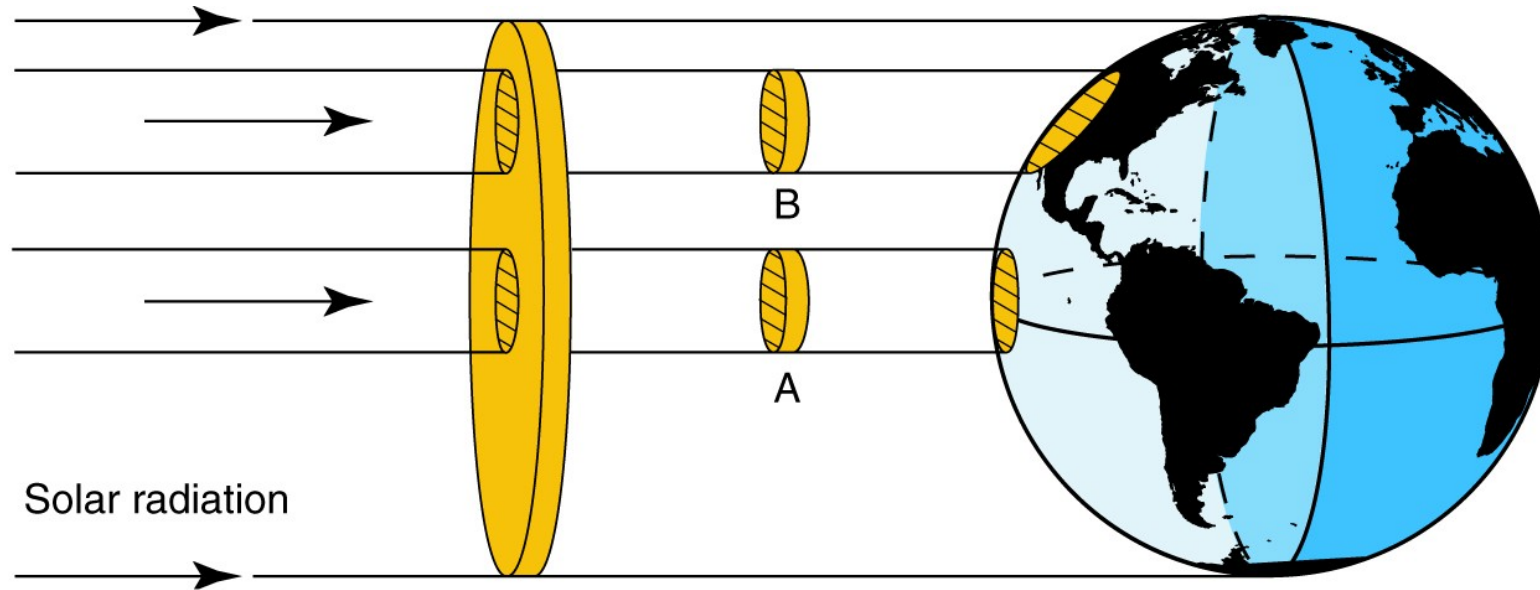
$$R = \epsilon \sigma T^4$$

Se considera que para la atmósfera absorptividad = emisividad.



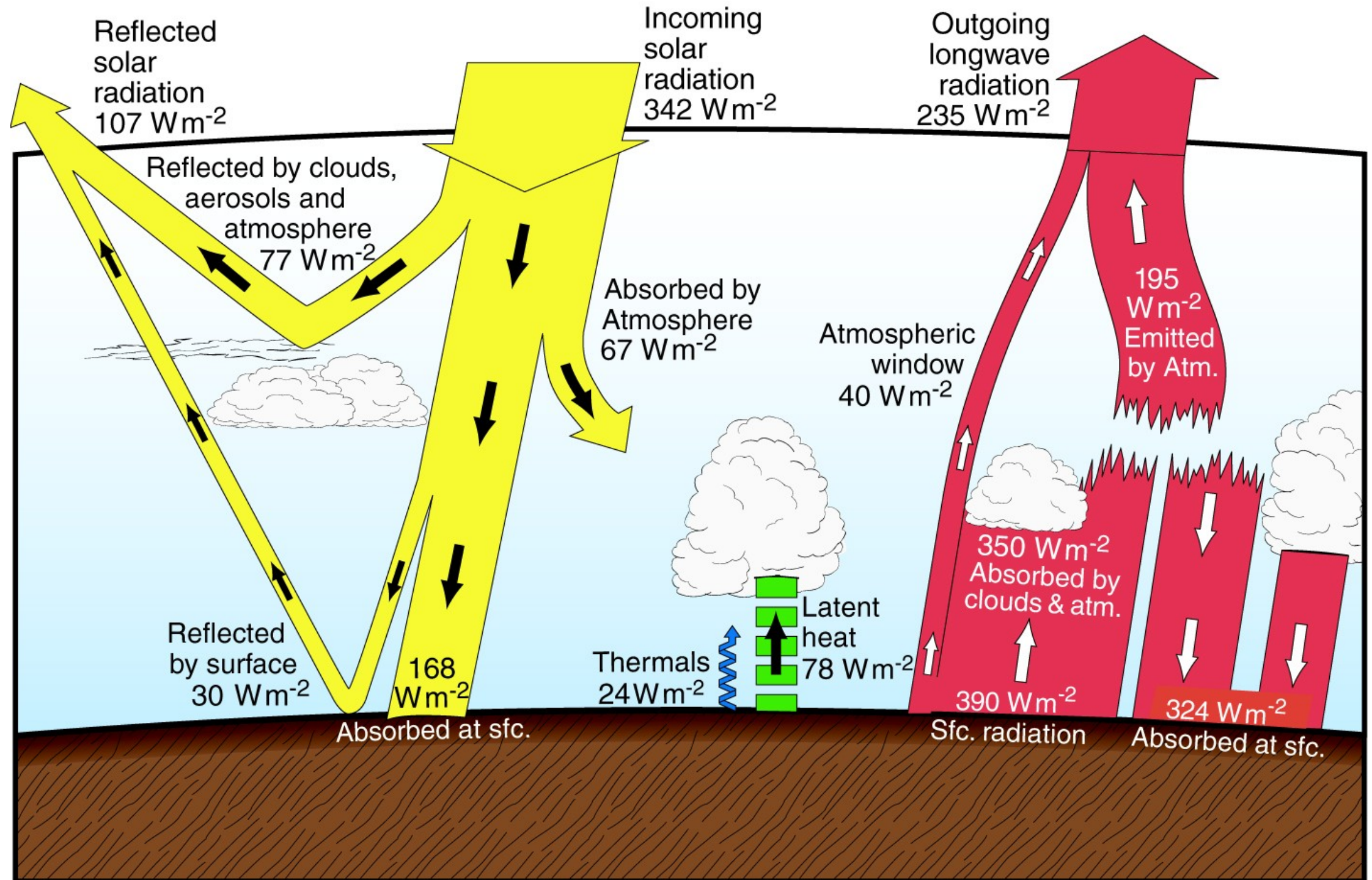
288K corresponde a una emisividad de cerca de 0.8

¿Cuanta energía llega a la Tierra por día?

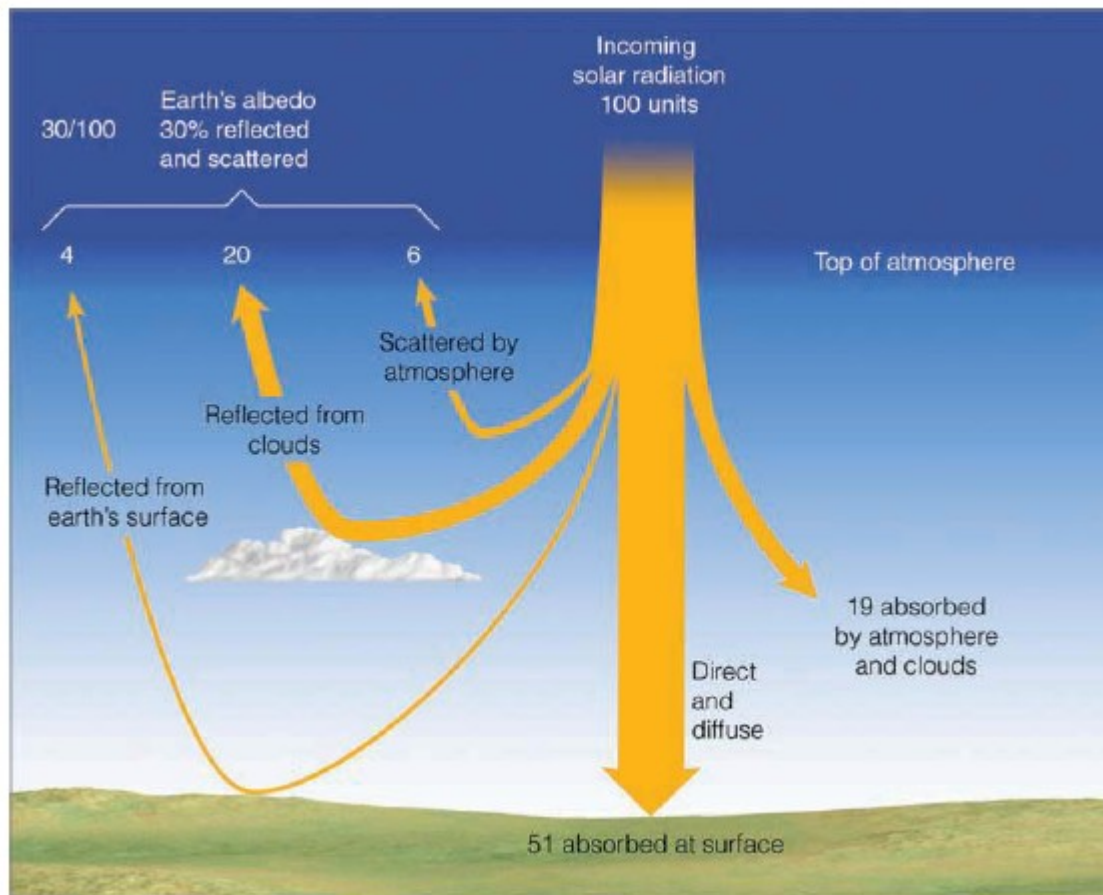


$$S_0 \pi R^2 = 4\pi R^2 E \rightarrow E = S_0/4 = 342 \text{ W/m}^2$$

Balance de energía global



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra



Aunque la T de cualquier lugar puede variar considerablemente de un año para el siguiente, en general la T media global anual varía muy poco de un año al siguiente → El planeta debe enviar al espacio la misma cantidad de energía que recibe del sol. → El mismo balance debe existir entre la atm y la superficie.

Radiación directa: radiación solar que llega directamente al suelo sin haber sido absorbida ni dispersada.

Radiación difusa: es la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra después de haber sufrido múltiples desviaciones a lo largo de su trayectoria por dispersión o reflexión.

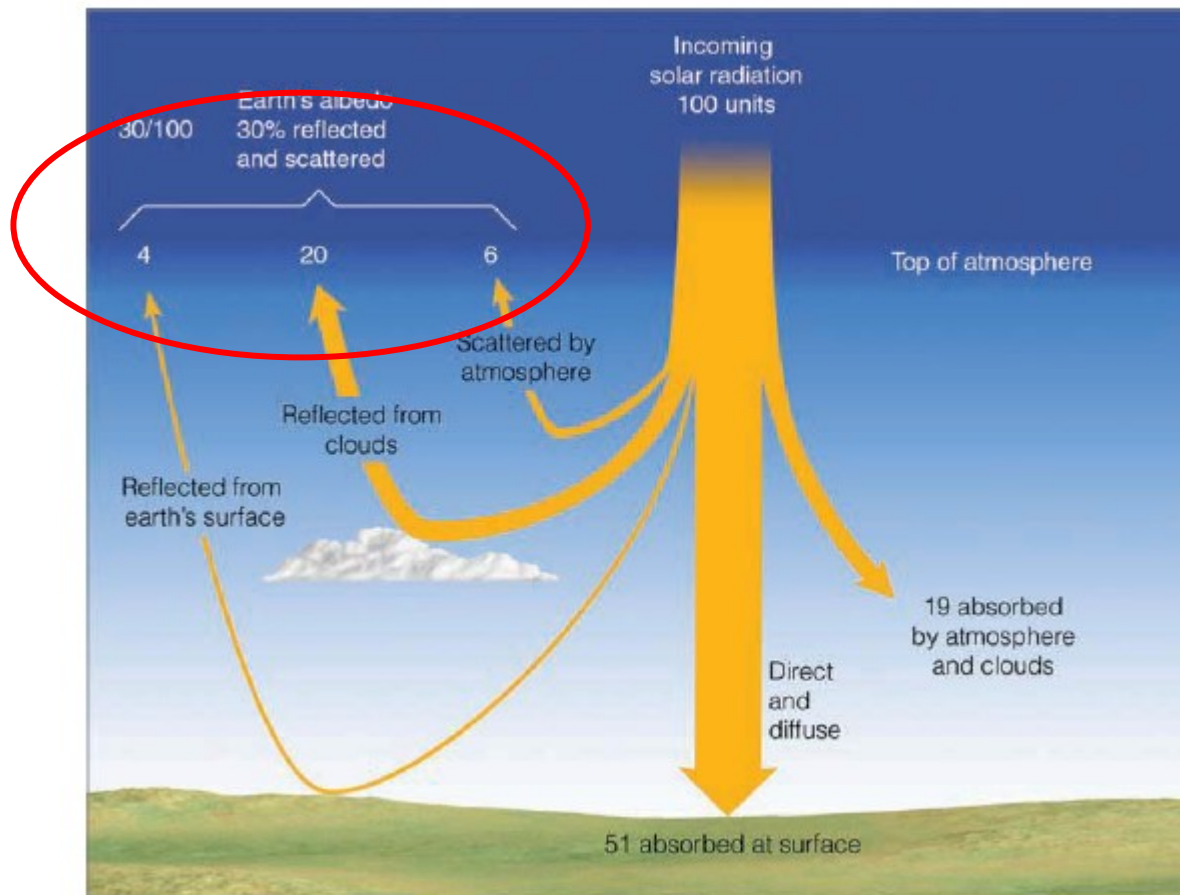
Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Supongamos que del sol nos llegan 100 unidades de energía:

- El albedo planetario es del 30%:
 - 4% es reflejado por la sup de la tierra
 - 20% por las nubes
 - 6% por la atmósfera

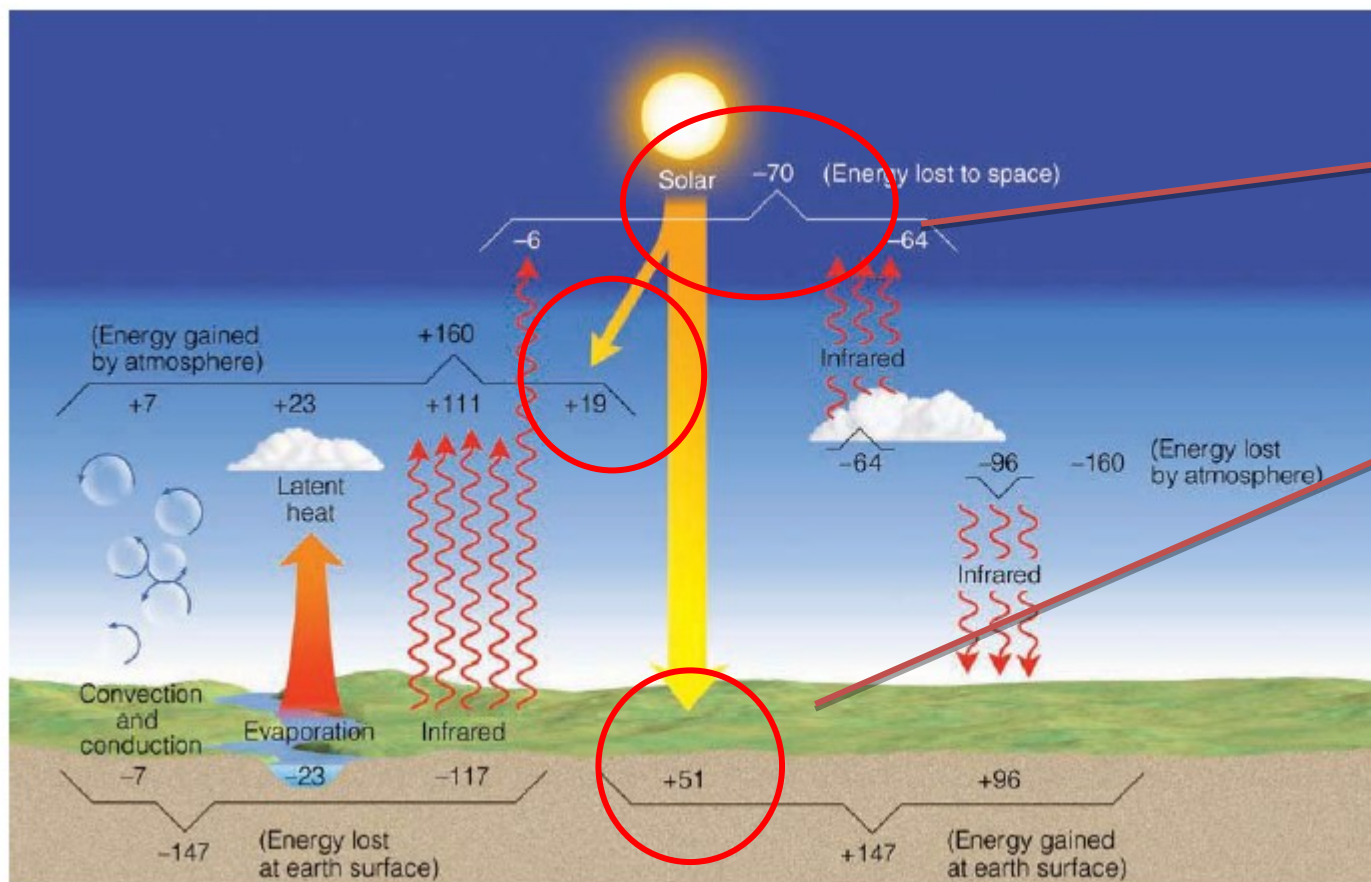
LAS NUBES SON LAS QUE MÁS CONTRIBUYEN AL ALBEDO PLANETARIO

- 19 % son absorbidas por la atmósfera (ozono en la estratosfera, oxígeno y nitrógeno en la termósfera, nubes en la troposfera)
- El resto, 51 %, llega a la superficie de la Tierra en forma de radiación directa y difusa.



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



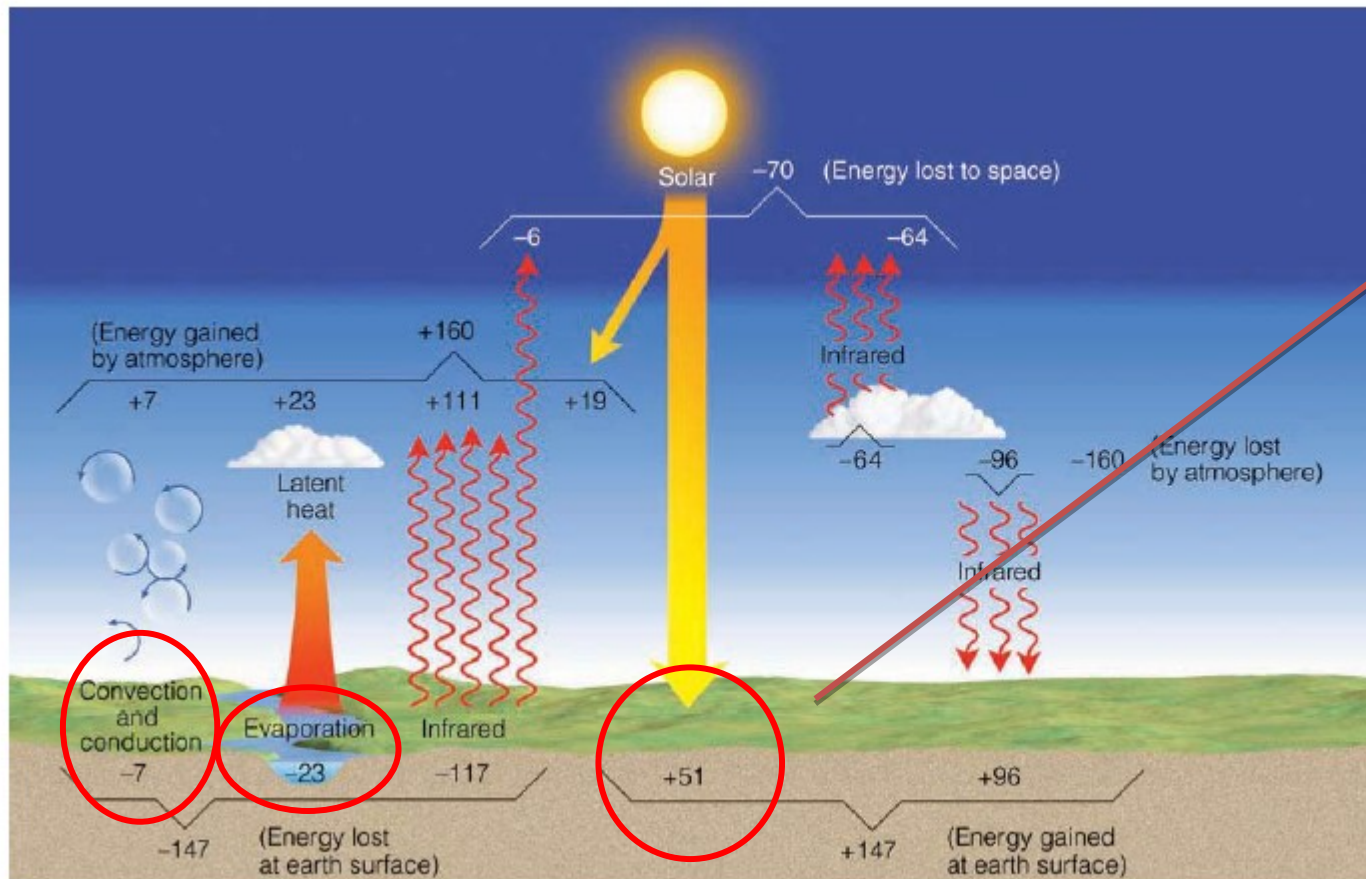
De las 70 unidades que entran, 19 son absorbidas por atmósfera y nubes

51 unidades llegan a superficie y son absorbidas por la misma

Nótese que la cantidad de energía procedente del sol que absorbe la superficie de la Tierra es el 50% (aprox) de lo que llega a la cima de la atmósfera.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

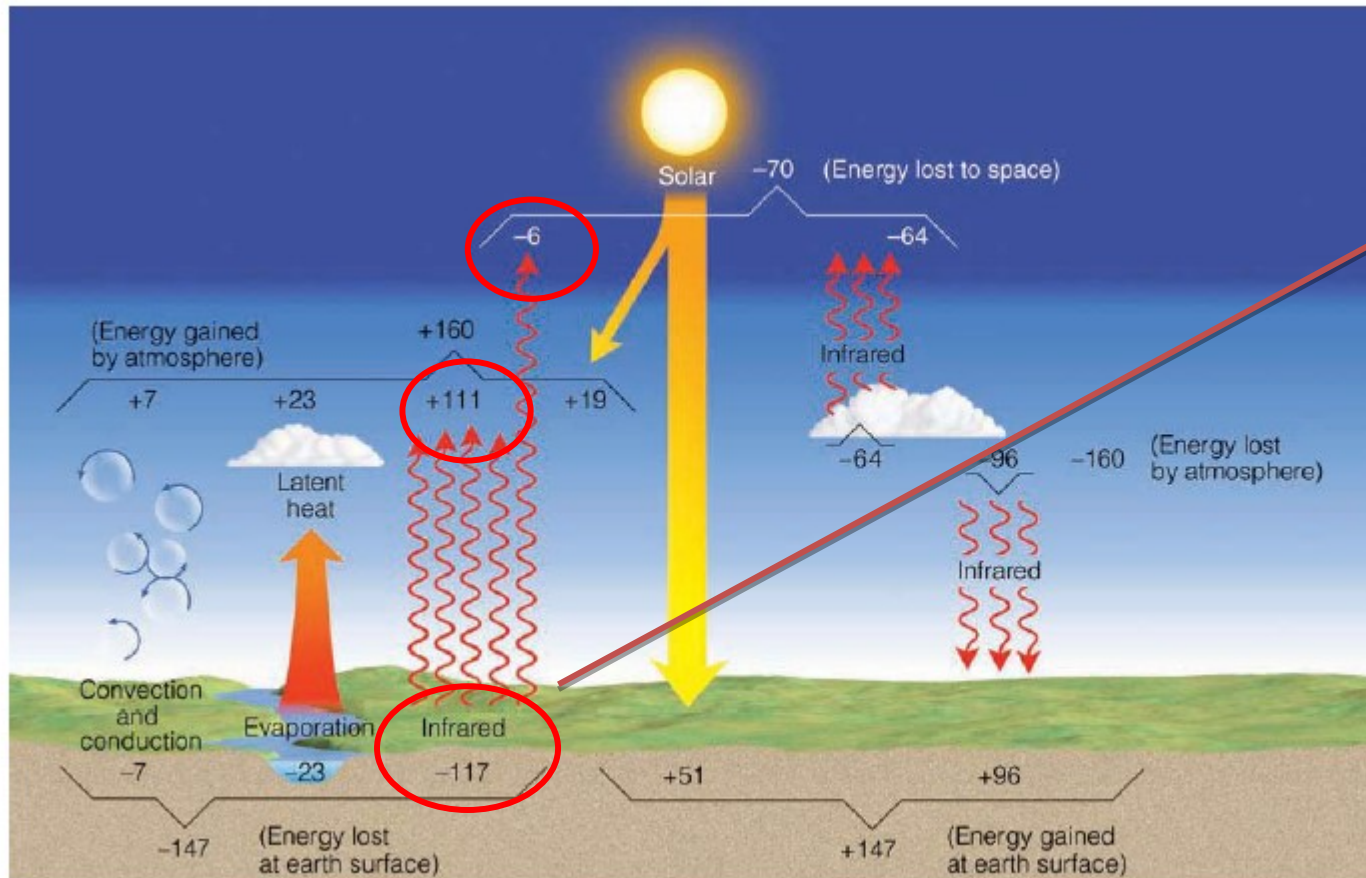
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De las 51 unidades que llegan a la superficie de la tierra, aproximadamente unas 23 se emplean en evaporar agua, y 7 se pierden en forma de calor sensible.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

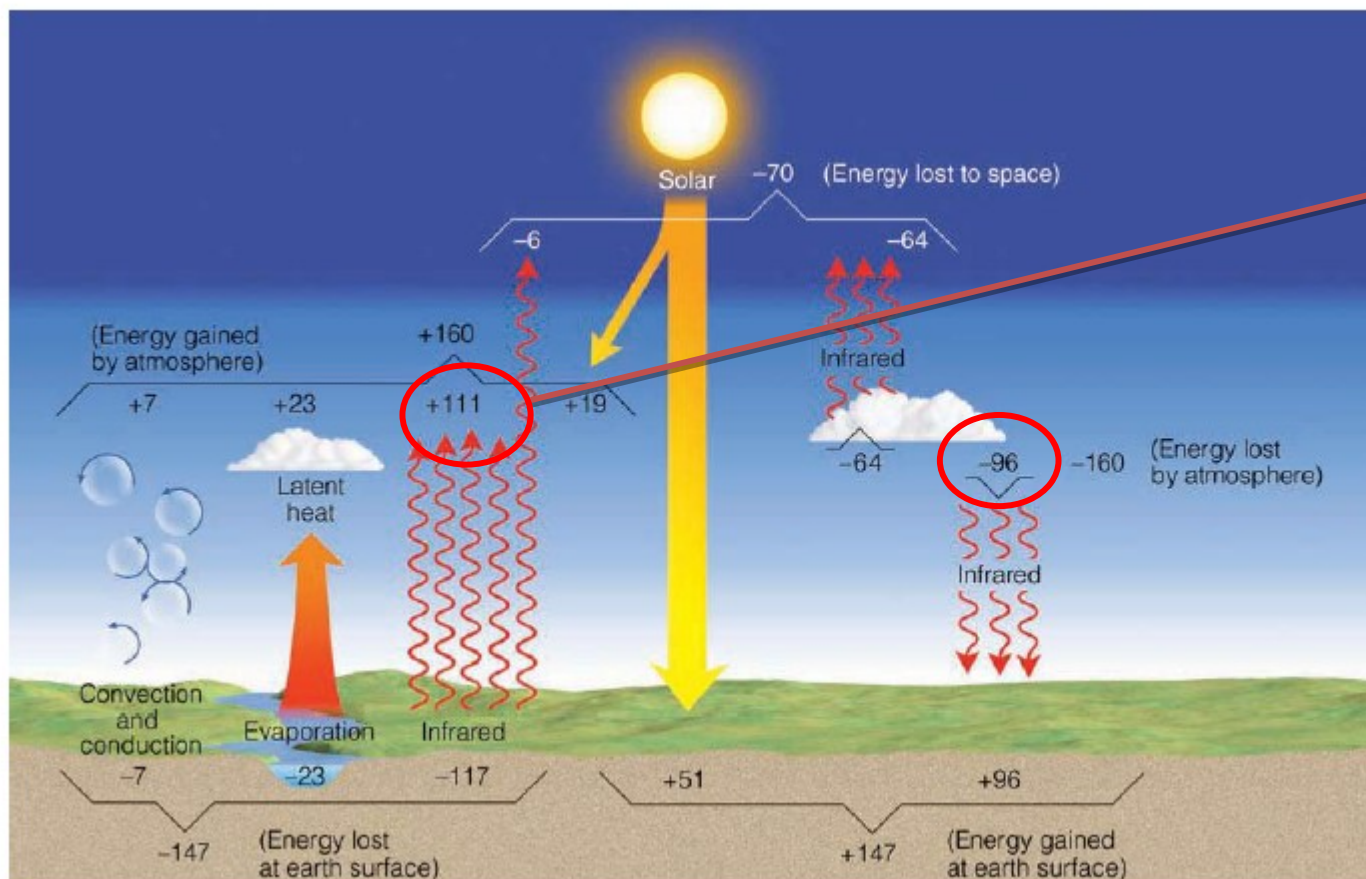
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



La superficie de la Tierra emite 117 unidades:
6 escapan directamente hacia el espacio (ventana atmosférica)
111 son absorbidas por los GHG (principalmente vapor de agua, dióxido de carbono) y las nubes.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

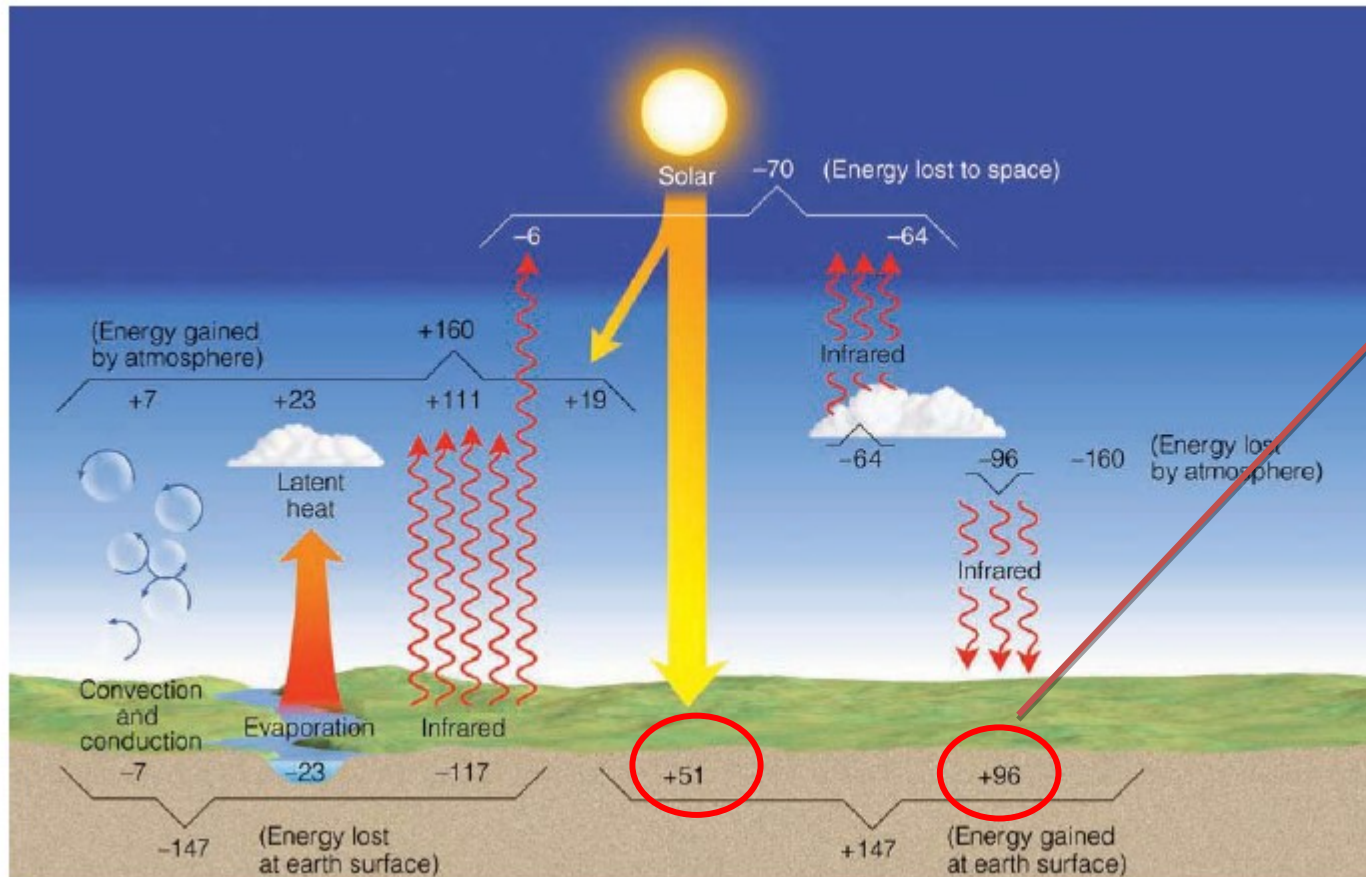
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De las 111 unidades de radiación terrestre absorbidas por la atmósfera, 96 son emitidas por la atmósfera hacia la superficie produciendo el efecto invernadero.

1) Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

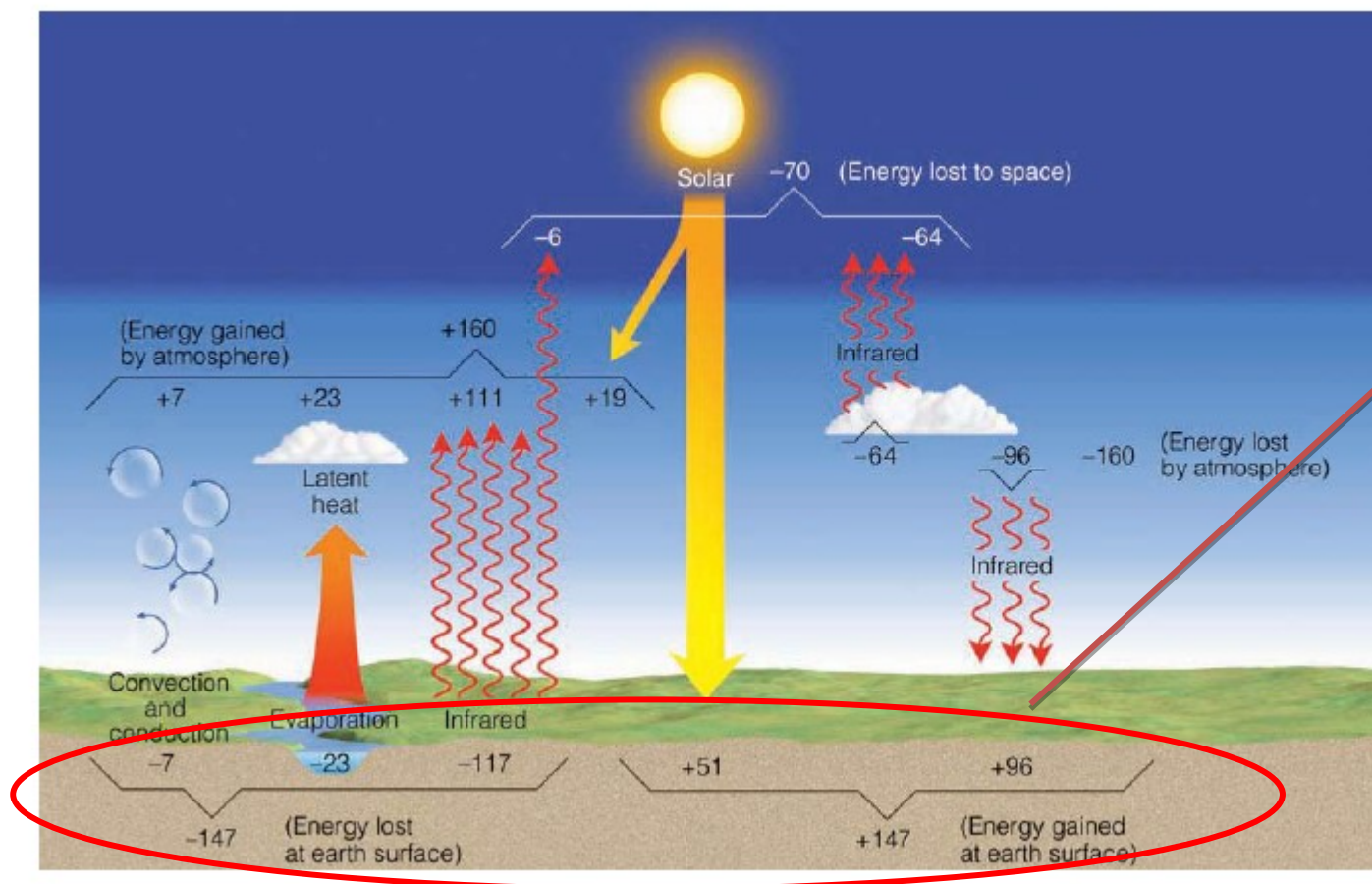
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De toda la energía que recibe la superficie de la Tierra, la cantidad que absorbe procedente de los GHG es casi el doble de la que recibe del sol.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



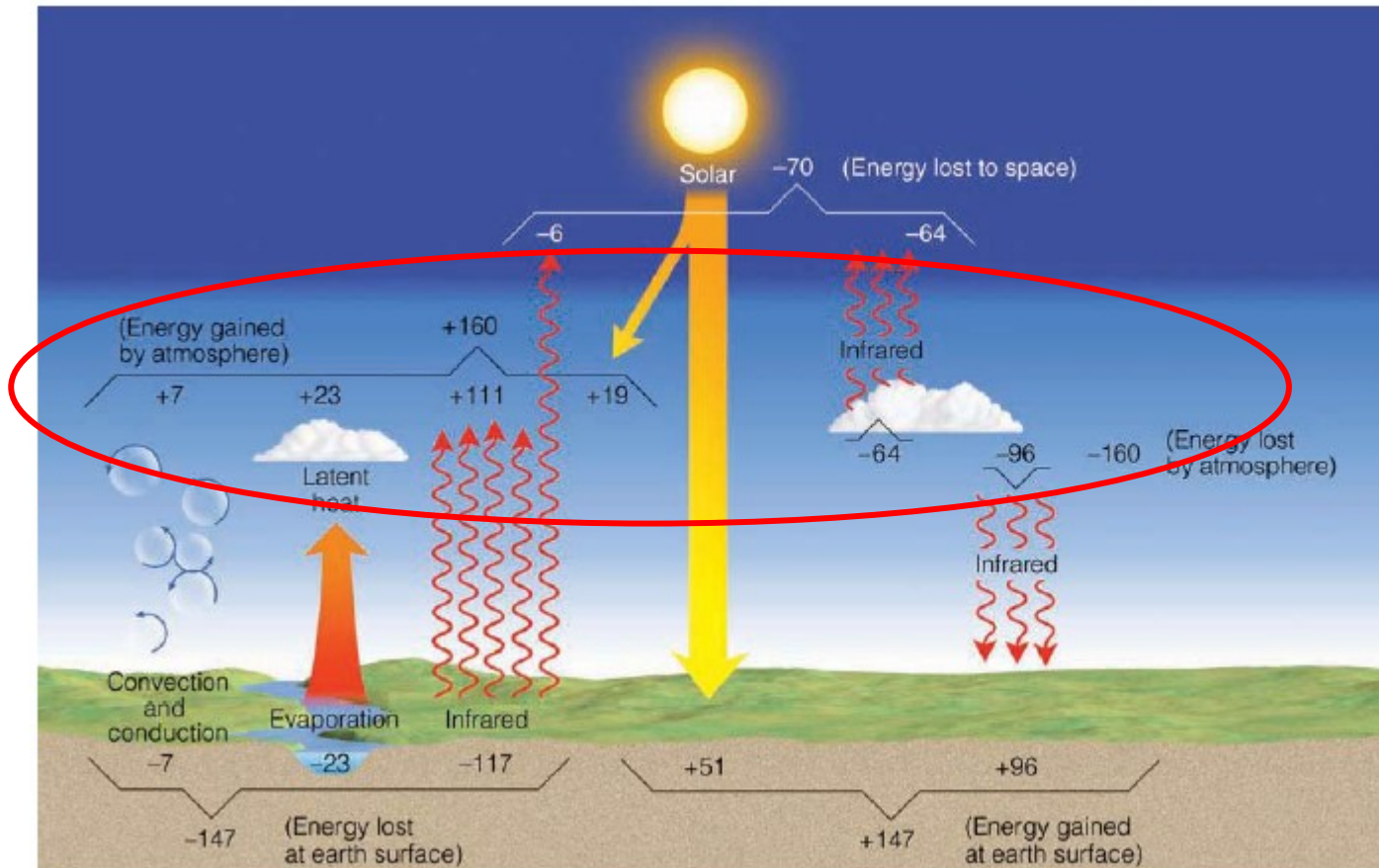
Entre estos intercambios de energía, la cantidad total de energía que emite la superficie de la Tierra son 147 unidades y son balanceadas por la energía que gana (otras 147 unidades procedentes sol + GHG).

Existe un balance energético en superficie



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



Centrémonos en la atmósfera:

Ganancias: 7 (calor sensible) + 23 (calor latente) + 111 (radiación de onda larga) + 19 (radiación de onda corta) = 160 unidades.

Pérdidas: 64 (emisión IR hacia el espacio) + 96 (emisión IR hacia la superficie) = 160 unidades.

Ganancias = Pérdidas

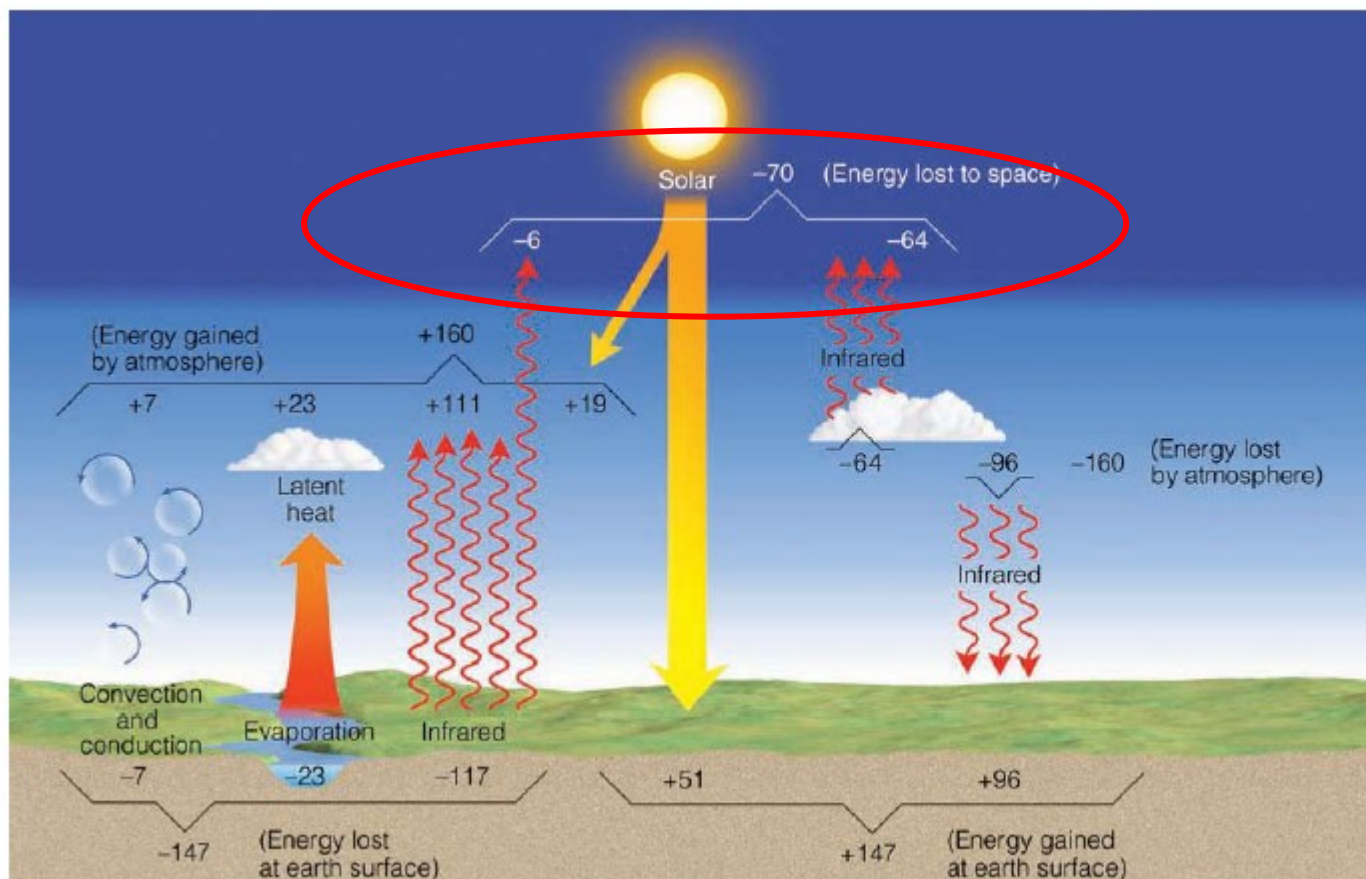


Equilibrio energético



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



Cima de la atmósfera:

→ Entra: 70 unidades

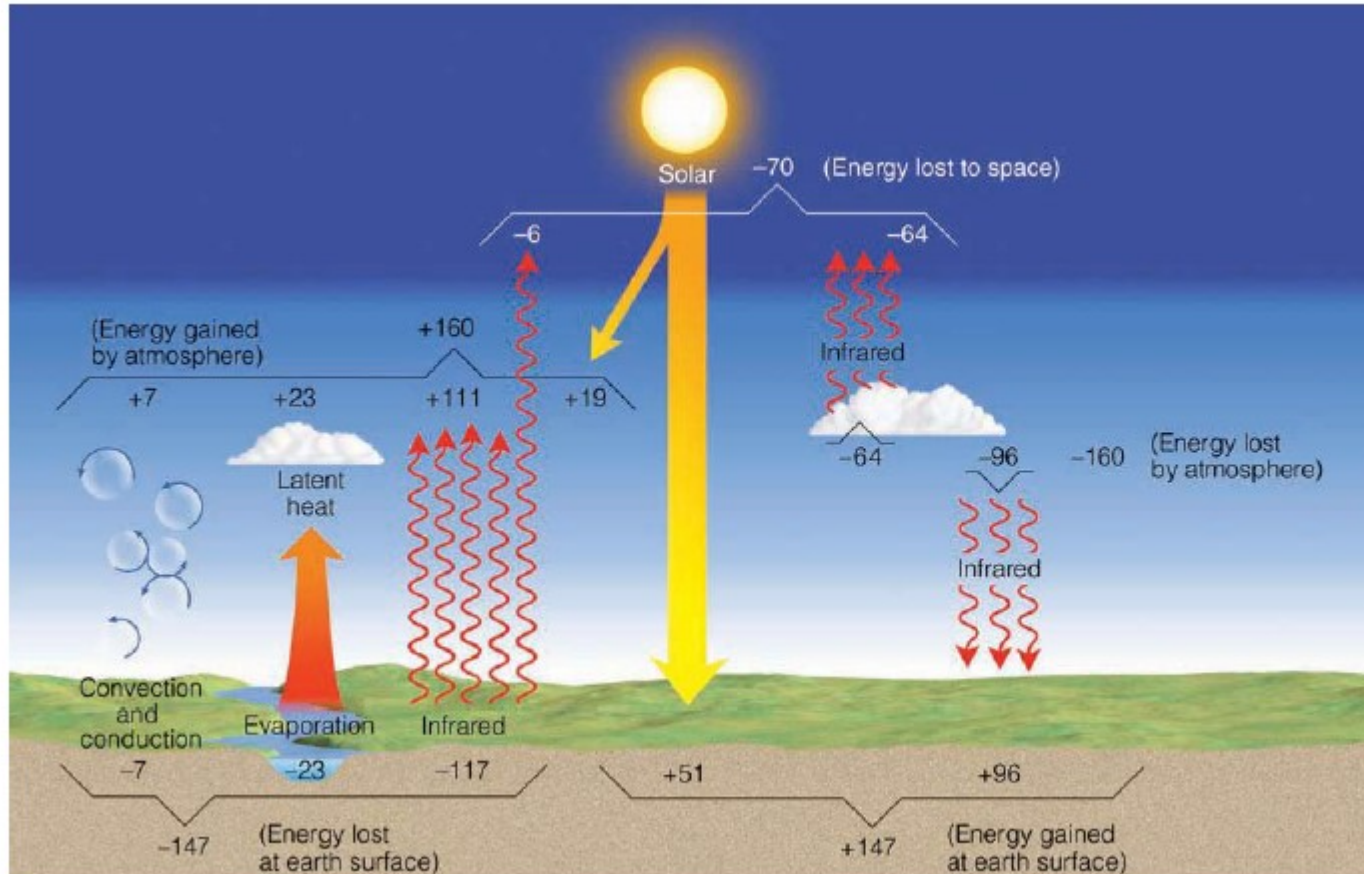
→ Salen: 6 (ventana atmosférica) + 64 (radiación IR de los GHG) = 70.



Equilibrio energético radiativo

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?

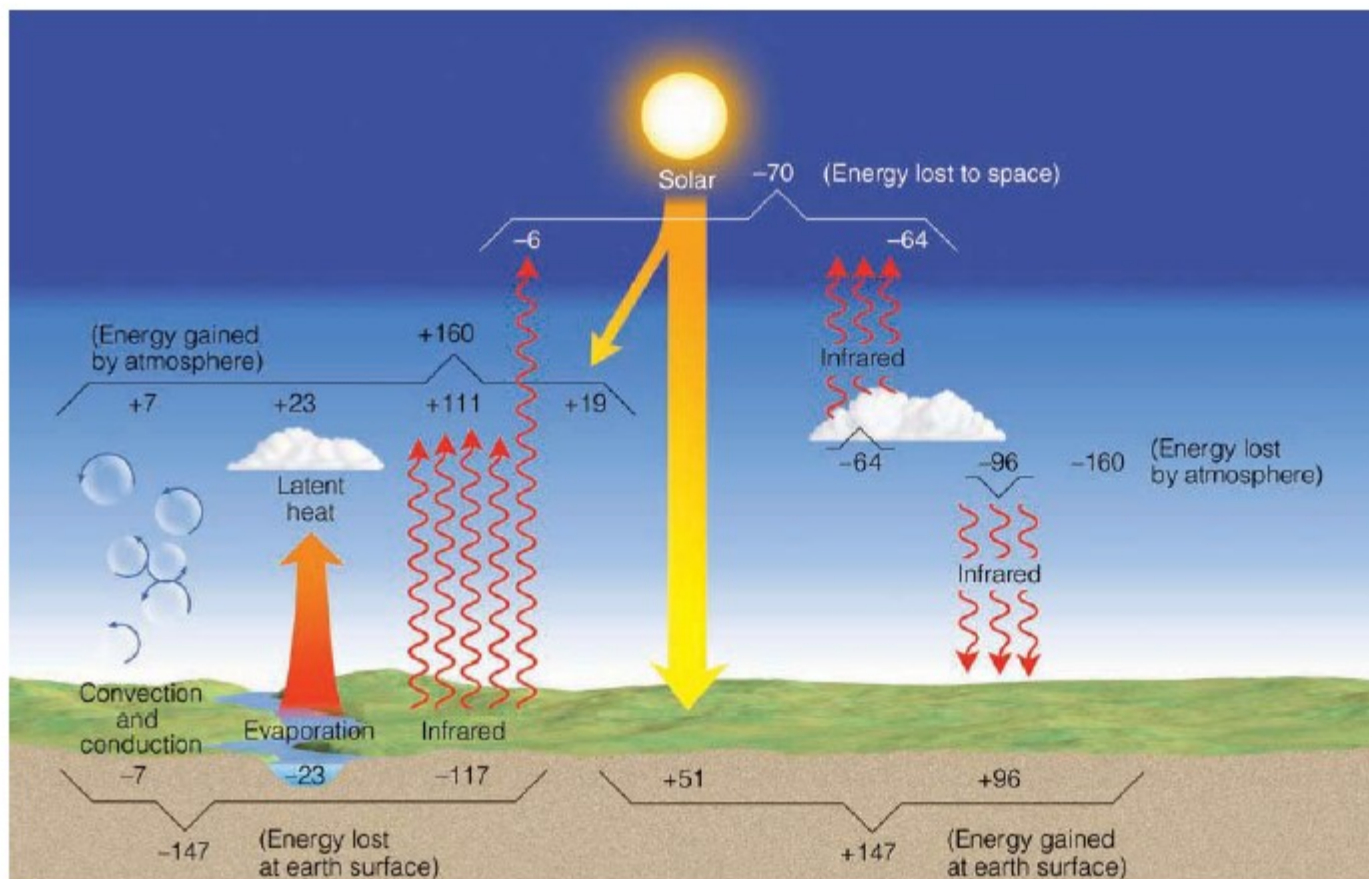


Tanto en la cima de la atmósfera, en la atmósfera, como en superficie de la Tierra: la misma cantidad de energía que se pierde es la que se gana → existe un balance de energía.

Si no hay una ganancia o pérdida neta de energía, la temperatura de la Tierra y de la atmósfera permanece aproximadamente constante.

Balance energético: términos más importantes: los radiativos

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra



De las 117 unidades que en forma de radiación de onda larga emite la superficie terrestre,

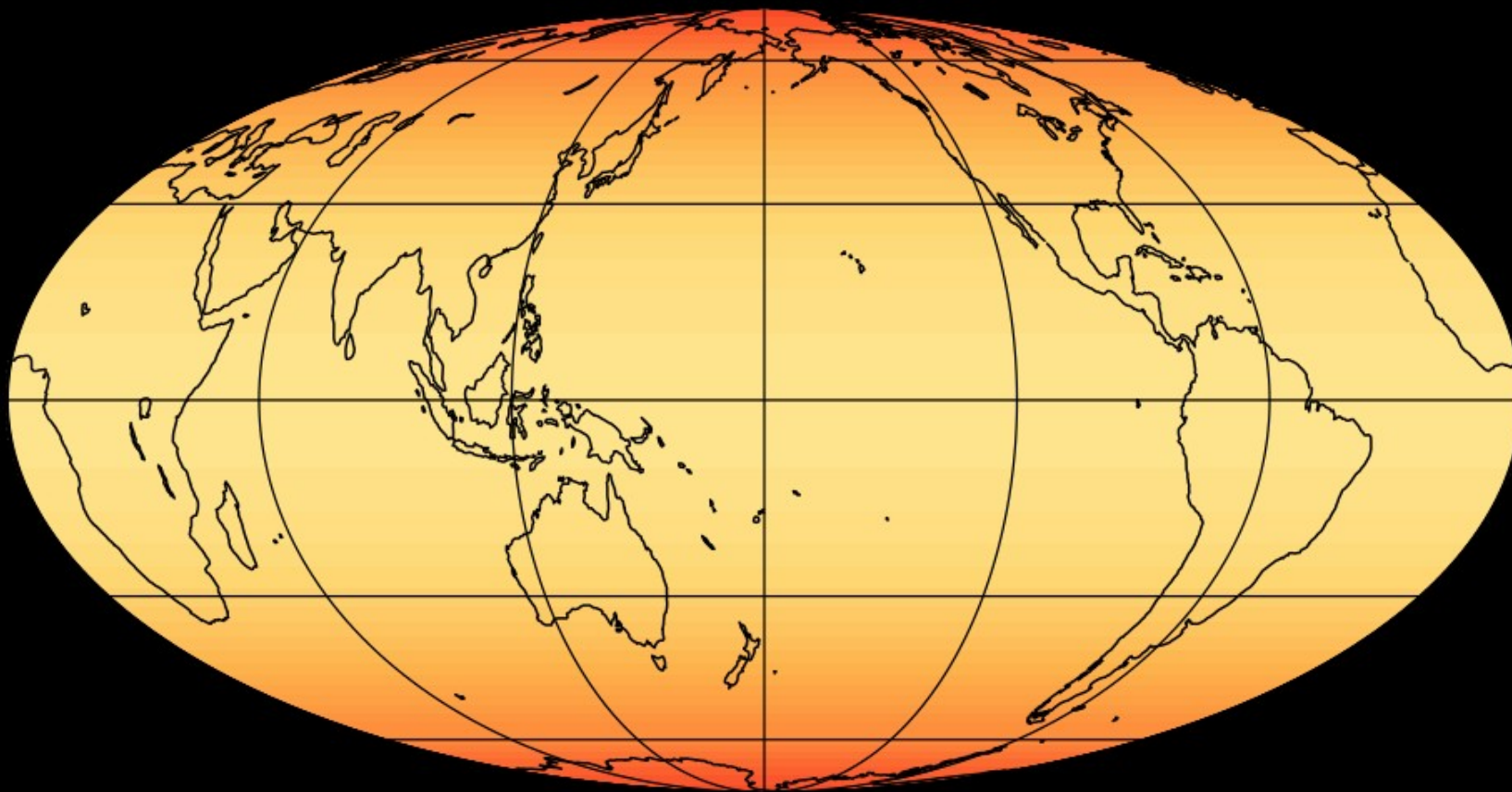
6 escapan directamente hacia el espacio. Esas 6 unidades vendrían a representar el 5% de la energía radiativa emitida por la superficie terrestre. → ventana atmosférica de onda larga.

Distribución de energía en el tope de la atmósfera

Tope
Atmósfera

Solar Incoming Radiation

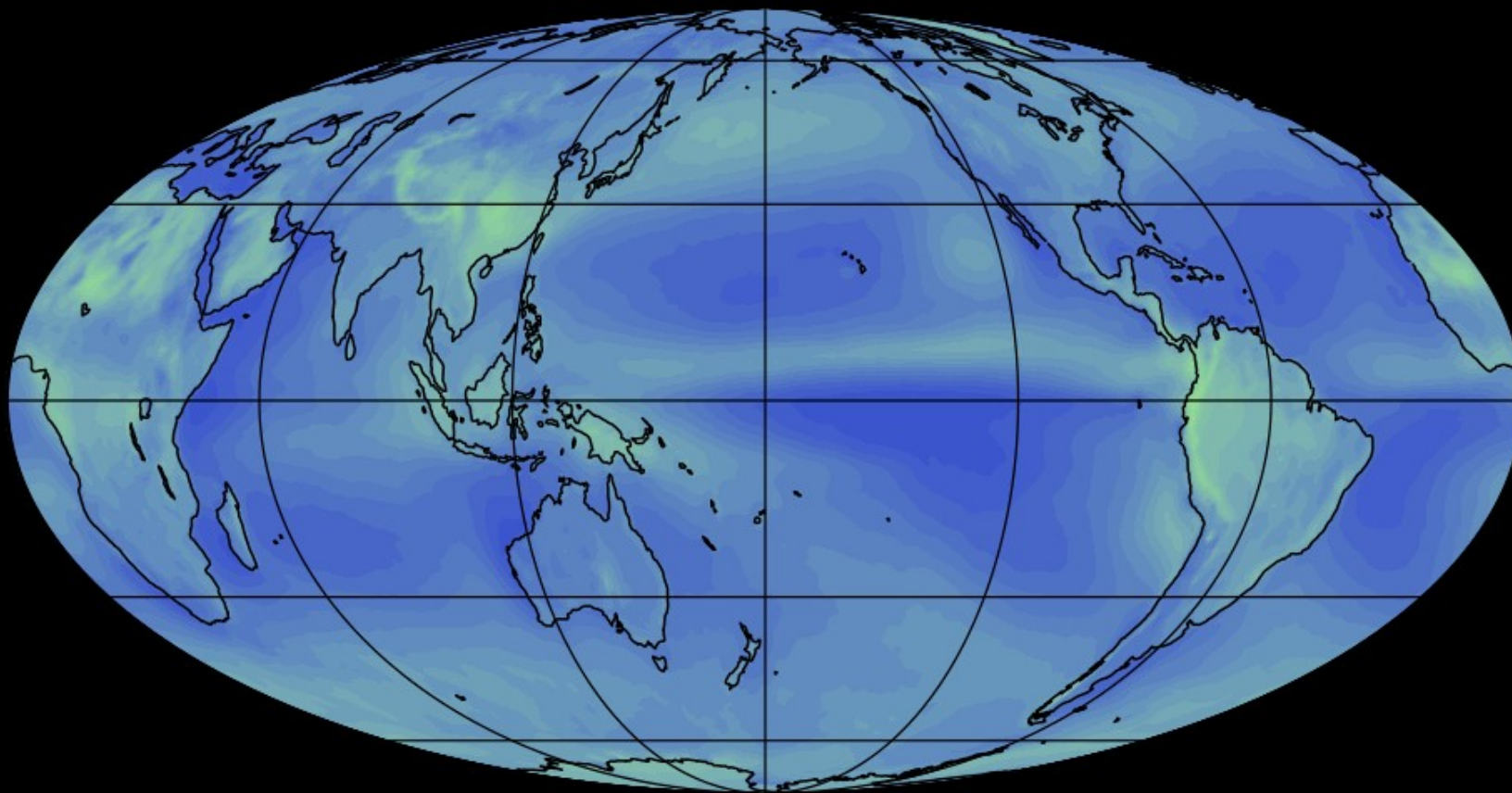
7/2005 - 6/2015



Tope
Atmósfera

Reflected Shortwave Radiation

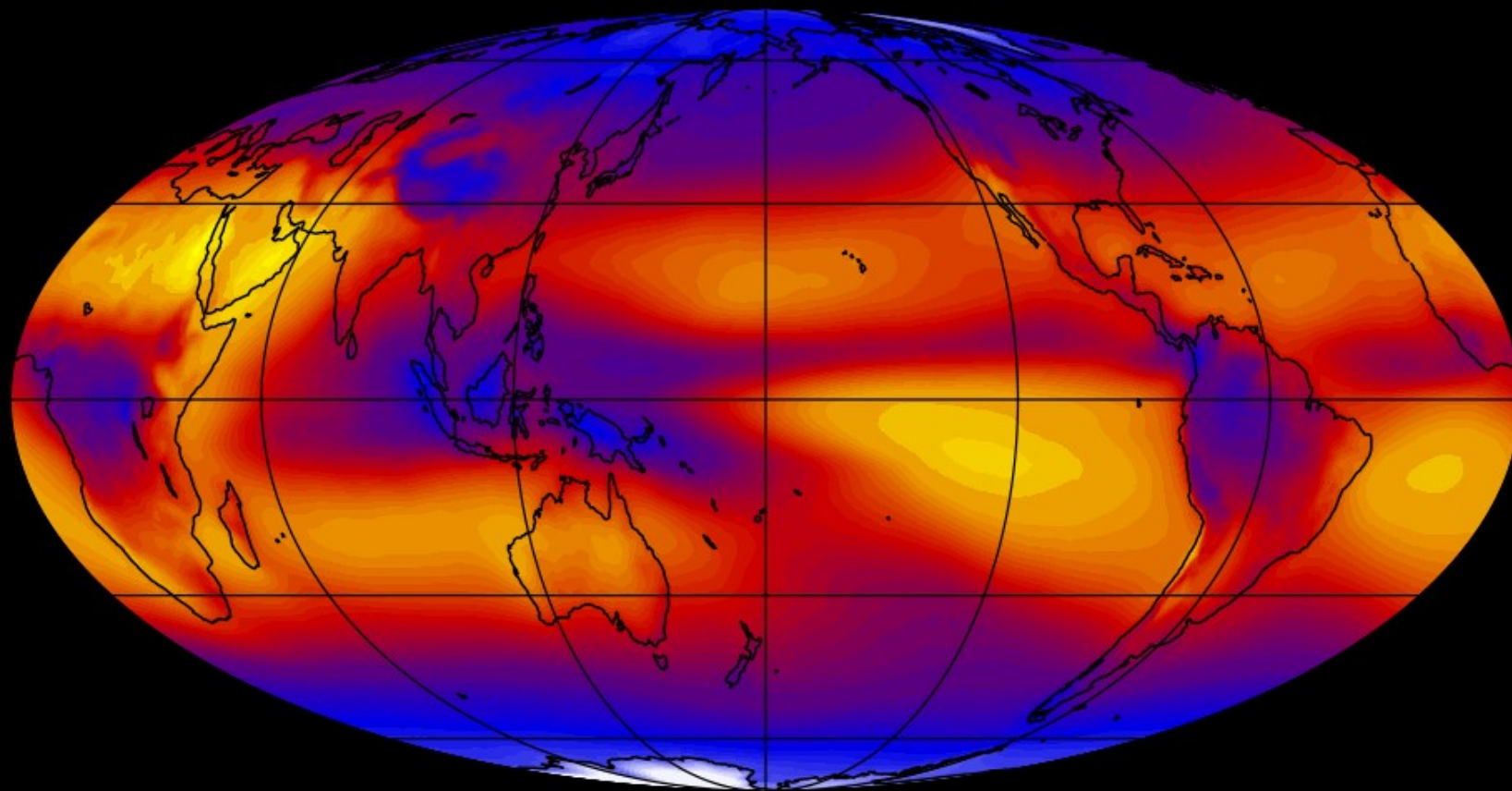
7/2005 - 6/2015



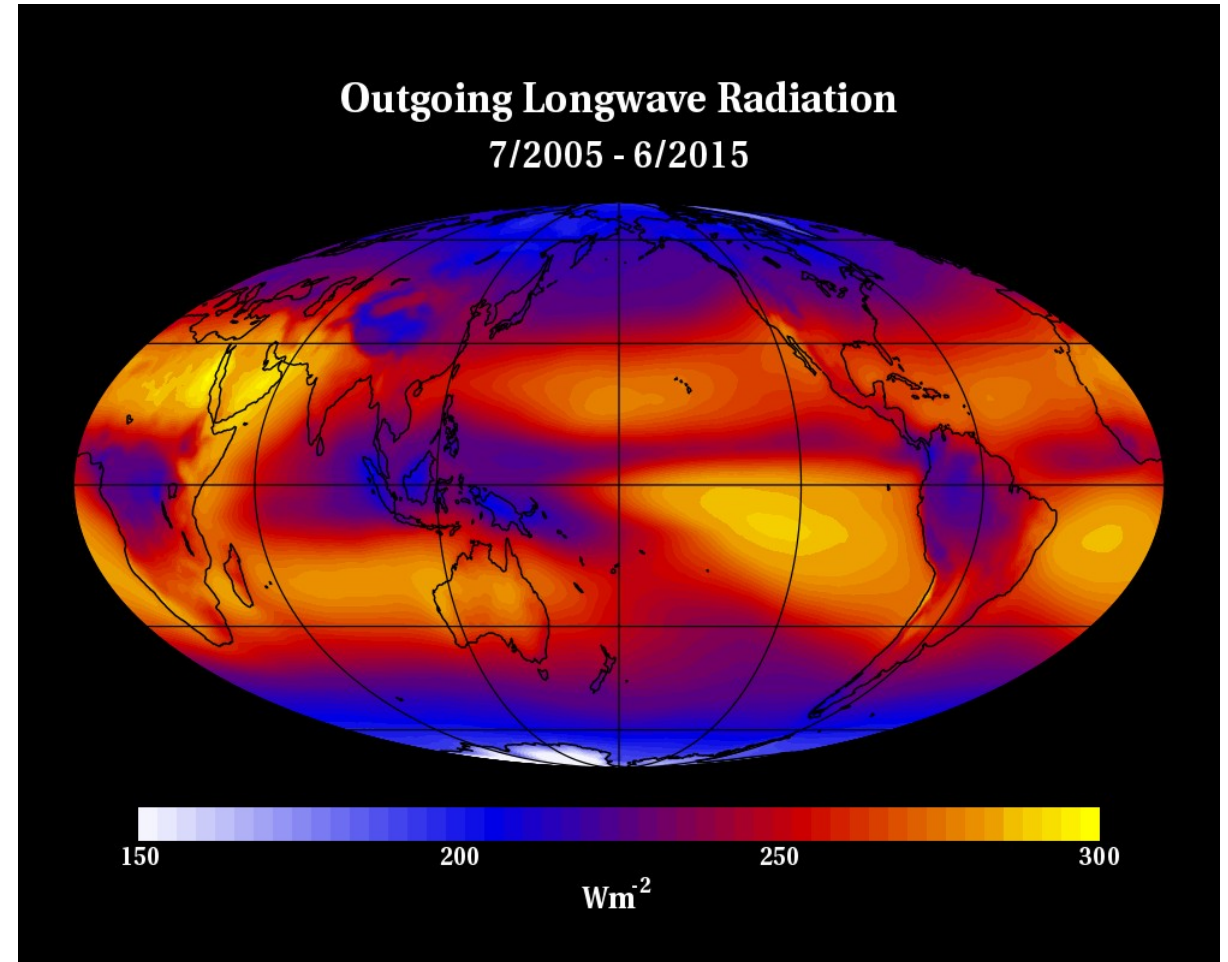
Tope
Atmósfera

Outgoing Longwave Radiation

7/2005 - 6/2015



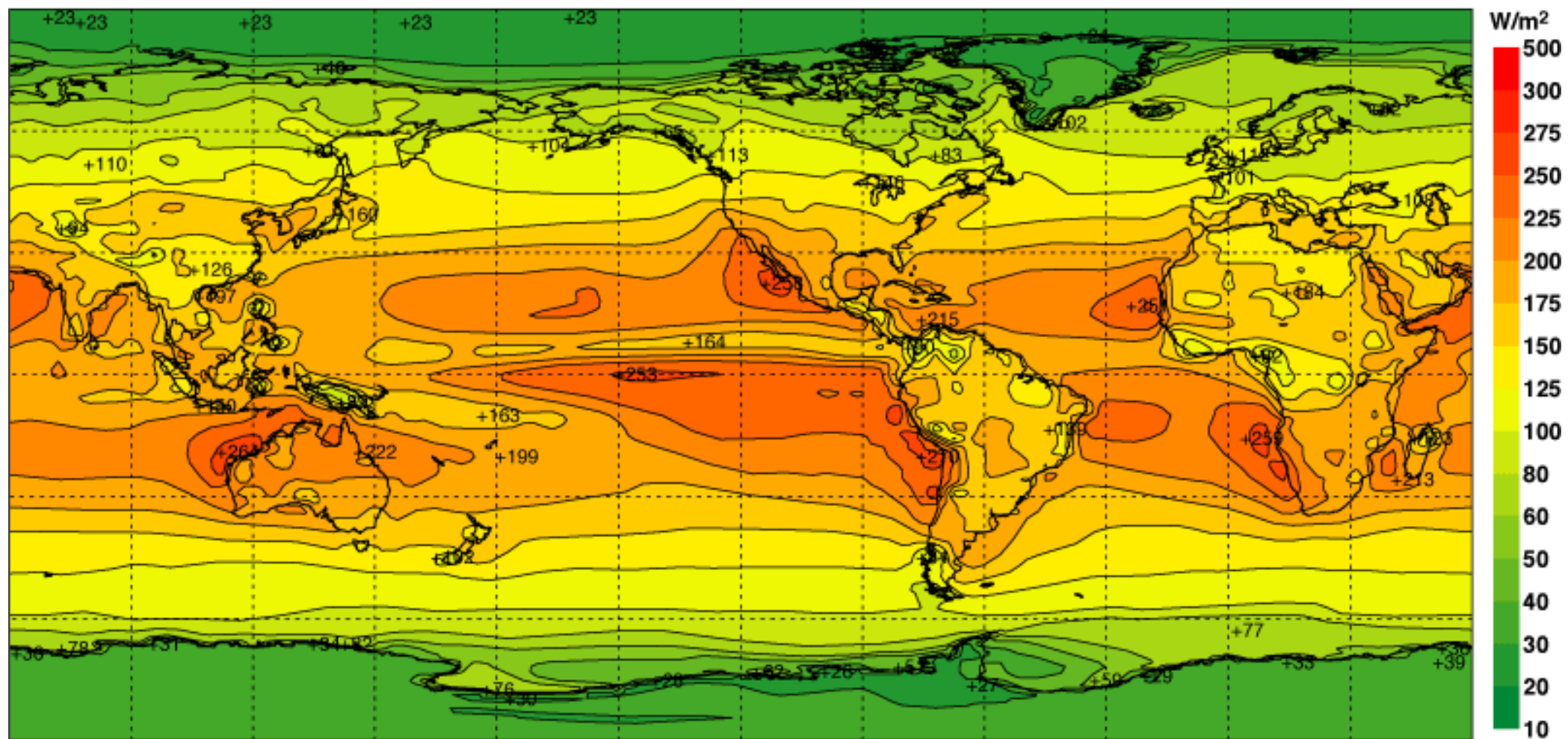
- La OLR esta controlada por la temperatura de la superficie de emisión. Por lo tanto los Polos y los topos nubosos fríos son los que menos emiten. Los mayores valores ocurren en superficies calidas, con una atmósfera seca y sin nubes.
- Mayor en los desiertos y océanos tropicales (regiones con poca nubosidad)
- Menor en las regiones polares y en regiones con alta persistencia de nubosidad.



Distribución de energía en superficie

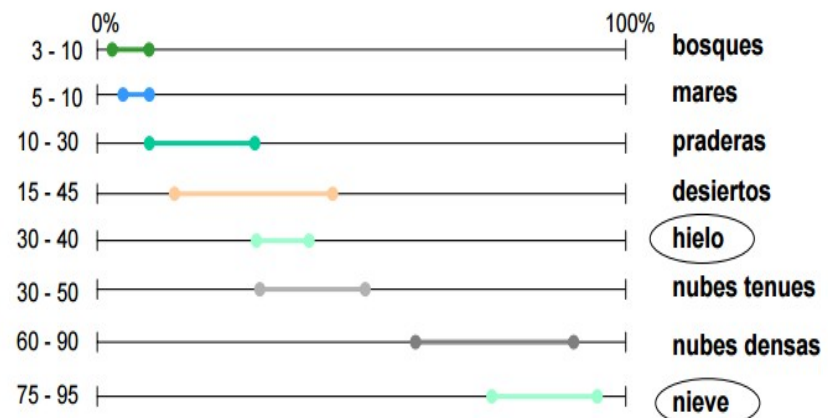
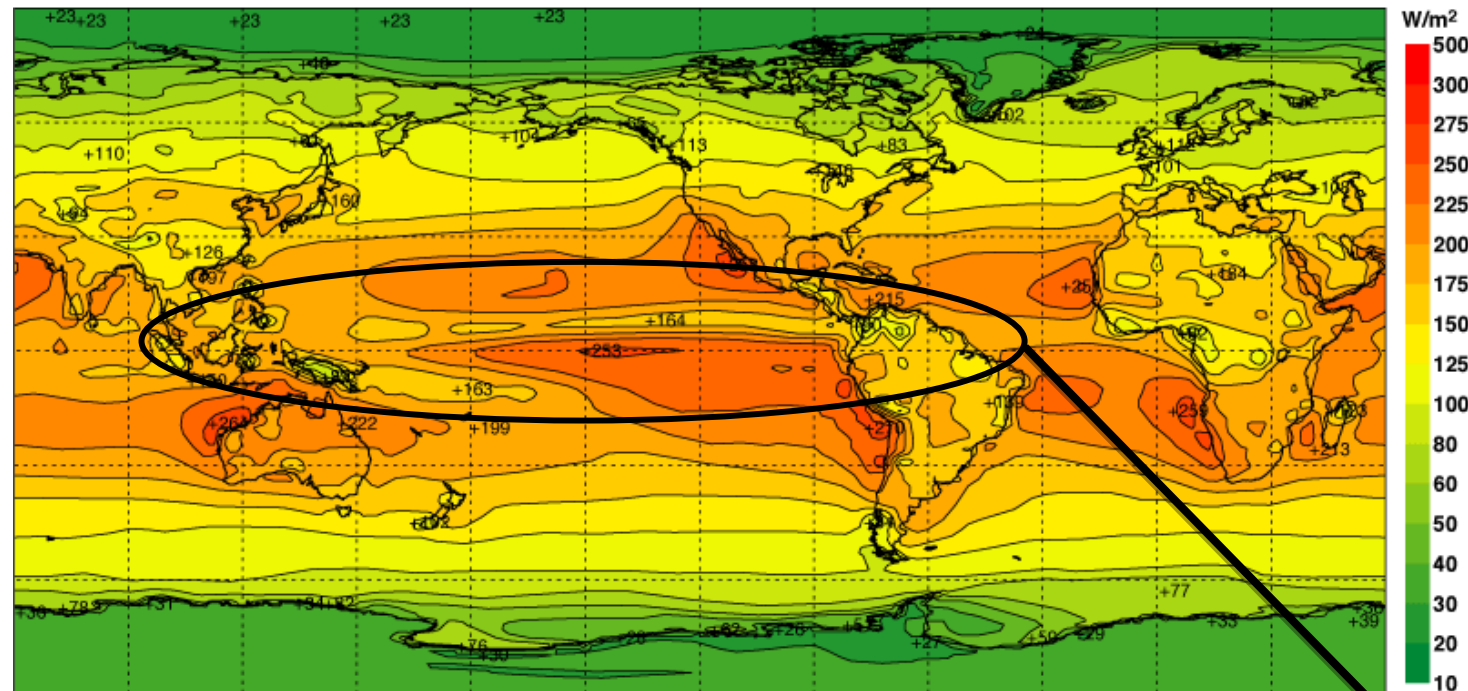
Net surface solar radiation

Annual mean



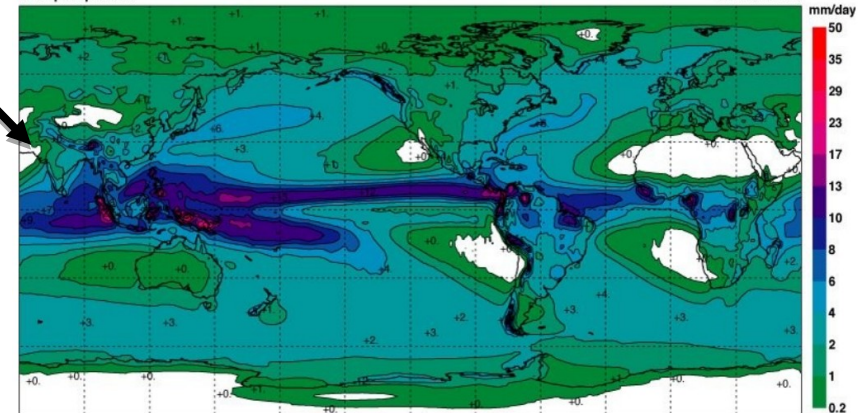
Net surface solar radiation

Annual mean

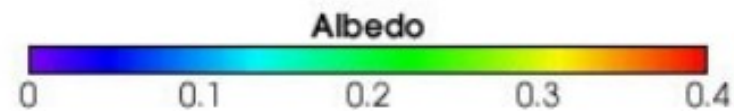
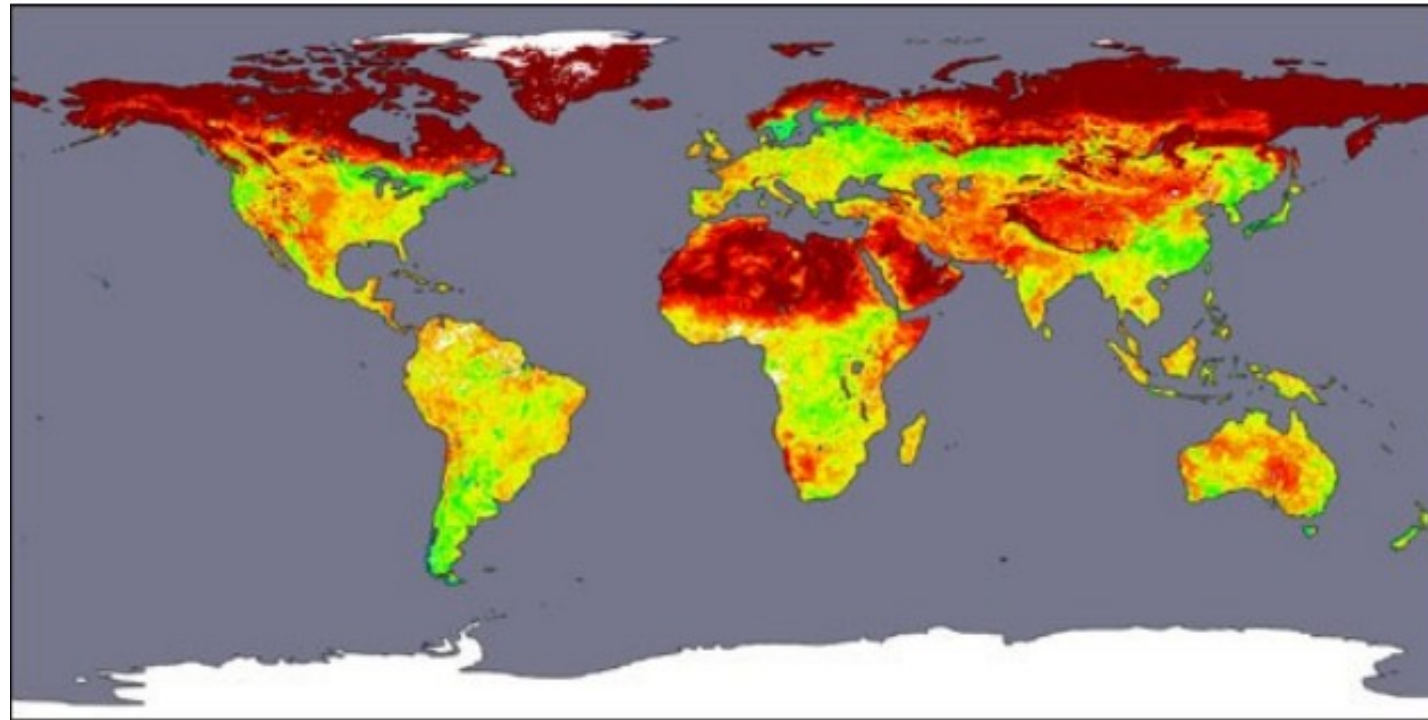


Total precipitation

Annual mean



Albedo

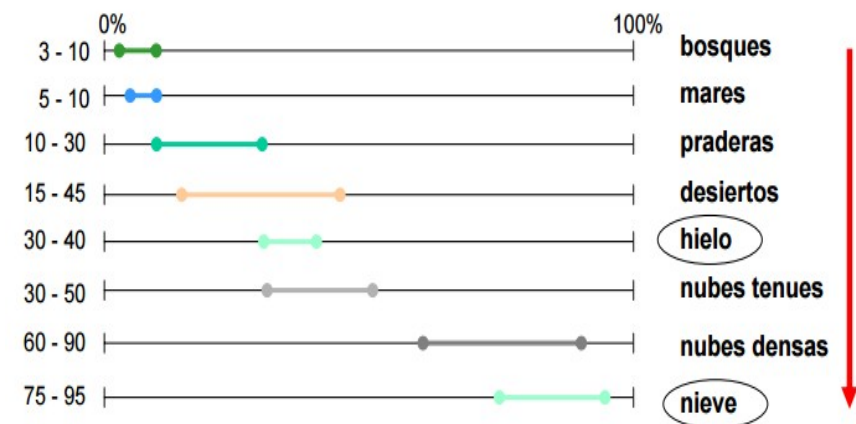
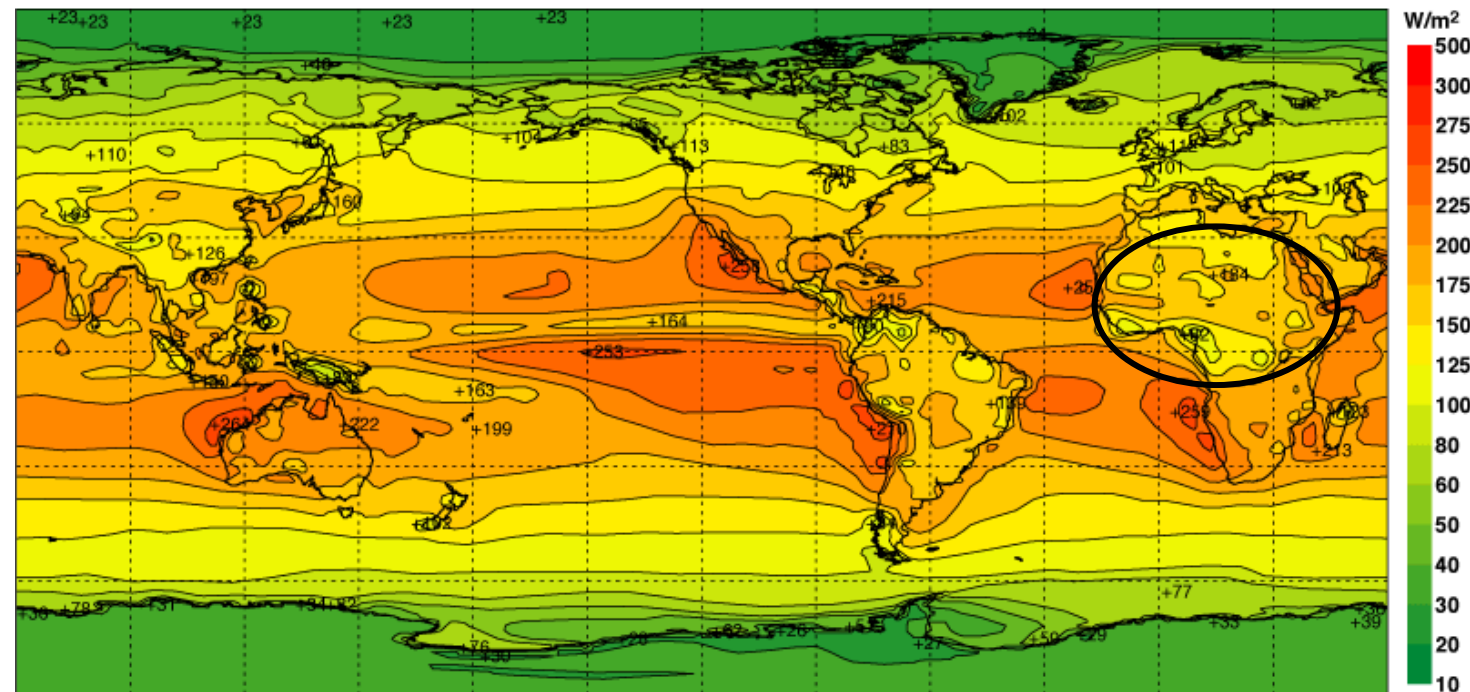


TYPICAL ALBEDOS (%)

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

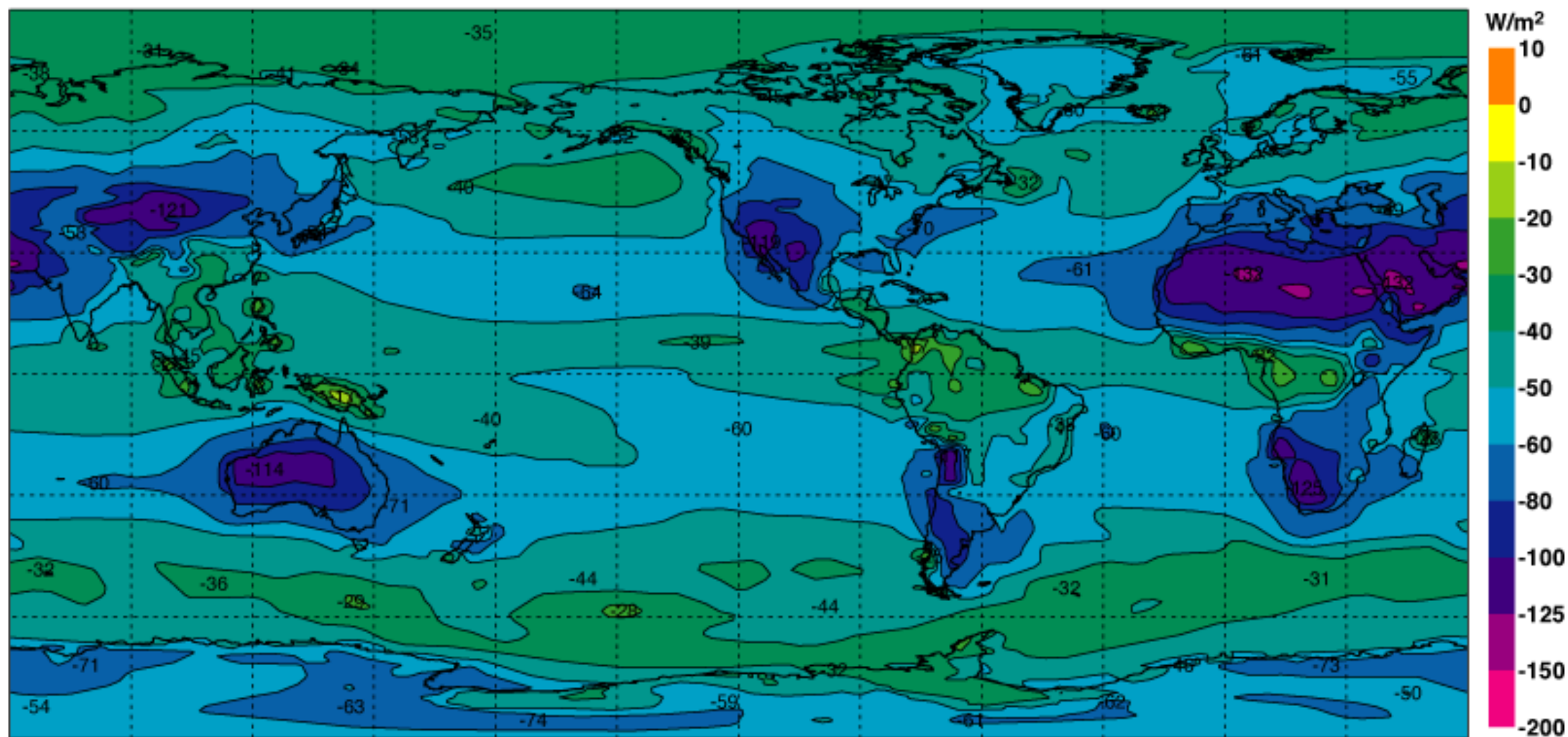
Net surface solar radiation

Annual mean



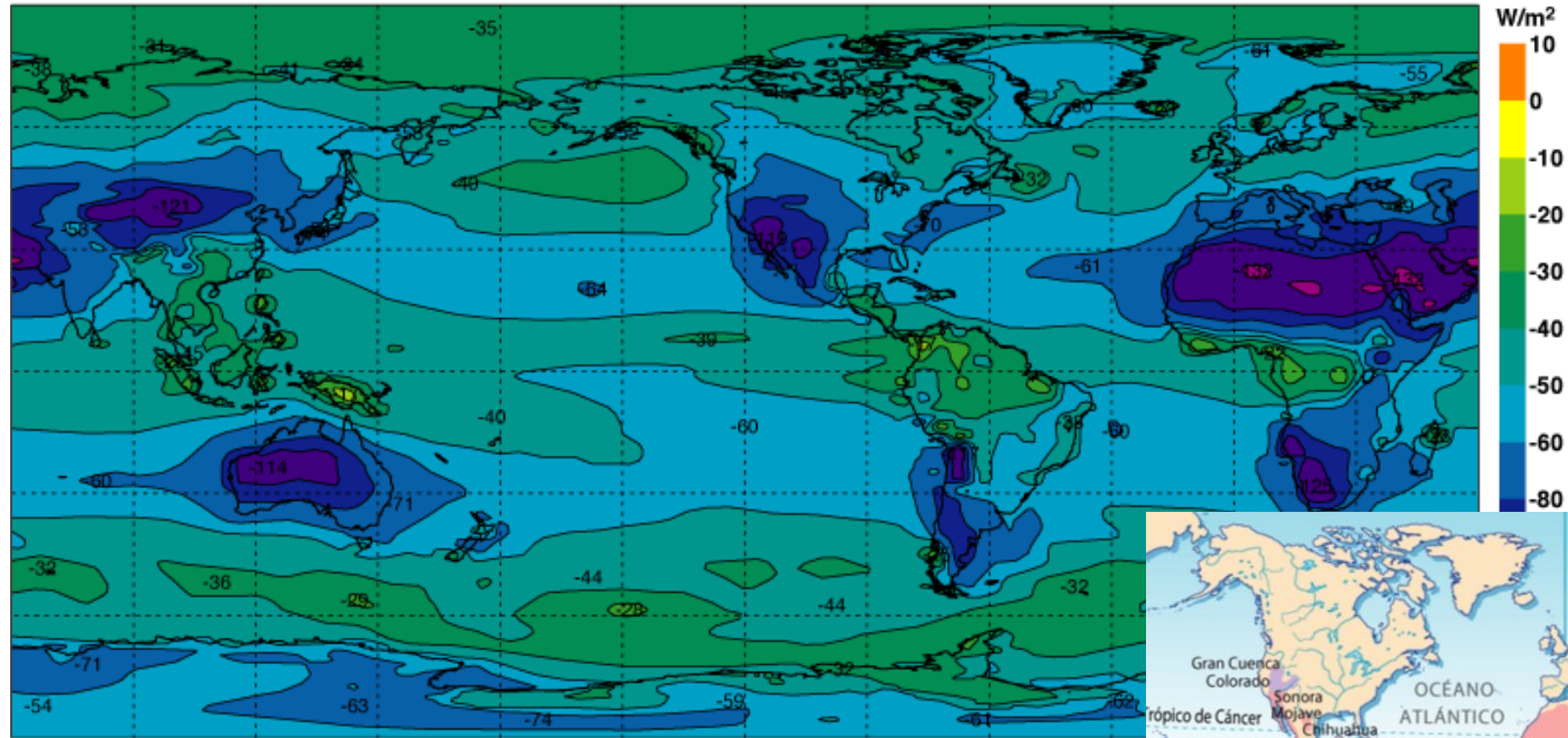
Net surface thermal radiation

Annual mean



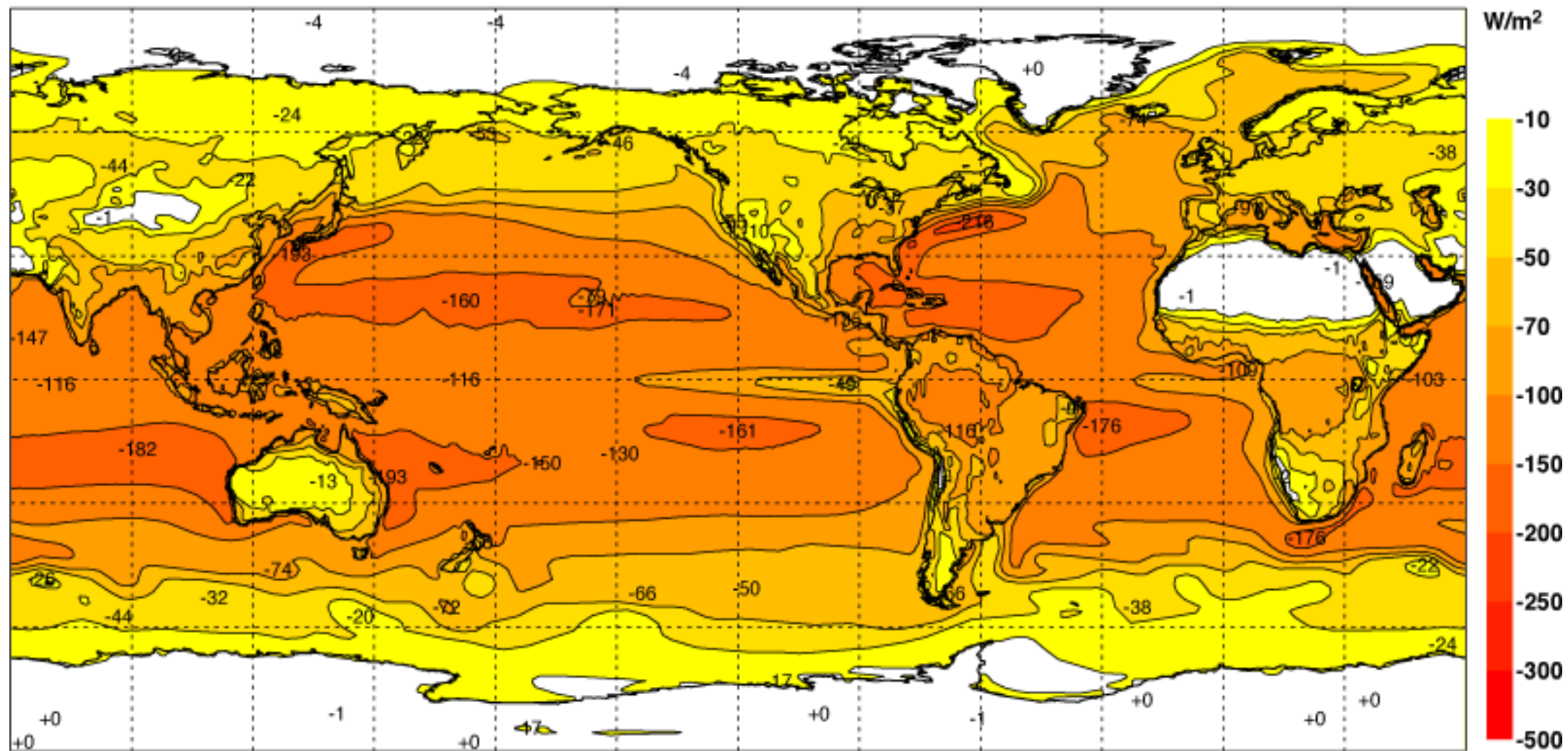
Net surface thermal radiation

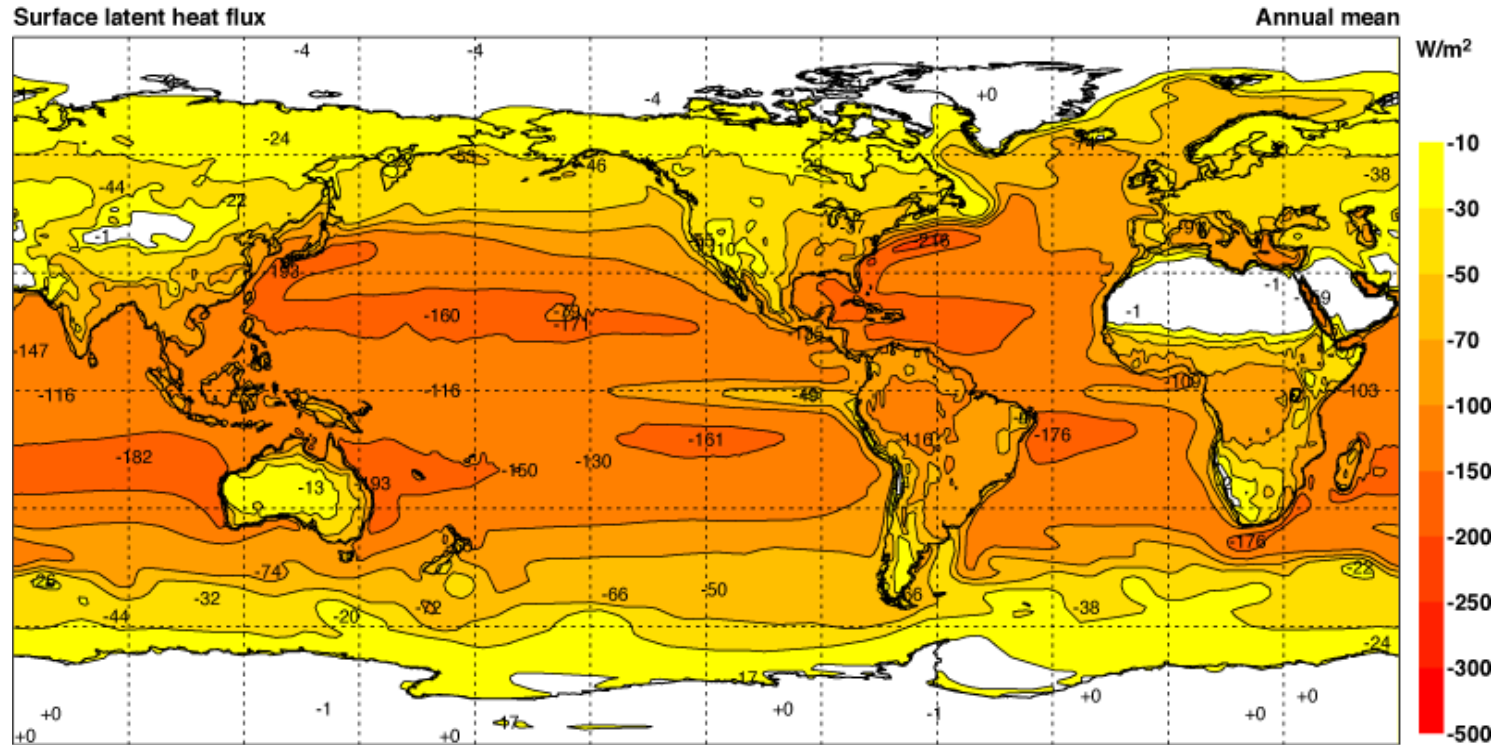
Annual mean



Surface latent heat flux

Annual mean





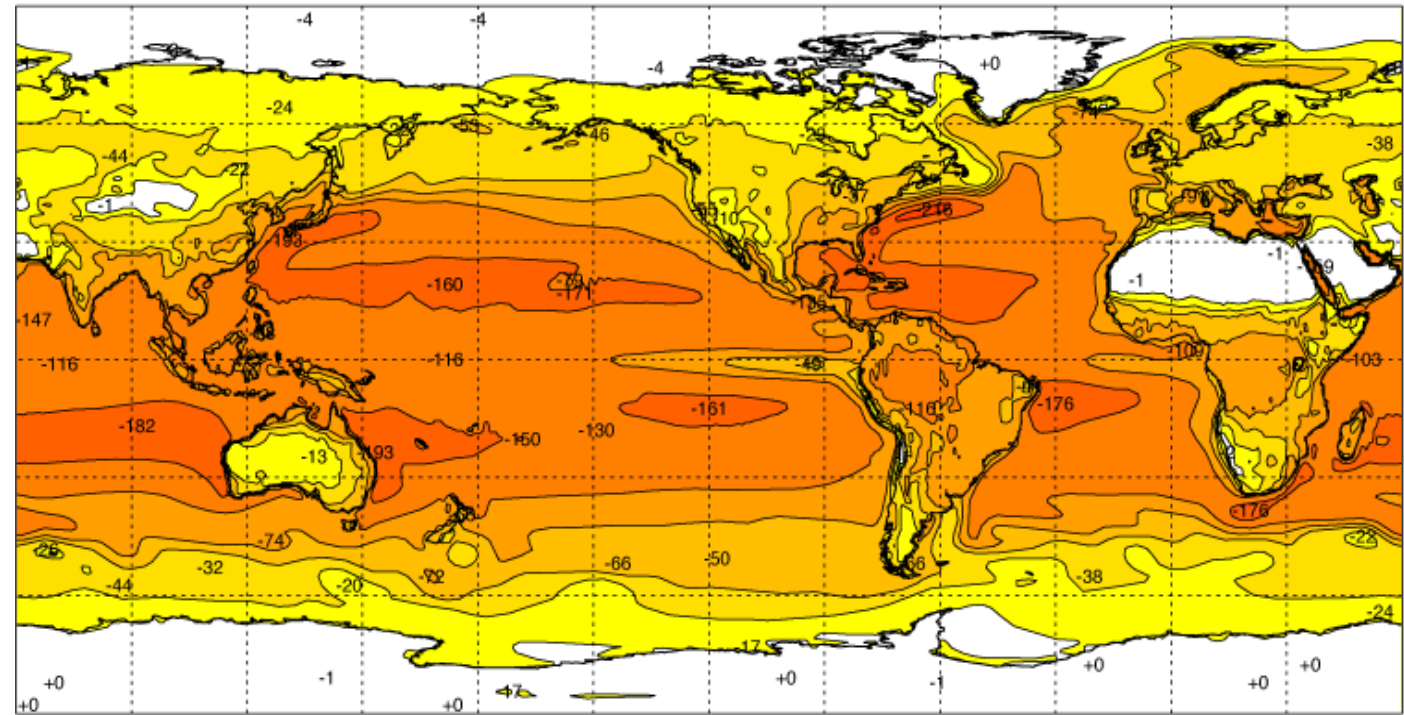
Máximos sobre regiones dominadas por los anticiclones subtropicales (cielos despejados, TSM altas y mucha evaporación).

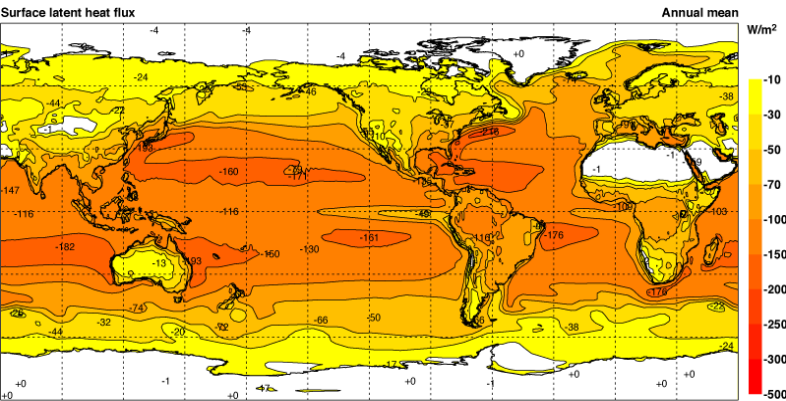
La evaporación también es abundante sobre las corrientes oceánicas cálidas del lado oeste de los océanos. Excepto en el Índico Sur, los vientos del monzón producen un extenso máximo en el este de la cuenca.

Sobre los continentes, se producen máximos en la superficie sobre la selva amazónica, la selva tropical de la cuenca del Congo y la selva tropical del sudeste asiático, donde los índices de evapotranspiración son elevados.

Los mínimos del flujo de calor latente en la superficie coinciden con los desiertos subtropicales.

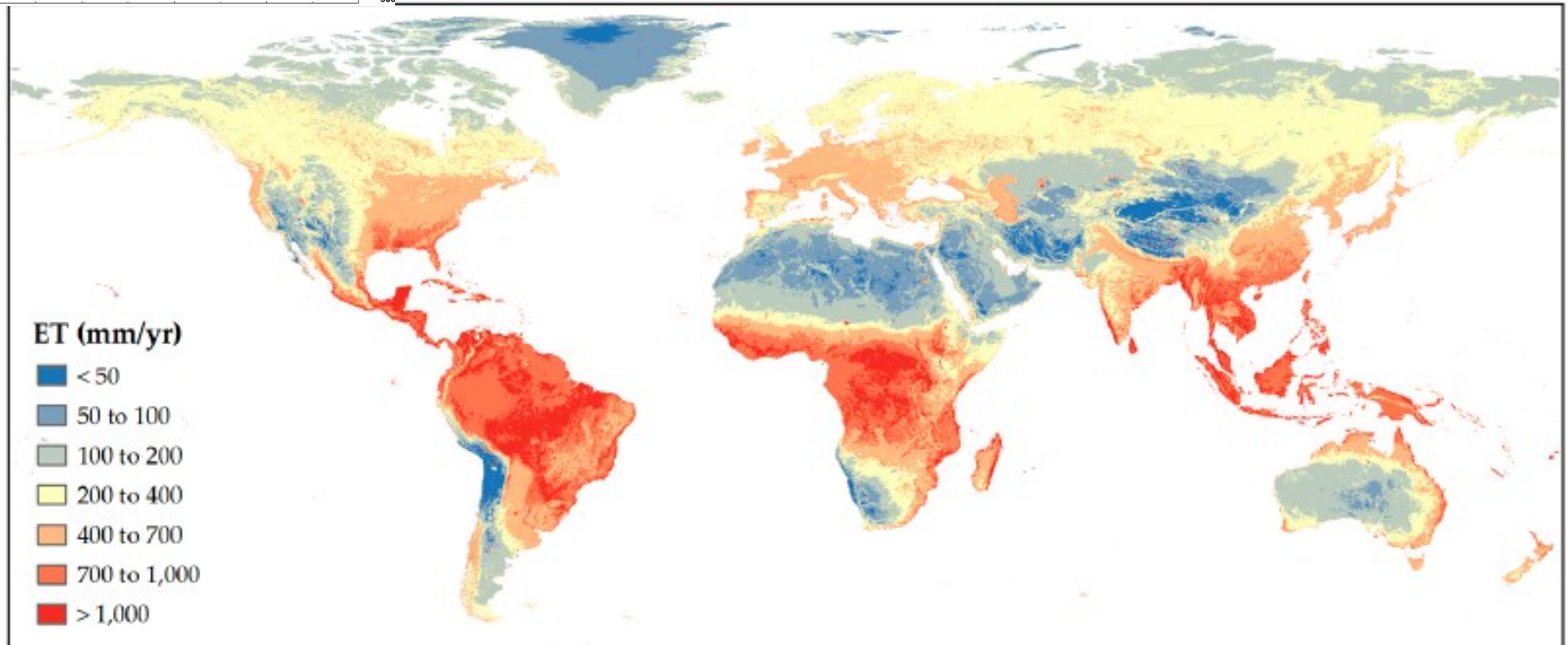
Surface latent heat flux





Evapotranspiración

Procesos que controlan la evaporación desde el suelo, vegetación y cuerpos de agua, y de la transpiración de plantas.



Evaporación en océanos

Evaporación

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

ρ - densidad del aire

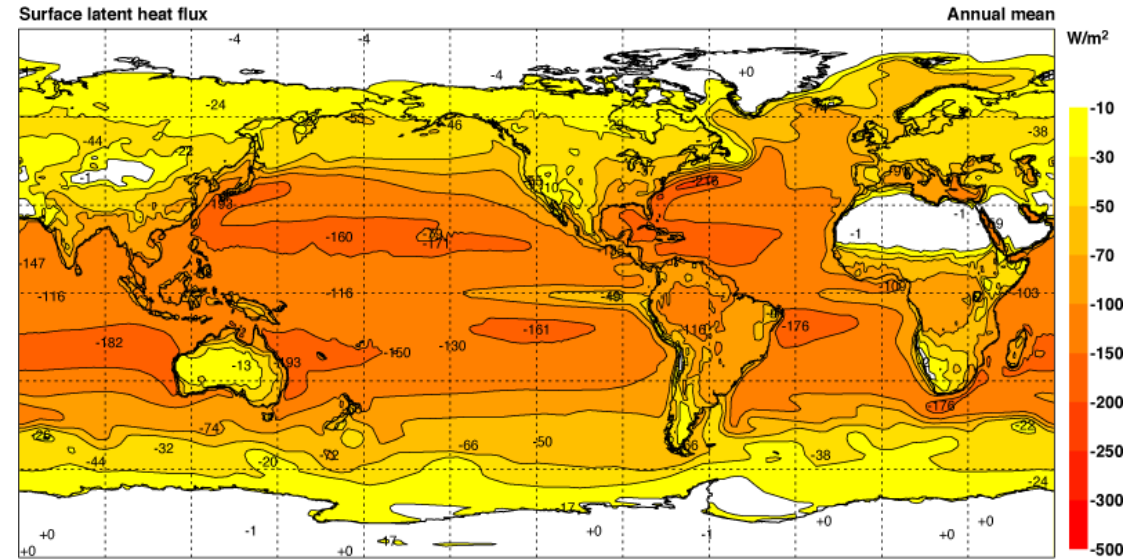
v - velocidad del viento

q_s - humedad específica de saturación a la T del mar

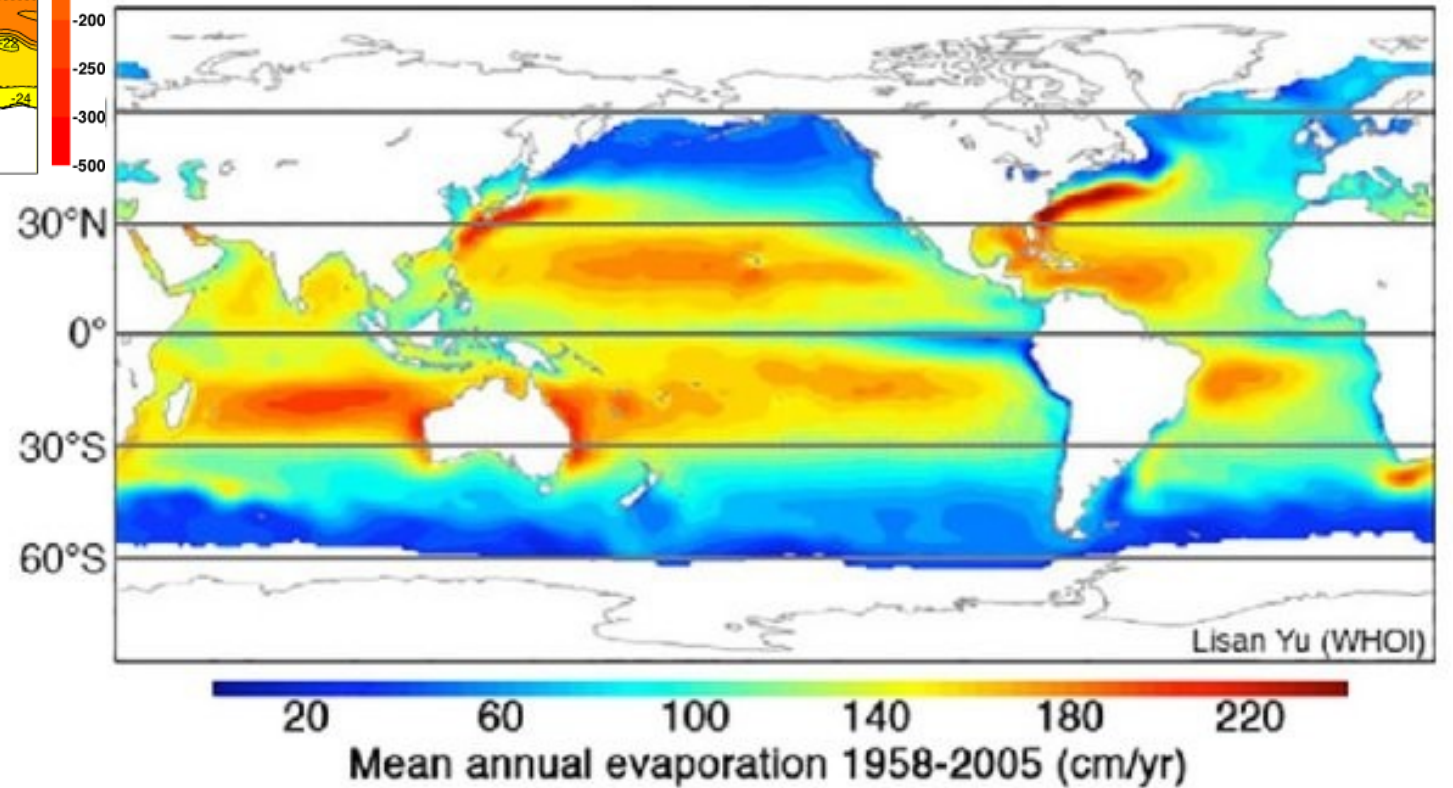
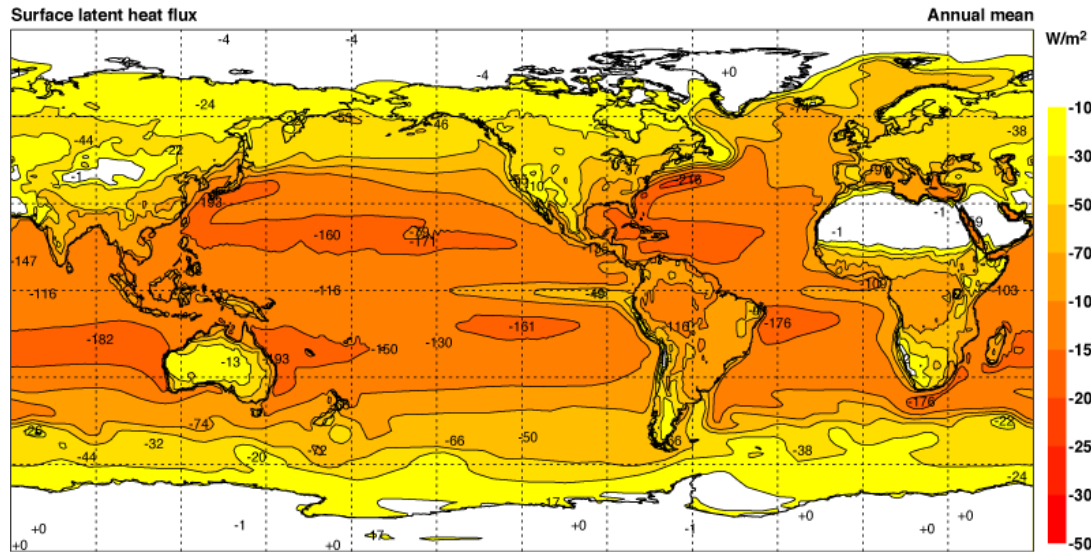
q_a - humedad específica del aire a 10m por encima de la superficie

C_w - coeficiente de difusión turbulenta

(asociado a la rugosidad de la superficie)

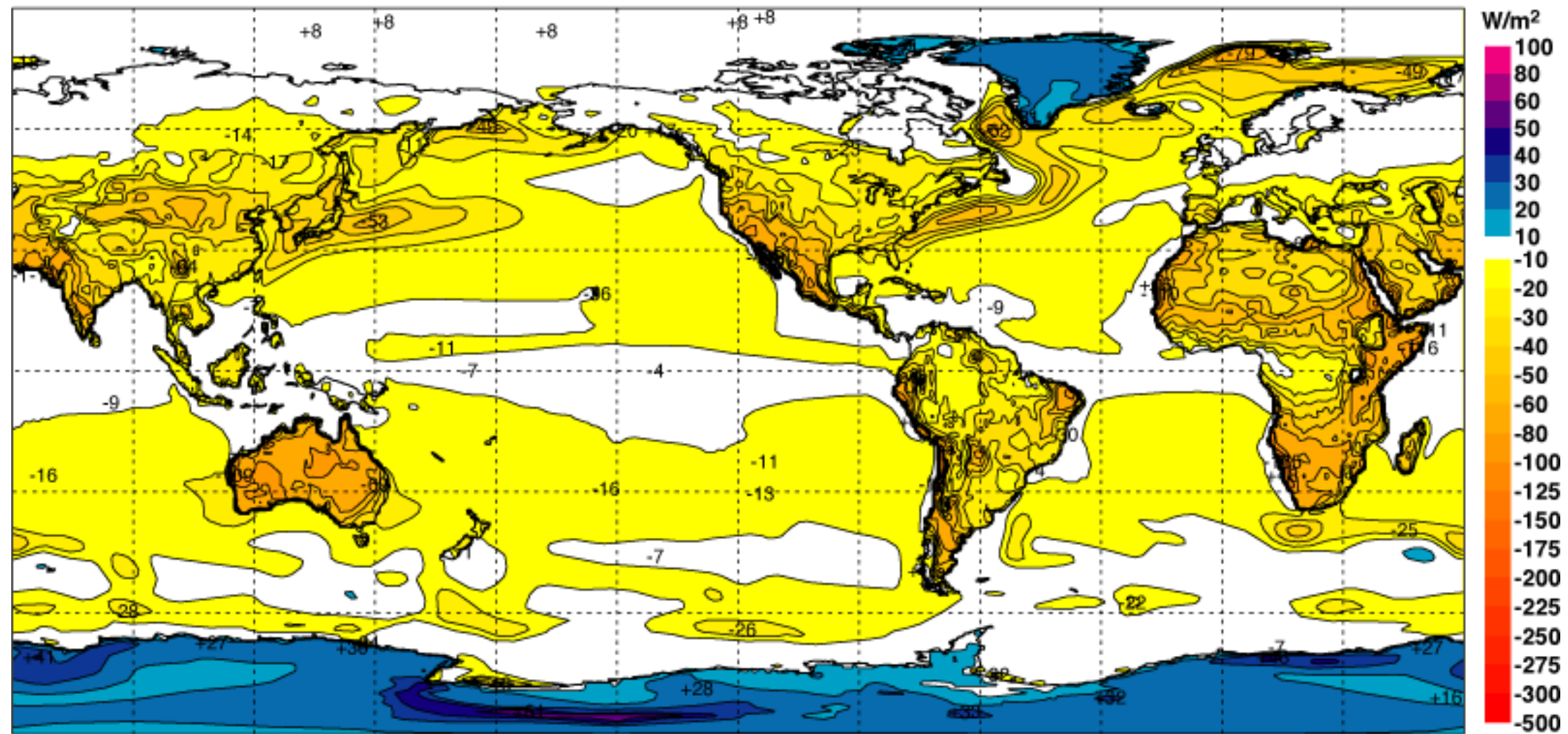


Evaporación en océanos



Surface sensible heat flux

Annual mean



El flujo de calor sensible depende de las diferencias de temperatura entre el aire y la superficie, y de la velocidad del viento.

Máximos sobre regiones oceánicas estrechas donde el aire fresco continental que fluye sobre las corrientes cálidas.

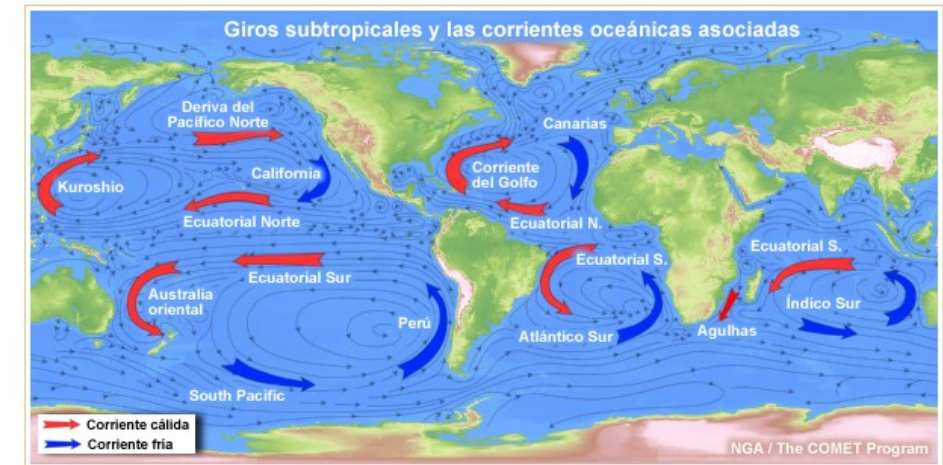
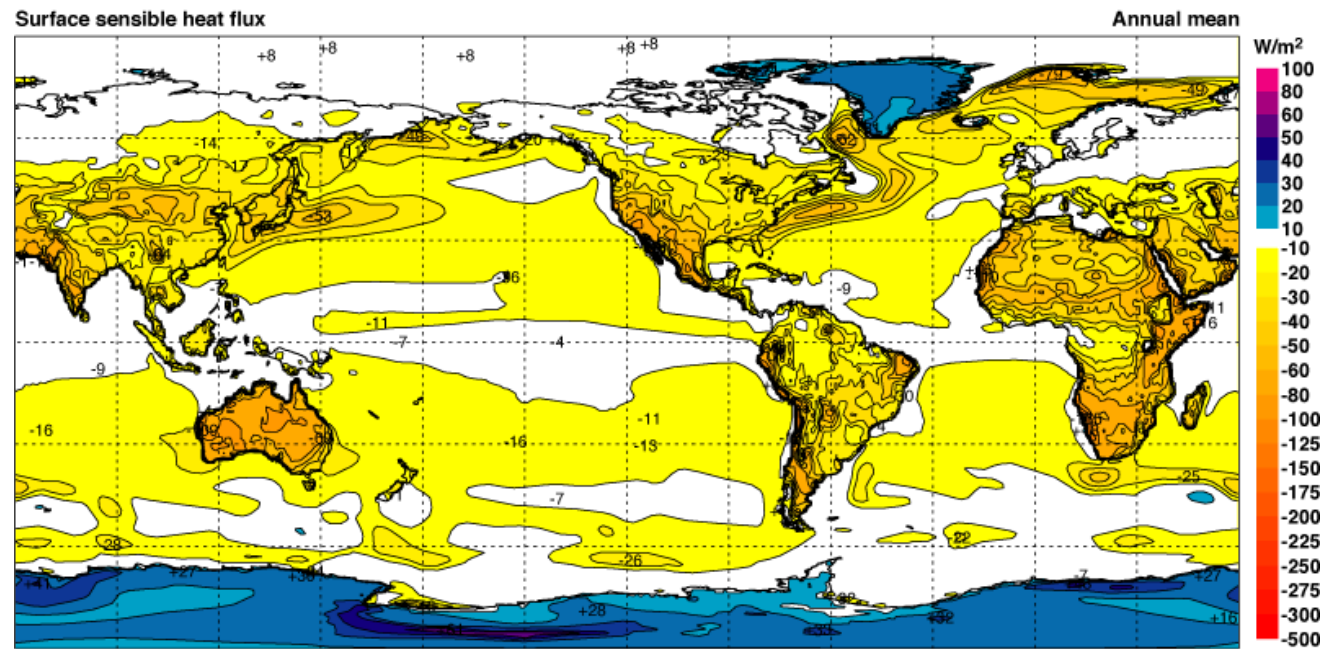


Fig. 3.20. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías, en azul.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Dependencia latitudinal del balance de energía radiativo

Altas latitudes tienden a perder más energía de la que reciben del sol, mientras que las latitudes bajas tienden a ganar más energía que la que pierden. El origen de este desajuste se encuentra en que la radiación solar total incidente en la superficie de la Tierra depende de la latitud (sólo a 38°N y 38°S existe equilibrio radiativo).

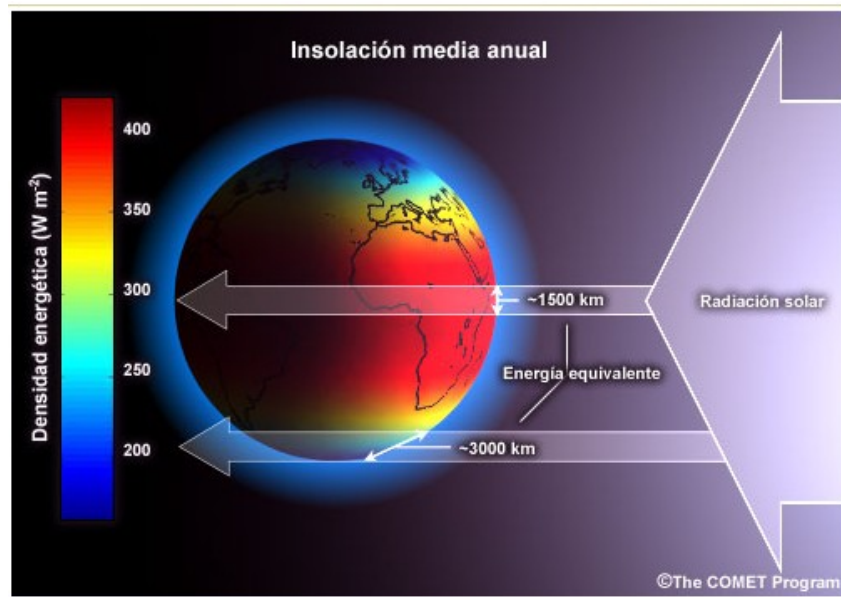
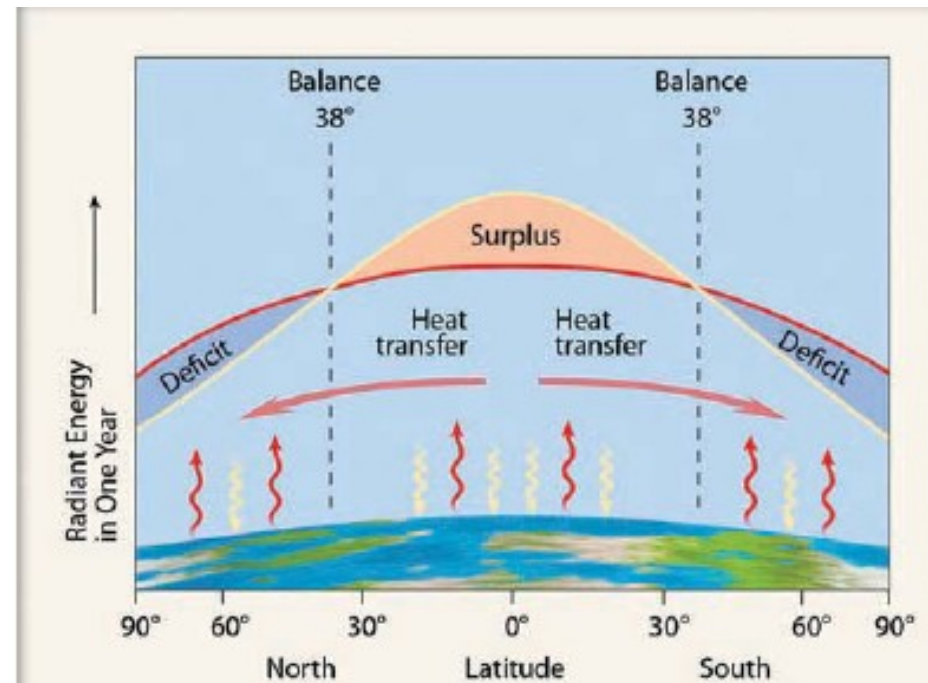
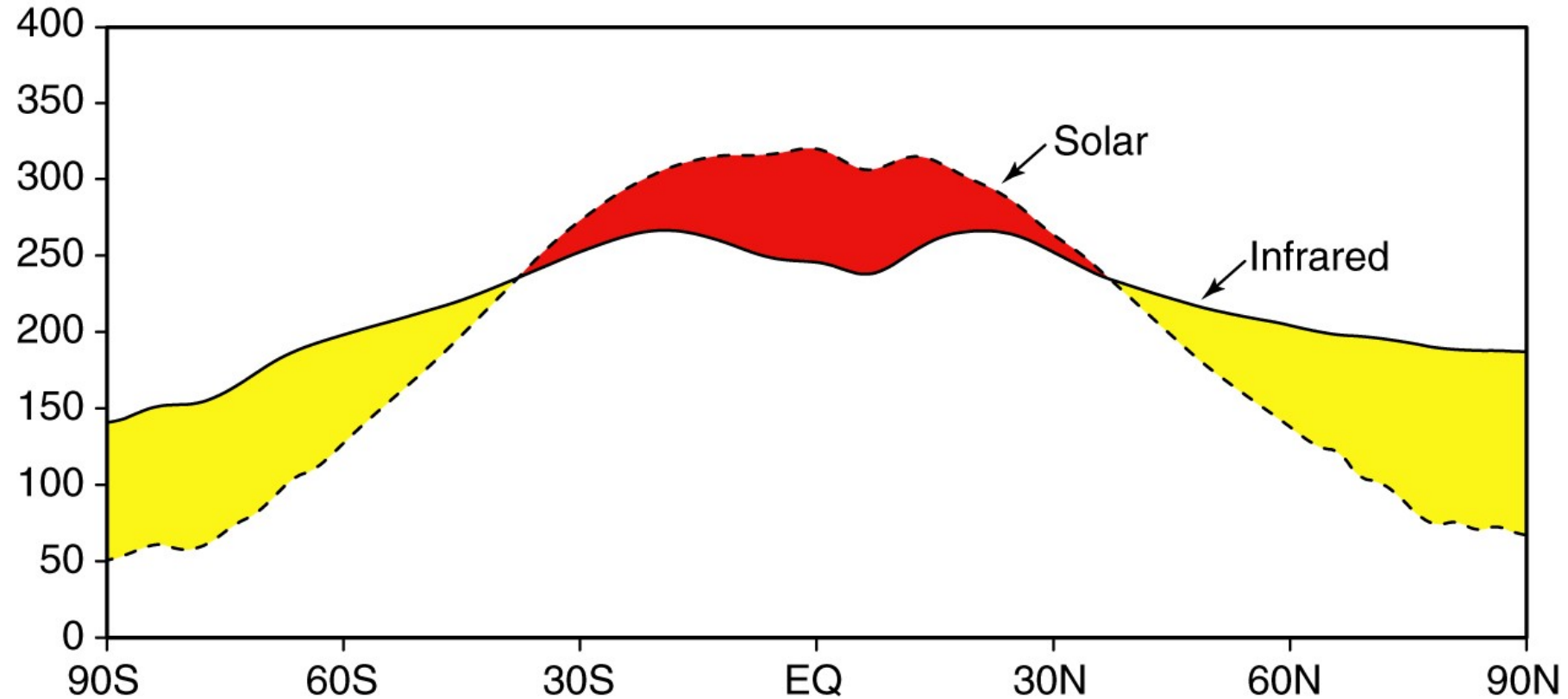


Fig. 1.1. Variaciones latitudinales de la densidad energética entrante (insulación) y la distancia hasta la superficie (promedio anual).



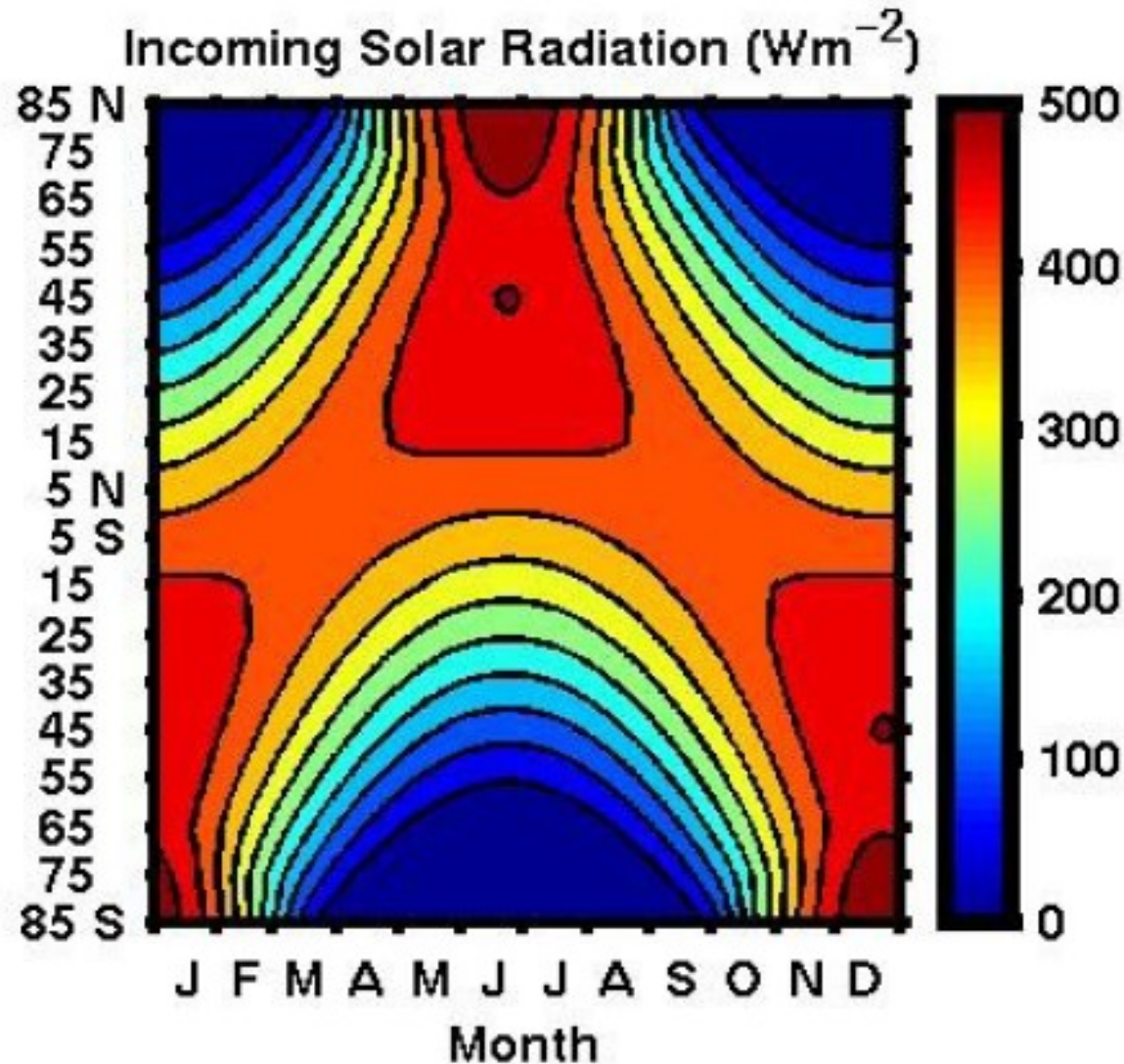
Distribución de la radiación

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.

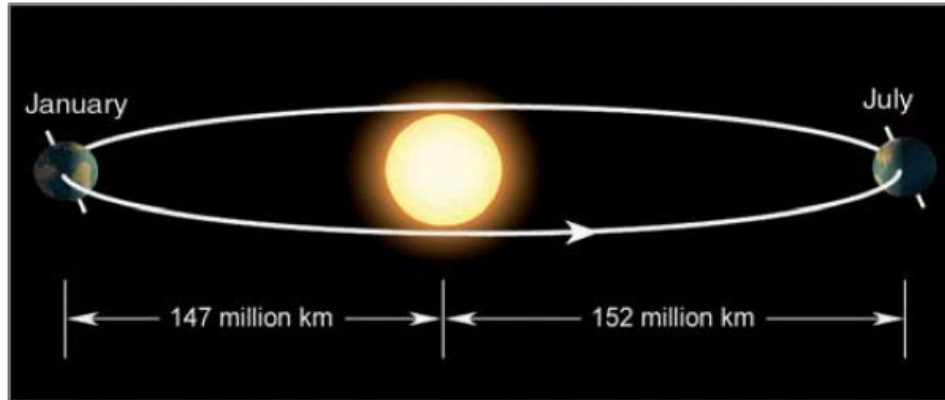
Distribución de la insolación



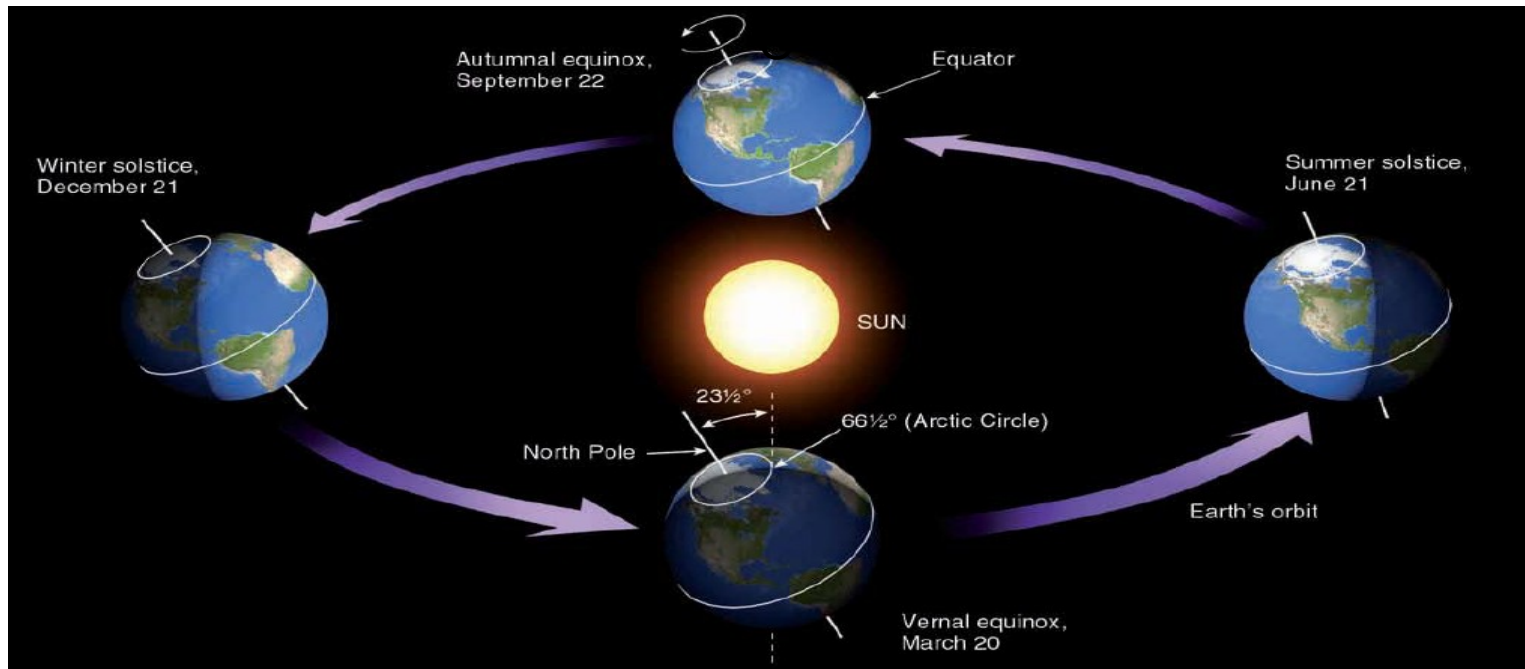
- Variaciones latitudinales y estacionales de la T son debidos a:
- Cantidad de radiación solar incidente al tope de la atmosfera que depende de la Latitud, estación y momento del día.
- La cantidad de energía solar reflejada (sin absorción) depende del ángulo zenital solar y las propiedades de la superficie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

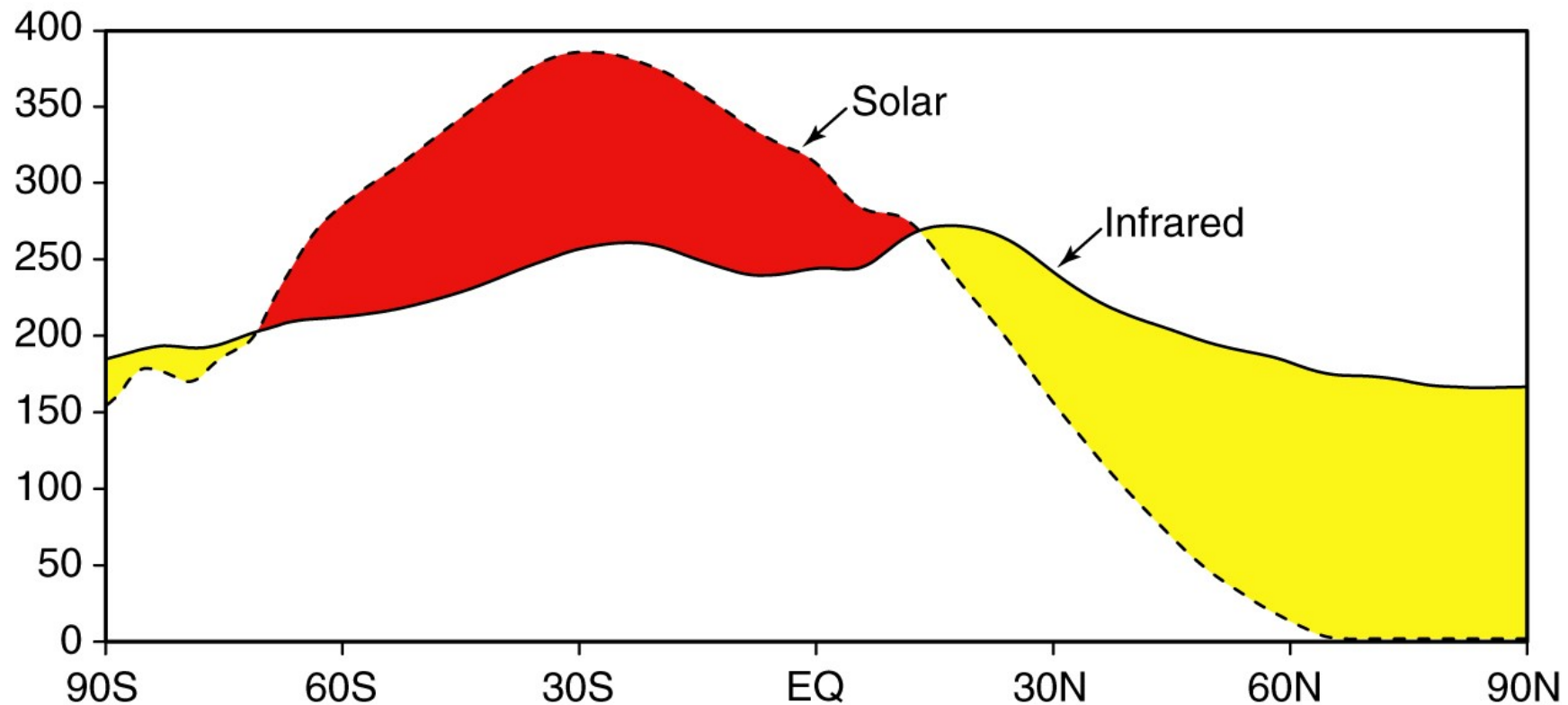


El Hemisferio Norte es más cálido que el H Sur durante junio, julio y agosto, porque recibe más energía solar.

Distribución latitudinal de la radiación

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

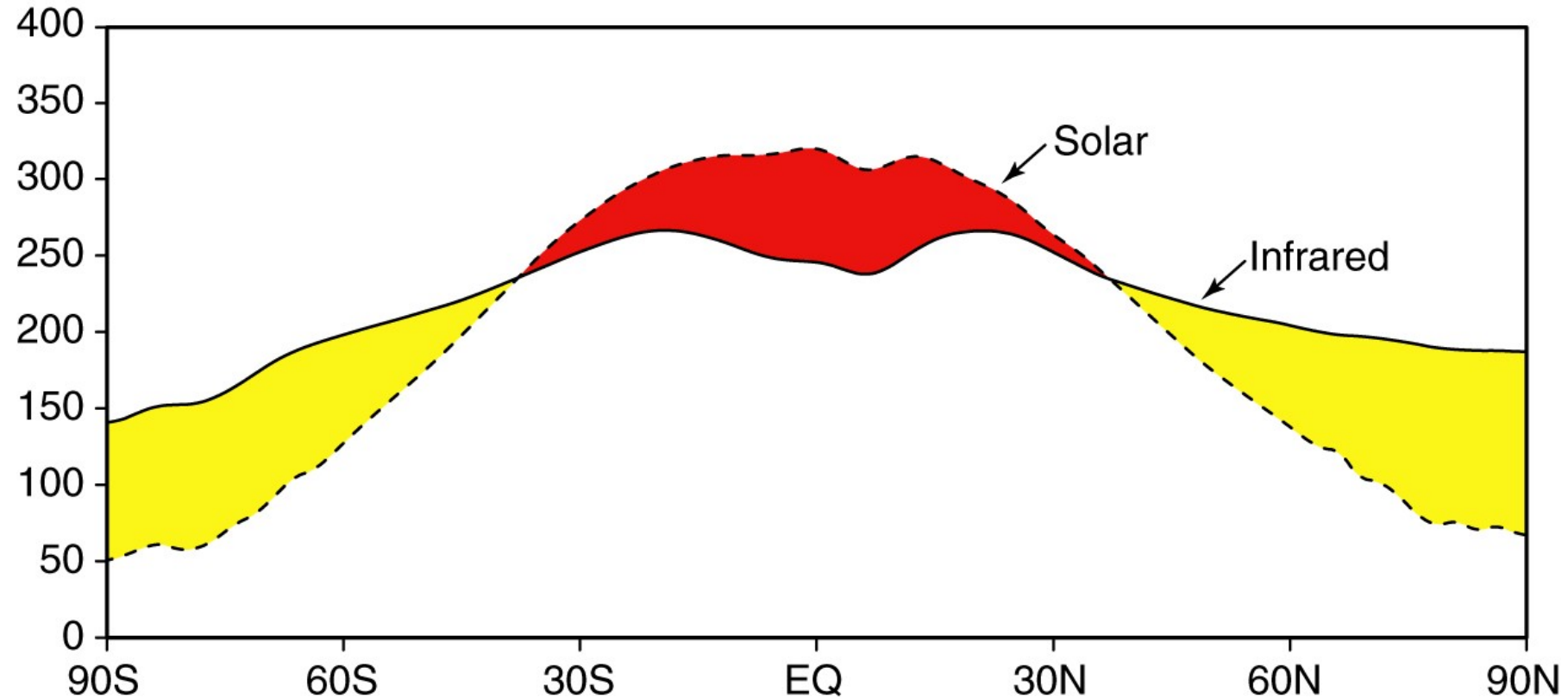
Radiación solar neta y radiación de onda larga emitida por la Tierra
Durante el mes de ¿? en el tope de la atmósfera



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

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.

Formalicemos el anterior razonamiento

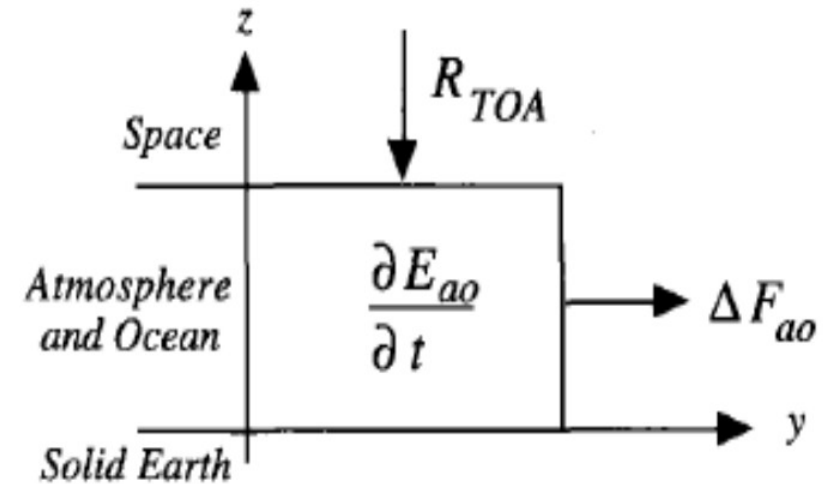
Si despreciamos el intercambio de energía con los continentes, el balance de energía para una banda de latitudes se puede escribir como

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

Razón de cambio
de contenido de
energía

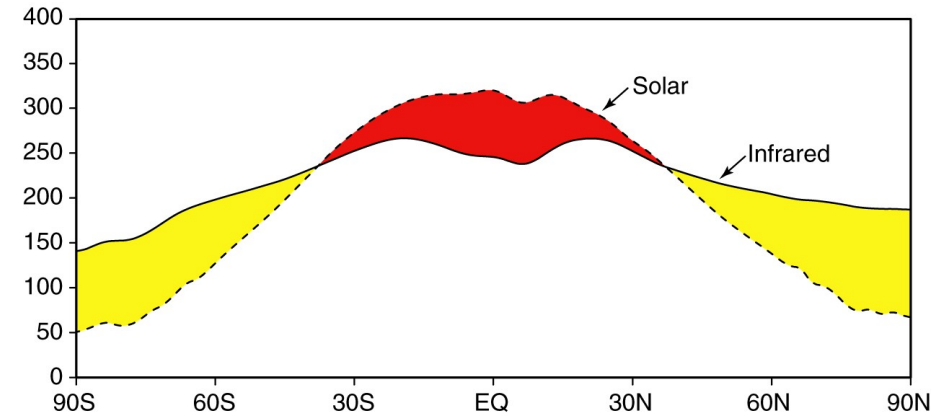
Radiación neta
en el tope de la
atmósfera (Rad solar-OLR)

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

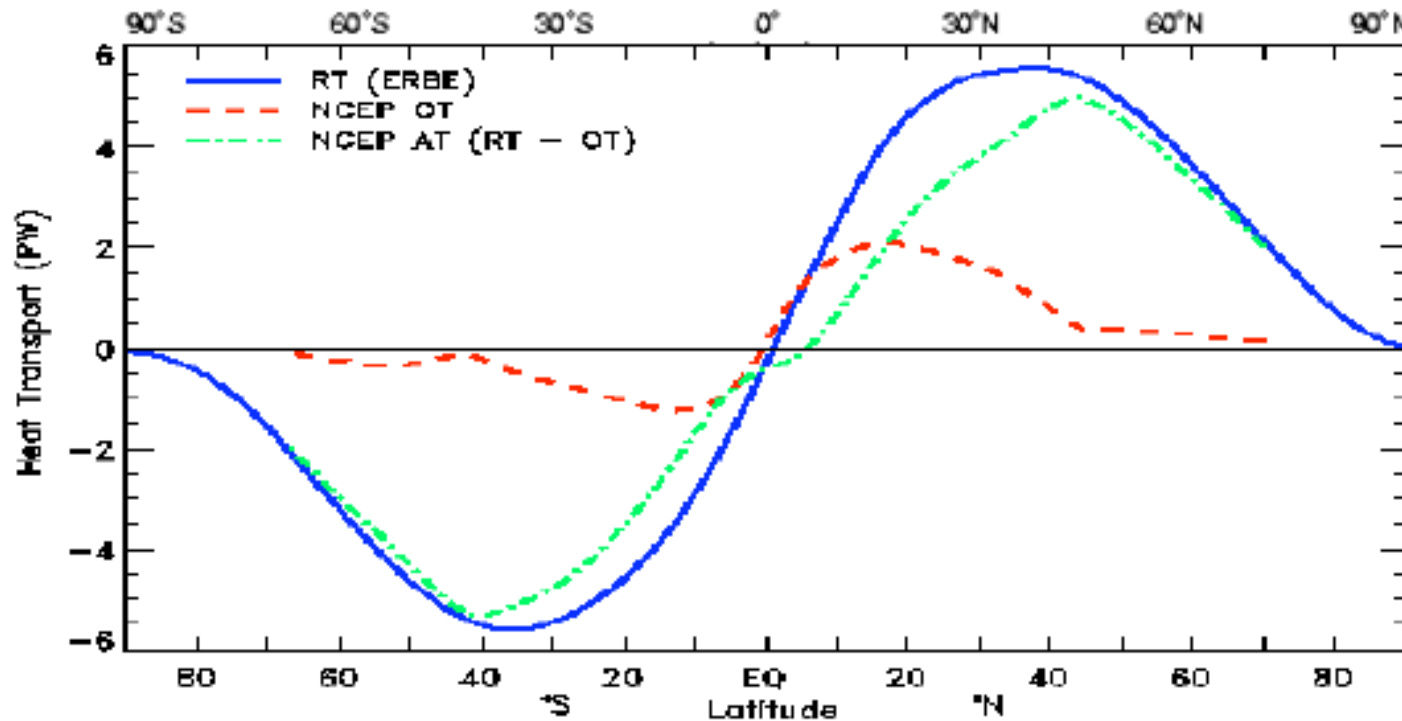


Si promediamos en un año el contenido de energía es constante y vale $R_{TOA} = \Delta F_{ao}$

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



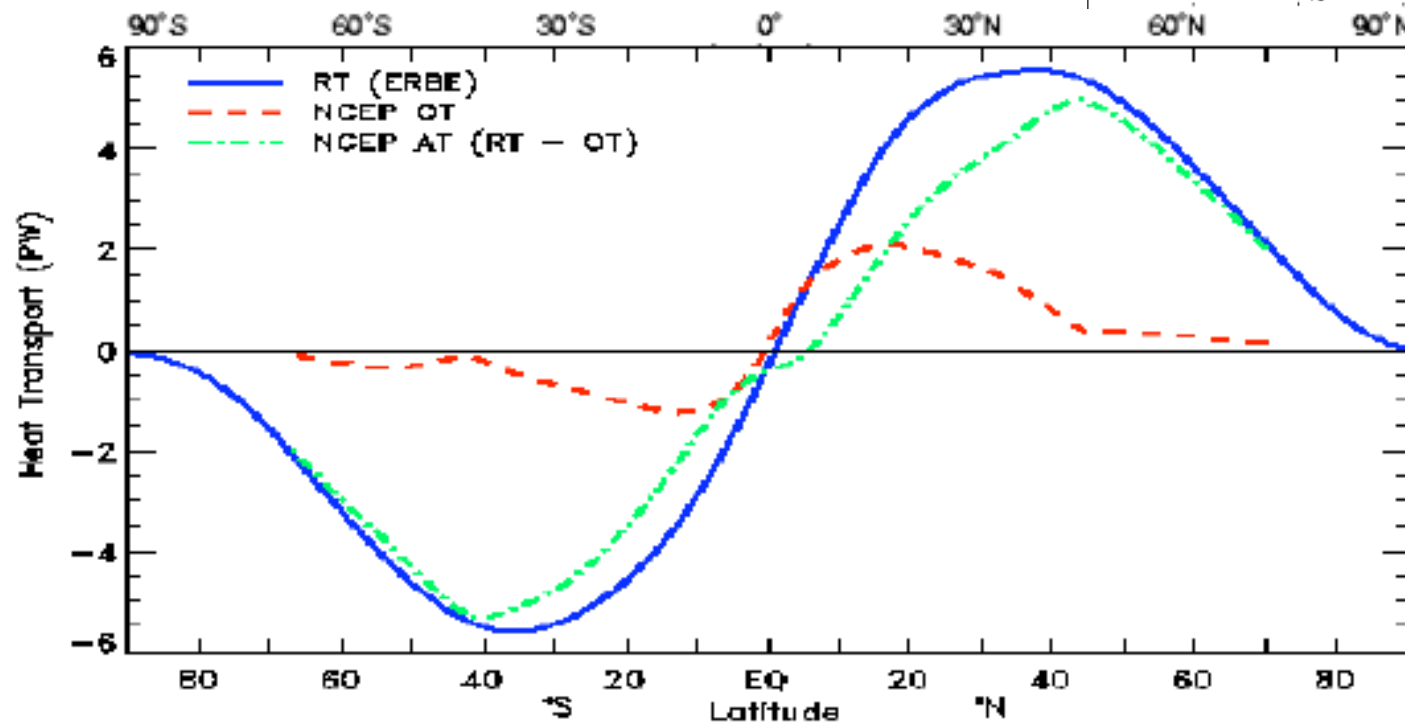
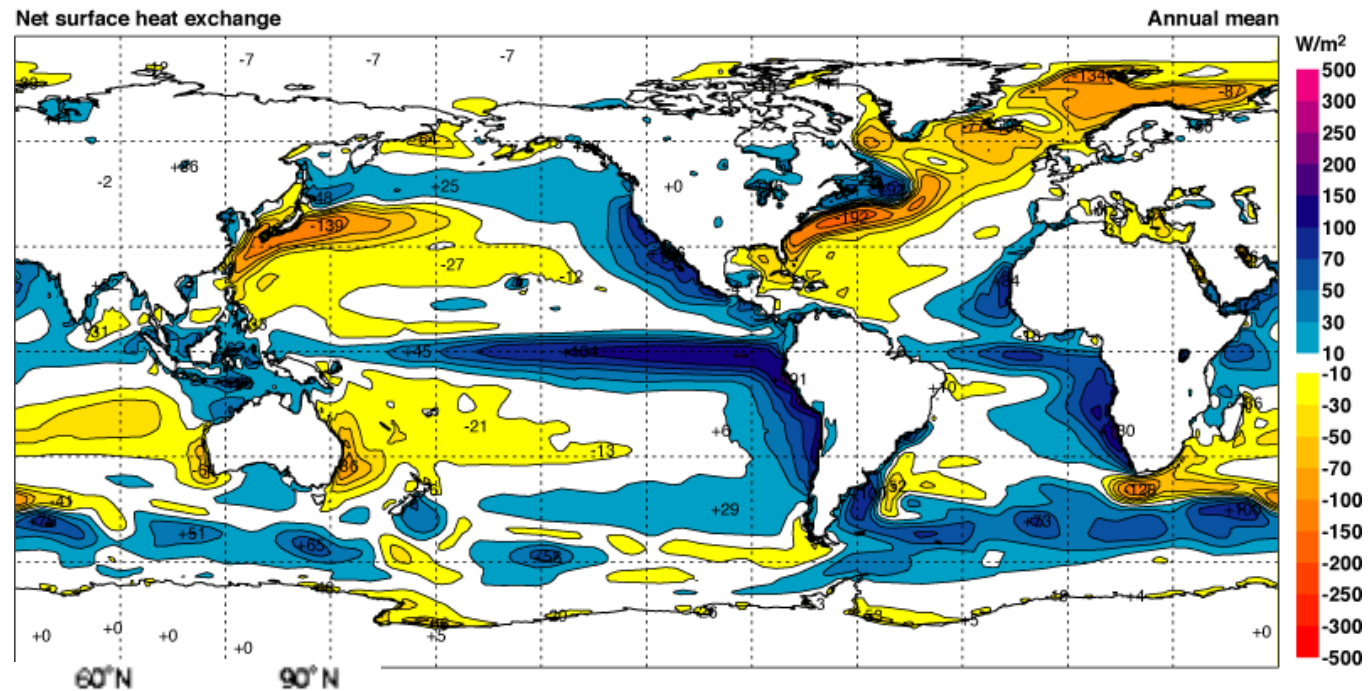
Transporte meridional de energía



Azul: transporte ocean+atm

Verde: transporte atmósfera

Rojo: transporte océano



Transporte de energía hacia los polos realizado por el océano consistente con la absorción y liberación de calor en superficie.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

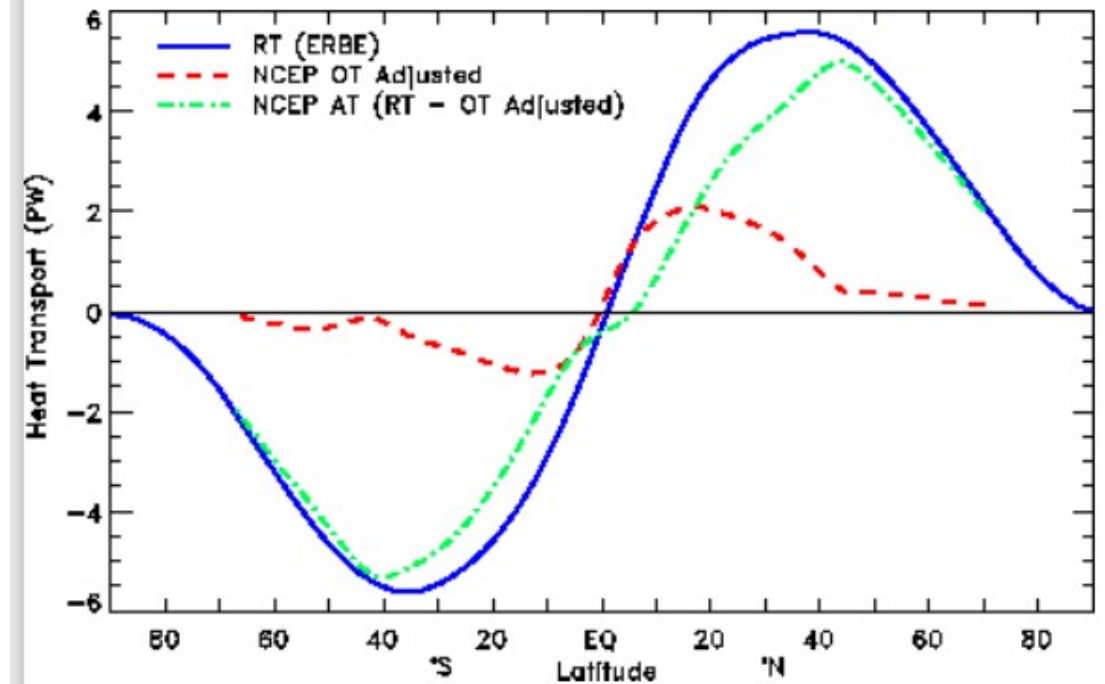
Dependencia latitudinal del balance de energía radiativo

EXISTE UN TRANSPORTE HORIZONTAL DESDE LAS REGIONES CON EXCESO A LAS REGIONES CON DÉFICIT DE ENERGÍA POR ATMÓSFERA Y OCÉANOS.

EL FLUJO DE ENERGÍA EN LA ATMÓSFERA SE PUEDE ESTIMAR MEDIANTE MEDICIONES (SATELITALES, GLOBOS, ETC.)

A LOS 30° DE LATITUD LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS TIENEN IGUAL CONTRIBUCIÓN AL TRANSPORTE DE ENERGÍA.

SI NO EXISTIERA EL TRANSPORTE LOS TRÓPICOS SERÍAN MUY CÁLIDOS Y LOS POLOS MUY FRÍOS



El promedio global anual de la radiación neta está muy cercano a 0. De existir un desbalance la Tierra se calentaría o enfriaría

En síntesis

- La radiación neta es negativa cerca de los polos y positiva en los trópicos.
- El valor positivo mas alto es de 120 W/m^2 y ocurre en los océanos subtropicales del Hemisferio que se encuentra en verano. (Mas insolación y menos albedo).
- Pérdidas de energía mas grandes se dan en la noche polar (gran emisión de OLR).
- Desiertos, si bien se encuentran en zonas subtropicales, presentan mínimos de energía en el promedio anual. Dos efectos: gran albedo + gran pérdida de OLR debido a atmósfera seca.
- El gradiente latitudinal de la radiación neta debe ser balanceado por un flujo de energía hacia los polos.

