



ÁREA
GEOCIENCIAS

El Sistema Climático

Maestría en Geociencias

2024

BALANCE DE ENERGÍA DEL SISTEMA CLIMÁTICO

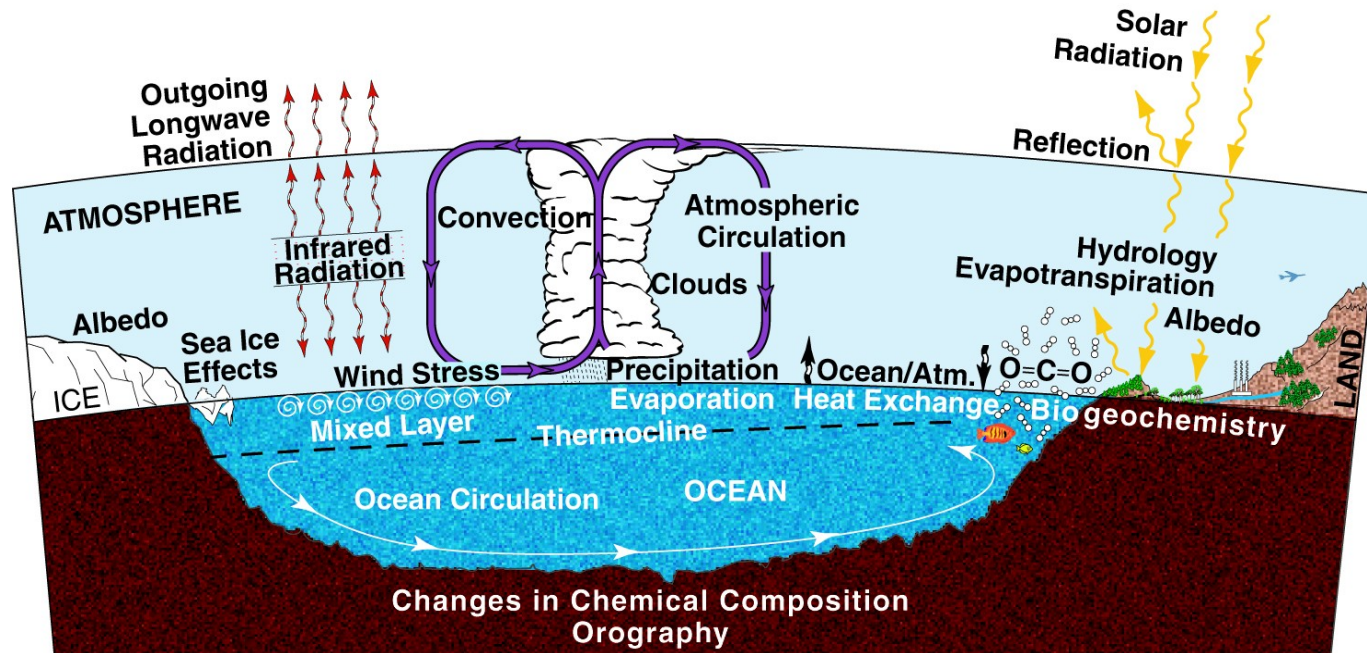
- **Contenidos**

- 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.

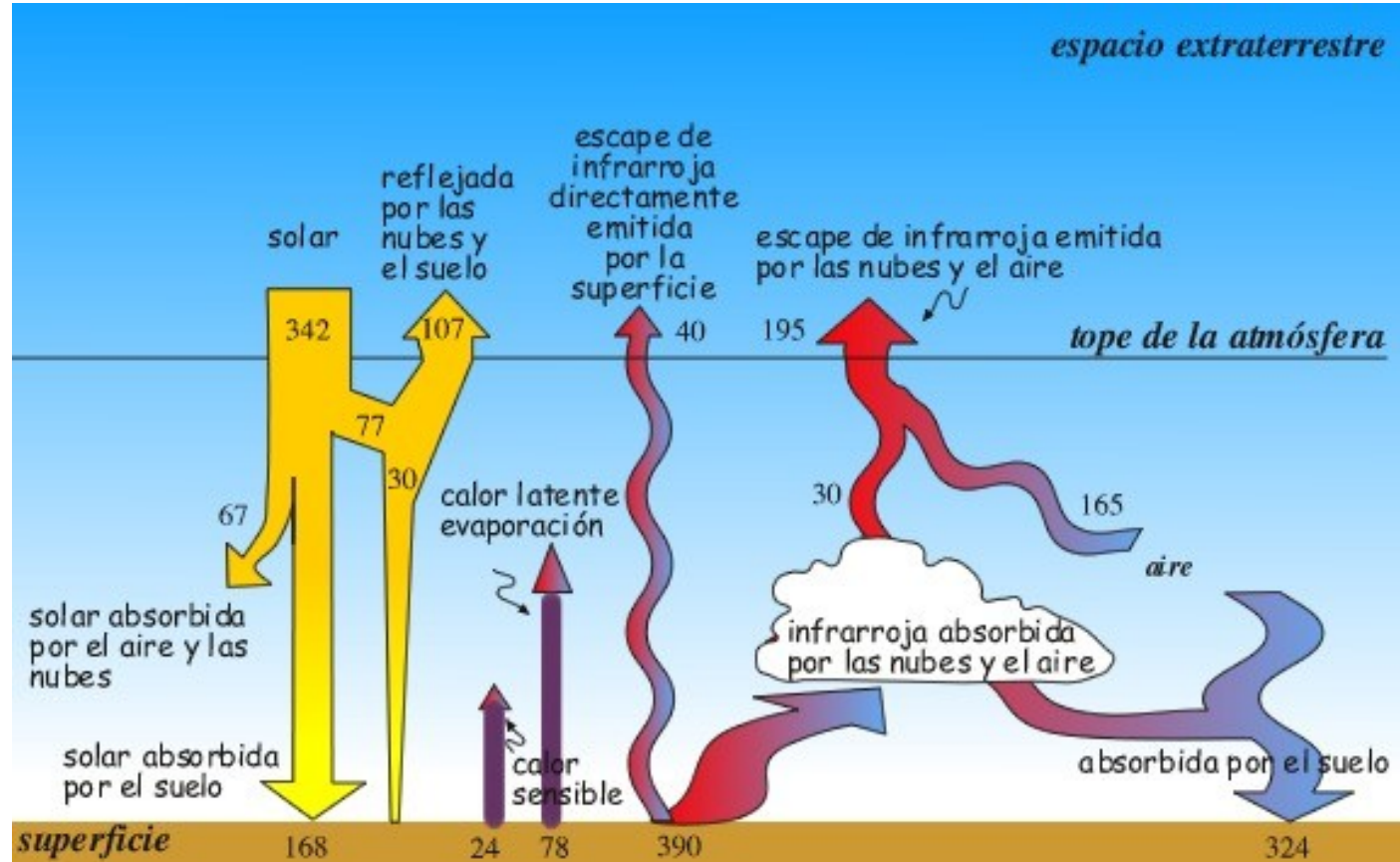
CONDUCCIÓN:

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)

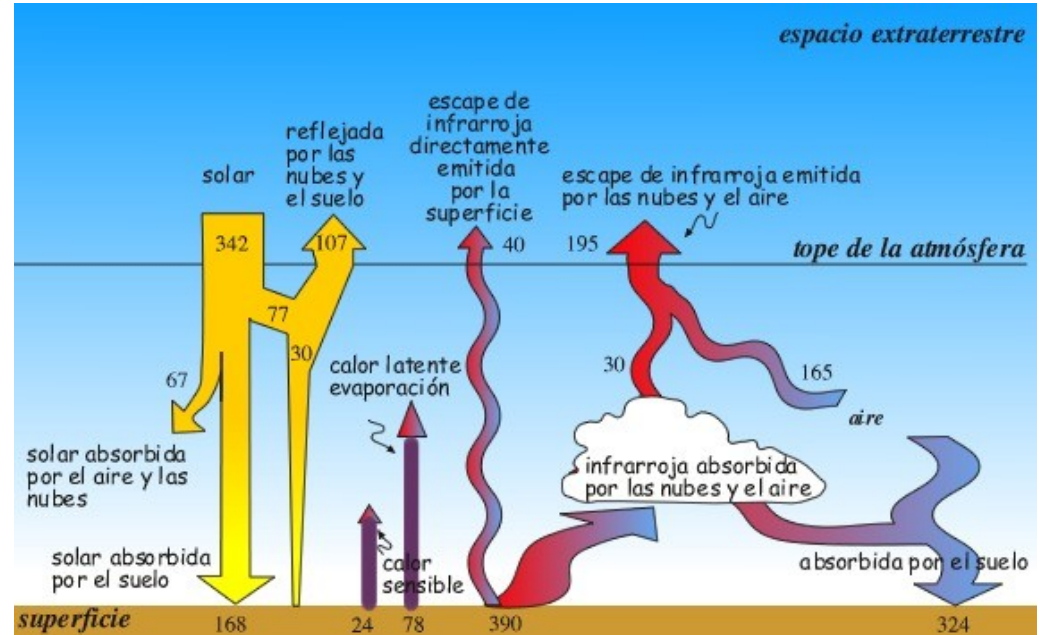
m = masa (kg)

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

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:

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



Calor latente (L):

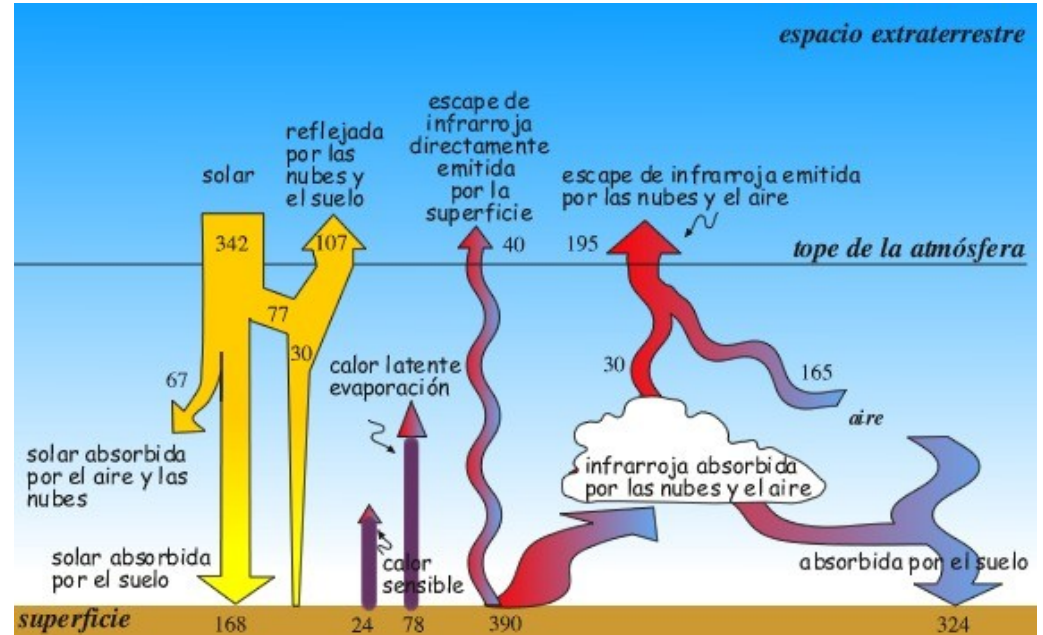
Energía requerida para cambiar el estado de una sustancia

Depende del tipo de sustancia y del cambio de estado

Ejemplos:

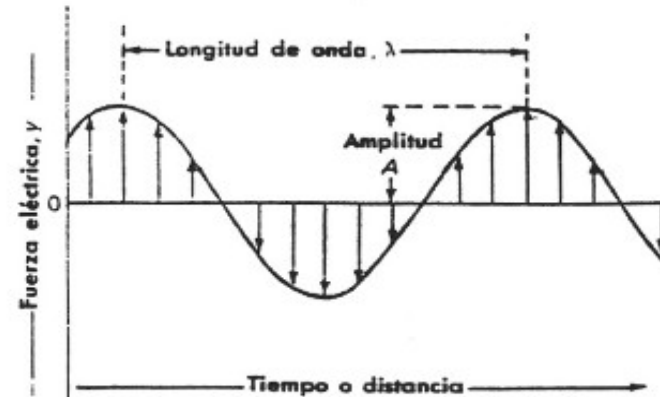
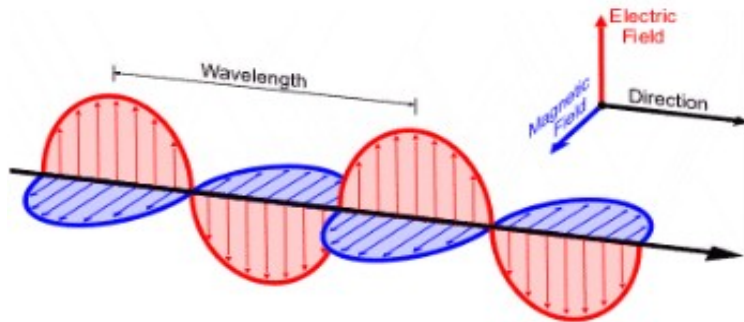
Calor latente de fusión del agua: libera 334 kJ/kg

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



Radiación electromagnética

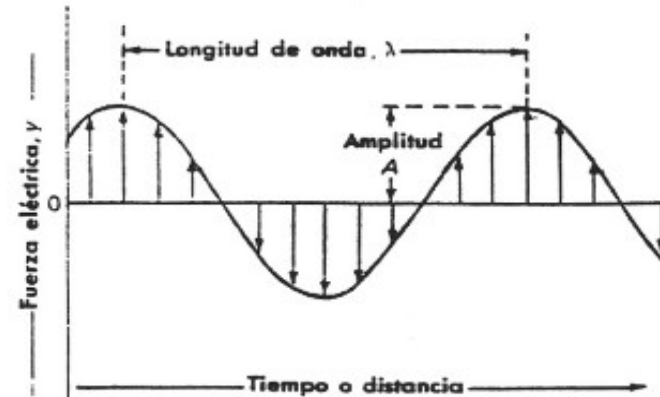
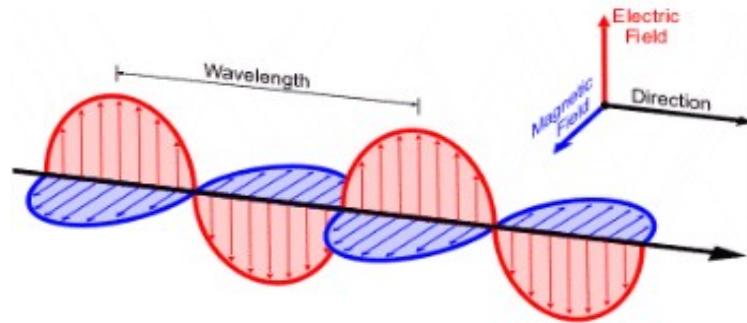
- Es un tipo de energía que se propaga como un conjunto de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz.
- Compuestas por la superposición de un campo eléctrico y otro magnético.
- No necesitan un medio material para propagarse.
- Al ser absorbidas por un medio material, liberan energía que incrementa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



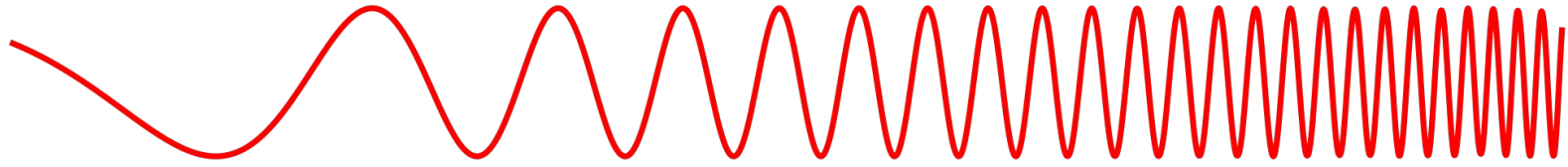
Radiación electromagnética

Caracterizada por:

- Longitud de onda (λ): distancia entre dos crestas consecutivas
- Periodo (T): el tiempo que necesita la onda para recorrer una distancia igual su λ
- 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; $c= \lambda \cdot \nu$



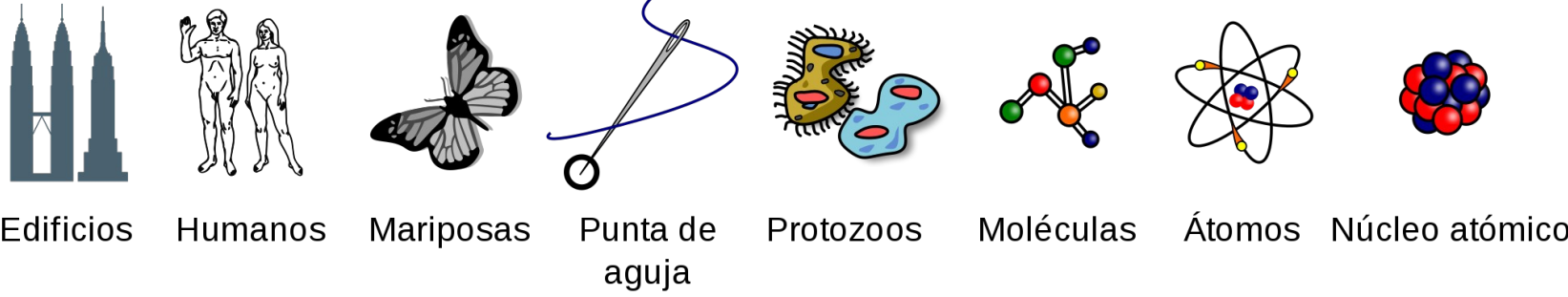
¿Penetra la atmósfera terrestre?



Tipo de radiación
Longitud de onda (m)

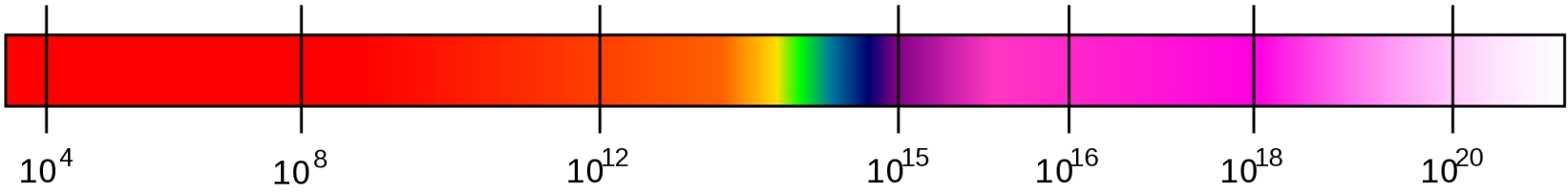
Radio	Microondas	Infrarrojo	Visible	Ultravioleta	Rayos X	Rayos gamma
10^3	10^{-2}	10^{-5}	$0,5 \times 10^{-6}$	10^{-8}	10^{-10}	10^{-12}

Escala aproximada de la longitud de onda

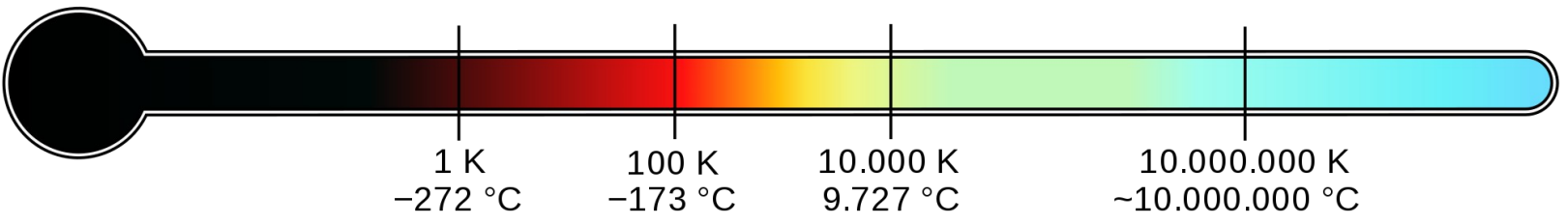


Edificios	Humanos	Mariposas	Punta de aguja	Protozoos	Moléculas	Átomos	Núcleo atómico
-----------	---------	-----------	-------------------	-----------	-----------	--------	----------------

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 λ , 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**

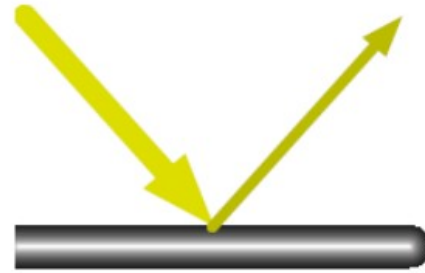
Fracción absorbida: absorptividad, $a\lambda$ Aumenta la T del objeto.
Energía radiativa se convierte en calor.

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 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 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 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 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 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.

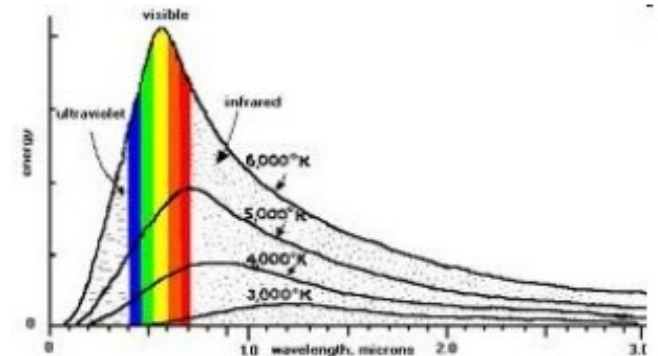
Leyes de radiación

- **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 ν

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 ν

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

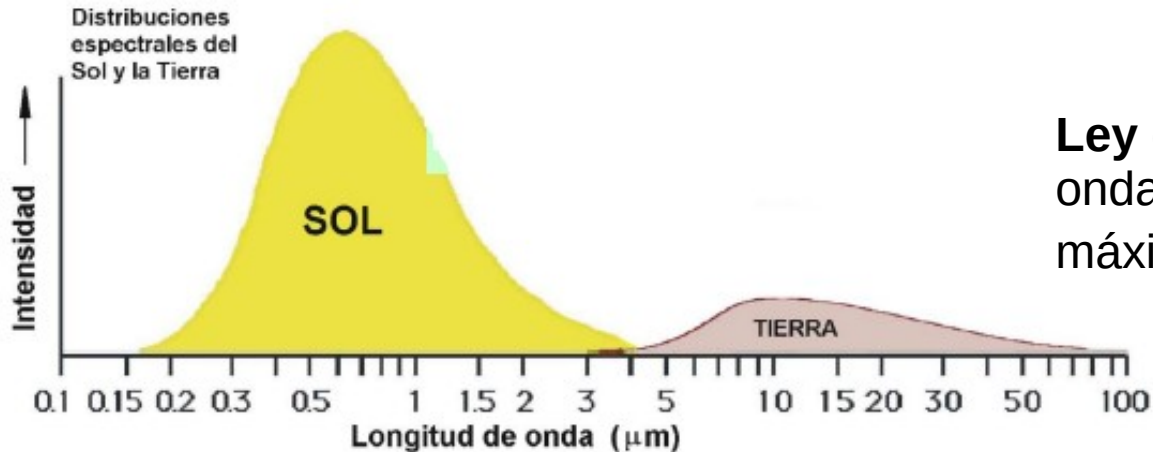
$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

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 ν

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

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



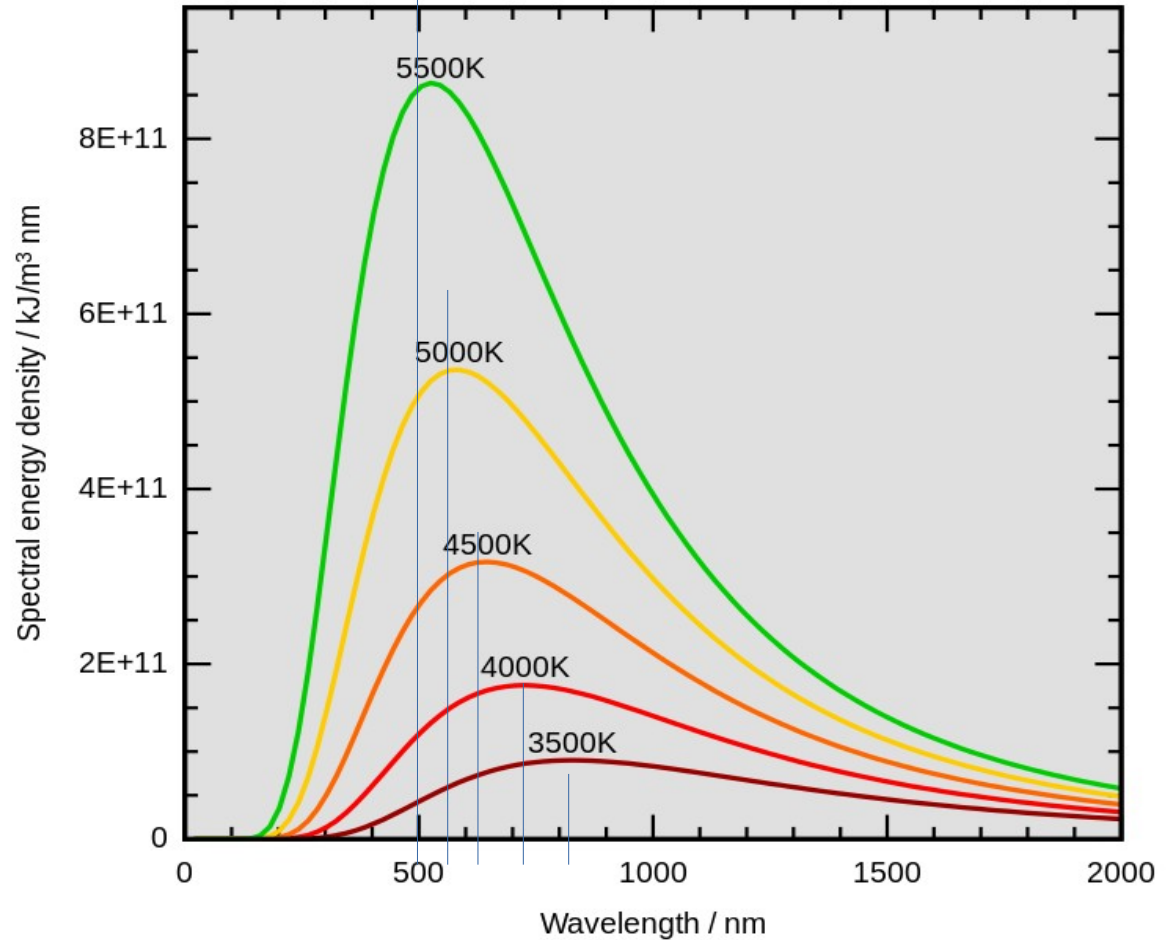
Ley de Wien: la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

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

Ley de Wien

Las cifras en las curvas indican la T del cuerpo.

Leyes de radiación



Leyes de radiación

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

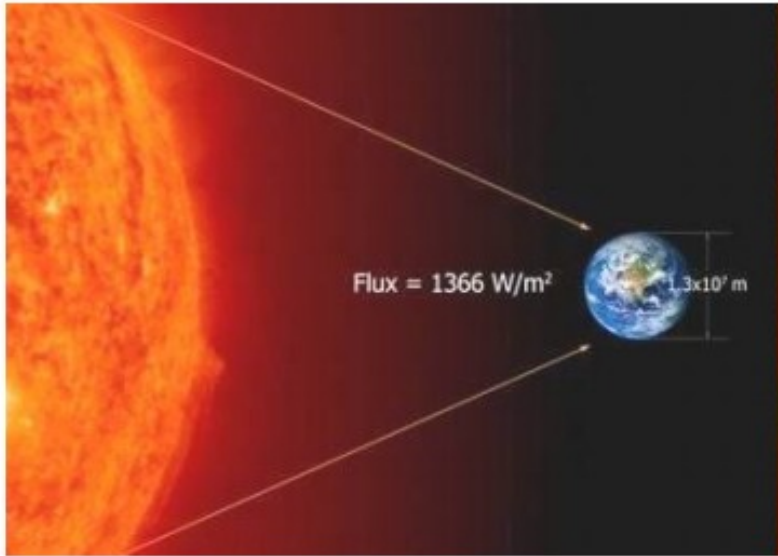
$$E(T) = \sigma \cdot T^4 \quad \sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

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

- 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 $1.5 \times 10^{11} \text{ m}$)

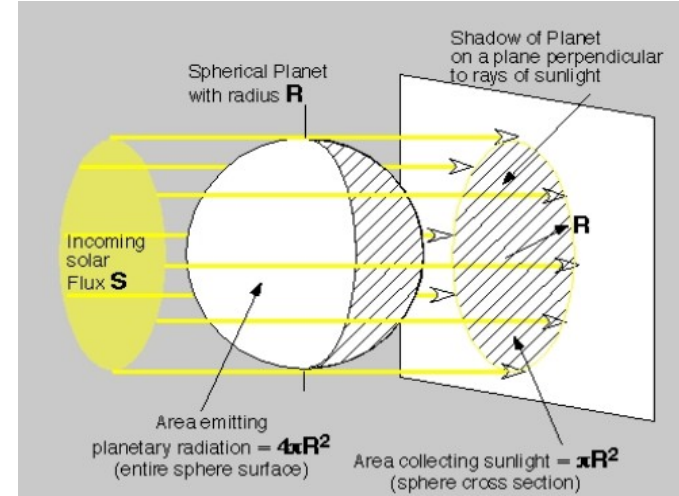
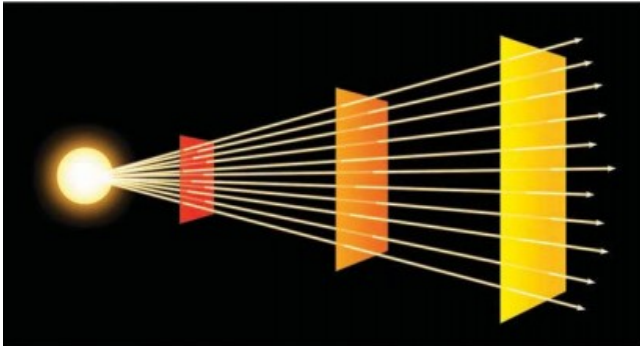
Constante solar: energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y superficie, medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol

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

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

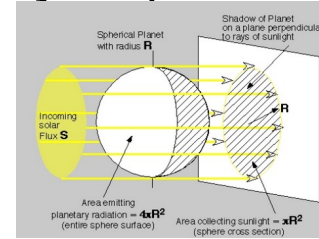
ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUPERFICIE

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

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

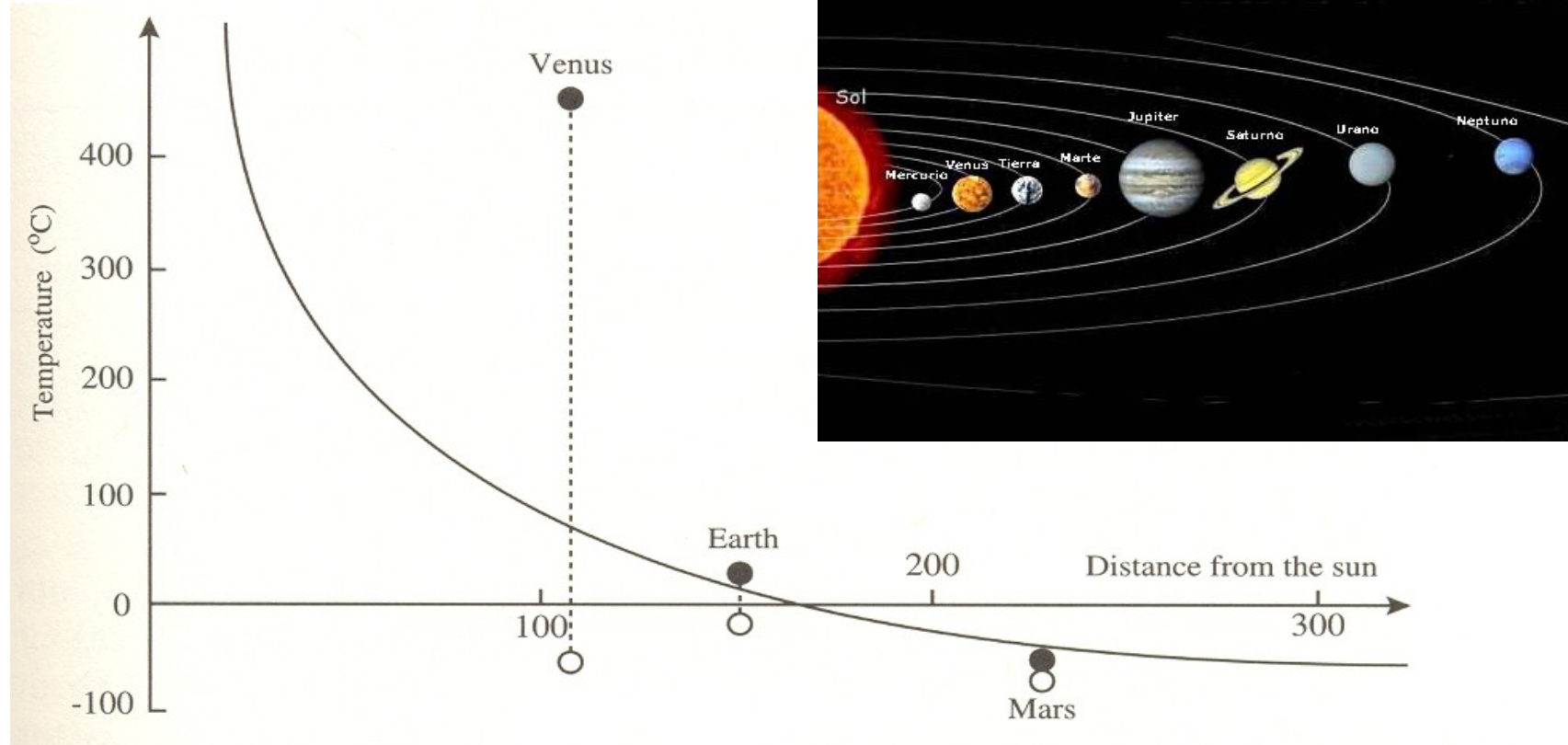
Venus refleja 75%

Únicamente el 25% de la energía solar es absorbida



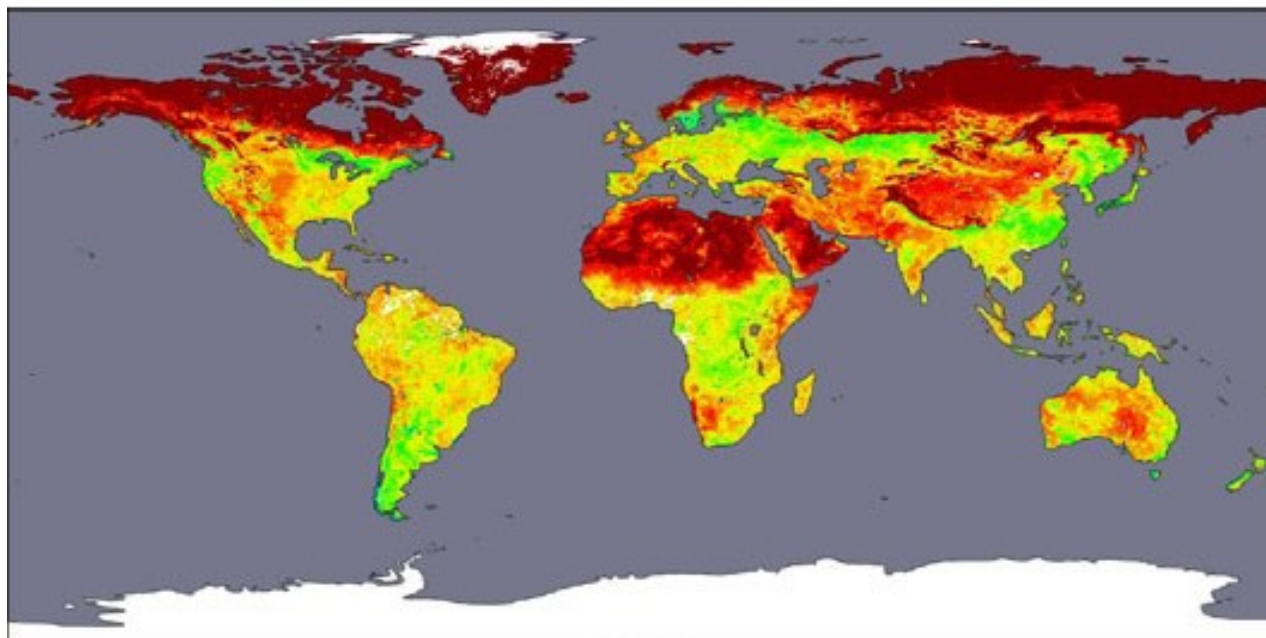
Equilibrio radiativo

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

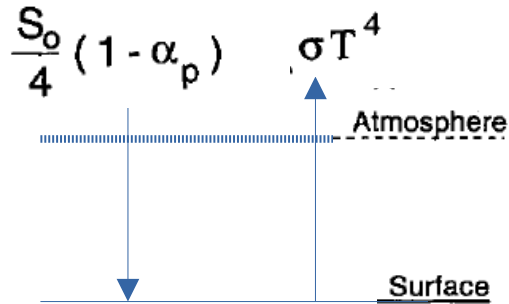
Albedo

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



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

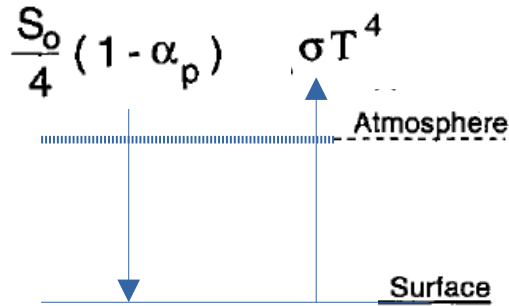
$$\frac{:S_0 (1 - \alpha_p)}{4} = \sigma \cdot T_{\text{superficie}}^4$$

Equilibrio radiativo

Albedo

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

- Consideremos albedo 30%



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

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

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

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

Equilibrio radiativo

Albedo

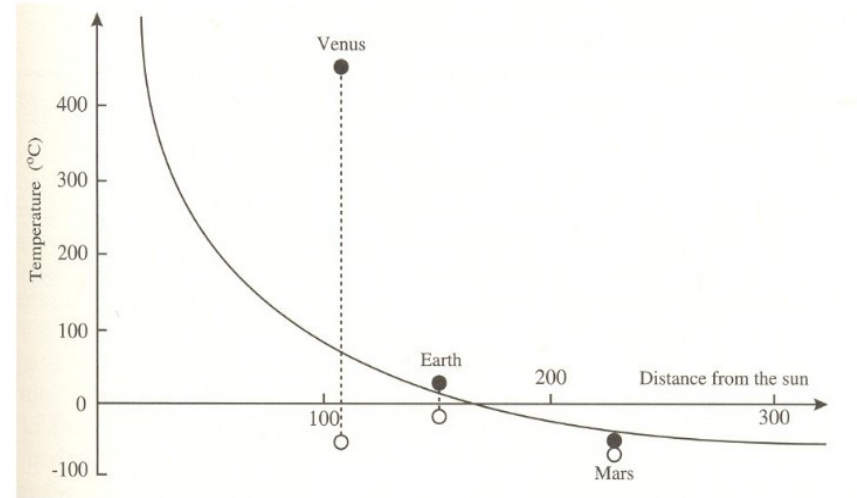
Considerando el efecto del albedo la T_e estimada es aún mas baja que la observada (círculos abiertos en la figura).

→ 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?



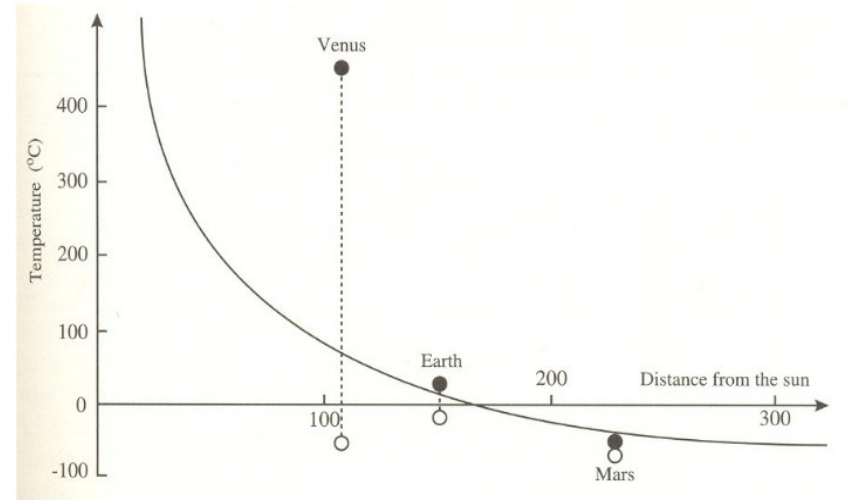
Equilibrio radiativo

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°C y no su valor actual.



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

— Tope de la
atmósfera

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

— 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. Por ejemplo, CO₂ representa un 0.036% de las moléculas en la atmósfera.

Así cualquier emisión antropogénica de CO₂ o CH₄ 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

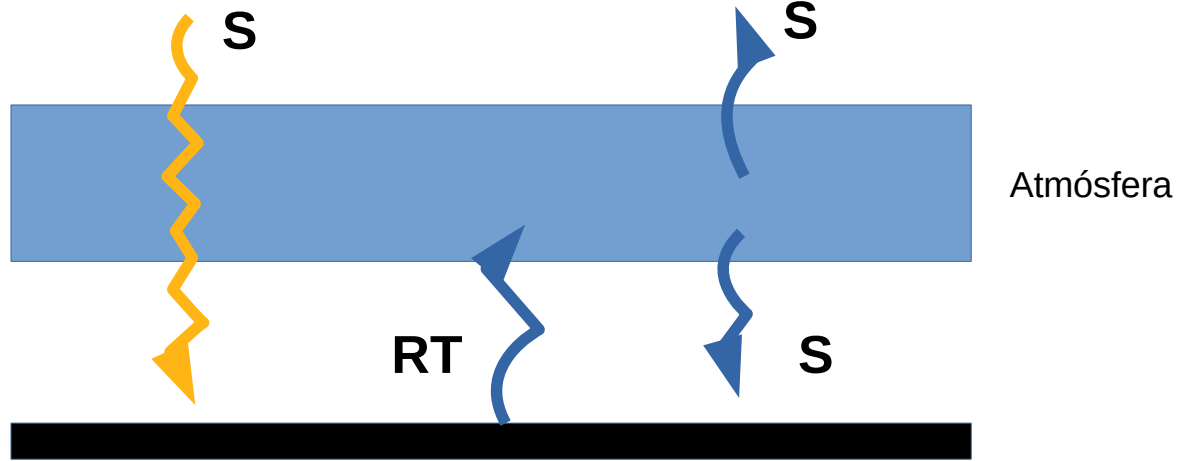
- Atmósfera de 1 sola capa, transparente a RS pero opaca a la radiación emitida por la superficie de la Tierra (absorbe toda la radiación emitida por la superficie de la tierra).
- Los gases de la atmósfera que absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra, emiten en todas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

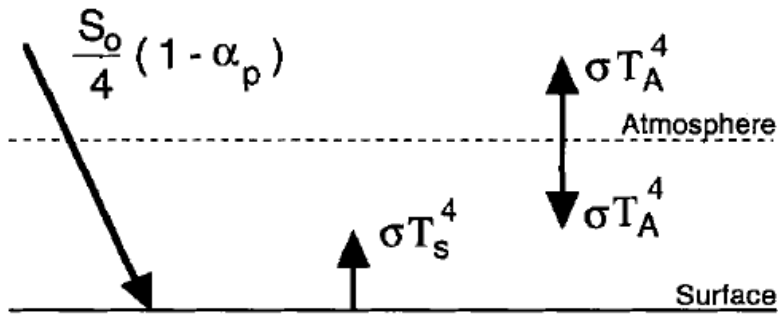
Para que el sistema esté en equilibrio: tiene que emitir tanta energía como recibe o sea que la atmósfera debe emitir S hacia el espacio.

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:

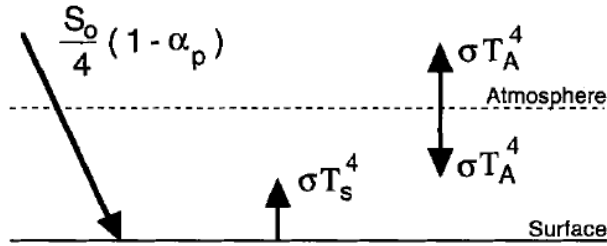
$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}}$$

O LO QUE ES LO MISMO:

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

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

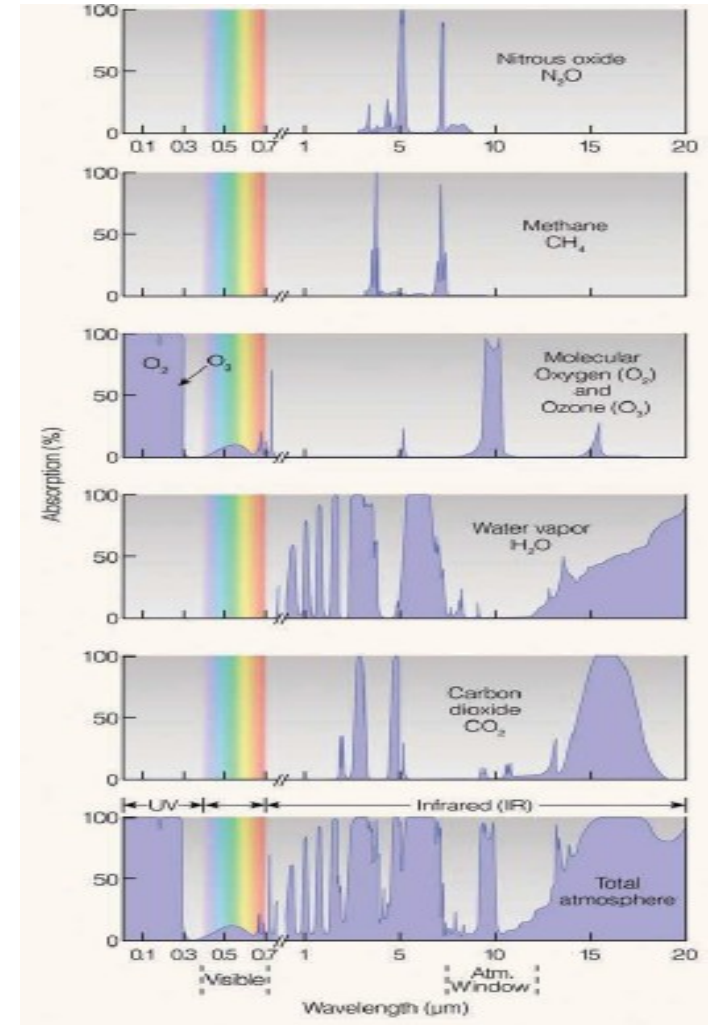
Equilibrio radiativo Efecto invernadero



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

Motivos del exceso de temperatura:

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

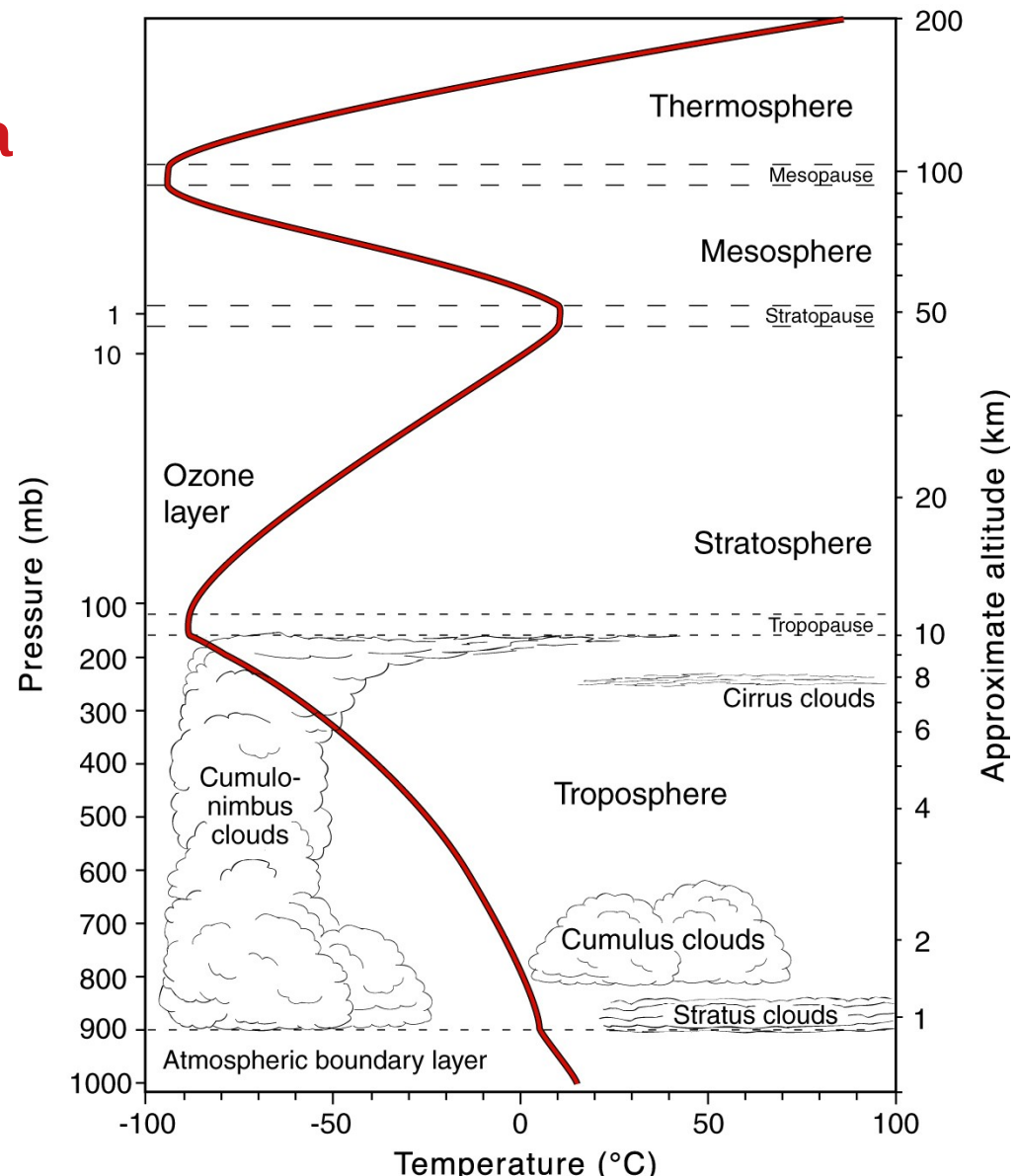


Atmósfera

Estructura vertical

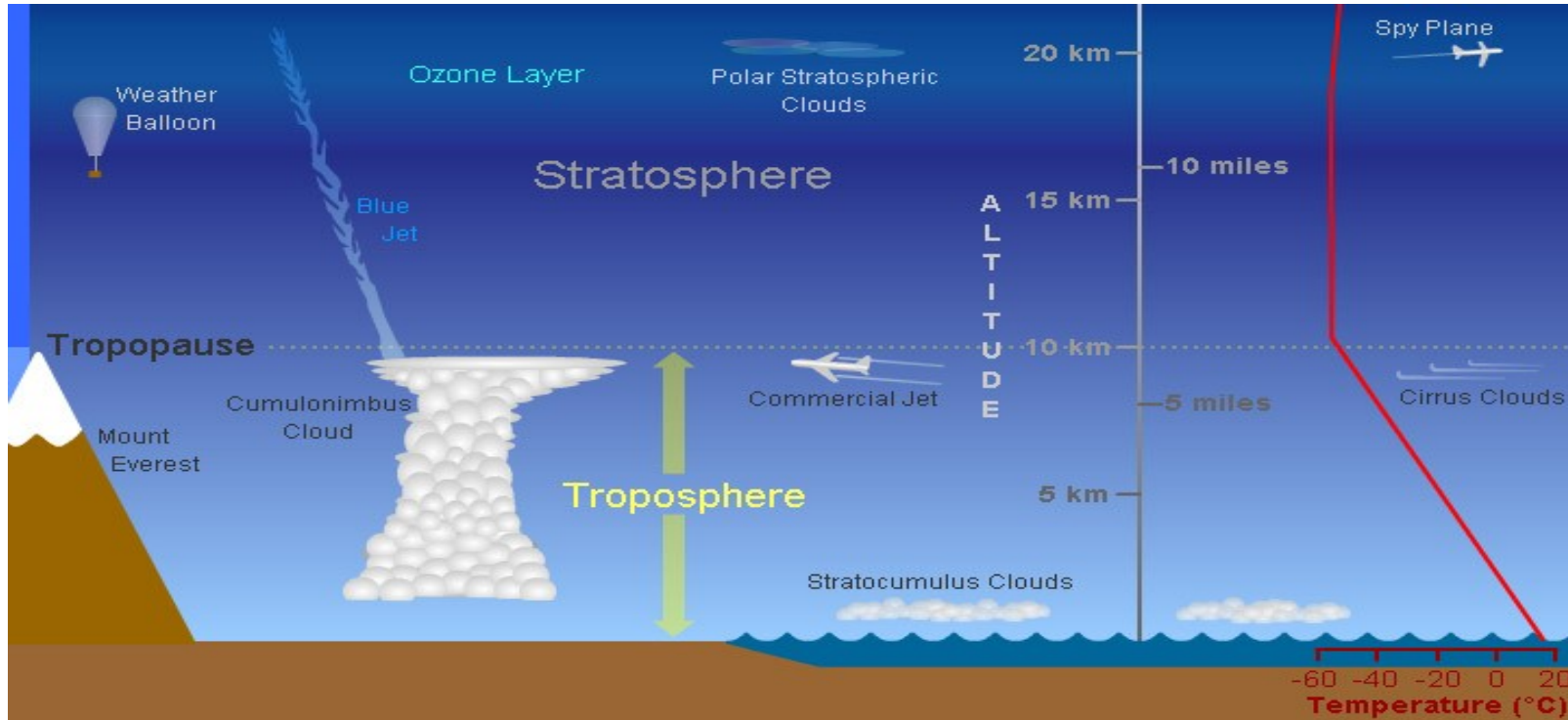
- Tropósfera: muy importante para las variaciones climáticas
- Estratósfera: absorbe UV por O3 (aumento de T Con altura) , pero juega rol secundario en variabilidad del clima.
- Termósfera y mesósfera tienen muy poca masa

En la capa límite $dT/dz \sim -10 \text{ }^\circ\text{C/km}$
En la atmósfera libre $dT/dz \sim -6 \text{ }^\circ\text{C/km}$



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 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.

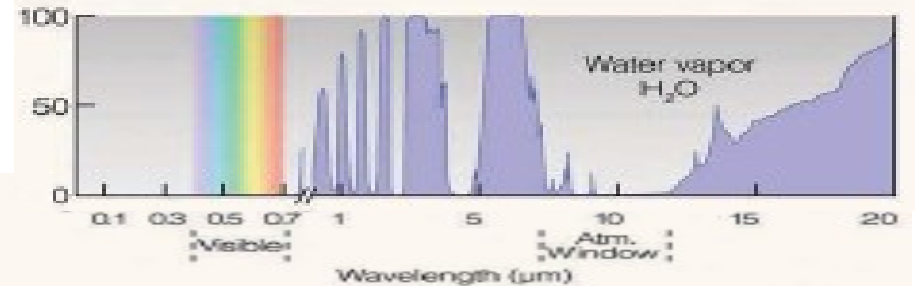
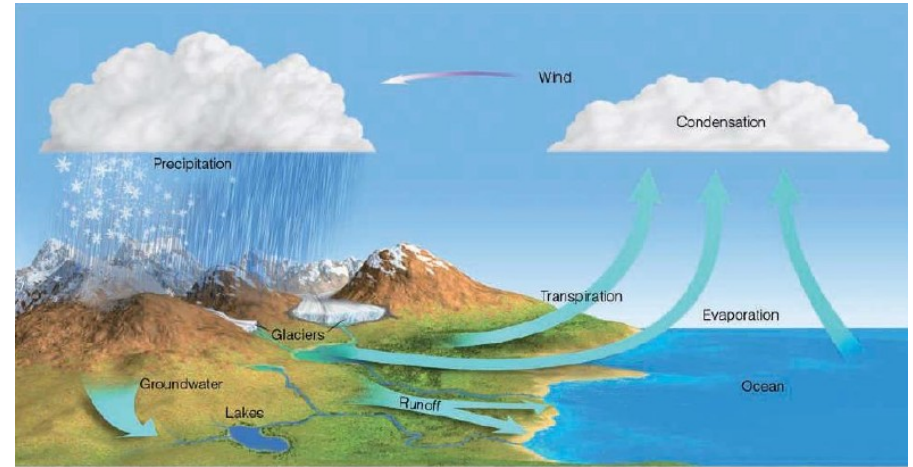
†Stratospheric values at altitudes between 11 km and 50 km are about 5 to 12 ppm.

Atmósfera

Composición

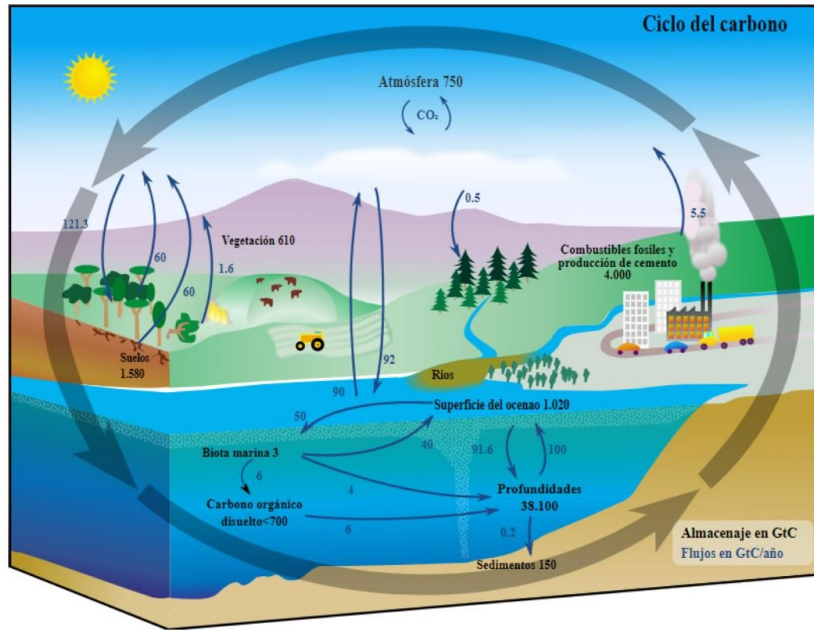
• H₂O

- 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



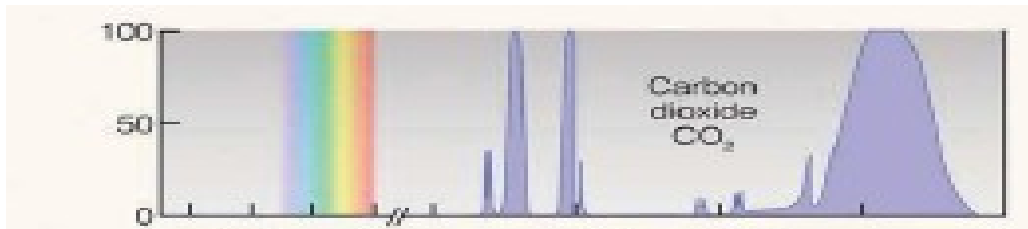
Atmósfera

Composición



• CO_2

- 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 ...



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, 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

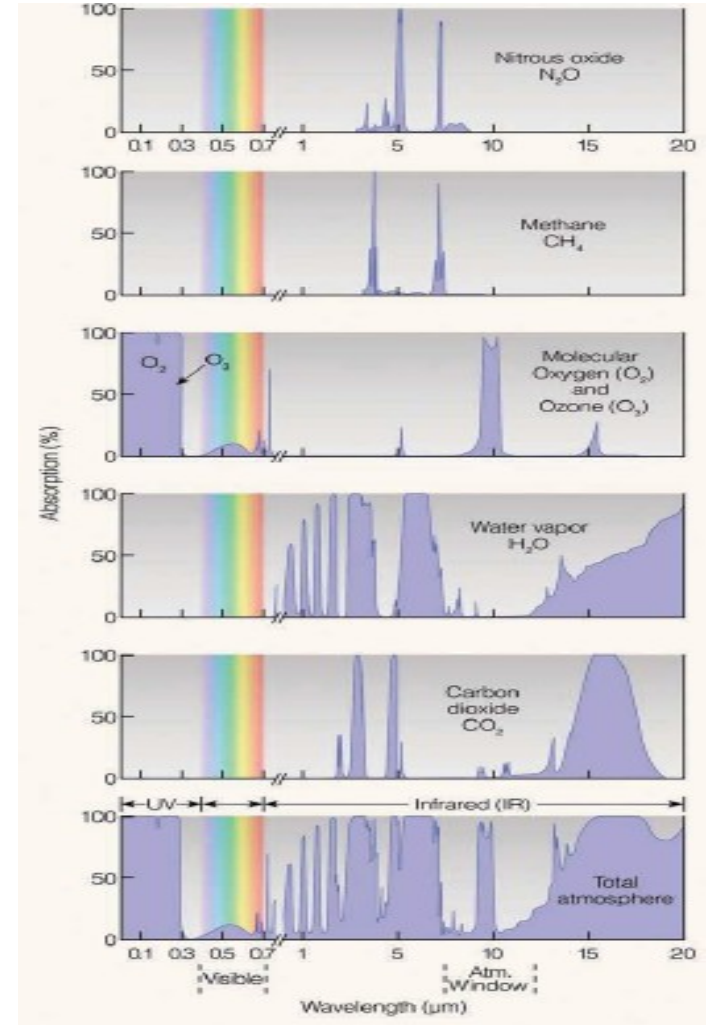
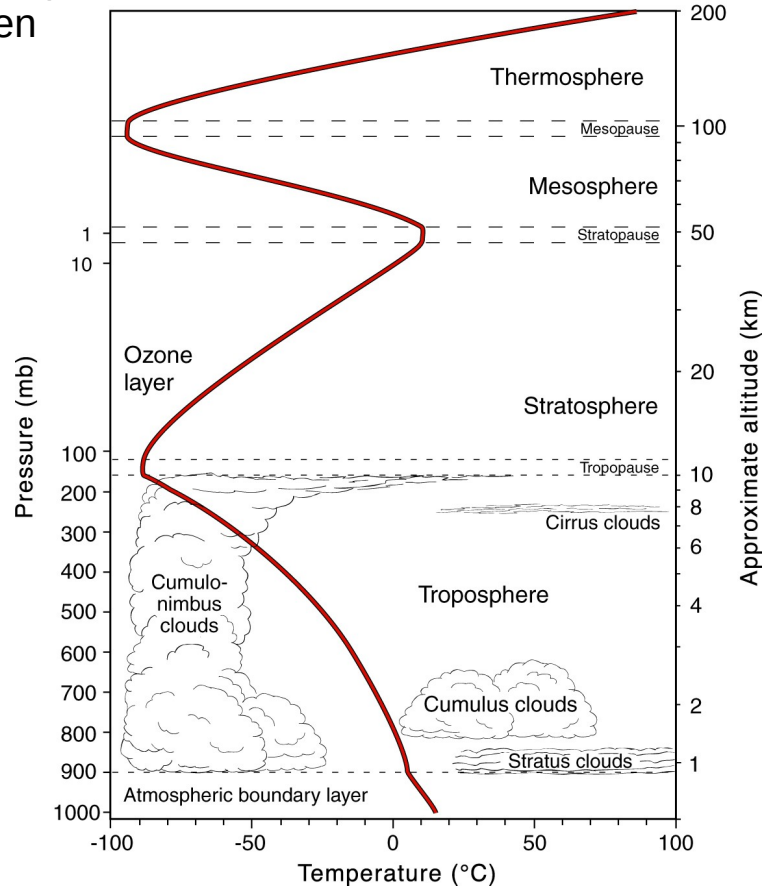
La quema de combustibles fósiles libera SO_2 a la atmósfera:

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

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

Atmósfera

Estratósfera: absorbe UV por O₃ (aumento de T Con altura) , pero juega rol secundario en variabilidad del clima.



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.

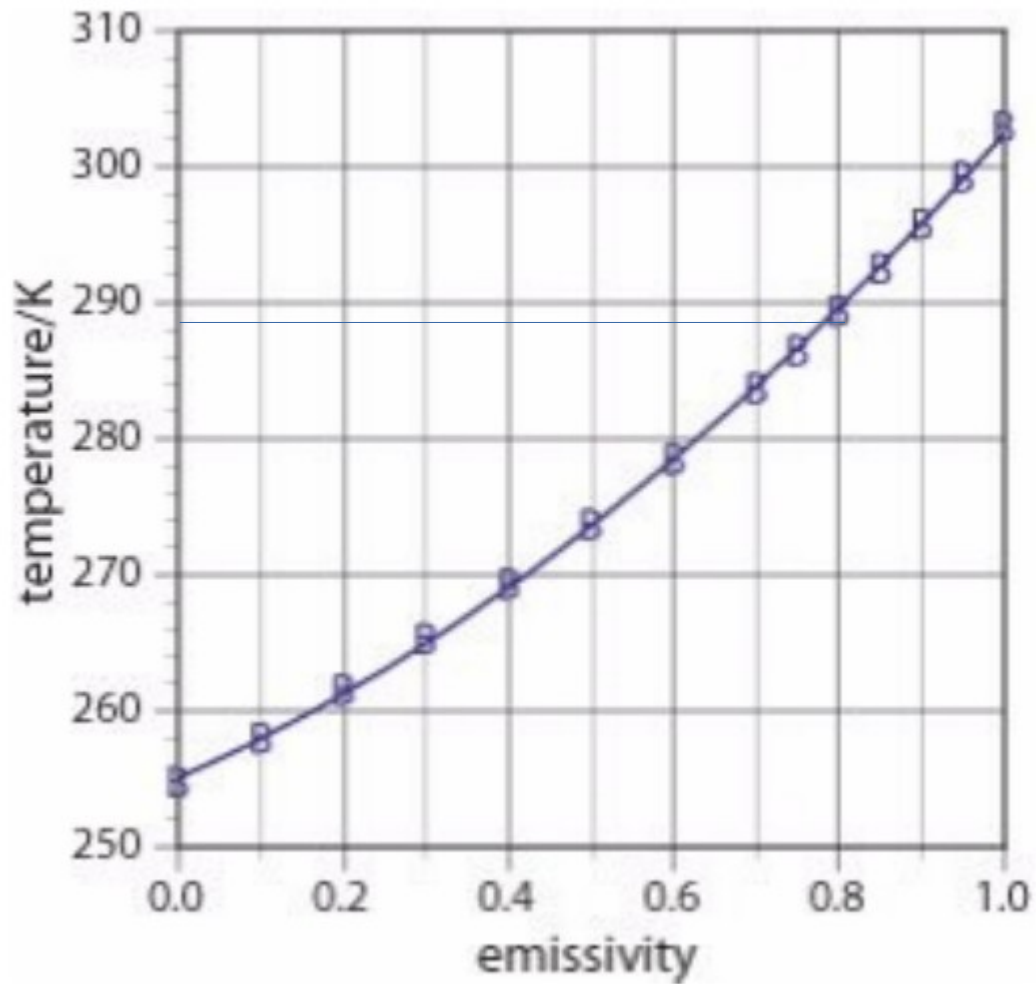
Un cuerpo gris es no ideal, es un irradiador de energía imperfecto.

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

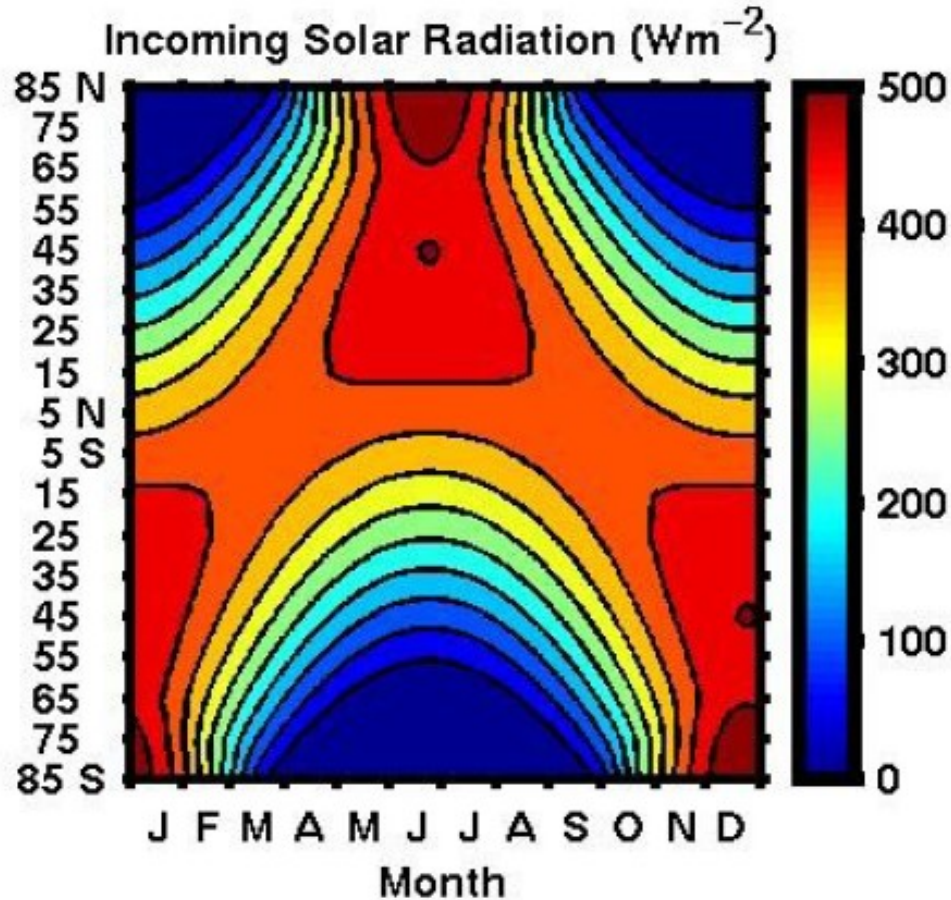
$$R = \epsilon \sigma T^4$$

Se considera que para la atmósfera absorptividad = emisividad.



288K corresponde a una emisividad de cerca de 0.8

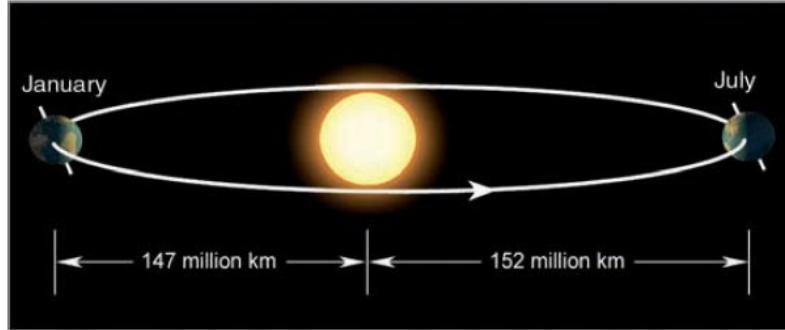
Distribución de la insolación



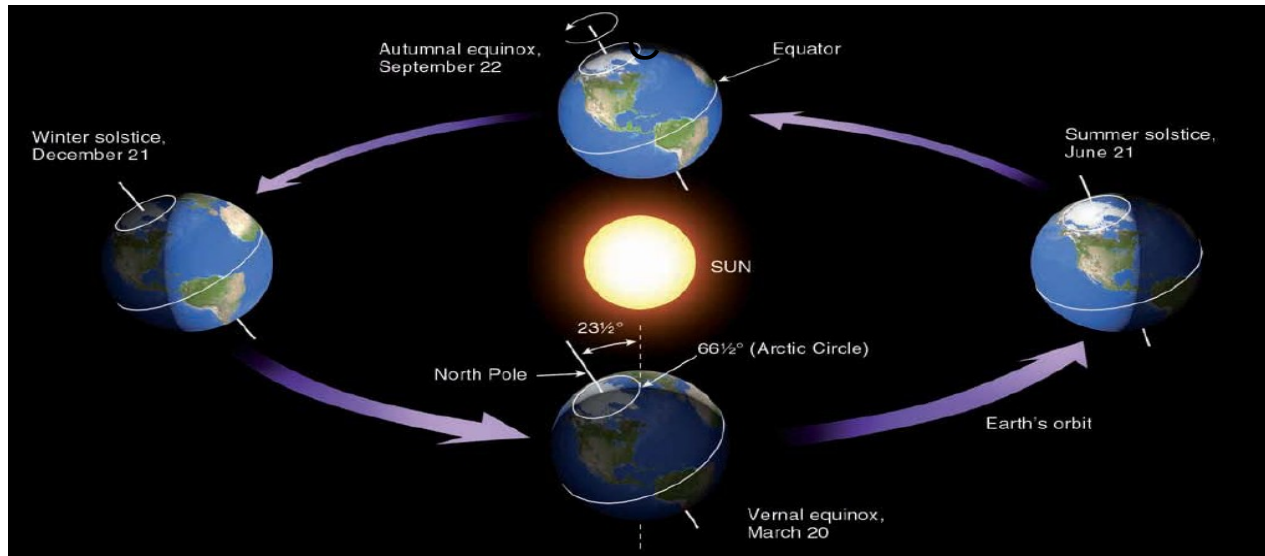
- Variaciones latitudinales y estacionales de la T son debidos a:
- Cantidad de radiación solar incidente al tope de la atmosfera que depende de la Latitud, estación y momento del día.
- La cantidad de energía solar reflejada (sin absorción) depende del ángulo zenital solar y las propiedades de la superficie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



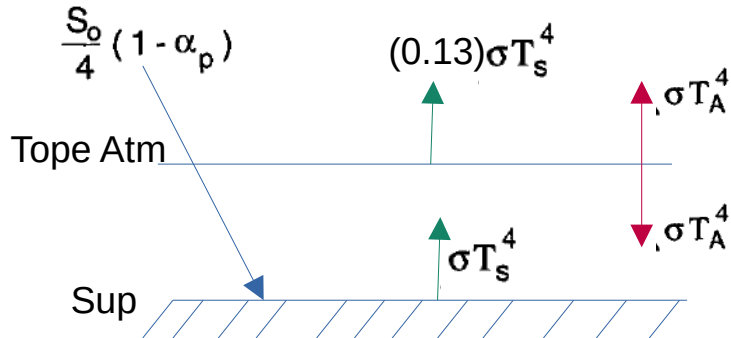
El Hemisferio Norte es más cálido que el H Sur durante junio, julio y agosto, porque recibe más energía solar.

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) = (0.13) \sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

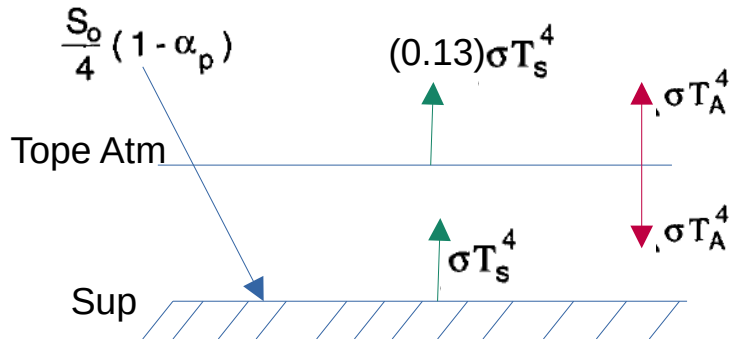
$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4}(1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

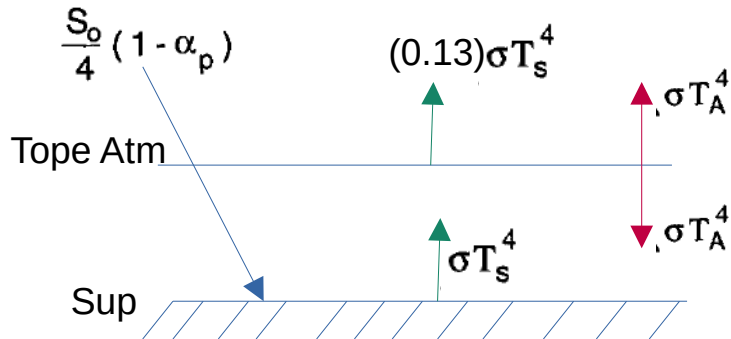
$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$\frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

$$\boxed{T_s = 292.7 \text{ K} = 19.7 \text{ C}}$$

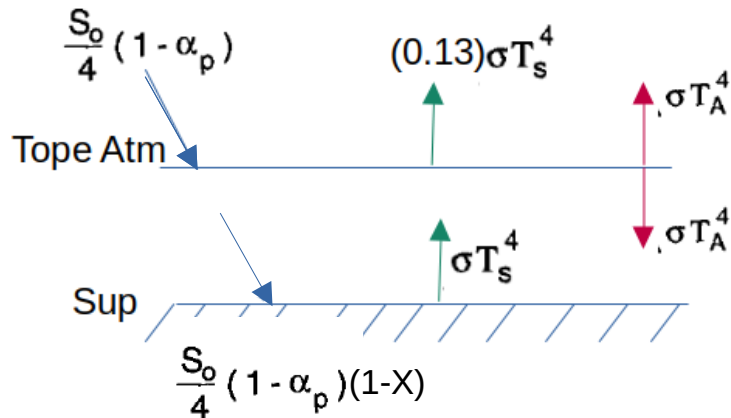
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



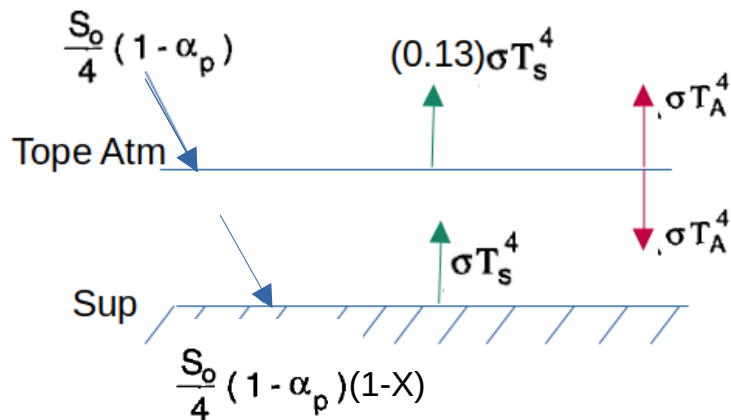
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) = (0.13)\sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1-X) \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

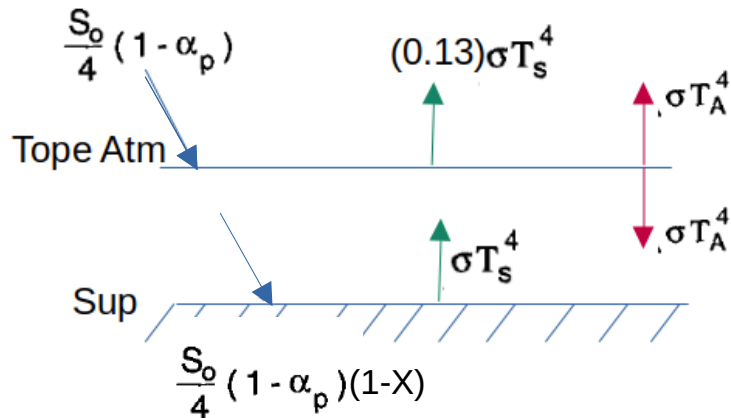
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13) \sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1 - X) \frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

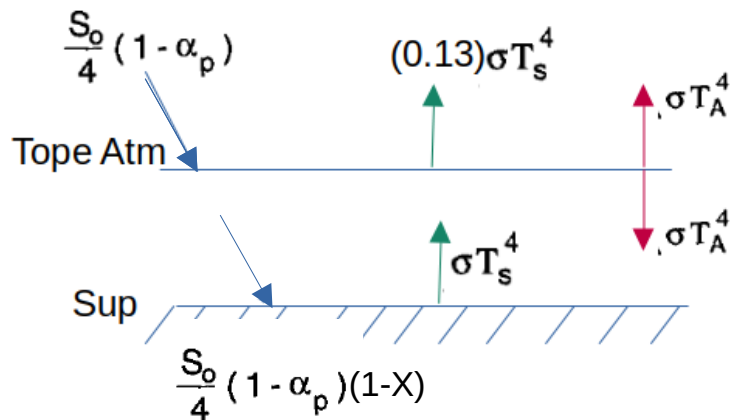
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



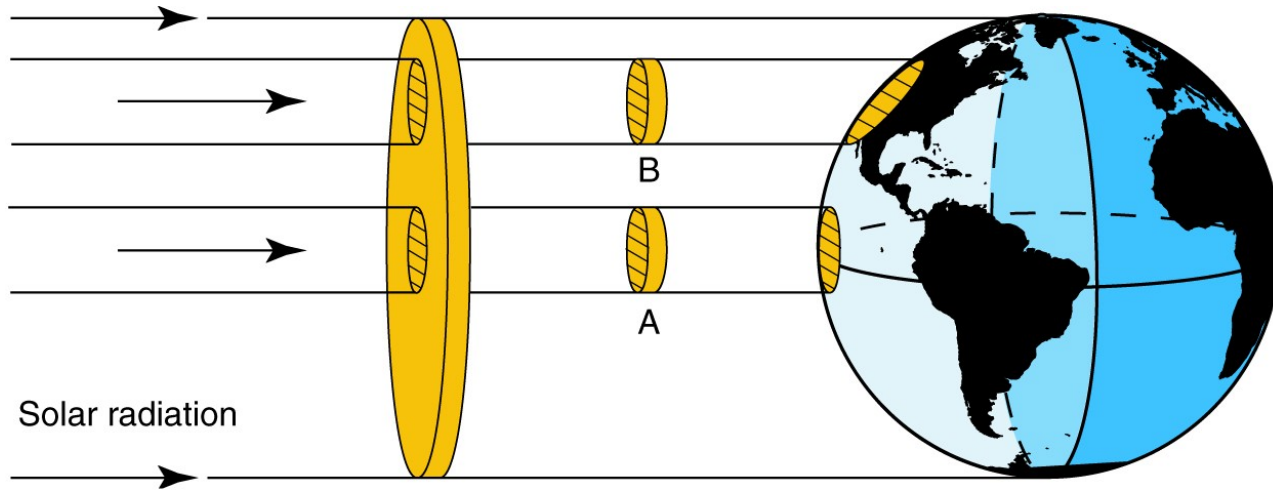
$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4}(1-\alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1-X) \frac{S_o}{4}(1-\alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$(1+1-X) \frac{S_o}{4}(1-\alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

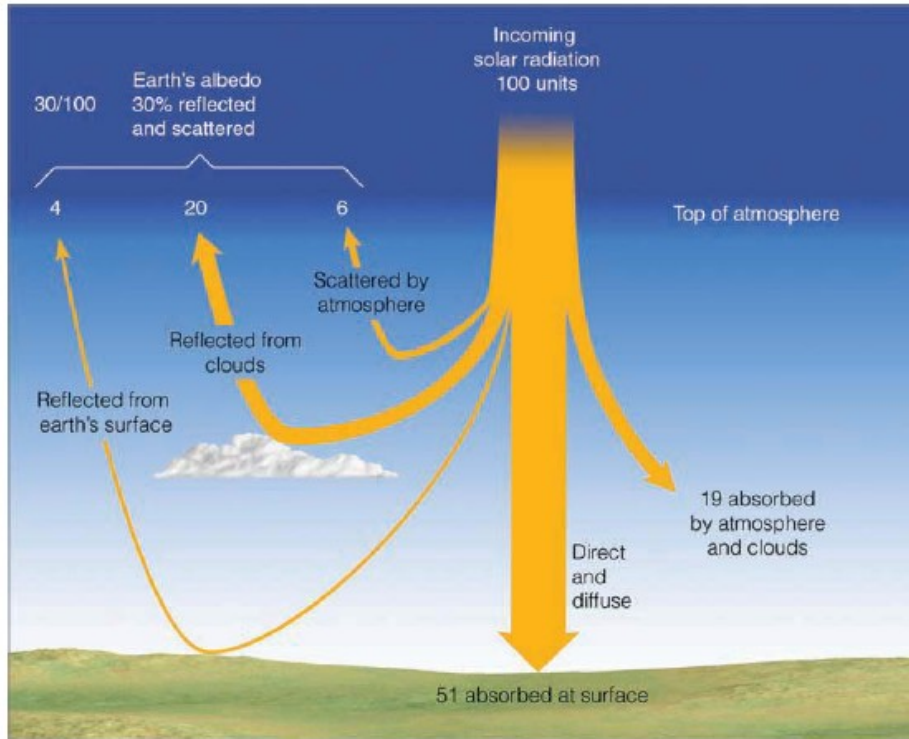
$$X = 2 - \frac{(1.13)\sigma T_s^4}{\frac{S_o}{4}(1-\alpha_p)} = 0.1$$

¿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 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.

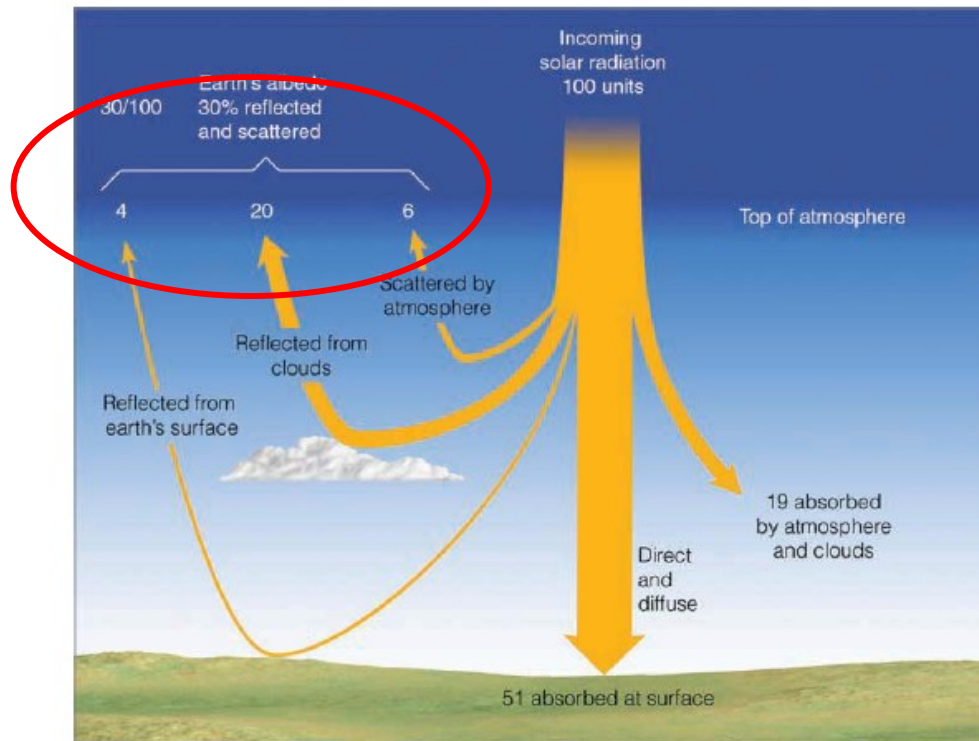
Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

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

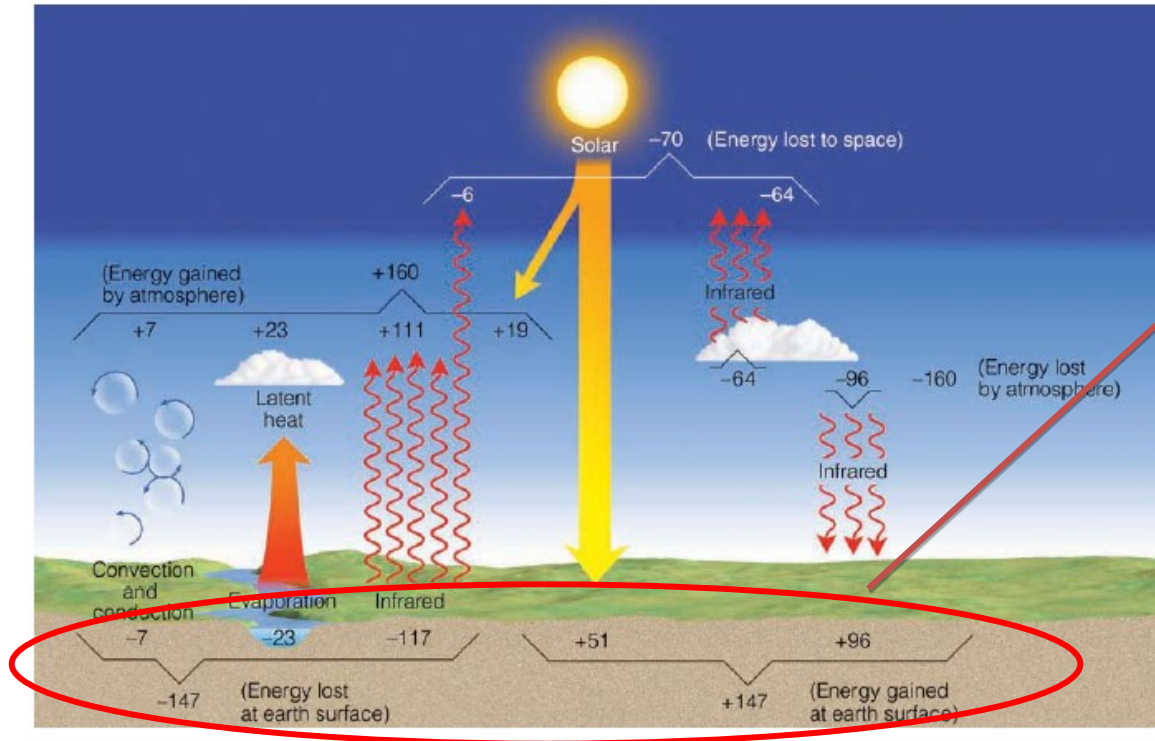
LAS NUBES SON LAS QUE MÁS CONTRIBUYEN AL ALBEDO PLANETARIO

- 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?



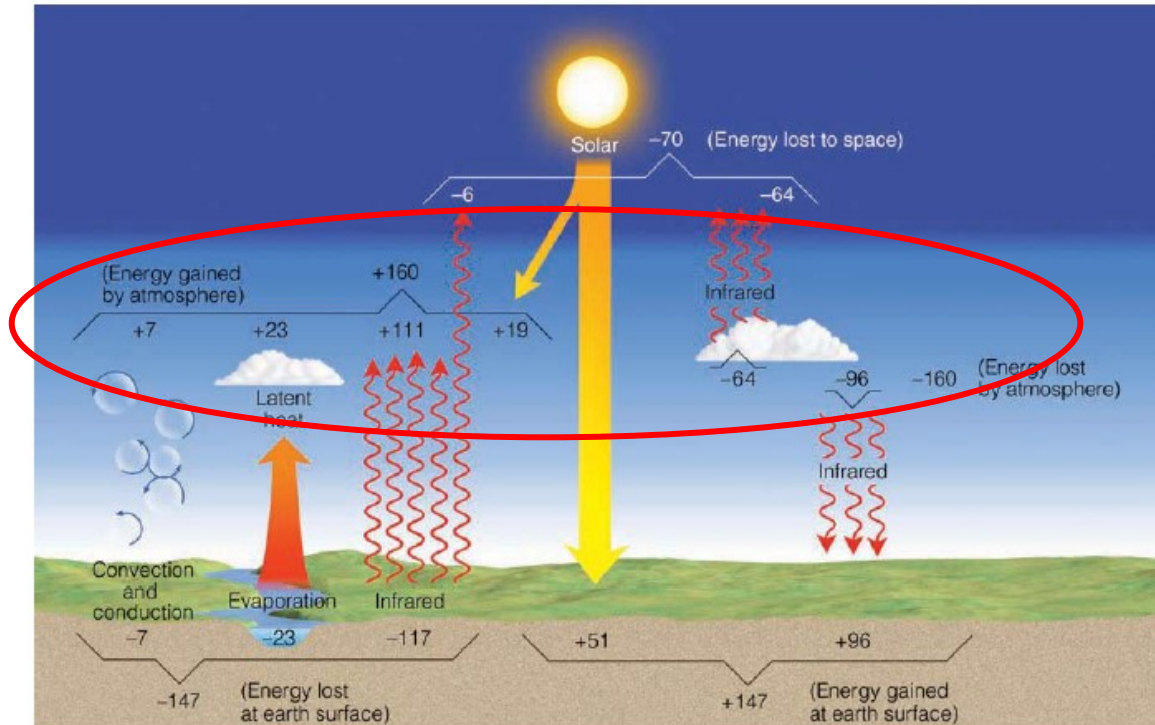
Entre estos intercambios de energía, la cantidad total de energía que emite la superficie de la Tierra son 147 unidades y son balanceadas por la energía que gana (otras 147 unidades procedentes sol + GHG).



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.



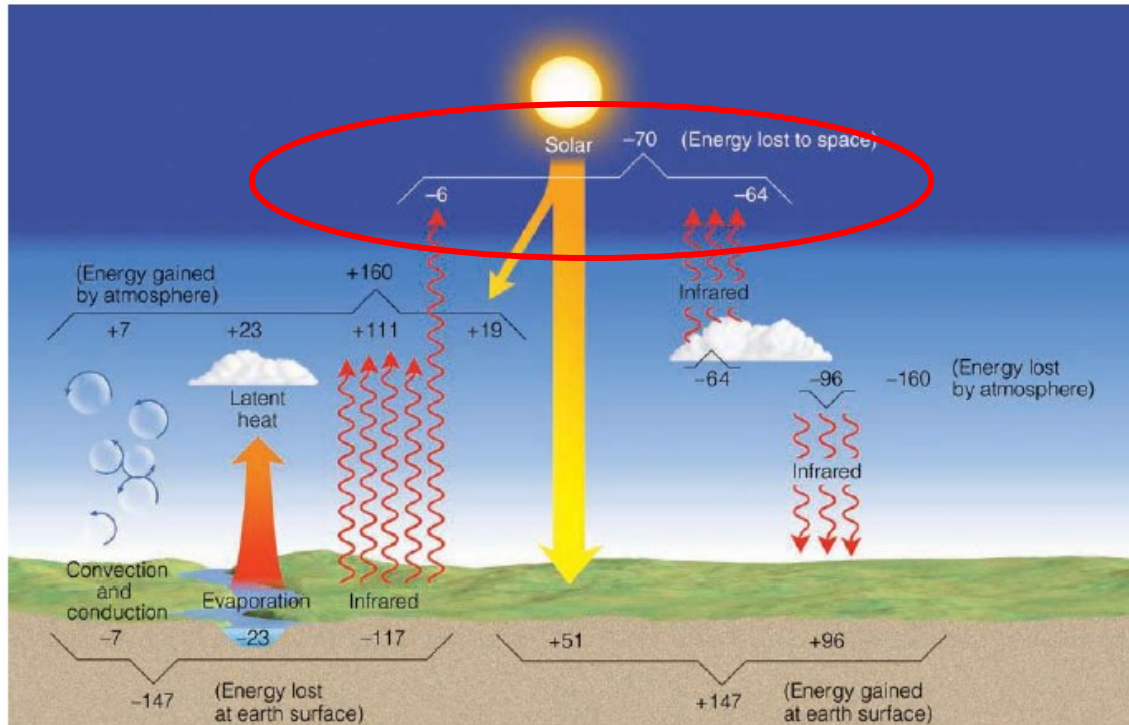
Ganancias = Pérdidas



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

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).

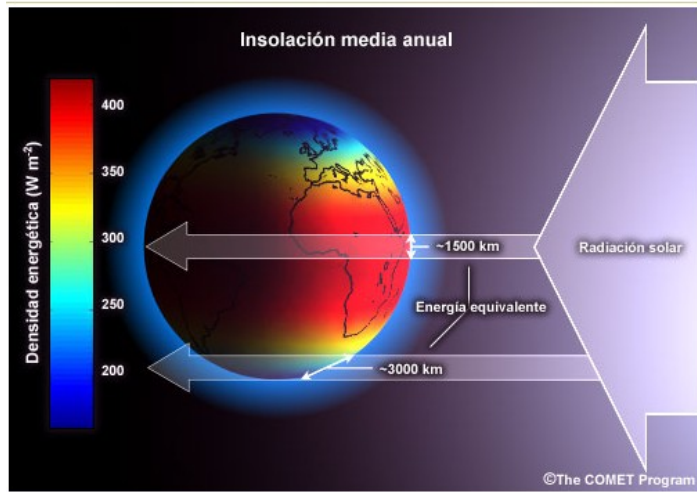
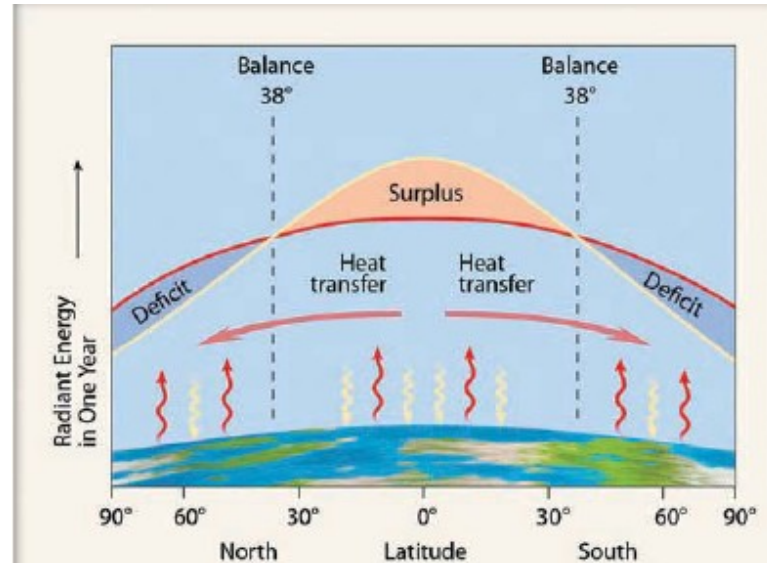


Fig. 1.1. Variaciones latitudinales de la densidad energética entrante (insulación) y la distancia hasta la superficie (promedio anual).

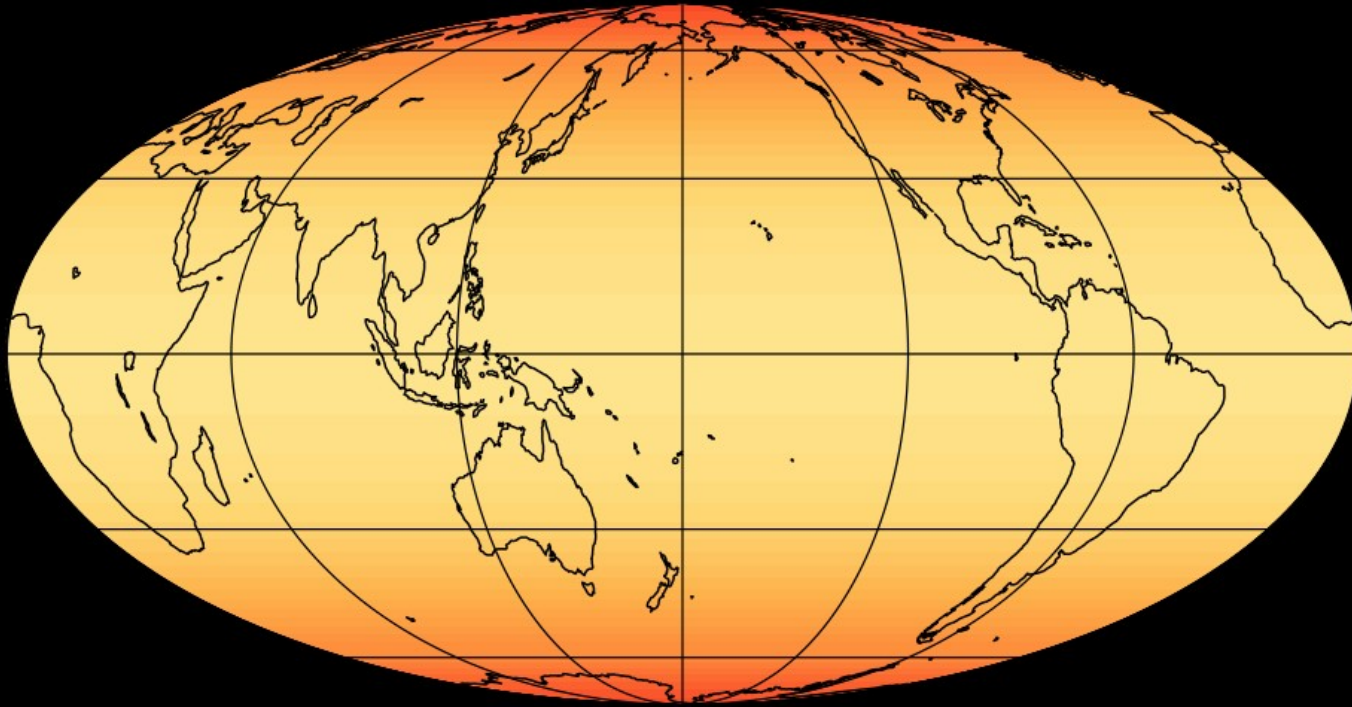


Distribución de energía en el tope de la atmósfera

Tope
Atmósfera

Solar Incoming Radiation

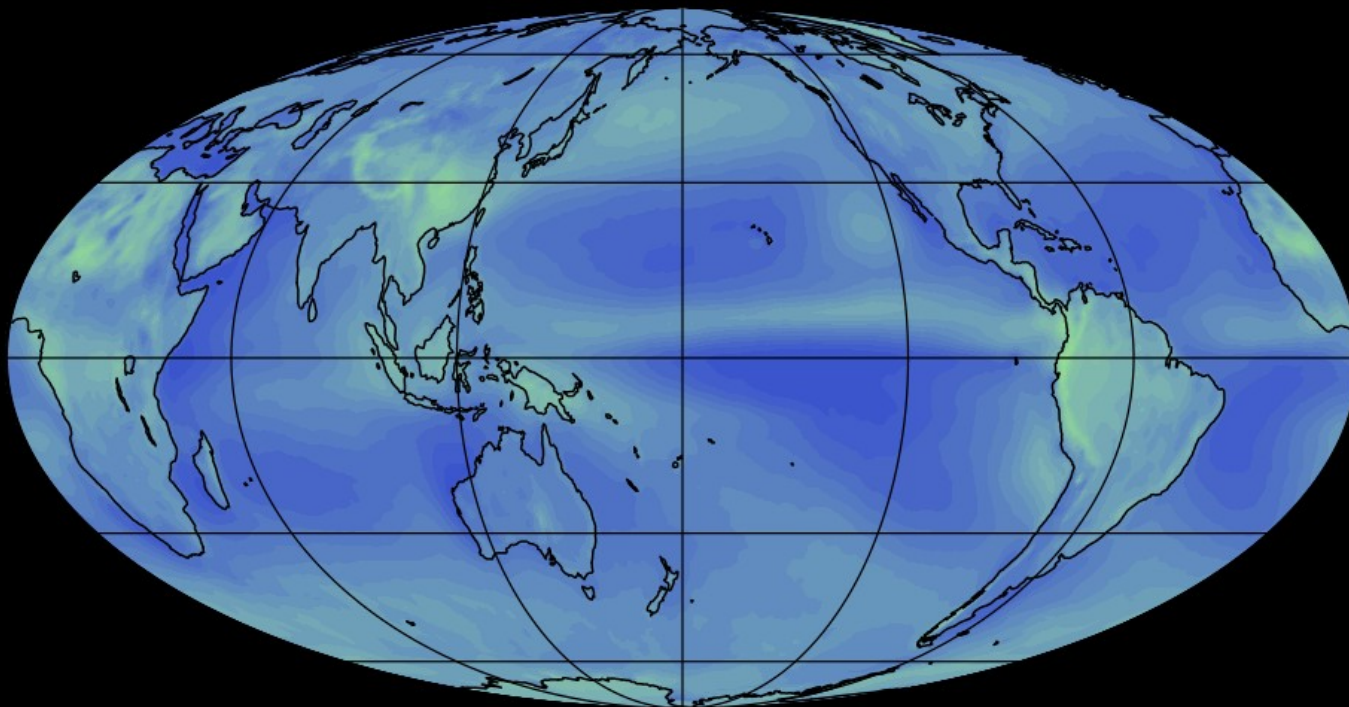
7/2005 - 6/2015



Tope
Atmósfera

Reflected Shortwave Radiation

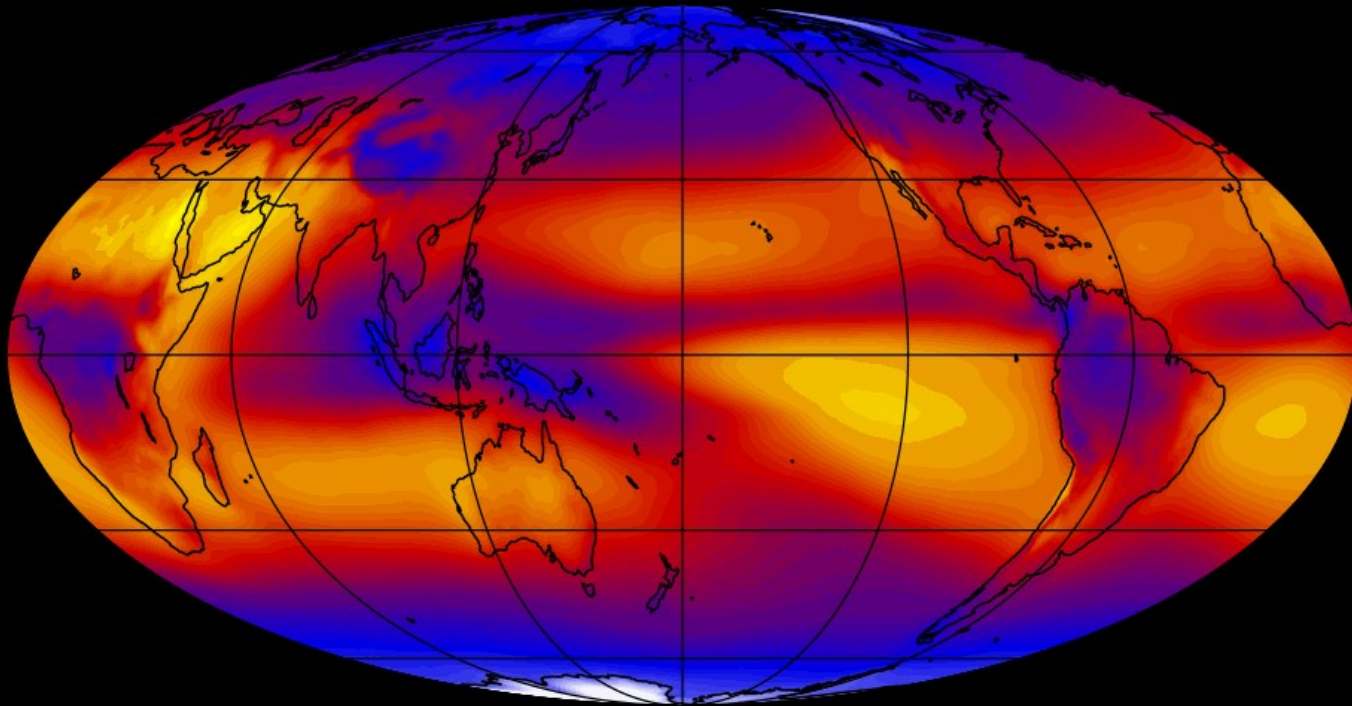
7/2005 - 6/2015



Tope
Atmósfera

Outgoing Longwave Radiation

7/2005 - 6/2015



150

200

250

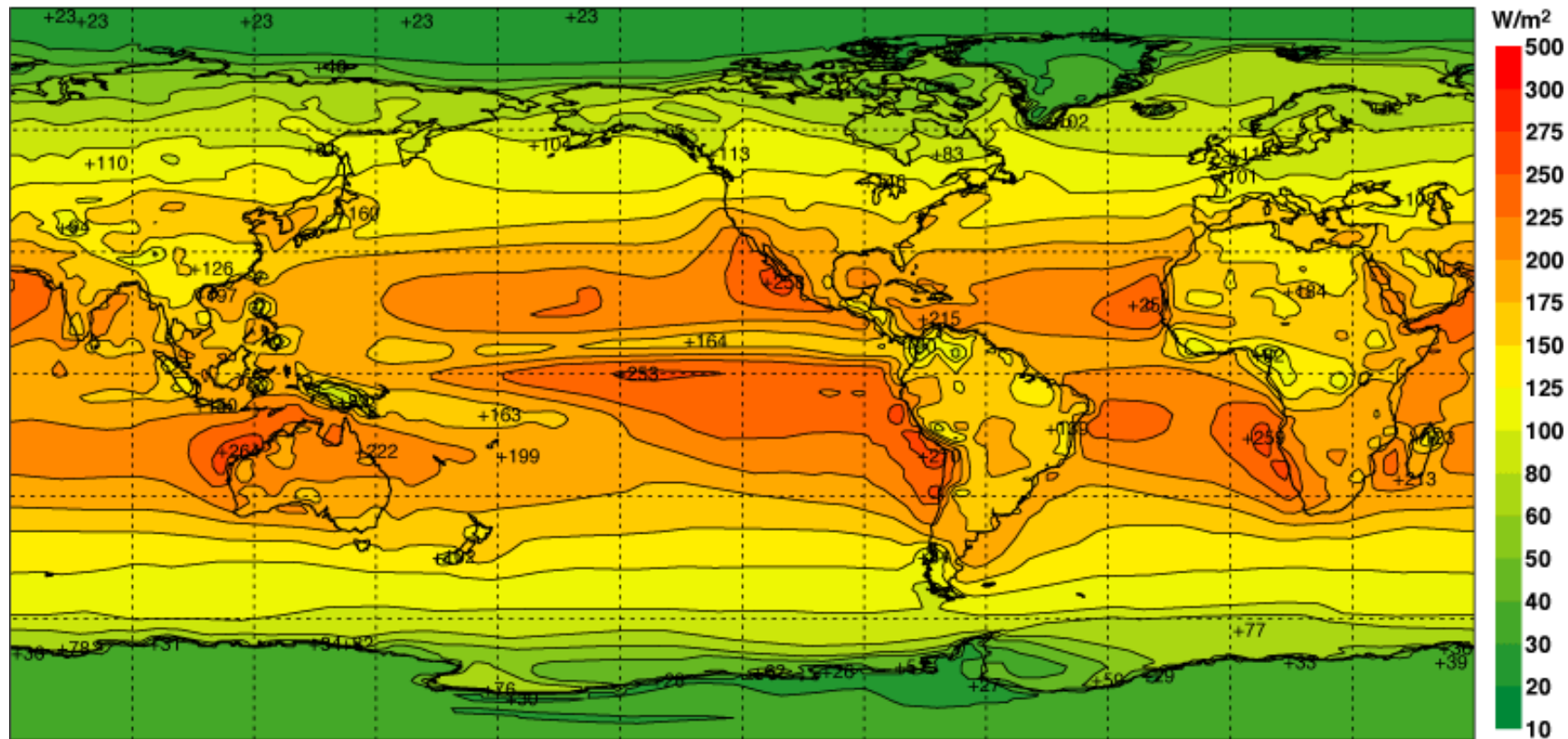
300

Wm^{-2}

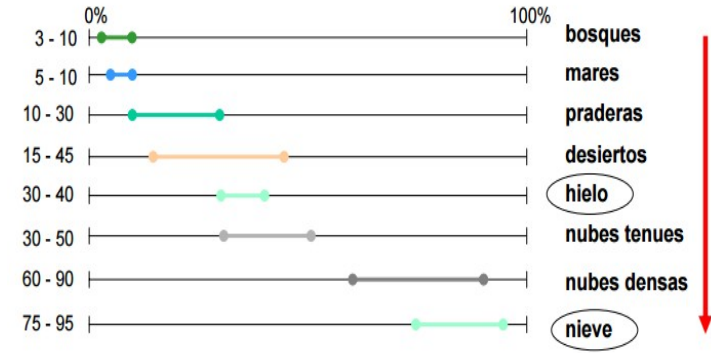
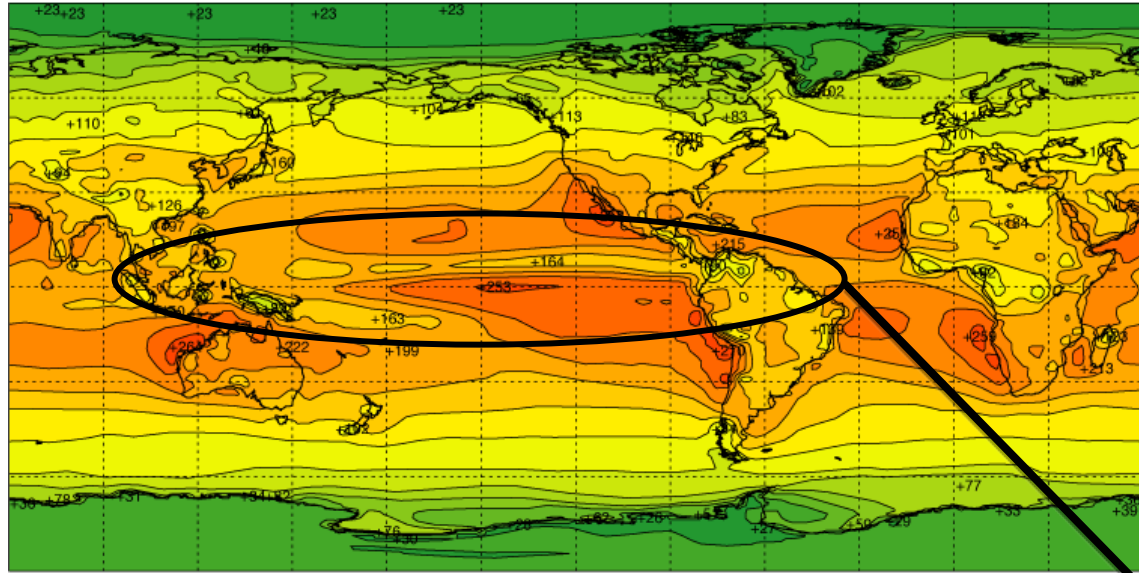
Distribución de energía en superficie

Net surface solar radiation

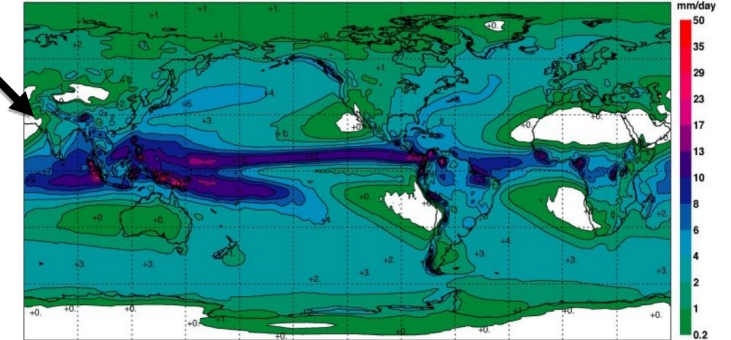
Annual mean



Net surface solar radiation

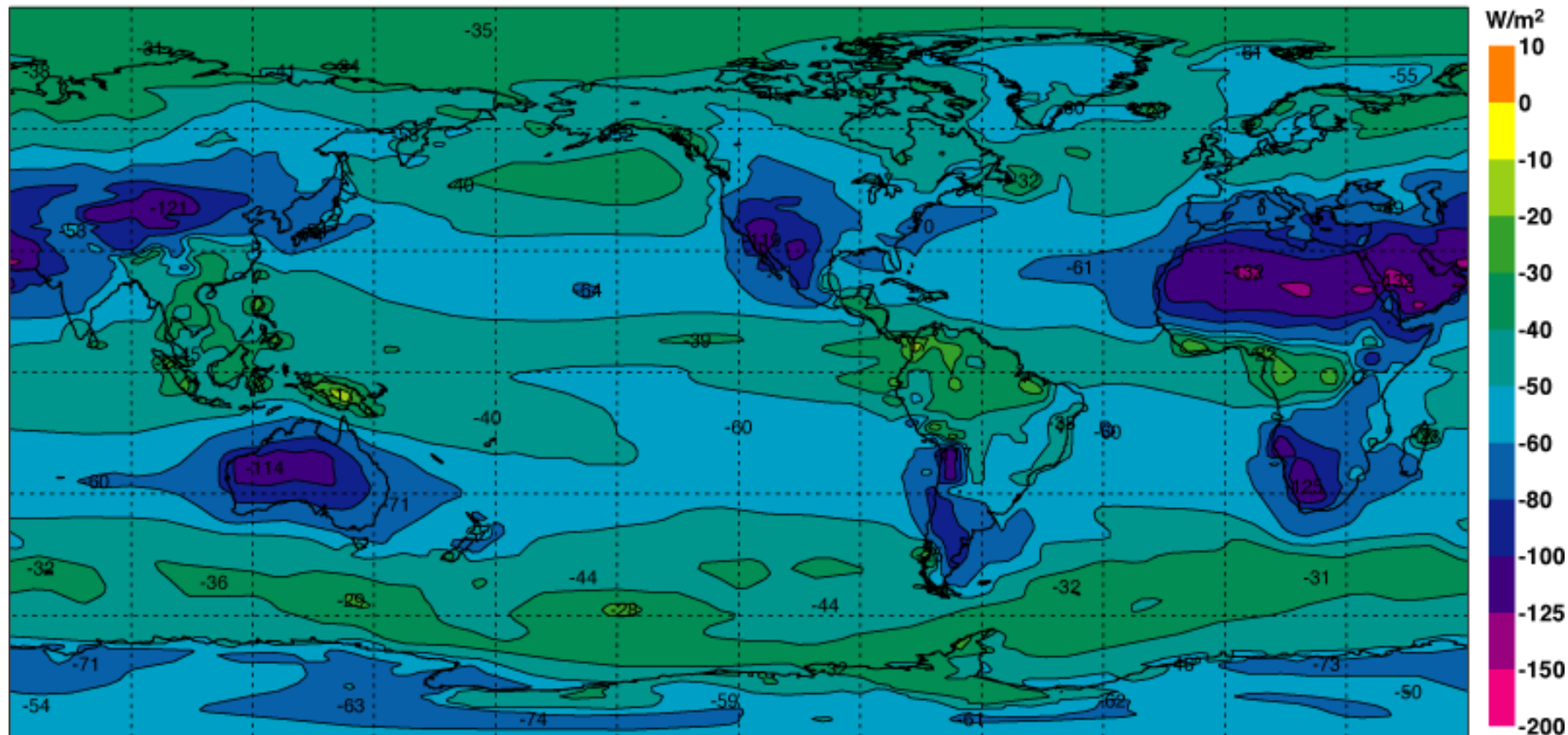


Total precipitation



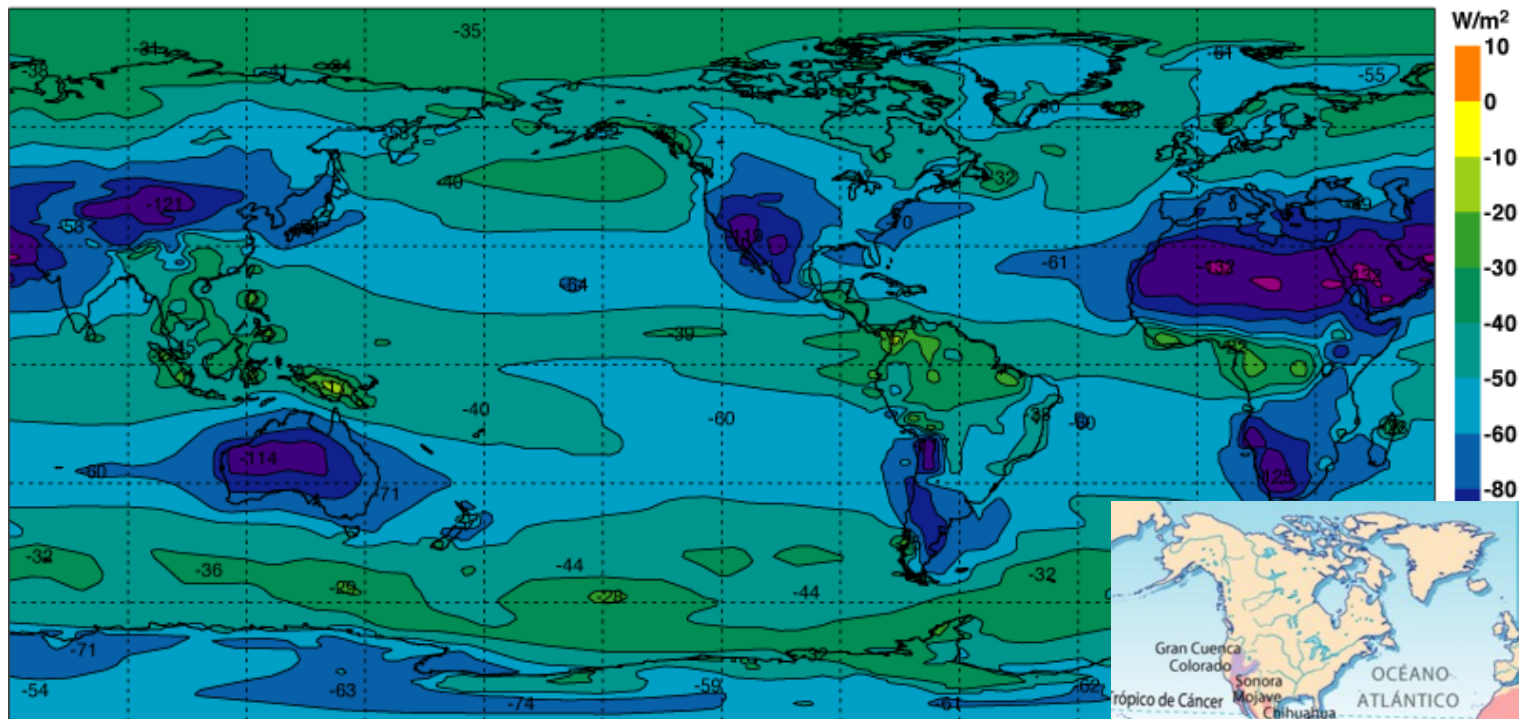
Net surface thermal radiation

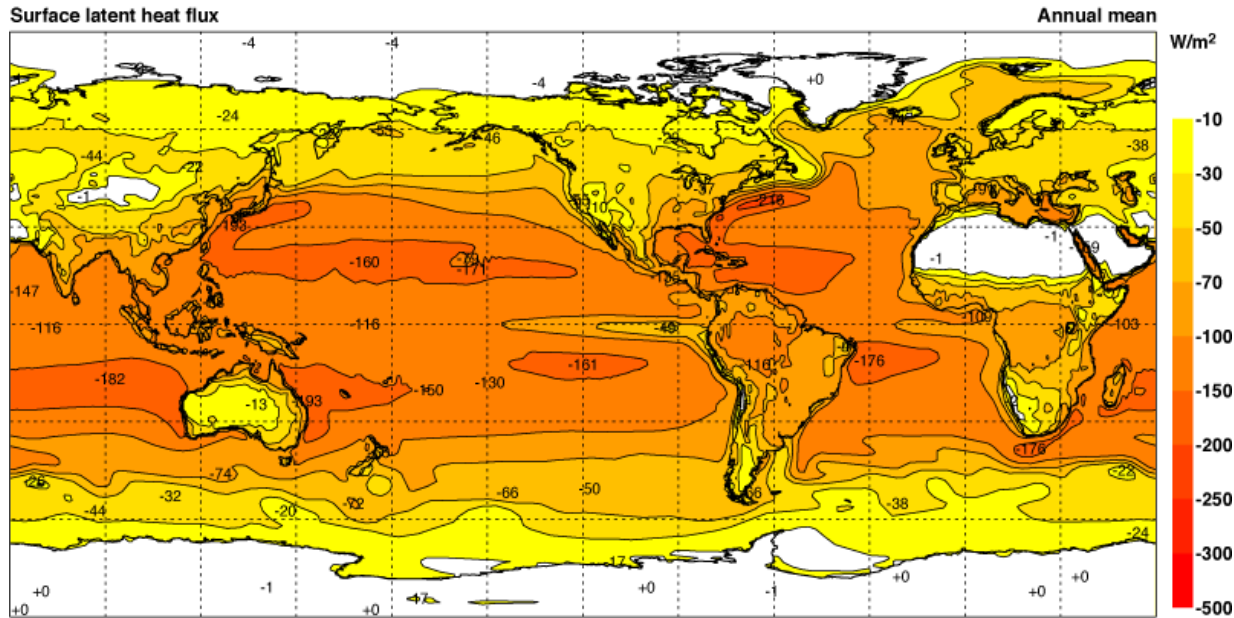
Annual mean



Net surface thermal radiation

Annual mean





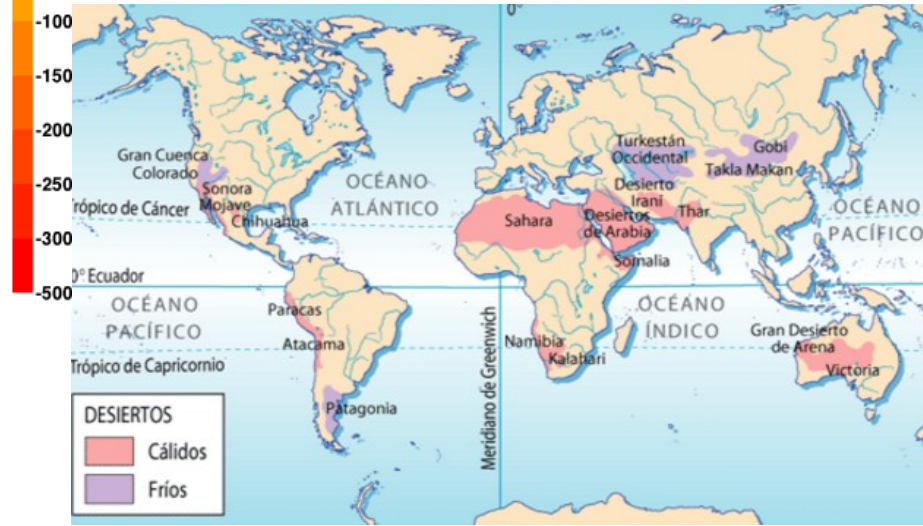
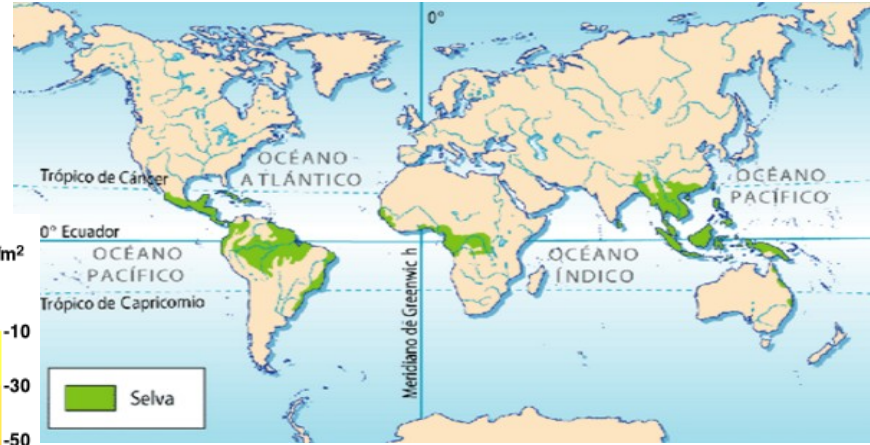
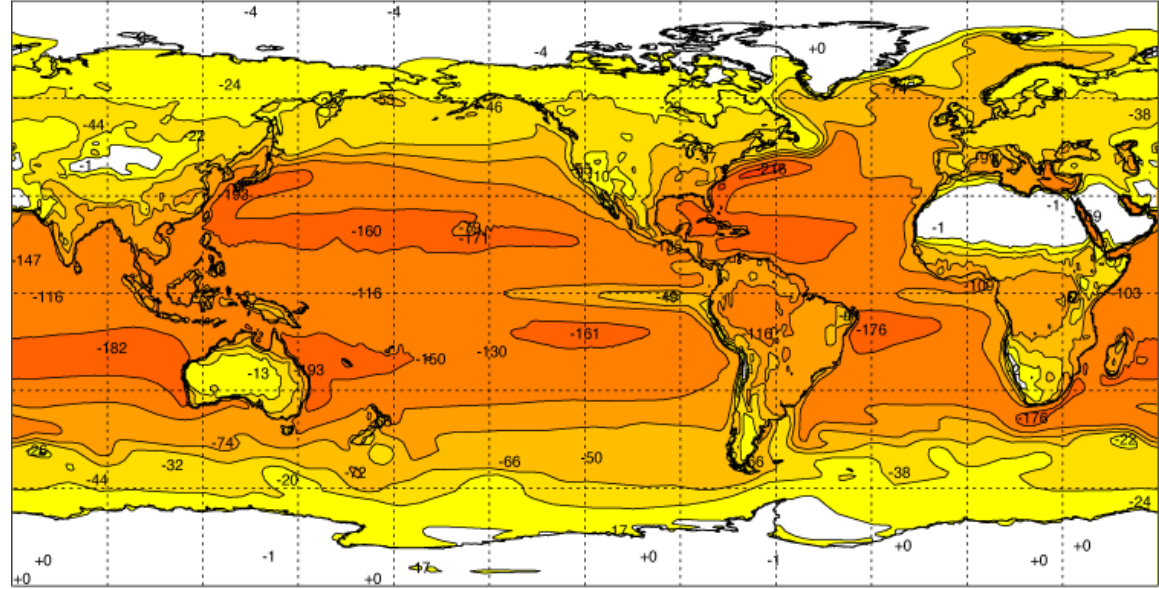
Máximos sobre regiones dominadas por los anticiclones subtropicales (cielos despejados, TSM altas y mucha evaporación).

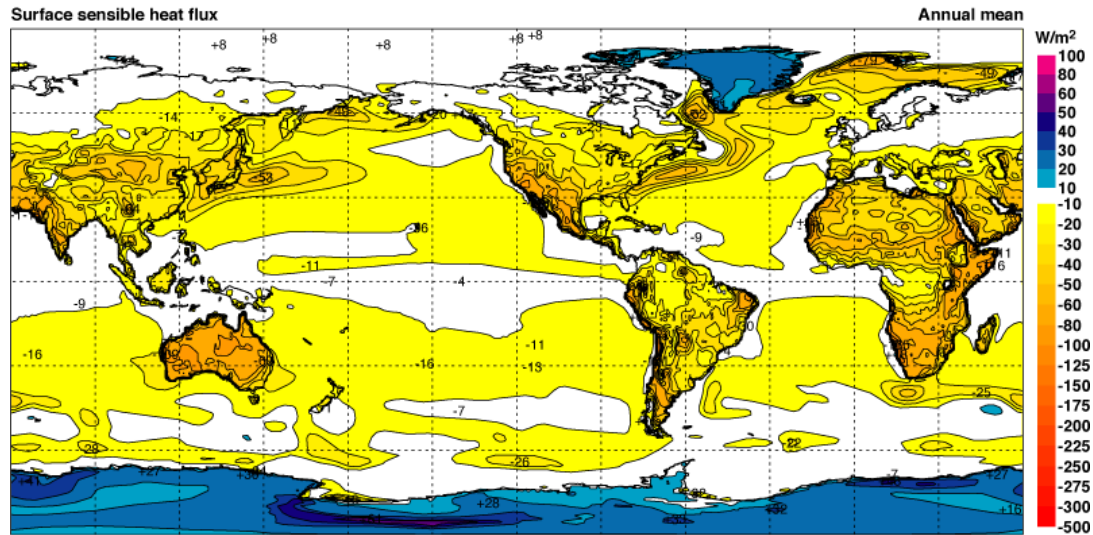
La evaporación también es abundante sobre las corrientes oceánicas cálidas del lado oeste de los océanos. Excepto en el Índico Sur, los vientos del monzón producen un extenso máximo en el este de la cuenca.

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





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.

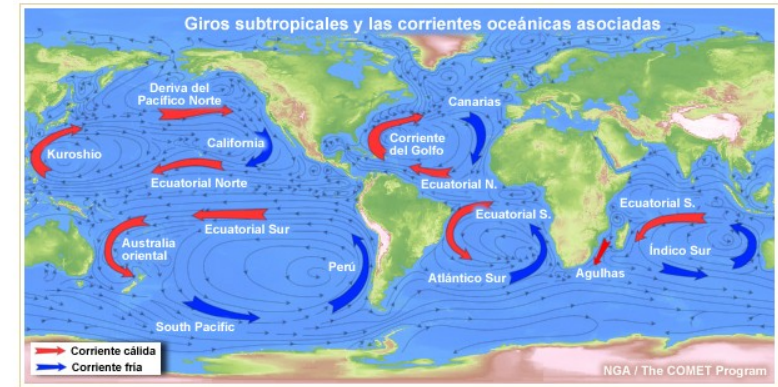
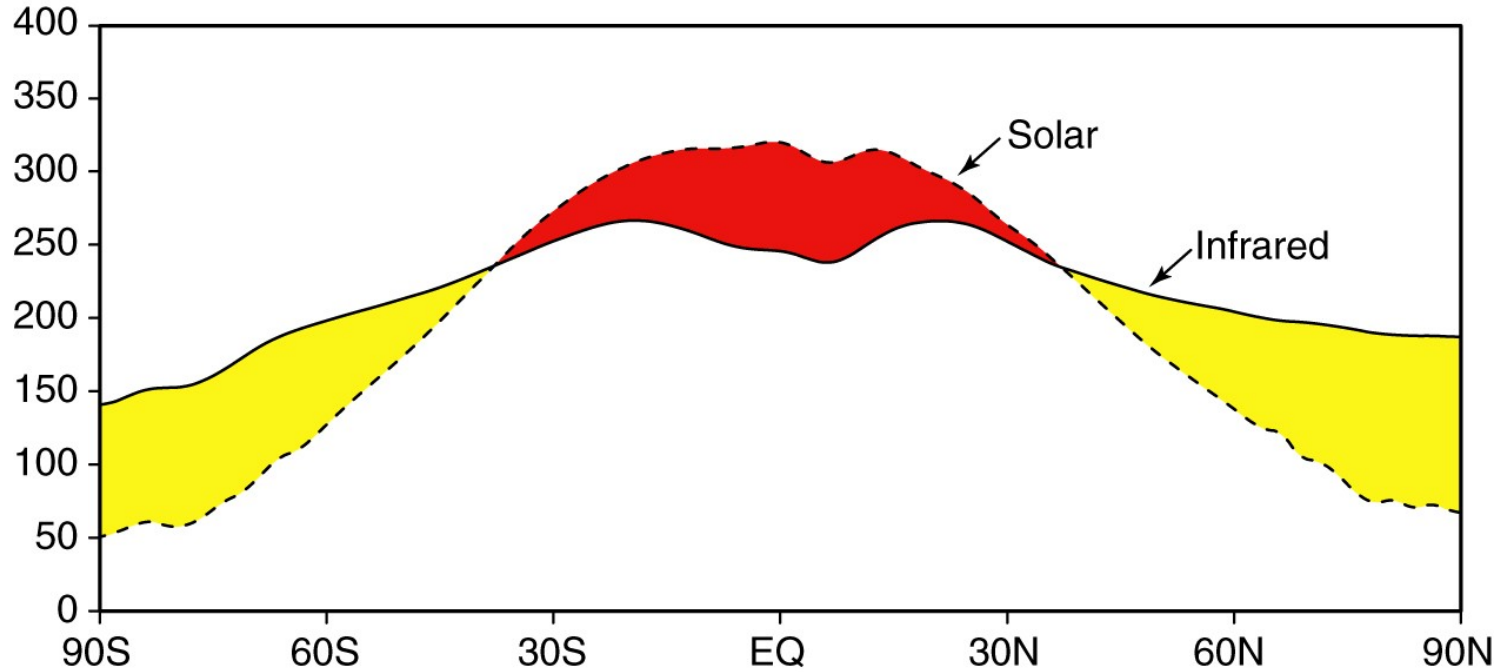


Fig. 3.20. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías, en azul.

Distribución de la insolación

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.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Dependencia latitudinal del balance de energía radiativo

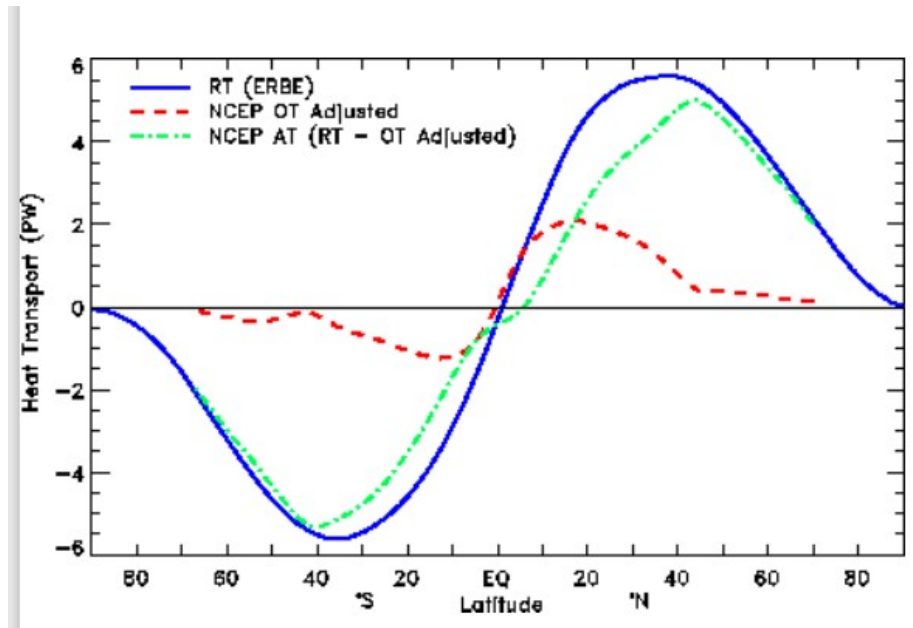
EXISTE UN TRANSPORTE HORIZONTAL DESDE LAS REGIONES CON EXCESO A LAS REGIONES CON DÉFICIT DE ENERGÍA POR ATMÓSFERA Y OCÉANOS.

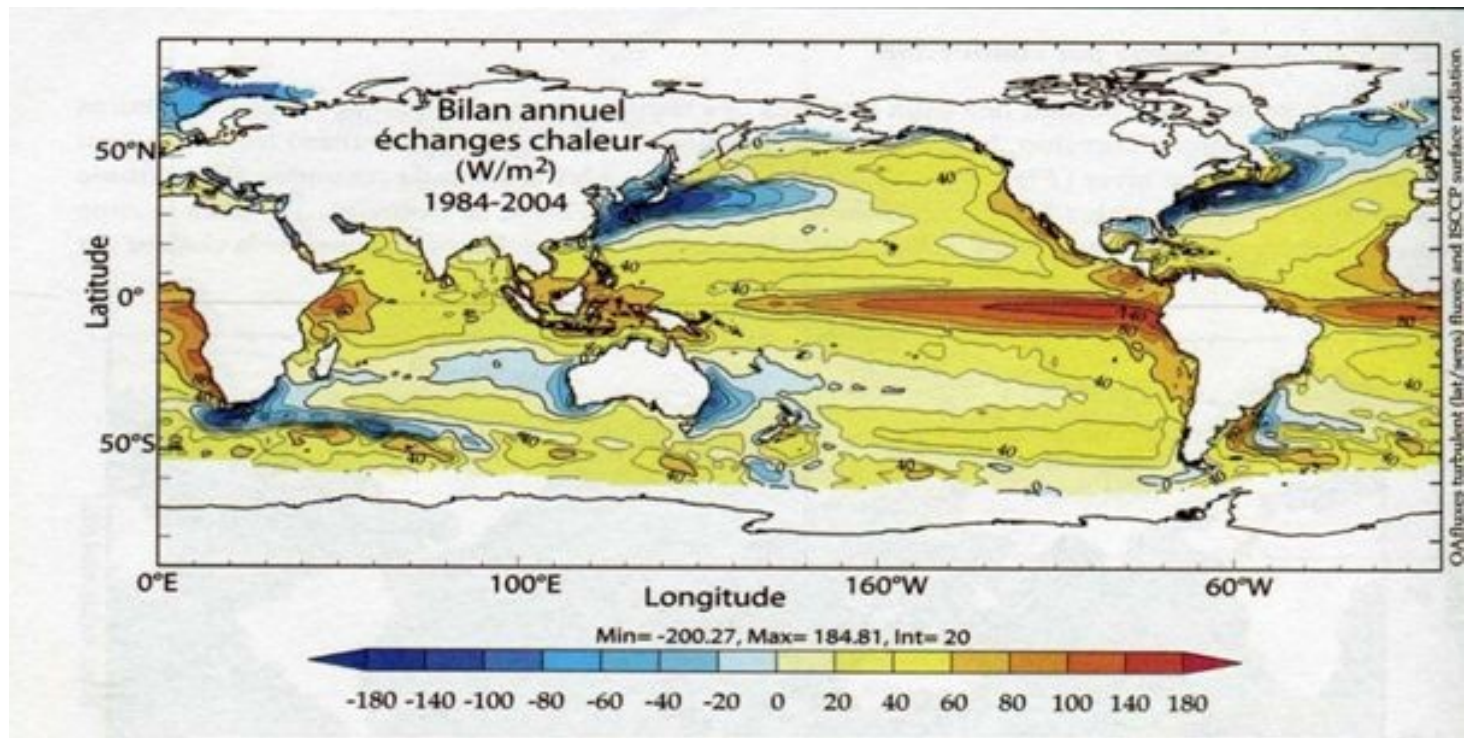
EL FLUJO DE ENERGÍA EN LA ATMÓSFERA SE PUEDE ESTIMAR MEDIANTE MEDICIONES (SATELITALES, GLOBOS, ETC.)

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

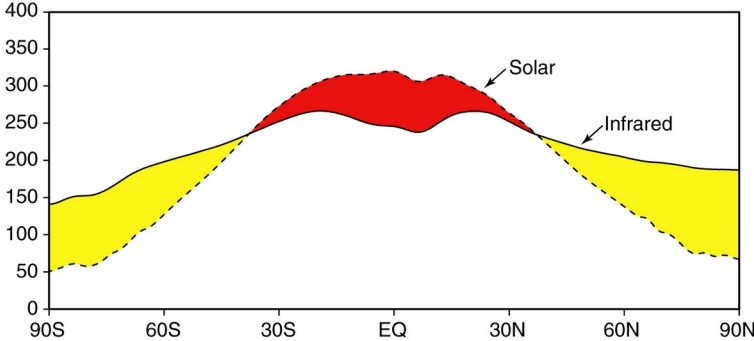
El promedio global anual de la radiación neta esta Muy cercano a 0. De existir un desbalance la Tierra se calentaría o enfriaría



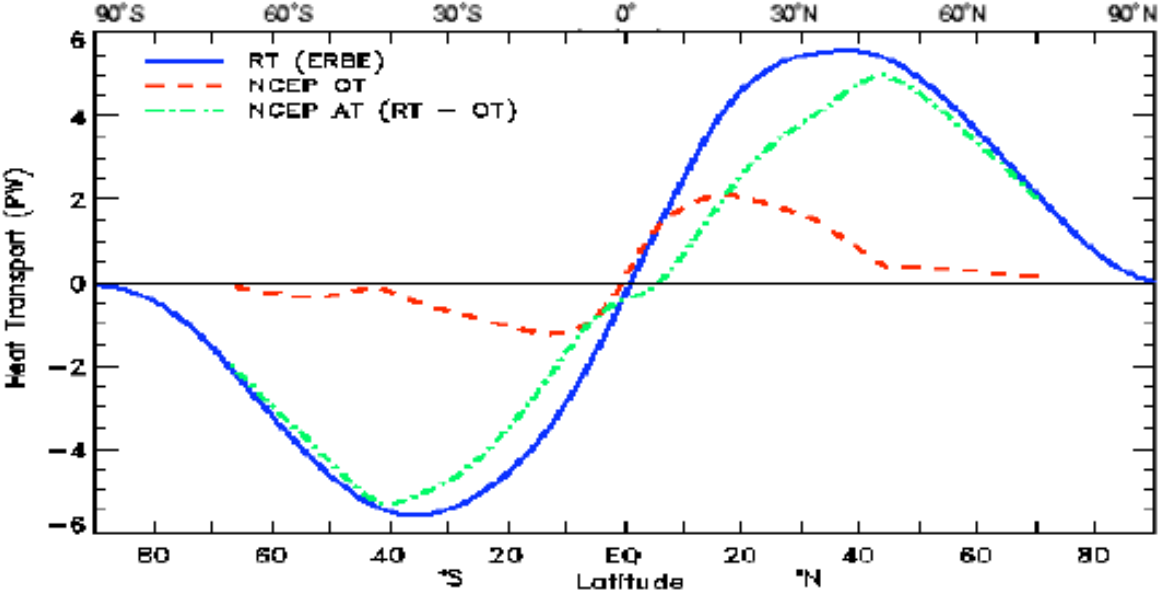


Algunas regiones absorben energía neta (trópicos) y otras la pierden

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 atm
 Rojo: transporte ocean

Formalicemos el anterior razonamiento

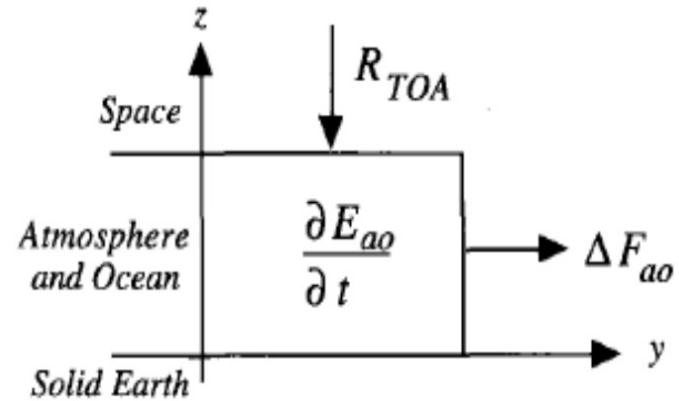
Si despreciamos el intercambio de energía con los continentes, el balance de energía para una banda de latitudes se puede escribir como

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

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 $R_{TOA} = \Delta F_{ao}$

Esquema de la circulación horizontal de la atmósfera

Esquema de la circulación Horizontal

- 3 celdas en cada hemisferio (Hadley, Ferrel y polar)

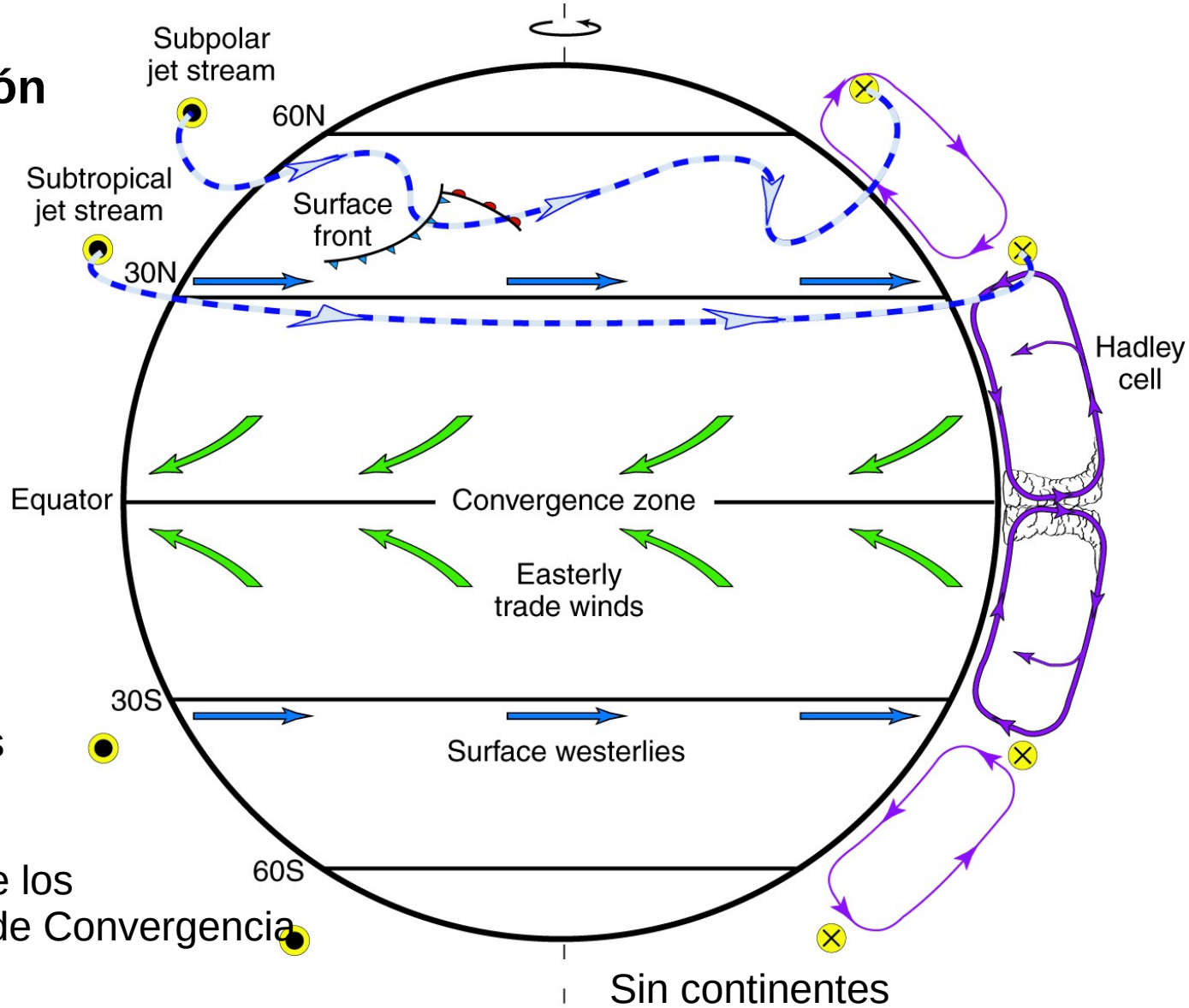
Regiones de ascenso tienen fuertes lluvias, de descenso poca lluvia

Superficie:

- Vientos del este en trópicos (alisios) y en regiones polares

- Vientos del oeste en latitudes Medias

- La región de convergencia de los Vientos alisios se llama Zona de Convergencia Intertropical

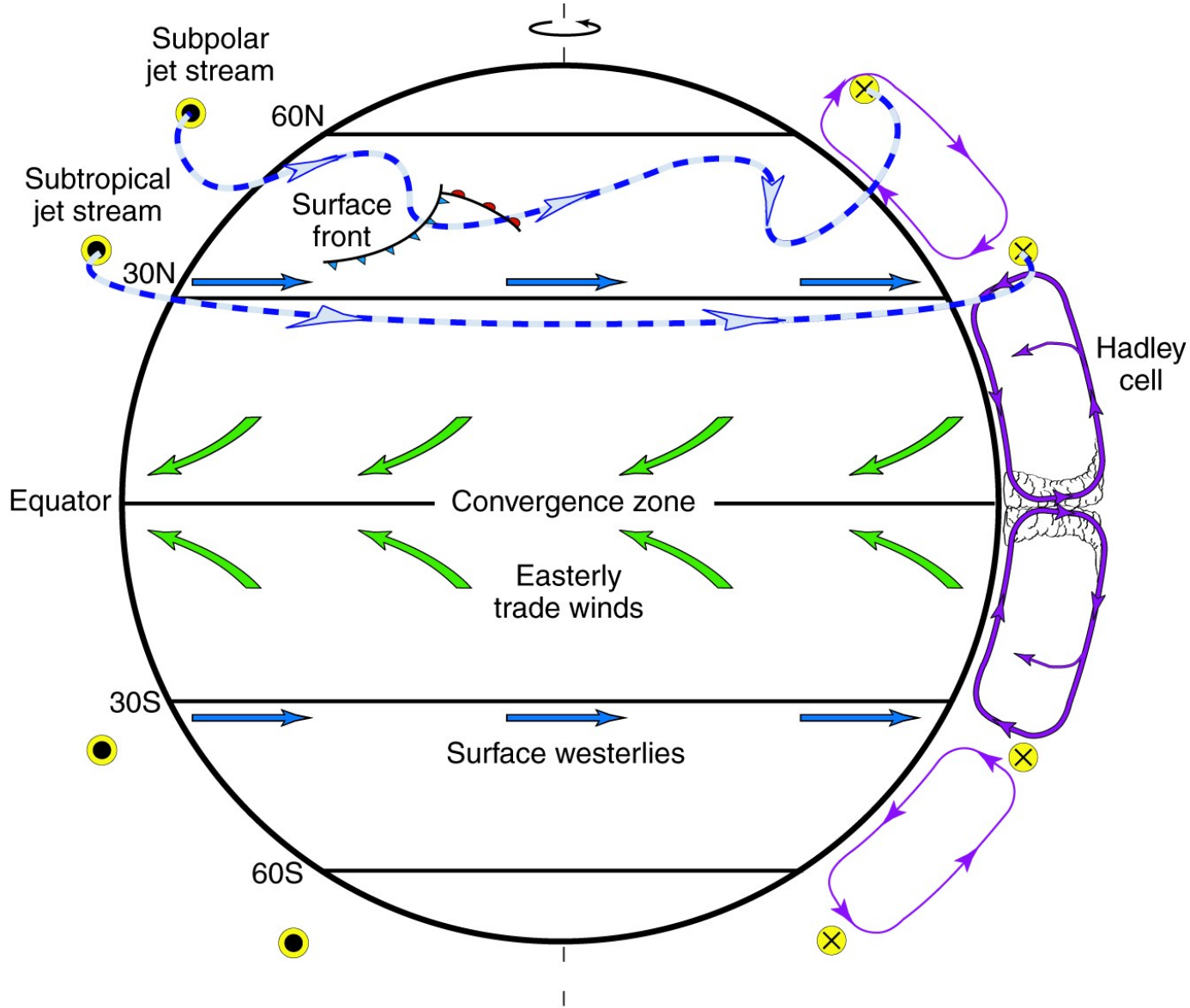


Esquema de la circulación Horizontal

- Altura:

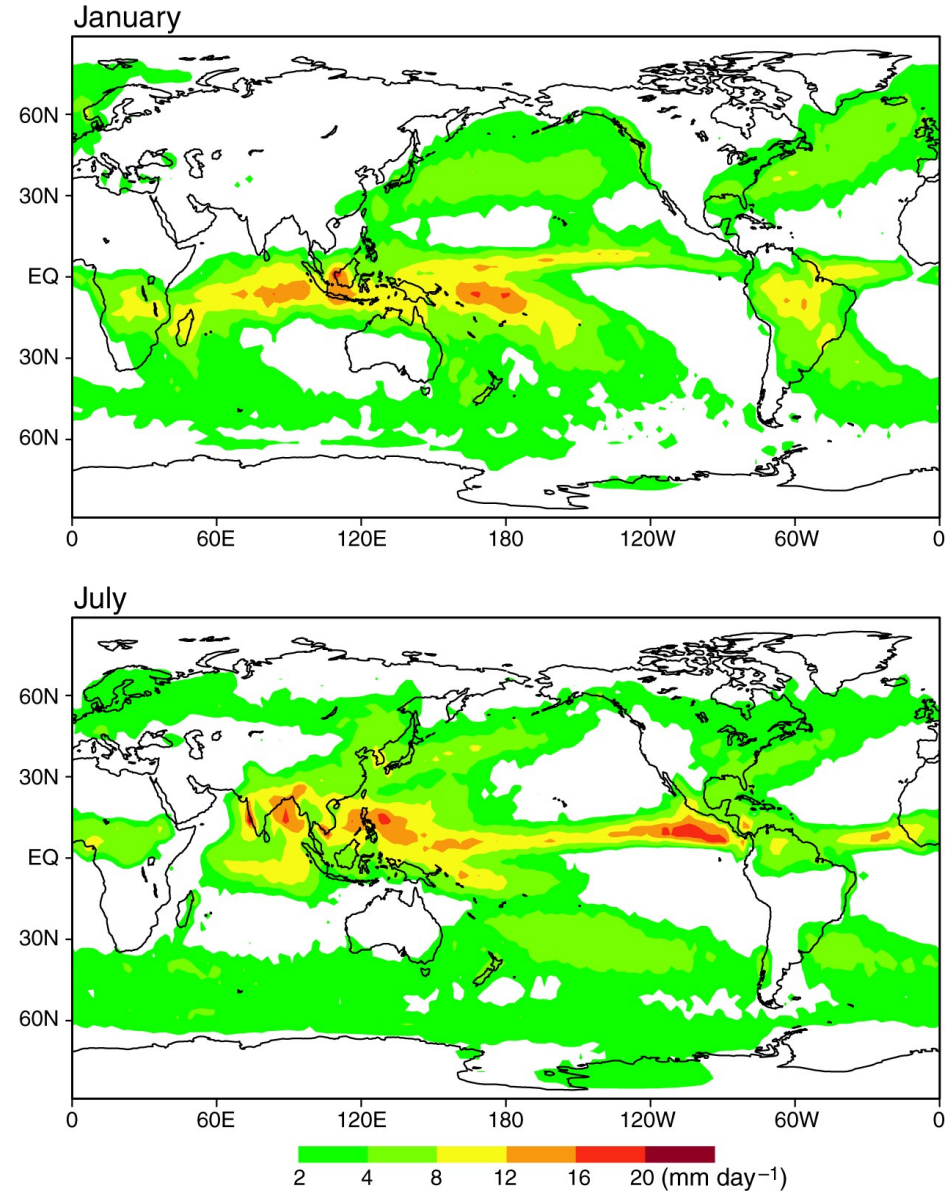
En regiones extratropicales existen dos corrientes en chorro en cada hemisferio:
corriente en chorro subtropical
corriente en chorro subpolar

A veces se los llama jet.

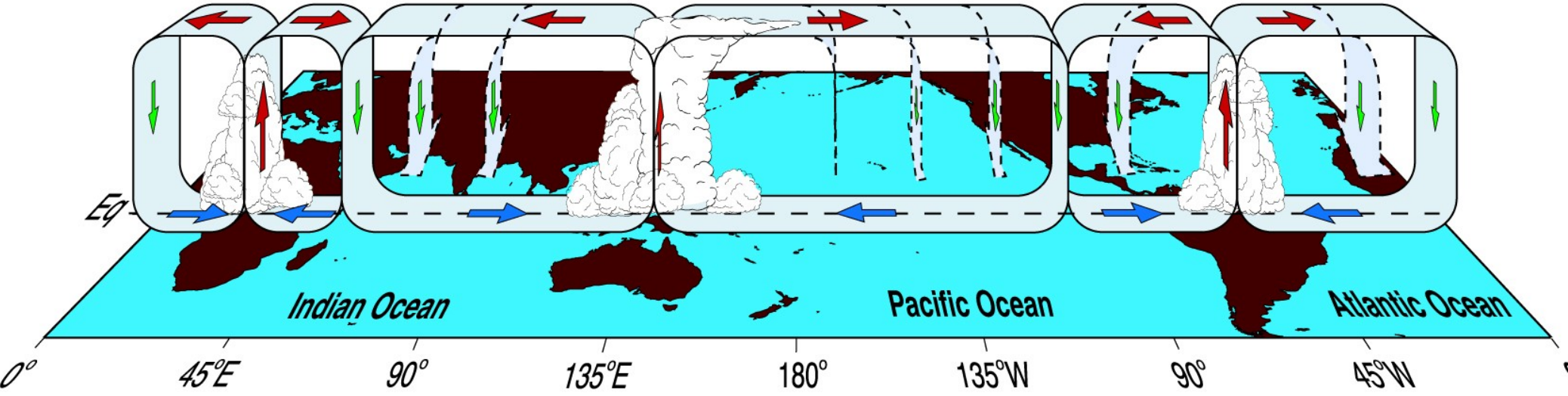


Precipitación

- se observa la ZCIT como área de grandes acumulados de lluvia.
- La ZCIT se mueve norte-sur con las estaciones
- Monzones en varios continentes
- Las lluvias no son simétricas con respecto al ecuador debido a la presencia de continentes.
- Hay importantes variaciones longitudinales en las precipitaciones
- En latitudes medias las lluvias están organizadas en forma de bandas o cinturones sobre los océanos.
- Mas lluvias en el oeste que en el este del Pacífico ecuatorial: celda de Walker.

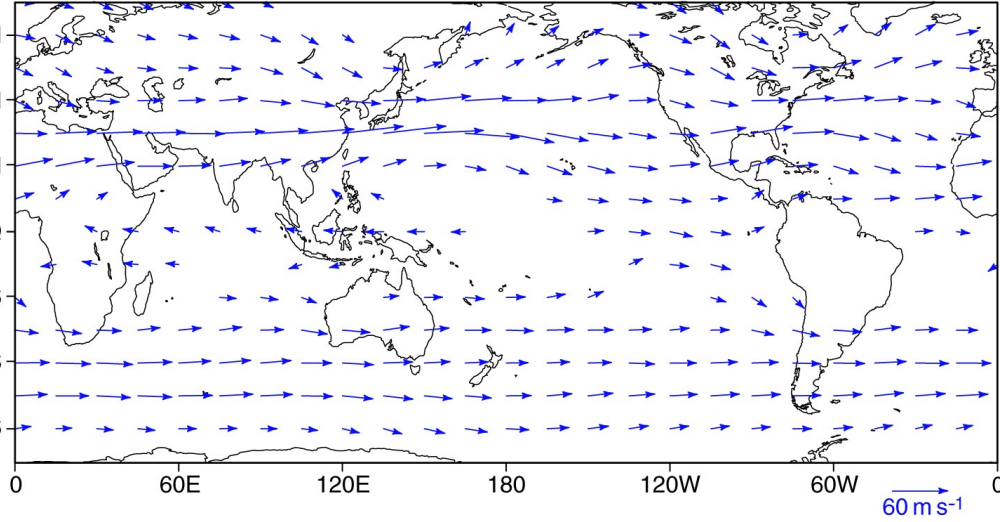


Celda de Walker



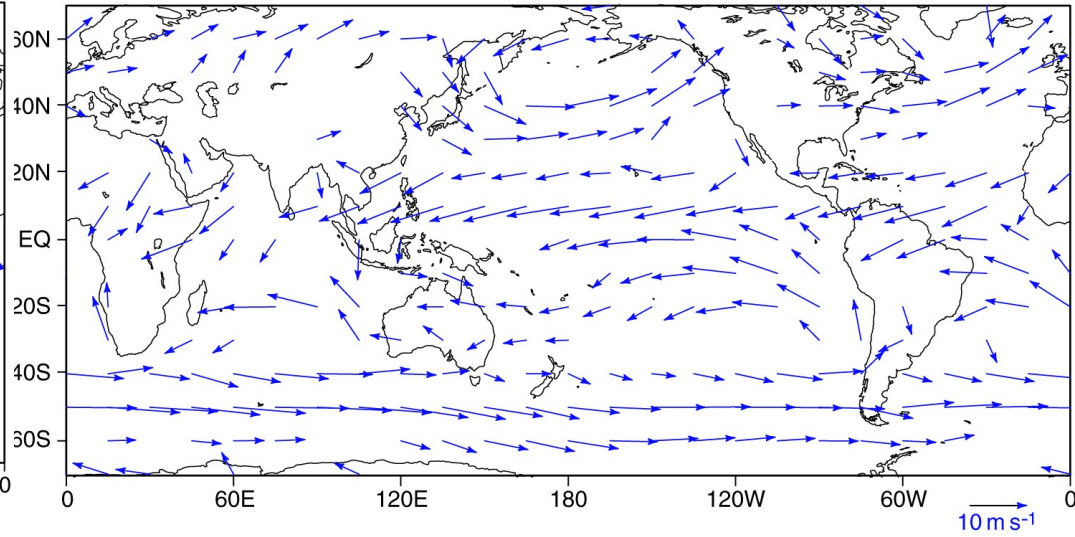
Vientos DEF

(a)



200 hPa

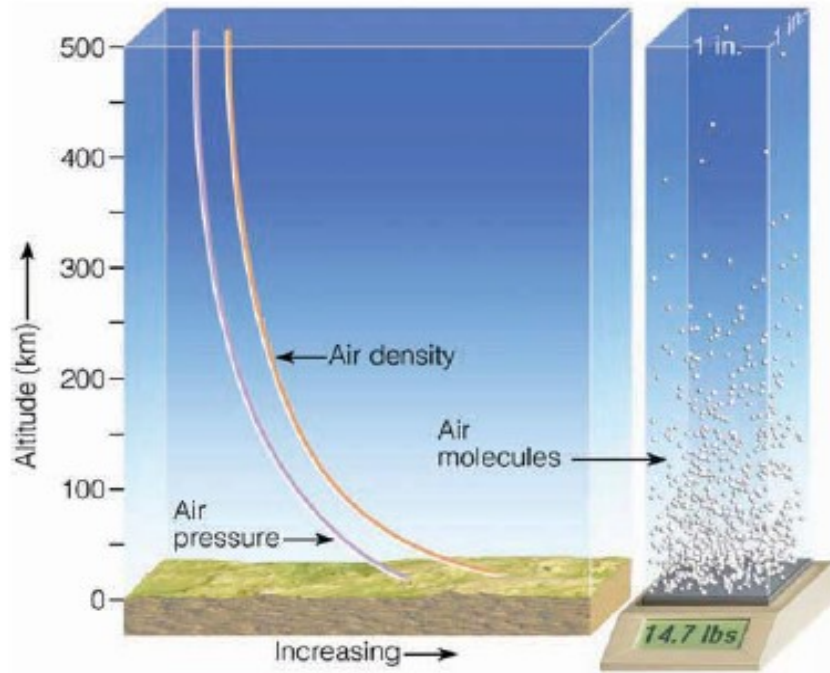
(b)



925 hPa

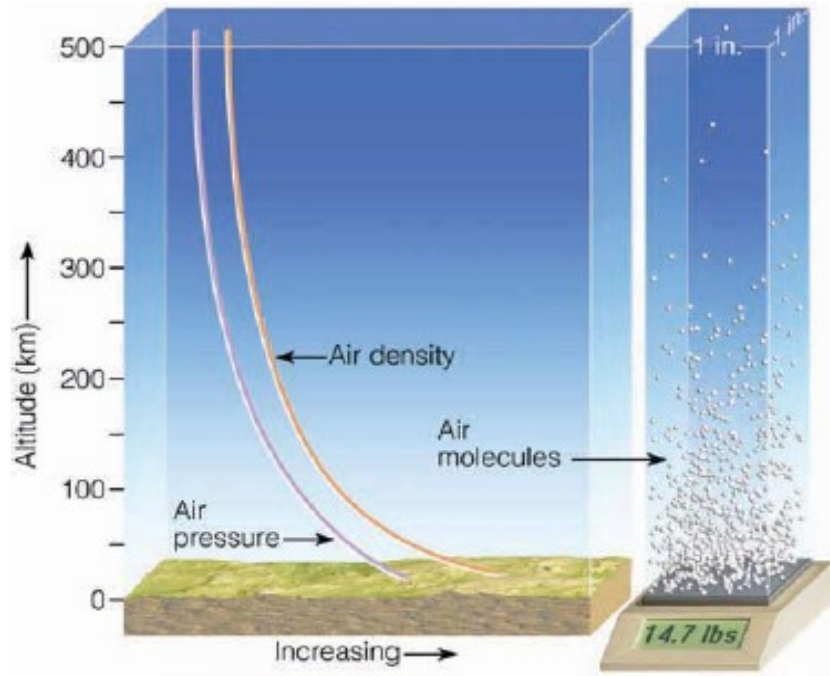
Atmósfera

Estructura vertical: balance hidrostático



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

Estructura vertical: balance hidrostático



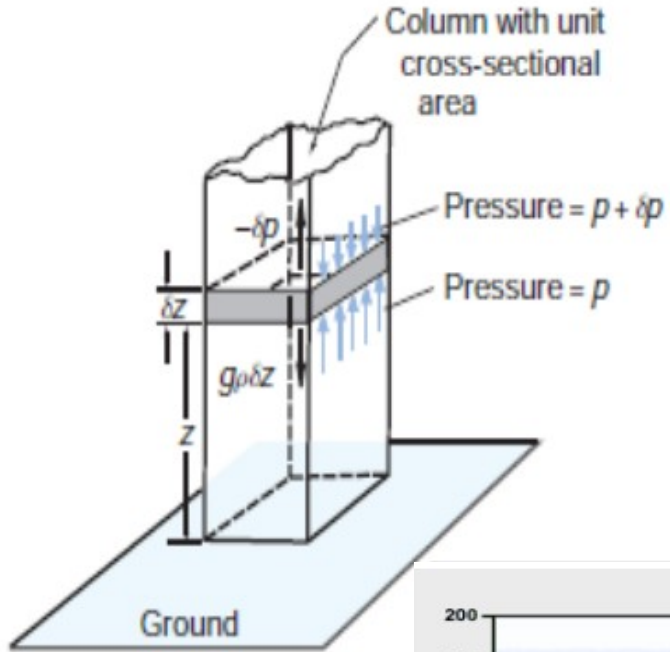
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Si no existiera la gravedad no existiría la atmósfera

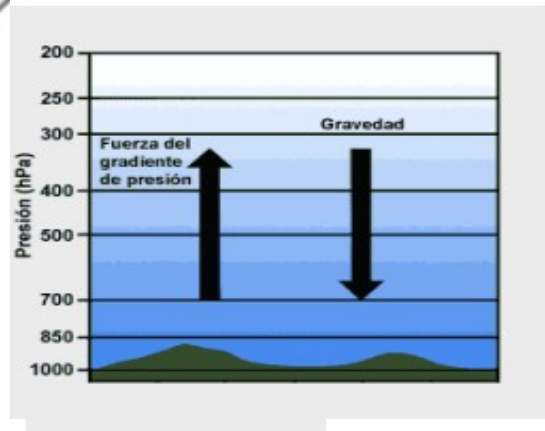
Si la densidad no es constante y sigue la ecuación de estado de los gases ideales

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

Estructura vertical: balance hidrostático



$$P(z) = \int_z^{\infty} \rho g dz$$



Océano

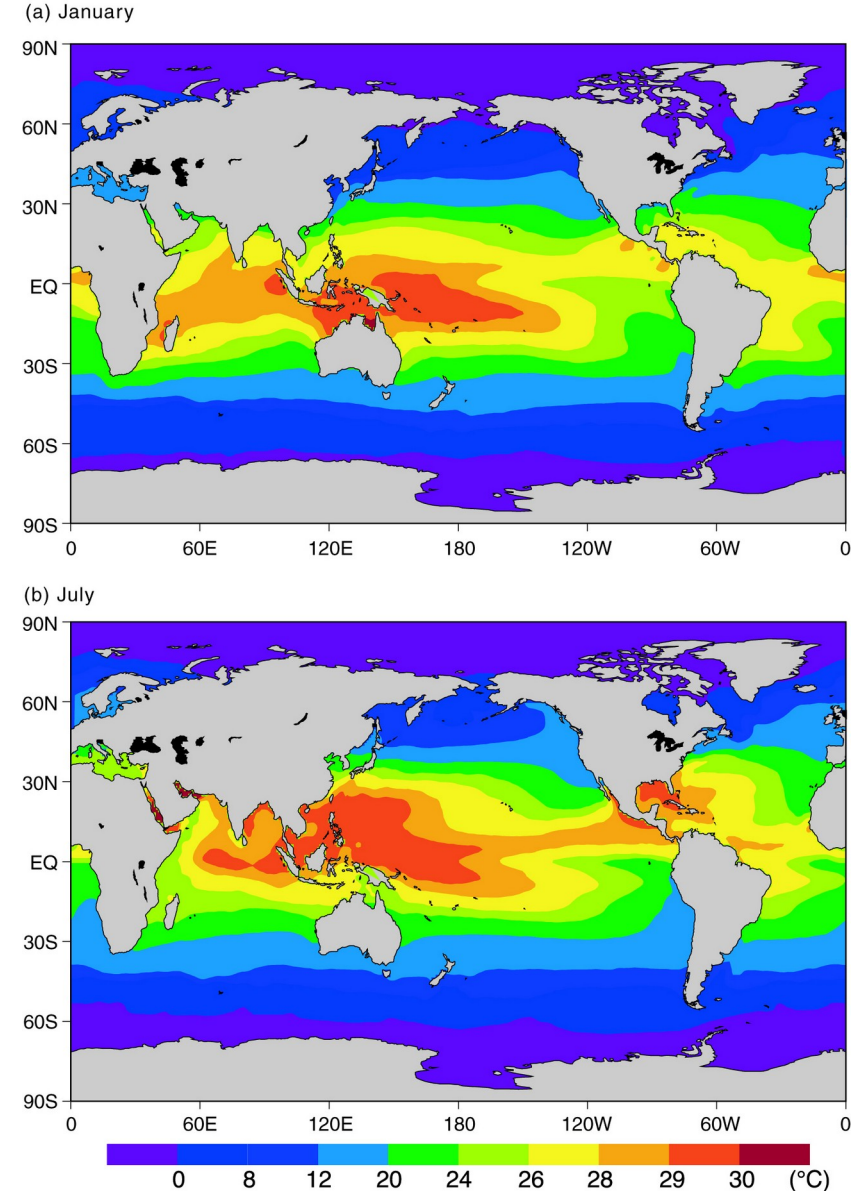
Temperatura en superficie

La variable oceánica mas importante para la Intercción con la atmósfera es la temperatura de superficie (SST)

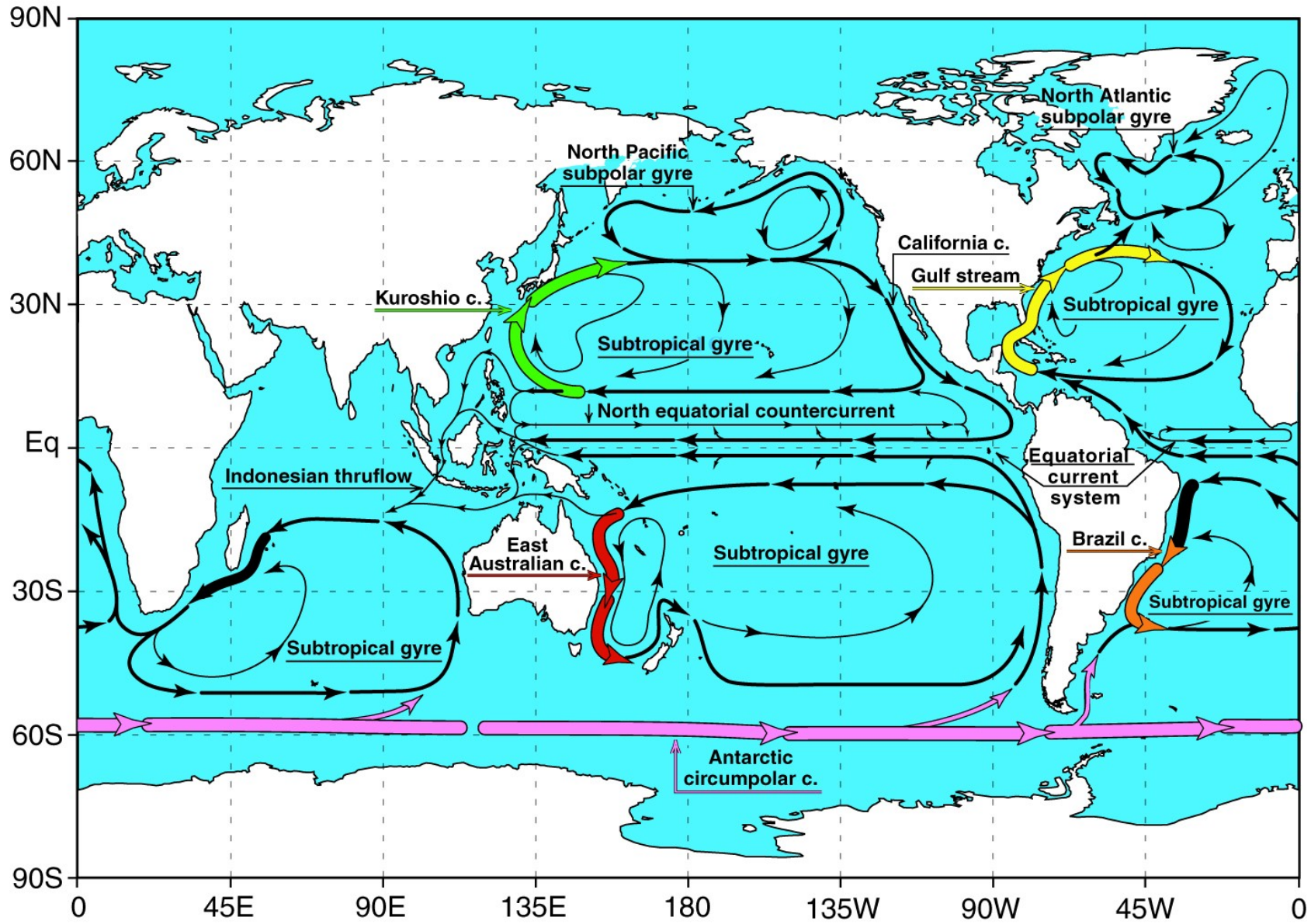
Se observan gradientes de SST latitudinales y Longitudinales

El patrón de precipitaciones tiene similitud con el de SST en los océanos tropicales.

Se observa una lengua fría en el Ecuador en Pacifico y Atlantico.



Corrientes oceánicas



Estructura vertical del océano

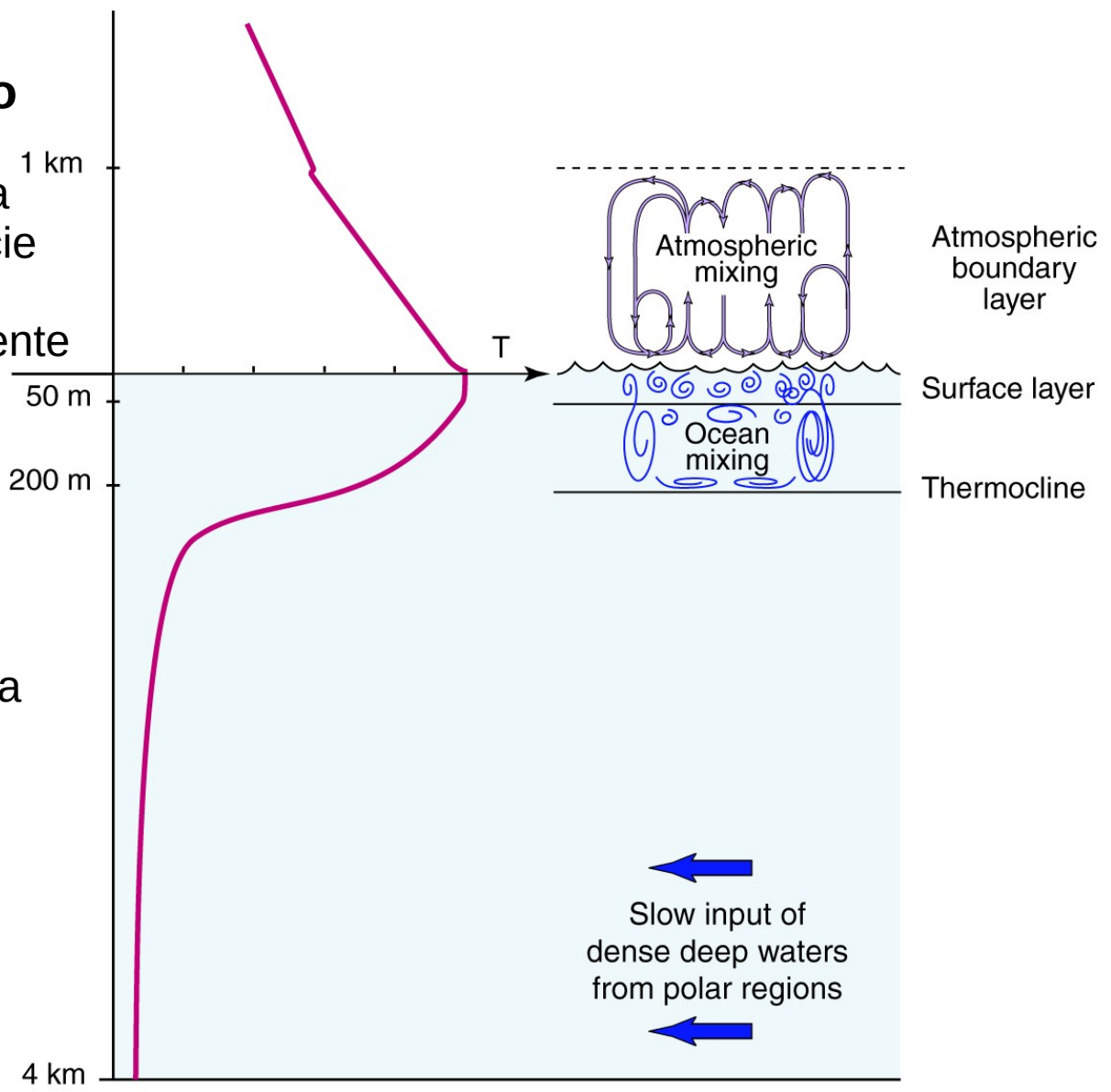
La T es casi constante en una capa de unos ~50 m cerca de la superficie

Mas abajo la T disminuye rápidamente en una zona llamada termoclina.

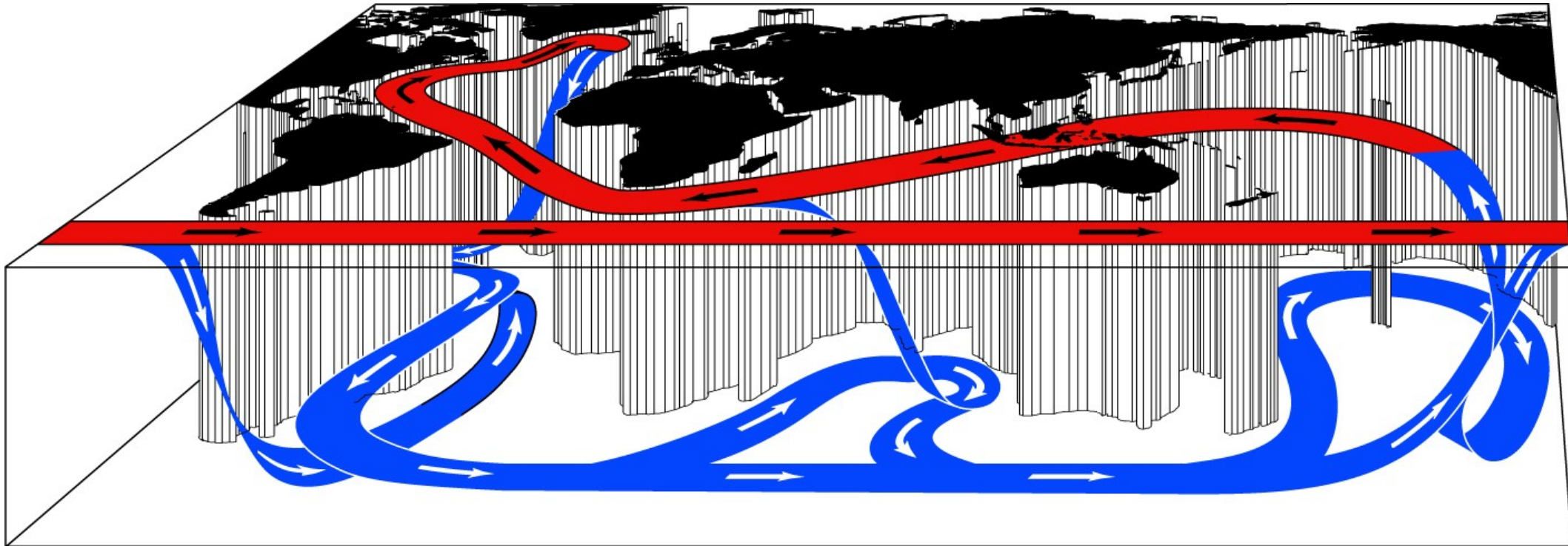
En los trópicos esta disminución ocurre entre los 50 y 200 m.


En extratrópicos ocurre a mayores Profundidades.

En el océano profundo la T es cerca de 3 o 4 °C.



Circulación termohalina



 Warm shallow current

 Cold & salty deep current

Procesos en superficie terrestre

Los continentes ocupan solo el 30% del planeta pero son cruciales para las actividades humanas.

En términos de los impactos en el clima los procesos fundamentales que ocurren en los continentes son:

- Los continentes no transportan o almacenan cantidades importantes de calor.
 - genera contrastes tierra-océano
- Albedo: el alto albedo en algunas regiones puede afectar la circulación regional.
- Evapotranspiración y procesos hidrológicos en superficie
 - la tierra almacena humedad en suelos, ríos y lagos
 - la transferencia de humedad a la atmósfera ocurre sustancialmente por la vegetación: evapotranspiración.
 - los detalles de la hidrología, como el flujo en los ríos o reservorios son secundarios para estudiar el clima.