



**ÁREA  
GEOCIENCIAS**

# **El Sistema Climático**

**Maestría en Geociencias**

**2022**

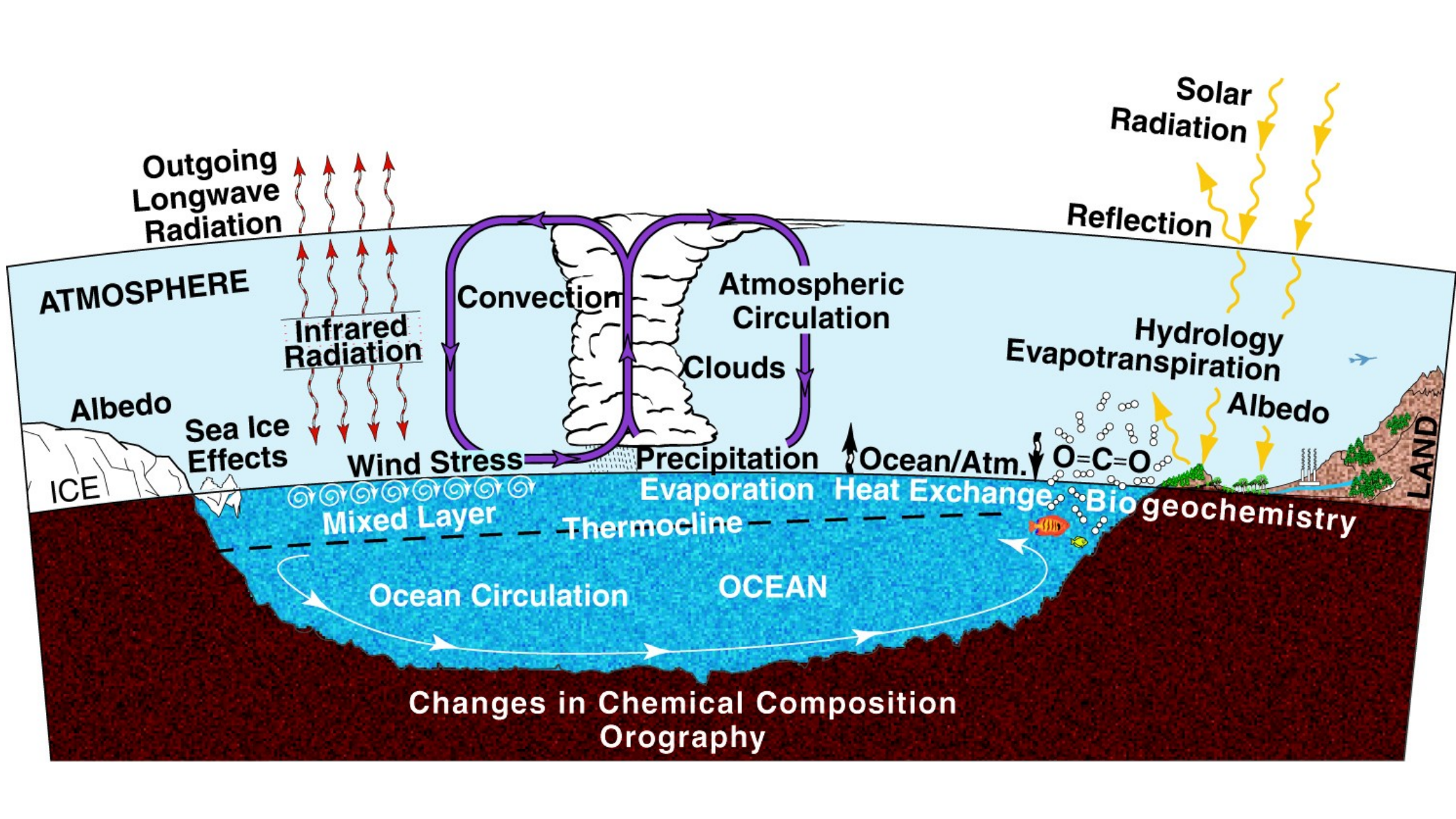
# Clima: resultado de la interacción de todo el Sistema Climático/Tierra



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

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

La interacción entre los subsistemas da lugar a procesos de retroalimentación positivos internos al sistema. Pueden intensificar la respuesta a forzantes externos.



## Escalas de tiempo características

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

Tiempo de respuesta: es el tiempo que demora un subsistema en responder a un forzante. Por ejemplo, cuando sale el Sol la tierra se calienta mucho más rápido que la superficie oceánica.

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

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

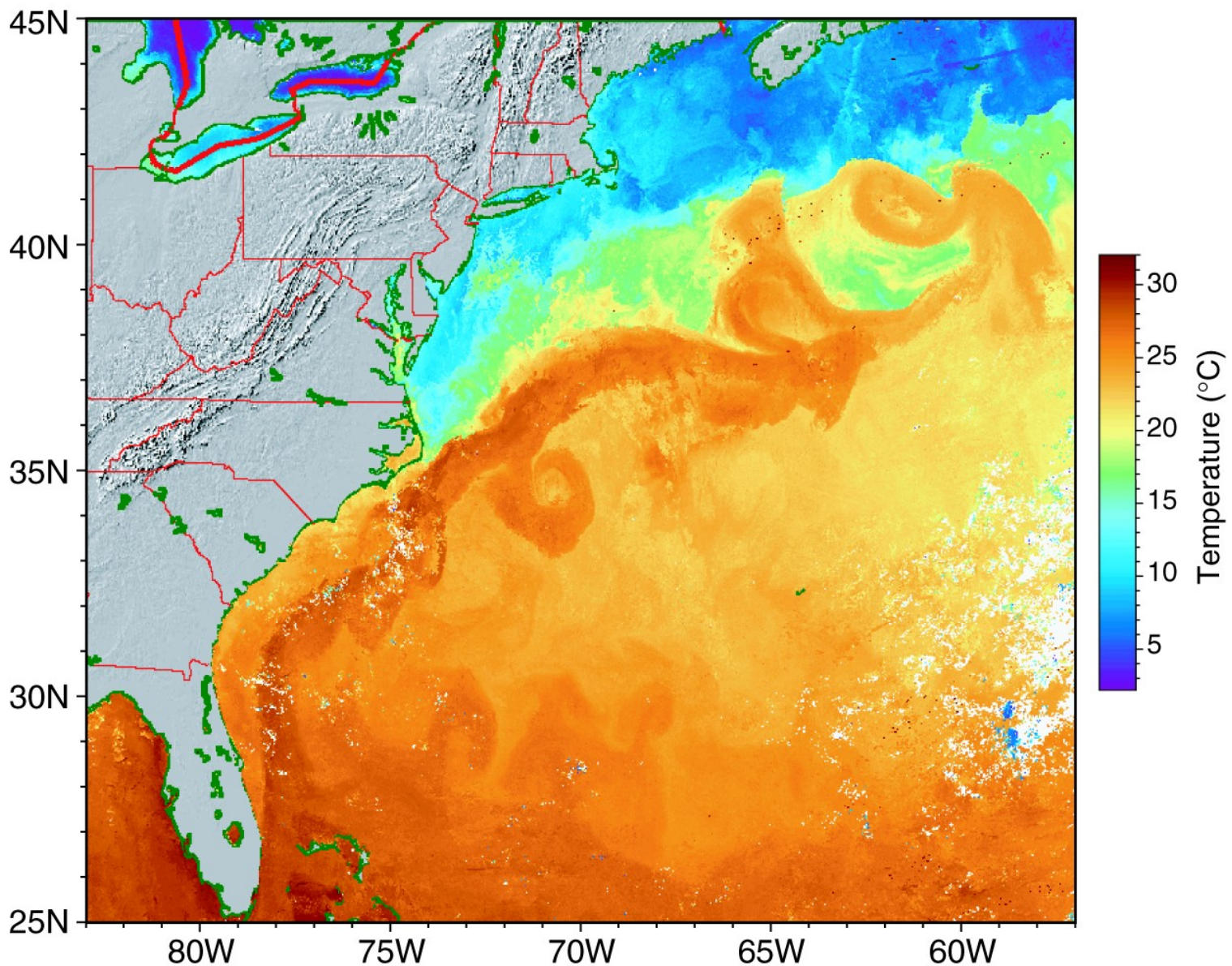
<i>Atmosphere</i>	
Overall response time to heating	months
Typical spin-down time of wind if nothing is forcing it	days
Frontal system lifetime (1000s of km)	days
Convective cloud lifetime (100 m to km horizontal; up to 10 km vertical)	hours
Time scale for typical upper-level wind ( $20 \text{ m s}^{-1}$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





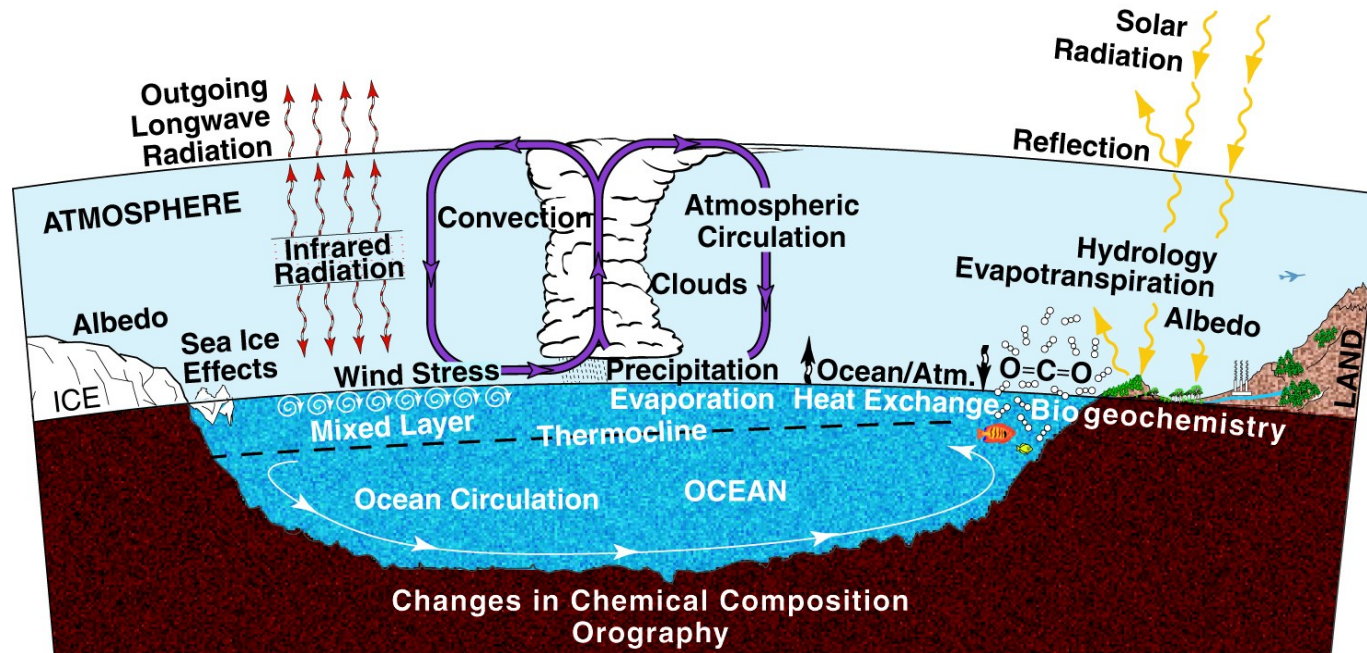






# Balance radiativo

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.

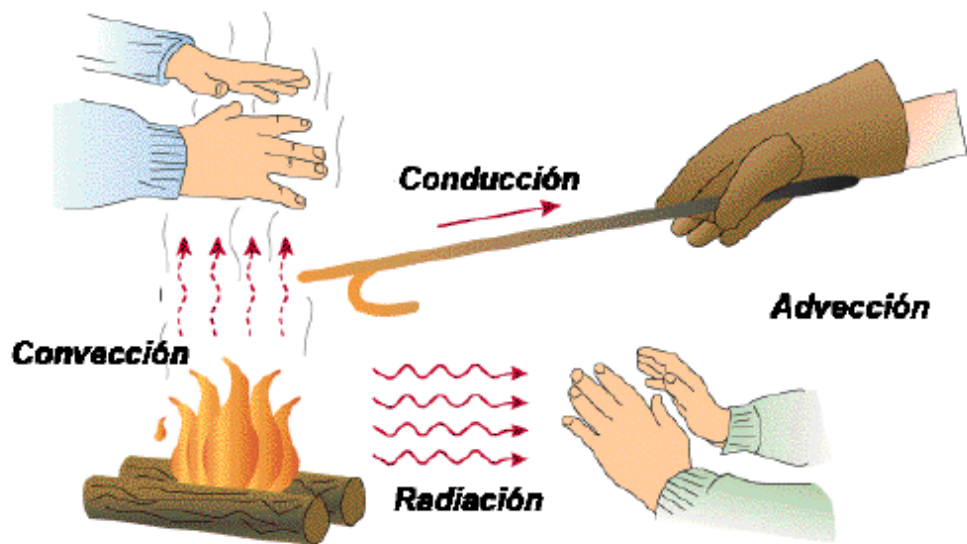




PRIMERA LEY TERMODINAMICA:  $dq = dU - dW$  ¿Qué dice?

**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

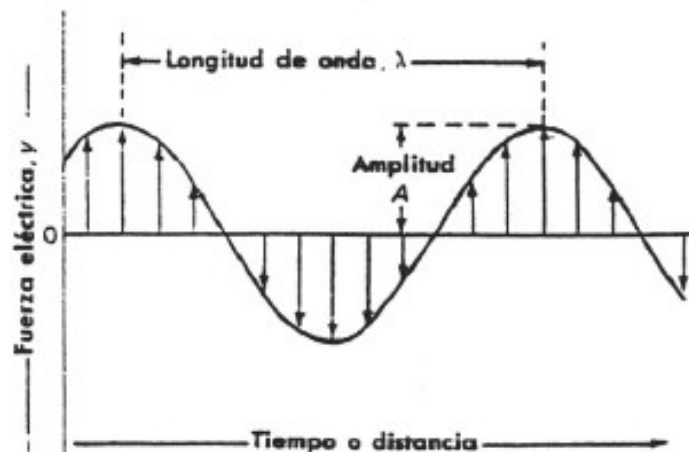
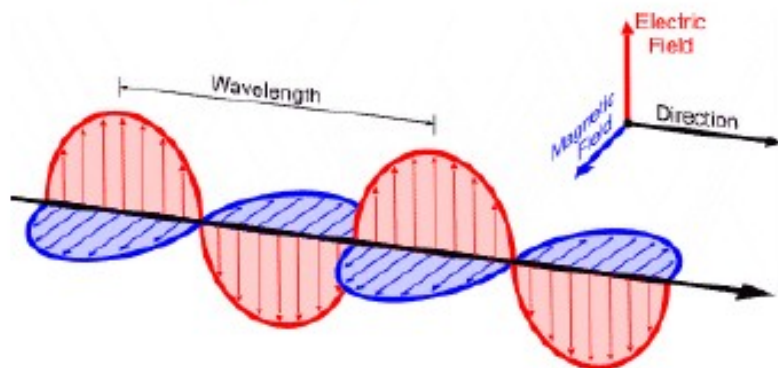
### CONVECCIÓN:


SI hay intercambio de masa.

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

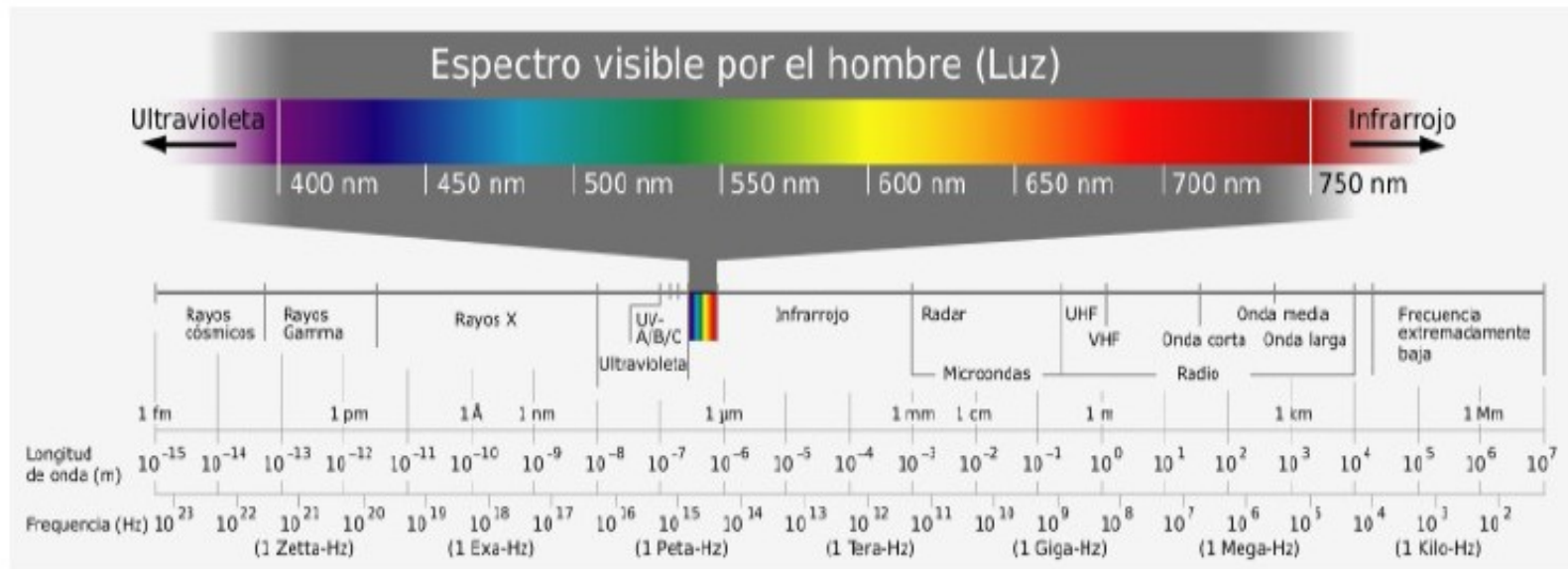
# RADIACIÓN ELECTROMAGNETICA

- Consideraremos como una onda que se propaga y dicha onda es eléctrica y magnética.



- La velocidad en el vacío es la vel de la luz:  $c = 3 \cdot 10^8$  m/s
- $c = \lambda \nu$  : mayores longitudes de onda  menores frecuencias

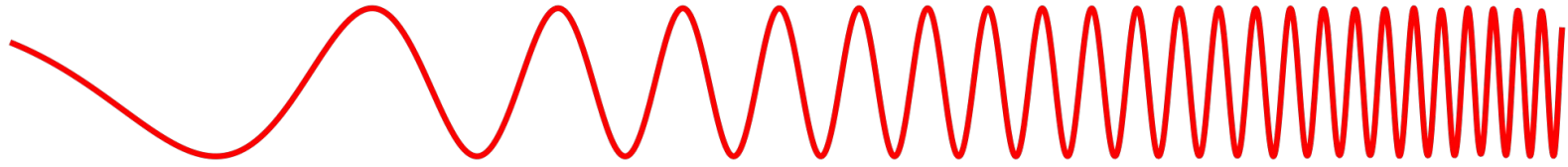
# ESPECTRO ELECTROMAGNETICO



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



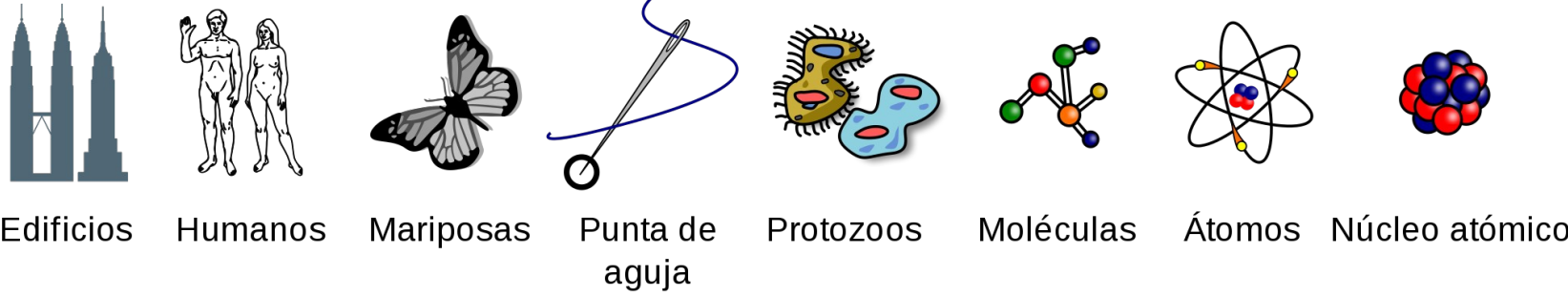
¿Penetra la atmósfera terrestre?



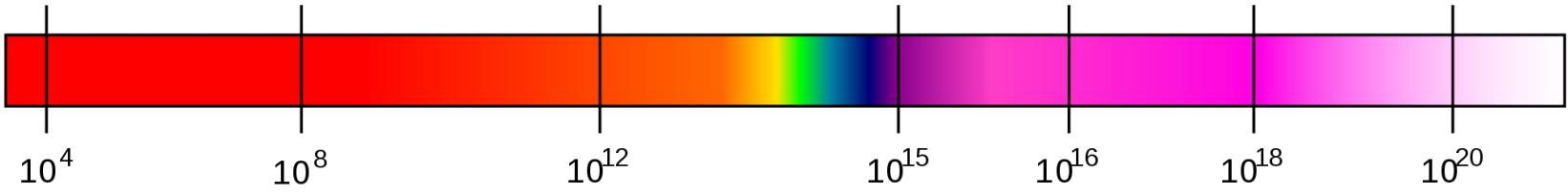
Tipo de radiación  
Longitud de onda (m)

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

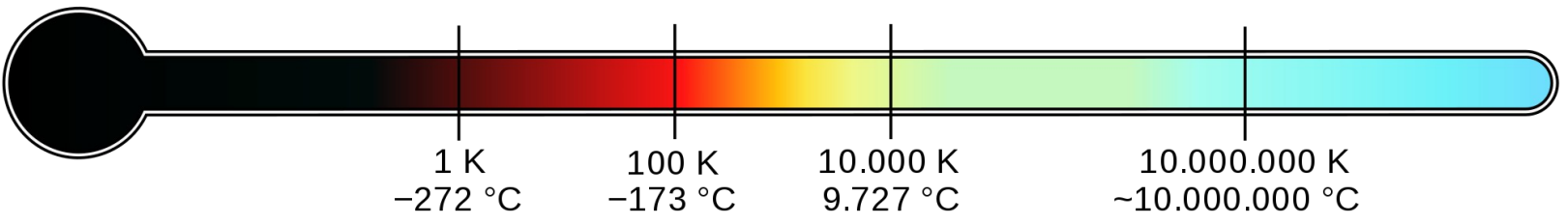
Escala aproximada de la longitud de onda



Frecuencia (Hz)



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



# Leyes de radiación

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

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

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

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

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

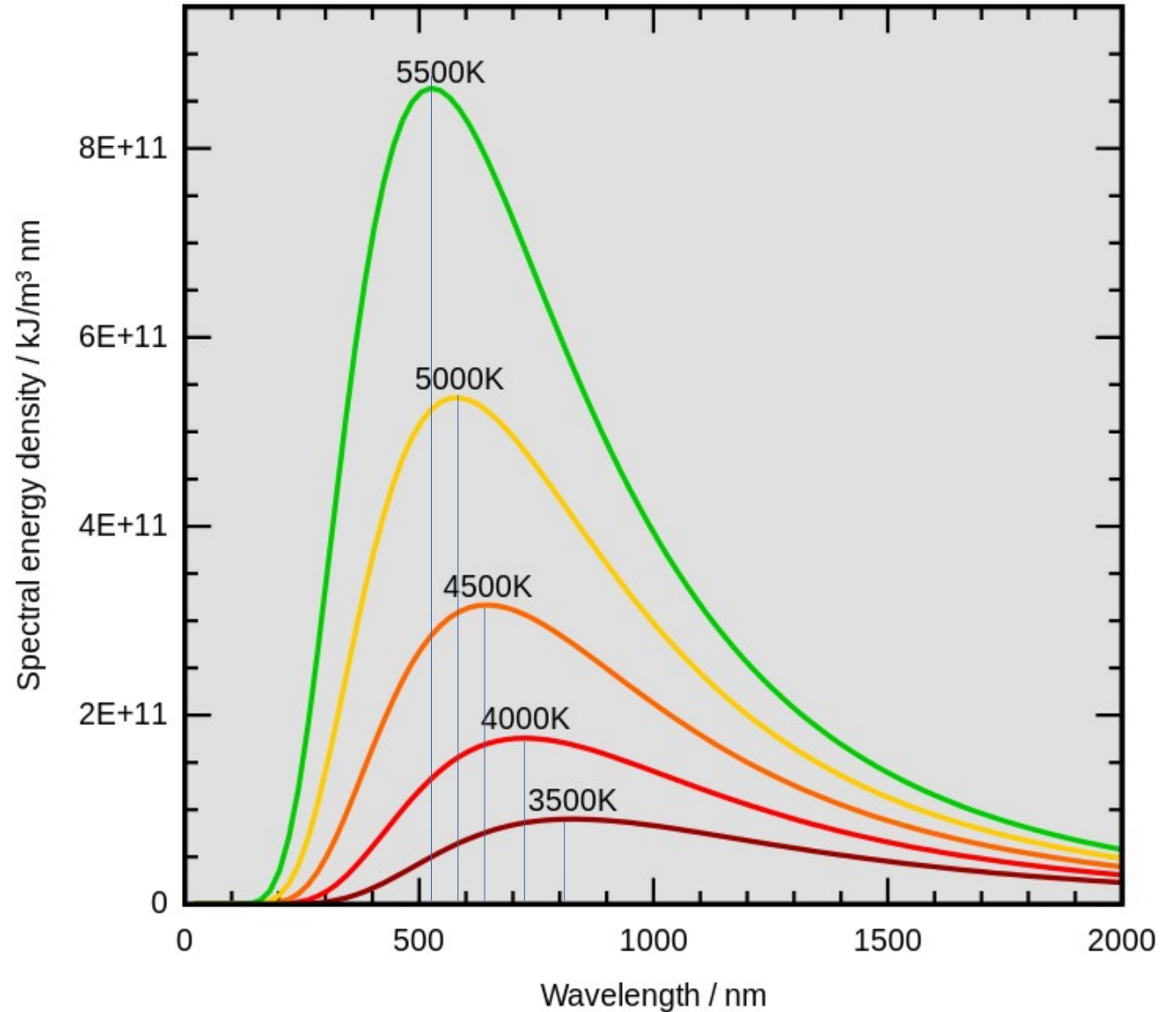
- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro es

$$R = \sigma T^4$$

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

## Ley de Wien

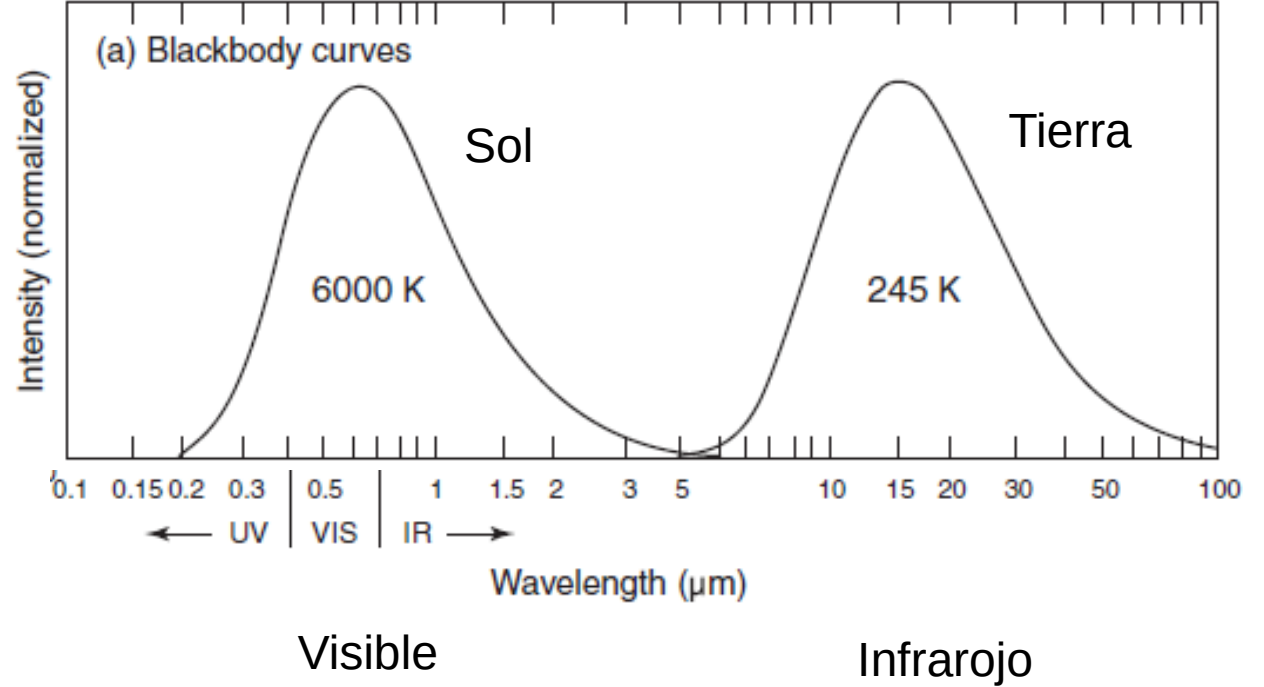
Las cifras en las curvas indican la T del cuerpo.





La superficie del Sol  
tiene una  $T \sim 6000$  K

La Tierra tiene una  $T$  de  
emisión del orden de  
 $T \sim 245$  K



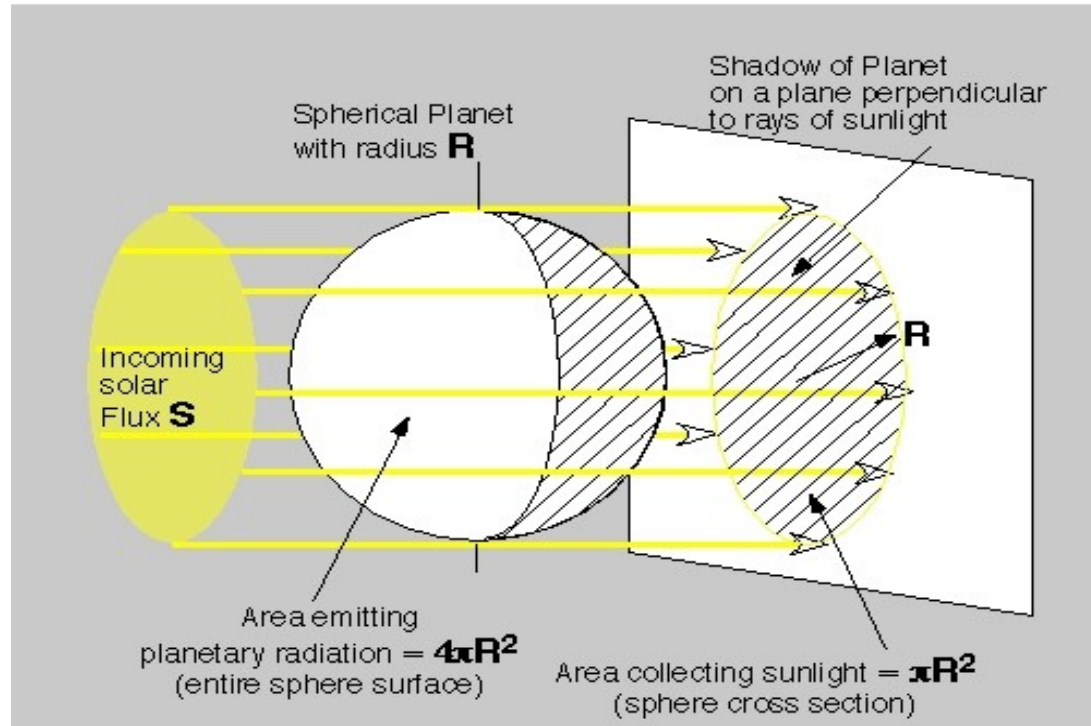
- **Constante solar:** cantidad de energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y superficie, medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol:  $S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$

**Luminosidad solar** energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo:  $L_0 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$  ( $R_s = \text{radio del Sol}$ ,  $T_s = 5772 \text{ K}$ )

- Para calcular la constante solar igualamos la luminosidad solar a la energía dispersada en una superficie esférica de radio Tierra-Sol (1 unidad astronómica  $a_0$ )  $\Rightarrow S_0 = \sigma T_s^4 (R_s/a_0)^2$

Para determinar la temperatura de un planeta debido unicamente a su posicion respecto del Sol (independiente de su composicion atmosferica) invocamos la ley de conservacion de la energia. Esa ley nos dice, que en estado de equilibrio, el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energia.

### A Spherical Planet Receiving the Sun's Radiation





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

$$Q_s = \pi R^2 S$$

La energía que irradia la Tierra está dada por la ley de Stefan Boltzman, o sea

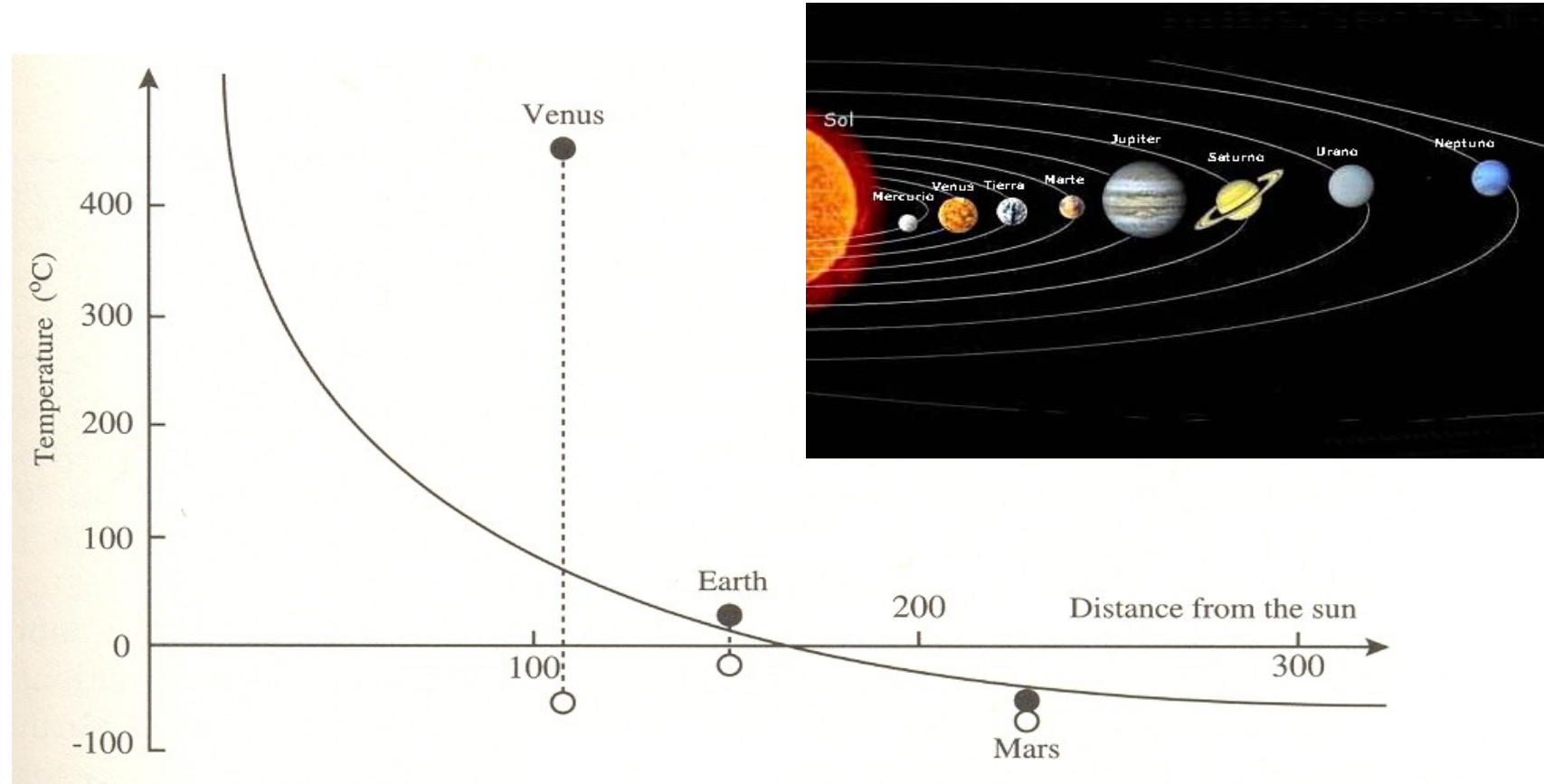
$$Q_t = 4\pi R^2 \sigma T_e^4$$

En estado de equilibrio  $Q_s=Q_t$ , y permite calcular la temperatura de emisión  $T_e$ :

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

Como la energía solar  $S$  disminuye con la distancia planeta-Sol,  $T_e$  disminuye tal como muestra la curva en la figura siguiente.

La curva muestra la temperatura calculada si los planetas absorbieran toda la radiación solar; los círculos negros la temperatura observada.



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





# 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 las nubes y a los hielos polares, refleja un 30% de la energía solar.

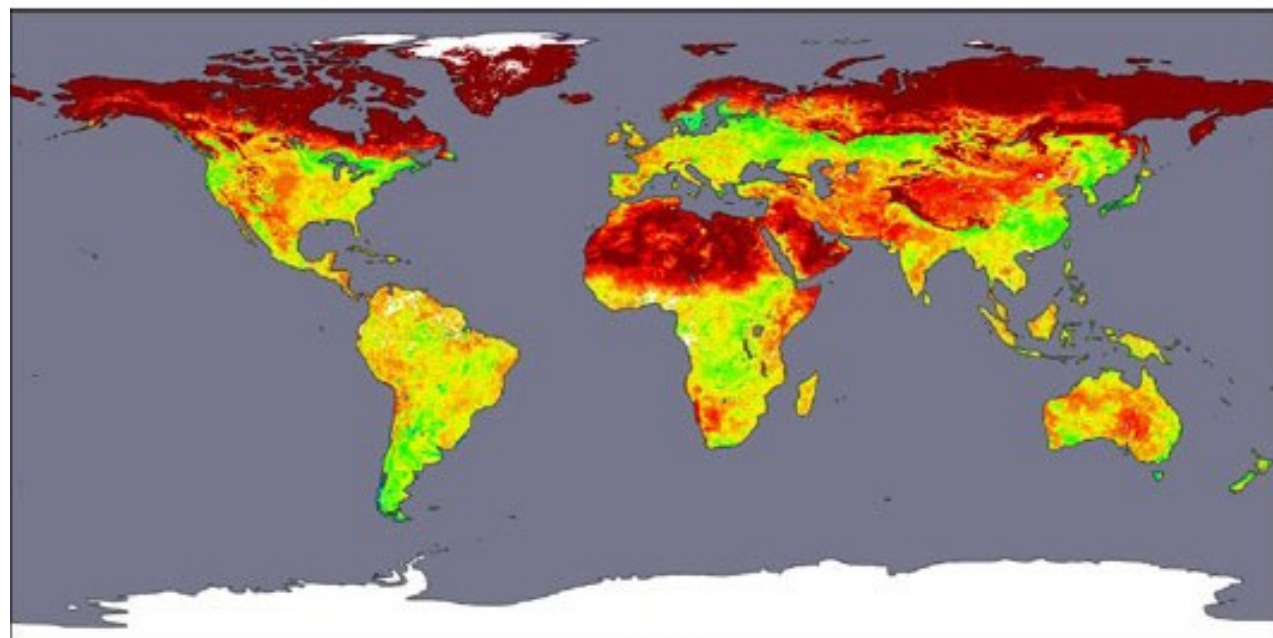
Marte refleja un 15%.

Venus refleja un 75%

La alta reflectividad de Venus implica que únicamente el 25% de la energía solar es absorbida, aún cuando está mucho más cerca del Sol que la Tierra.



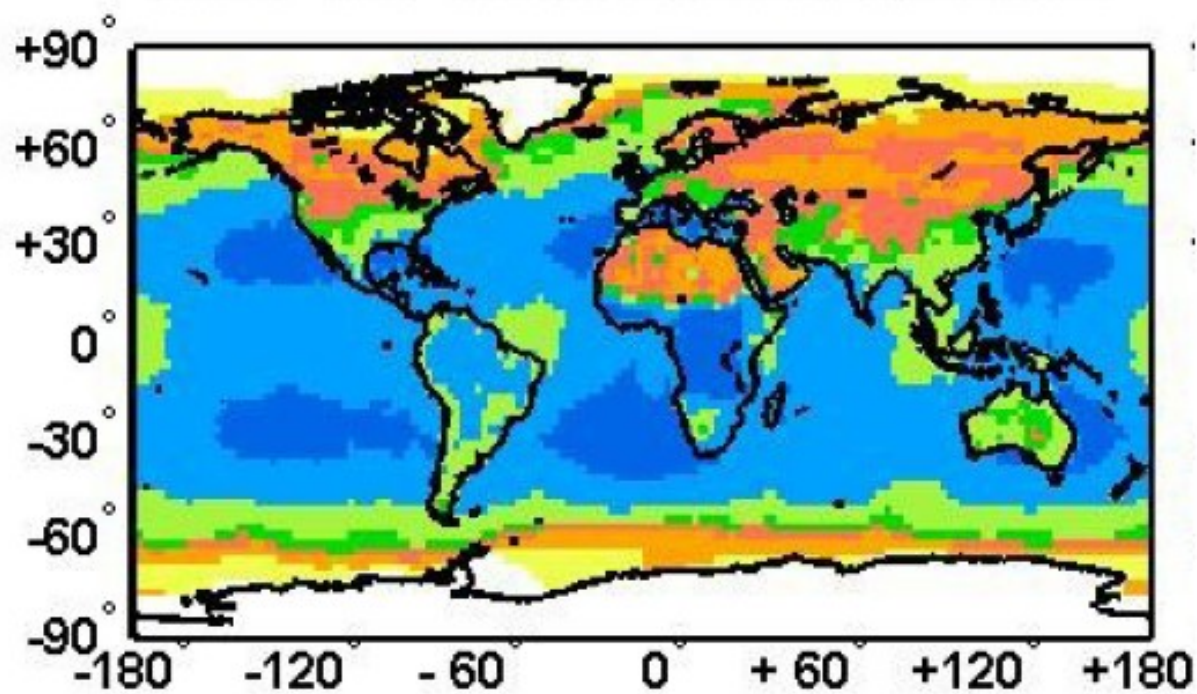
# Albedo



## 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

ISCCP-D2: 198307-200606 Mean Annual



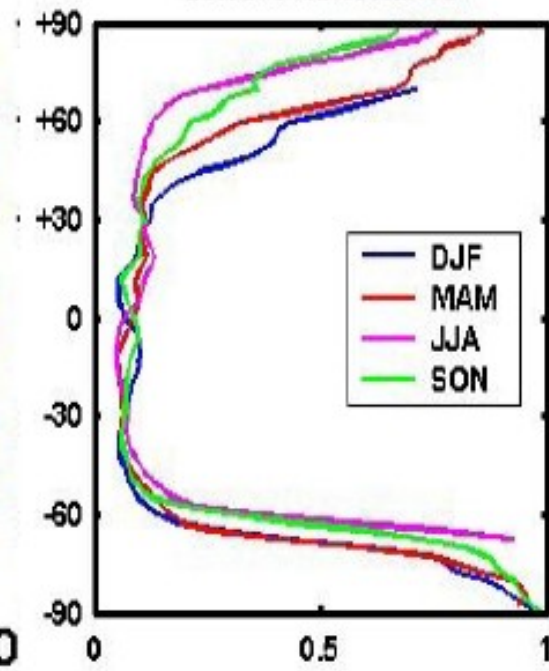
NASA GISS

Surface Reflectance



0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 0.8 0.9 1

Seasonal Zonal Means:  
Surface Reflectance

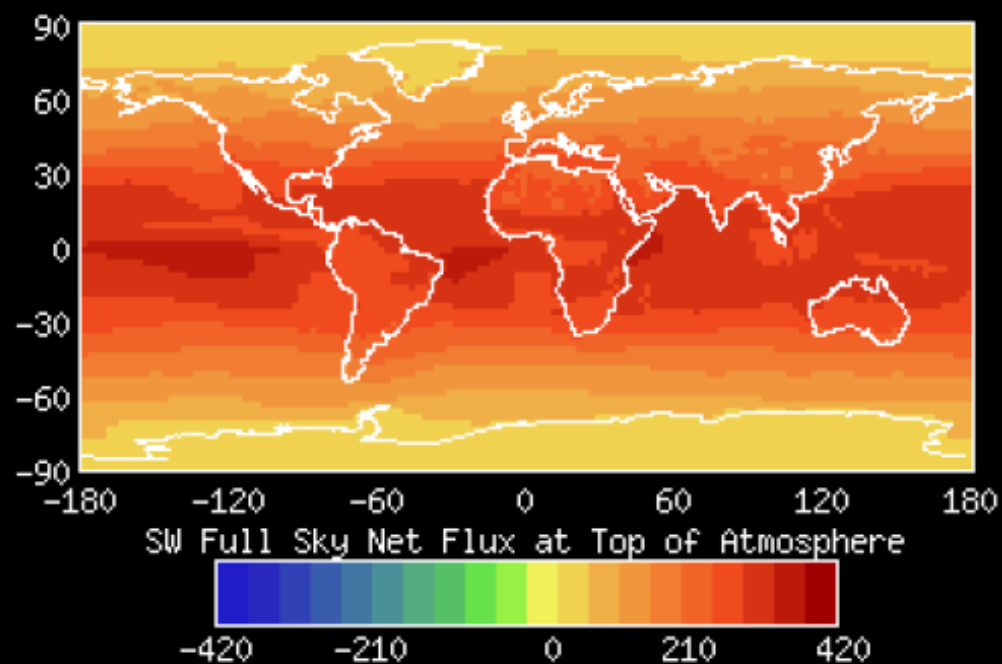


Surface Reflectance



# INSOLACIÓN Neta

FD 1983-2004 Mean Annual



Para calcular la temperatura de equilibrio de un planeta con cierto albedo a basta con modificar la radición solar absorbida por un factor (1-a):

$$Q_s = (1-a)\pi R^2 S$$

y la temperatura de emisión queda:

$$T_e = [(1-a)S/4\sigma]^{1/4}$$

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

→ Para la Tierra  $T_e = -18$  C!

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

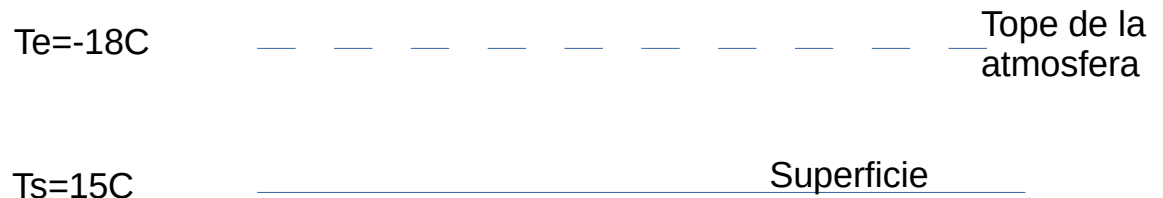
No obstante para Venus y la Tierra nuestros cálculos son bastante malos. ¿Que está faltando?

# Efecto invernadero

La atmósfera de un planeta puede actuar como frazada manteniendo el calor emitido por el planeta.

Las observaciones representadas por los círculos negros en la figura corresponden a la temperatura de superficie de los planetas; los círculos blancos, basados en el balance energético descrito en la sección anterior, corresponden a condiciones más frías en el tope de la atmósfera.

La diferencia entre ellos es una medida de cuan gruesa es la frazada, o sea cuan importante es el efecto invernadero en cada planeta. En ausencia de este efecto la temperatura de la Tierra sería  $-18\text{C}$ , y no el valor actual  $+15\text{C}$ .



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

Venus tiene un efecto invernadero muy grande pues su atmósfera está compuesta principalmente (96%) por dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ).

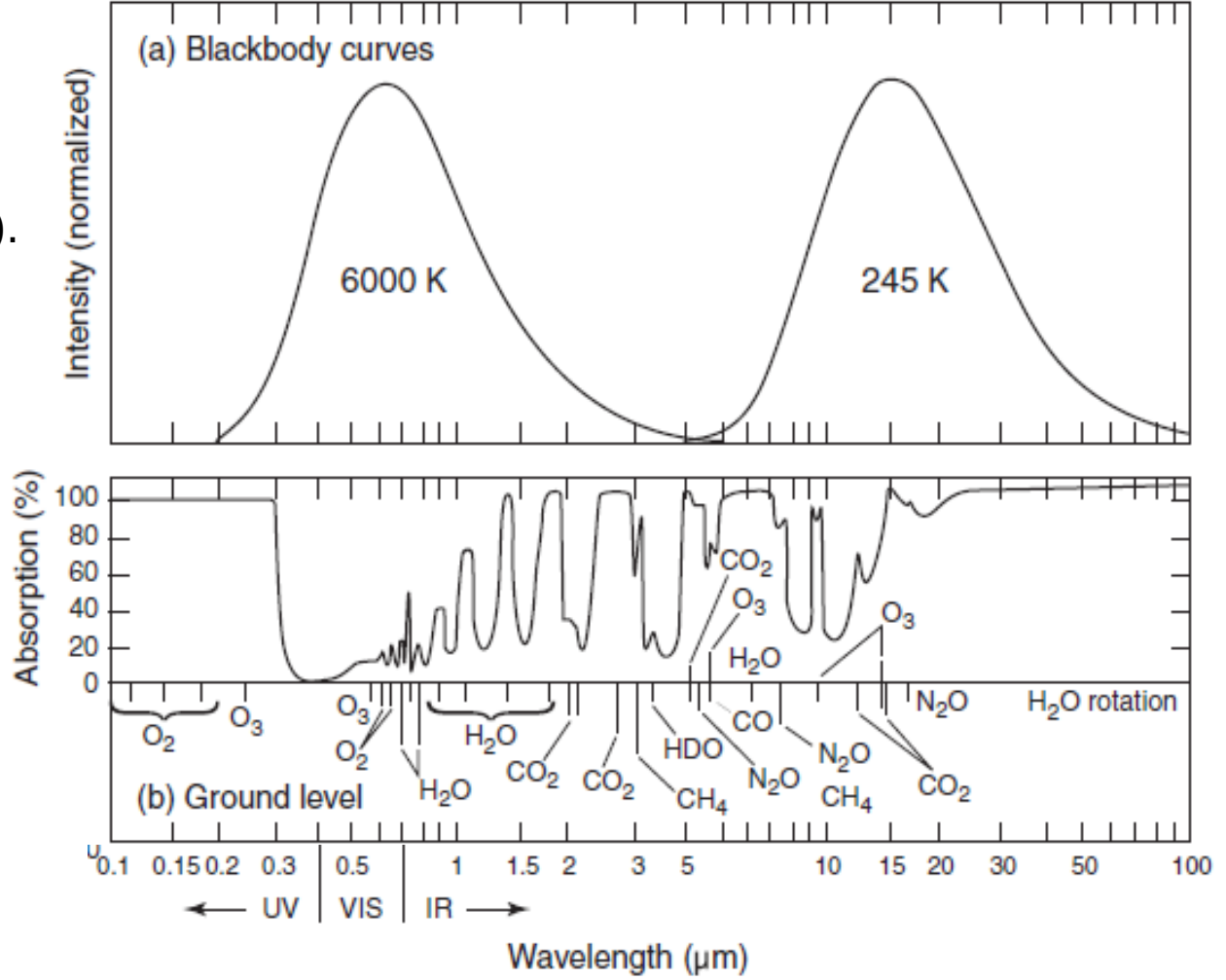
La atmósfera terrestre tiene una composición: 78%  $\text{N}_2$ , 21%  $\text{O}_2$ . El efecto invernadero depende de gases, principalmente  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  presentes en concentraciones muy pequeñas en la atmósfera. Por ejemplo,  $\text{CO}_2$  representa un 0.036% de las moléculas en la atmósfera.

Así cualquier emisión antropogénica de  $\text{CO}_2$  o  $\text{CH}_4$  por quema de combustibles fósiles en las actividades industriales y agropecuaria es capaz de cambiar esta proporción significativamente, alterando la composición atmosférica y la temperatura terrestre.

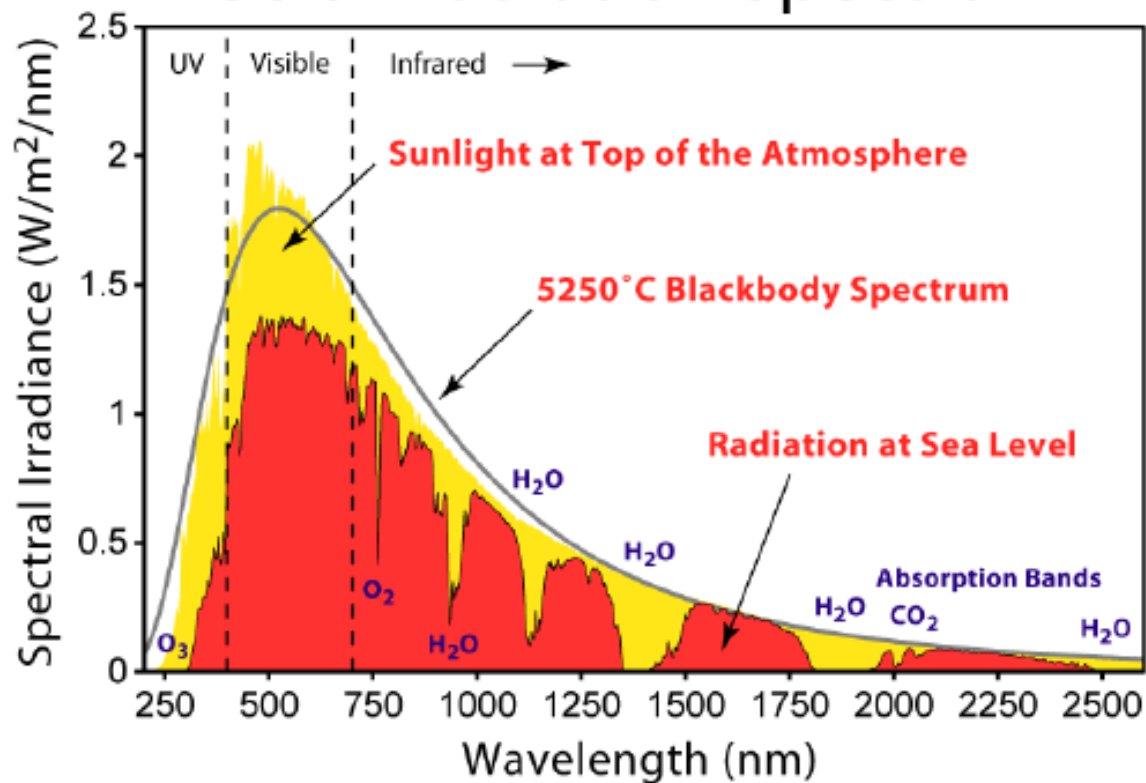


En el rango visible la absorción es pequeña  
→ atmósfera es “transparente”  
a la radiación solar (0.4-0.7  $\mu\text{m}$ ).

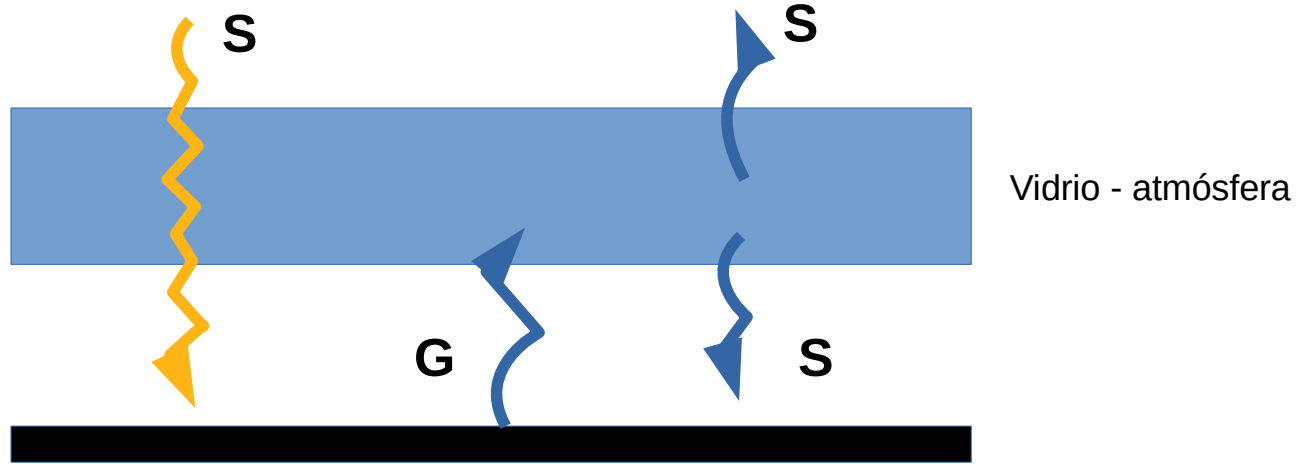
En el rango infrarrojo la absorción es muy grande,  
existiendo una “ventana atmosférica” en la cual  
la radiación IR puede escapar al espacio (8-12  $\mu\text{m}$ ).



# Solar Radiation Spectrum



# Esquema de efecto invernadero



La atmósfera es transparente a la radiación solar  $S$ , que llega a la superficie.

Al calentarse la superficie, comienza a emitir radiación de onda larga  $G$ , que es absorbida por el vidrio.

El vidrio al calentarse comienza a emitir.

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

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

## Cuerpo gris

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

Un cuerpo gris es no ideal en el sentido de que 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.

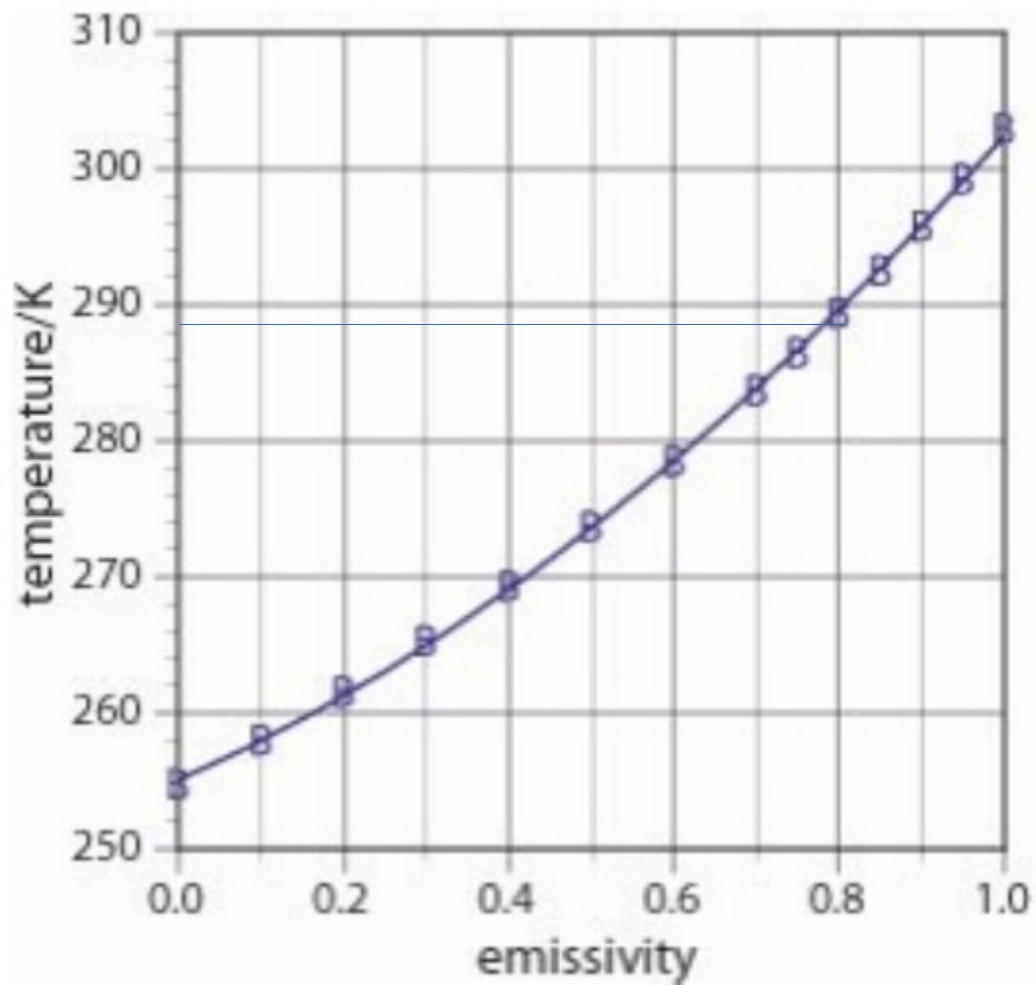
Se define una emisividad para cada cuerpo gris, de tal forma que la energía irradiada se puede escribir como

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

La absorptividad es igual a la emisividad.

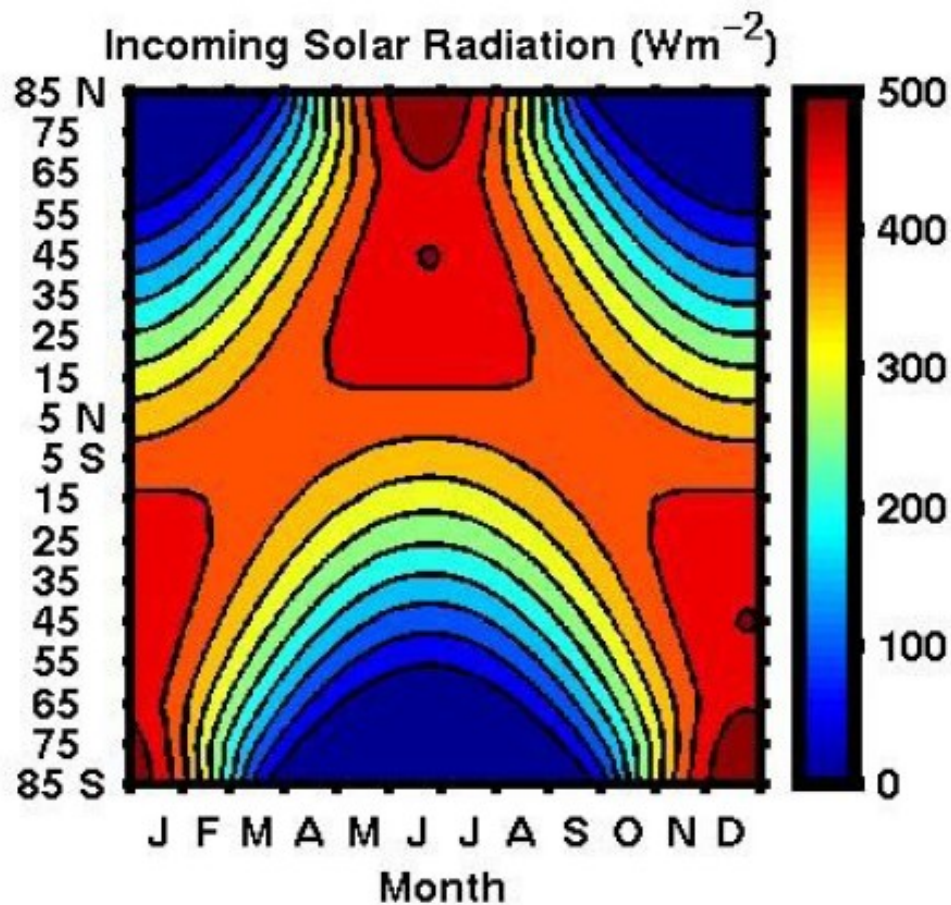


Modelo de atmósfera de 1 capa 0-dim

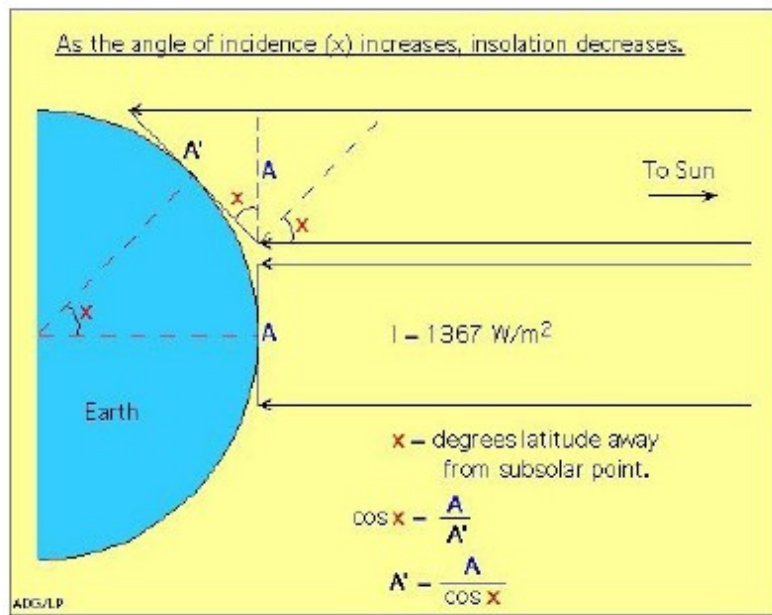
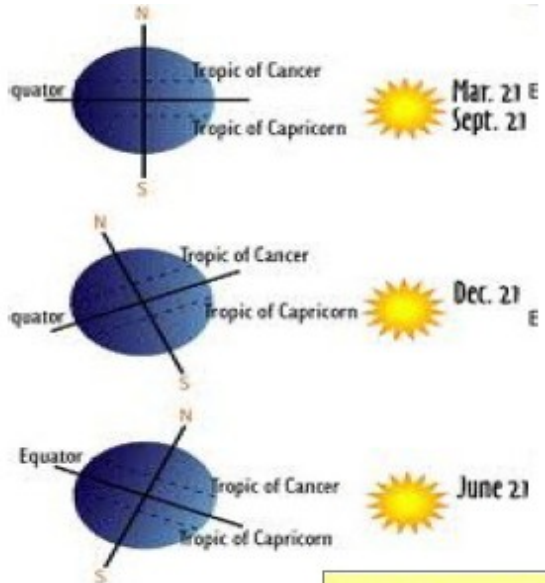


288K corresponde a una emisividad de cerca de 0.8

# Distribución de la Insolación

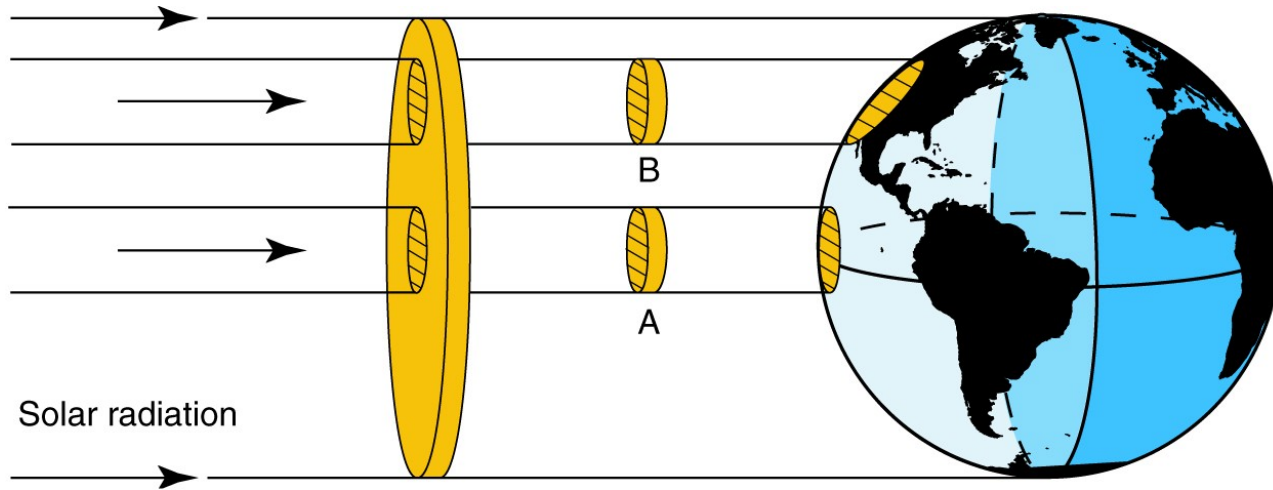


- Variaciones latitudinales y estacionales de la T son debidos a:
- Cantidad de radiación solar incidente al tope de la atmosfera que depende de la Latitud, estación y momento del día.
- La cantidad de energía solar reflejada (sin absorción) depende del ángulo zenital solar y las propiedades de la superficie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



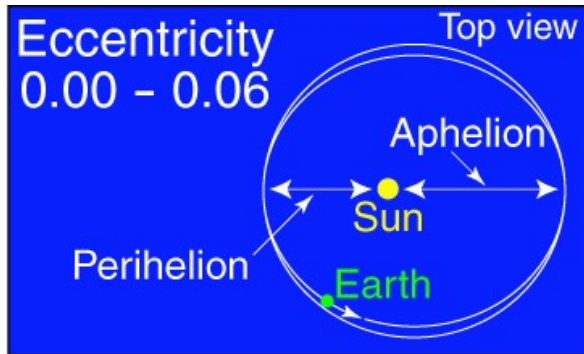
La misma radiación se distribuye sobre una mayor superficie

# ¿Cuanta energía llega a la Tierra por día?



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

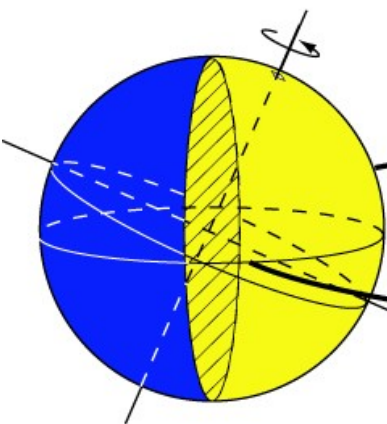




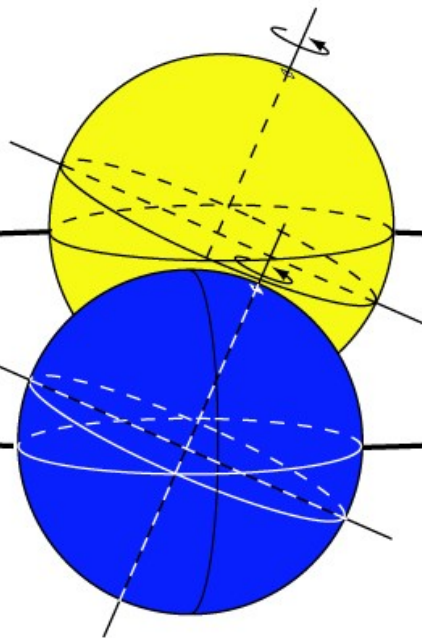
Vernal  
equinox

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

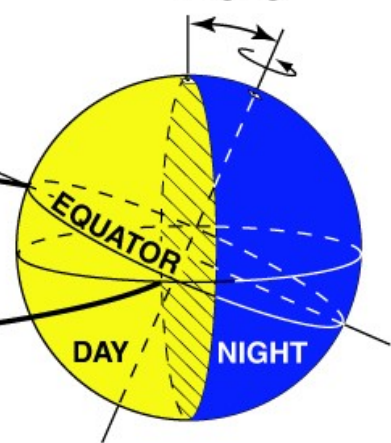
$23.5^\circ$



Northern  
hemisphere  
summer

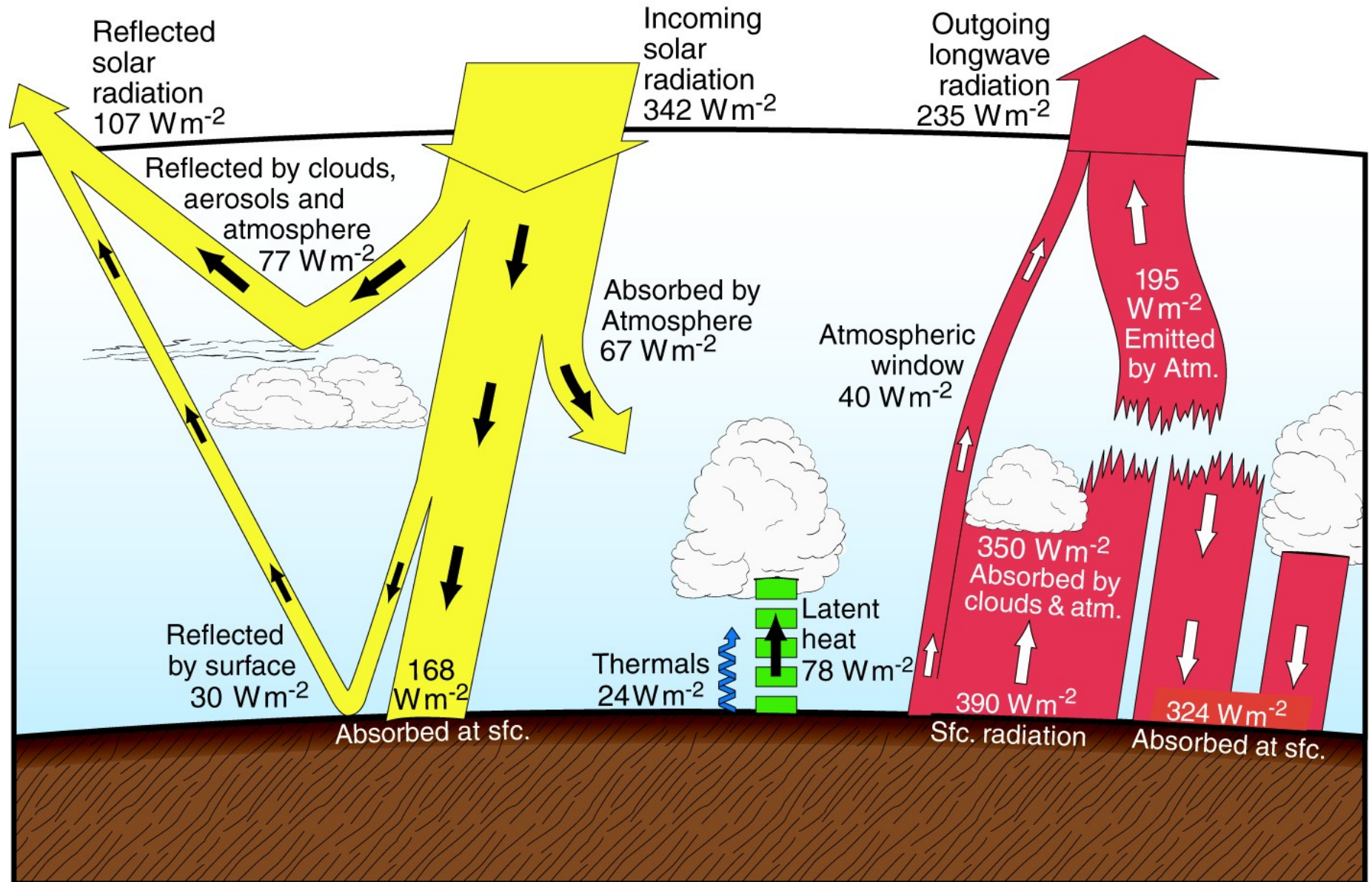


Autumnal  
equinox



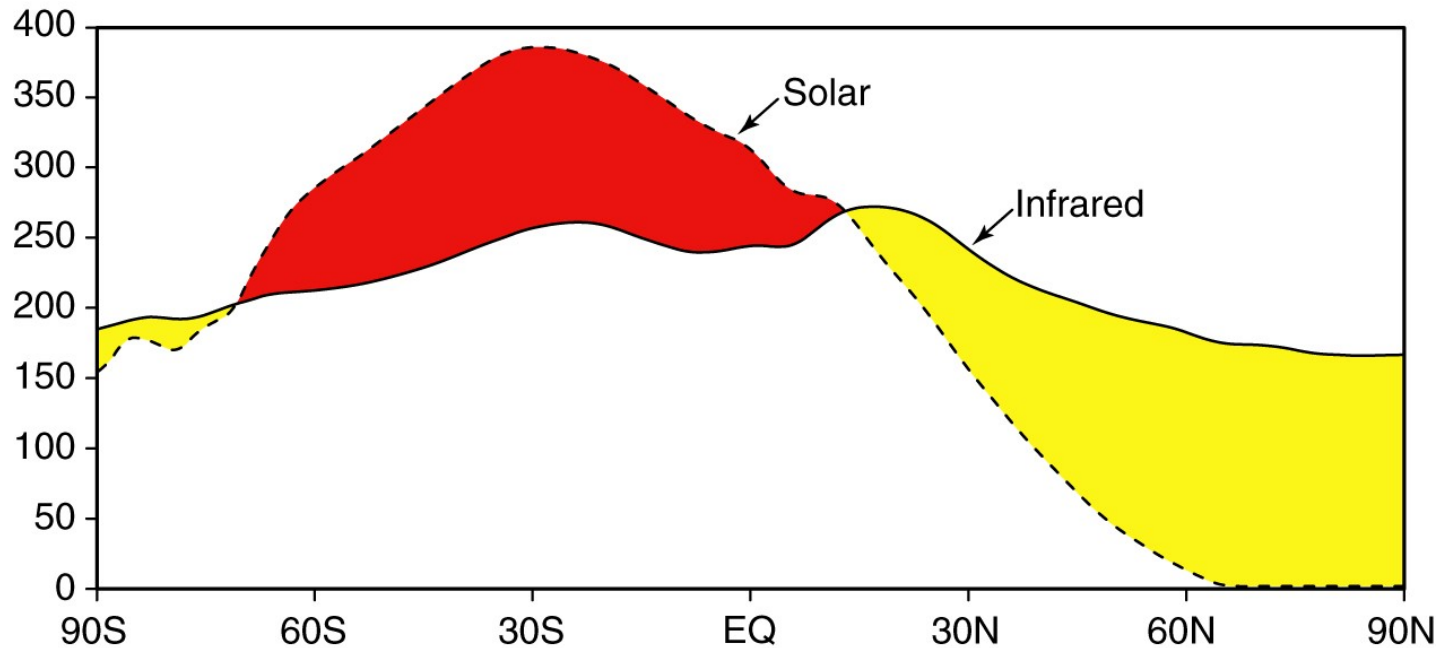
Northern  
hemisphere  
winter

# Balance de energía global



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

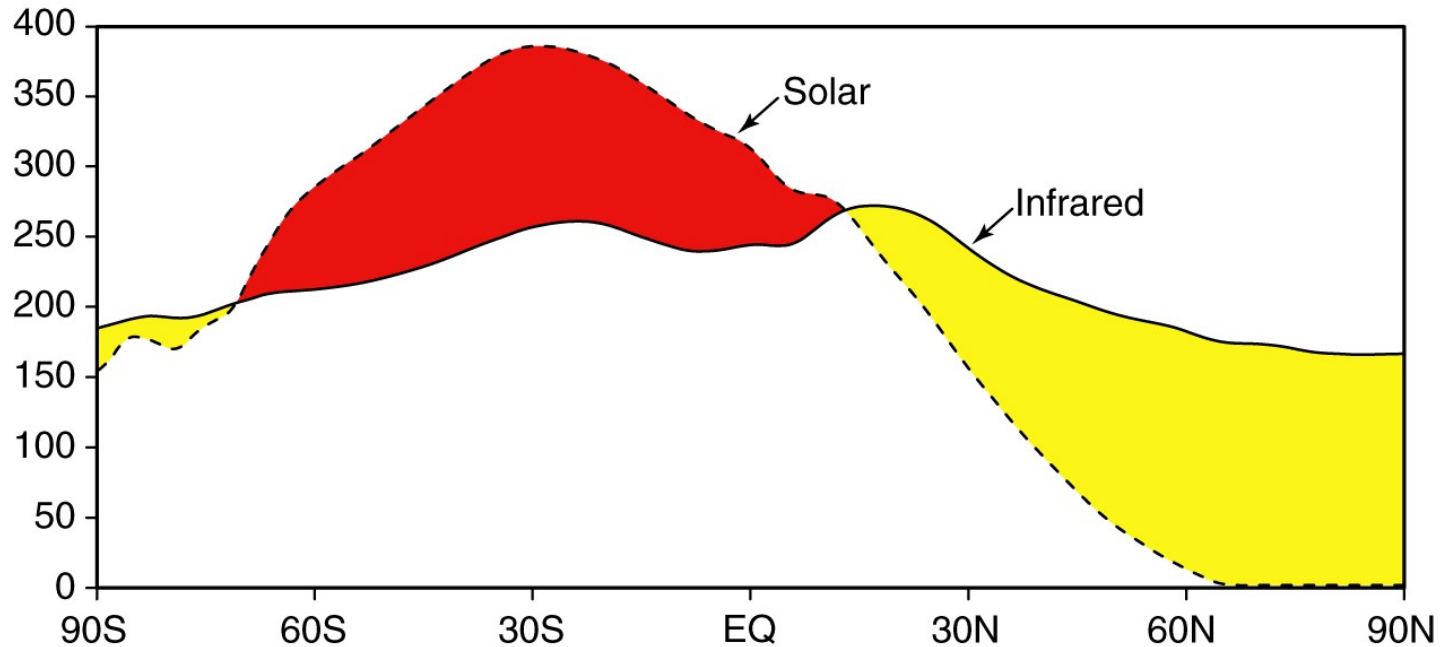
Radiación solar neta y radiación de onda larga emitida por la Tierra durante Diciembre en el tope de la atmósfera



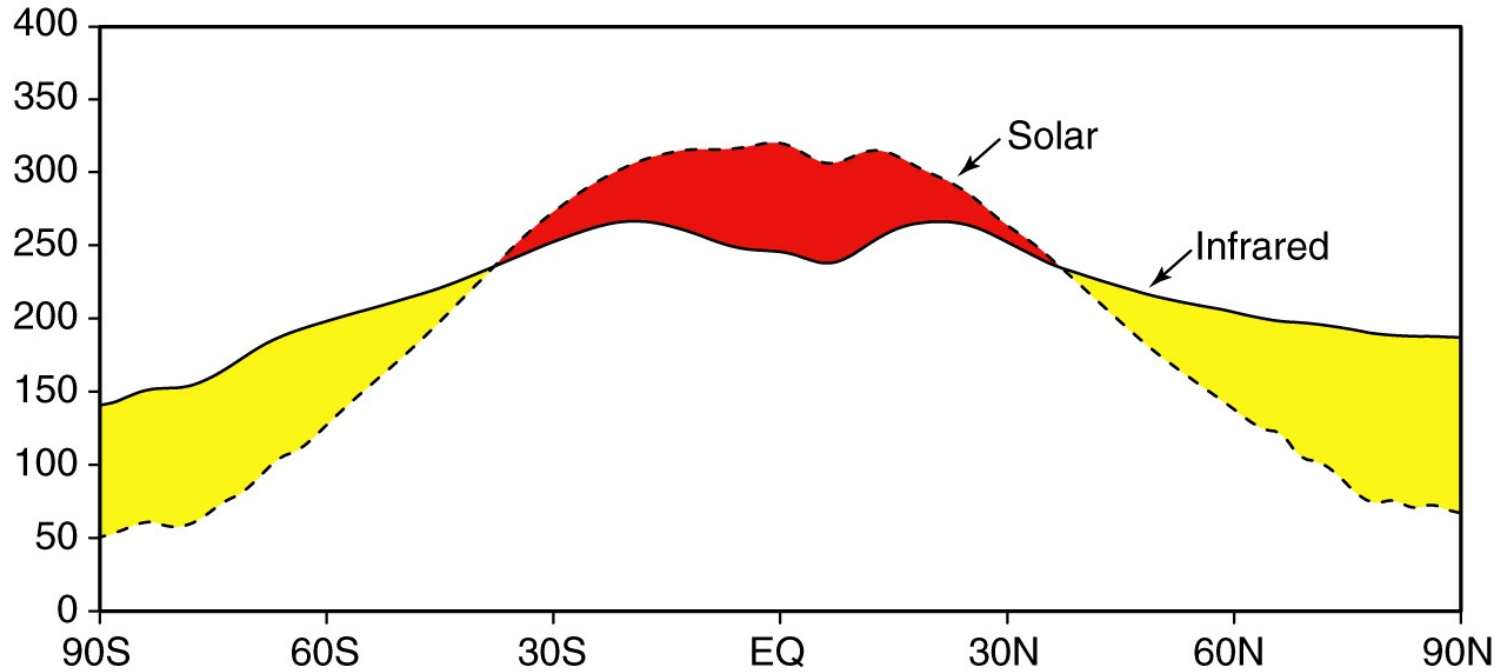
¿por que la diferencia en la variación latitudinal de rad solar y ROL?

1) Transporte de energía por los océanos y la atmósfera

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



## 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

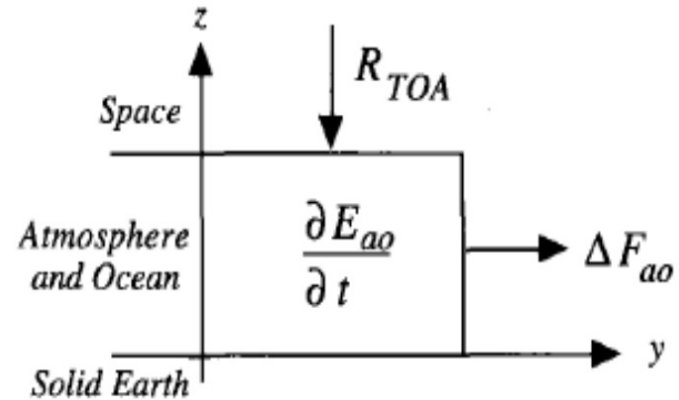
Si despreciamos el intercambio de energía con los continentes, el balance de energía para una banda de latitudes se puede escribir como

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

Razón de cambio de contenido de energía

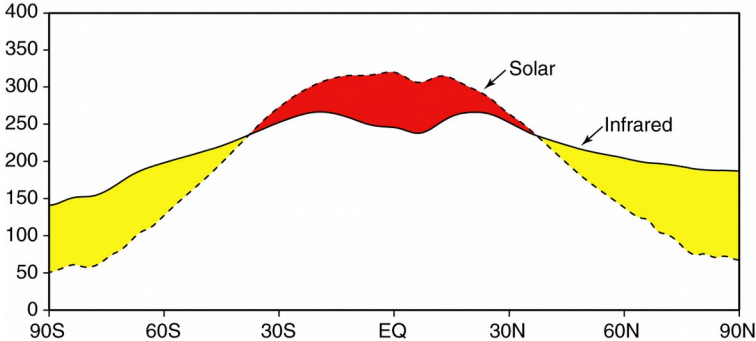
Radiación neta en el tope de la atmósfera (Rad solar-OLR)

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

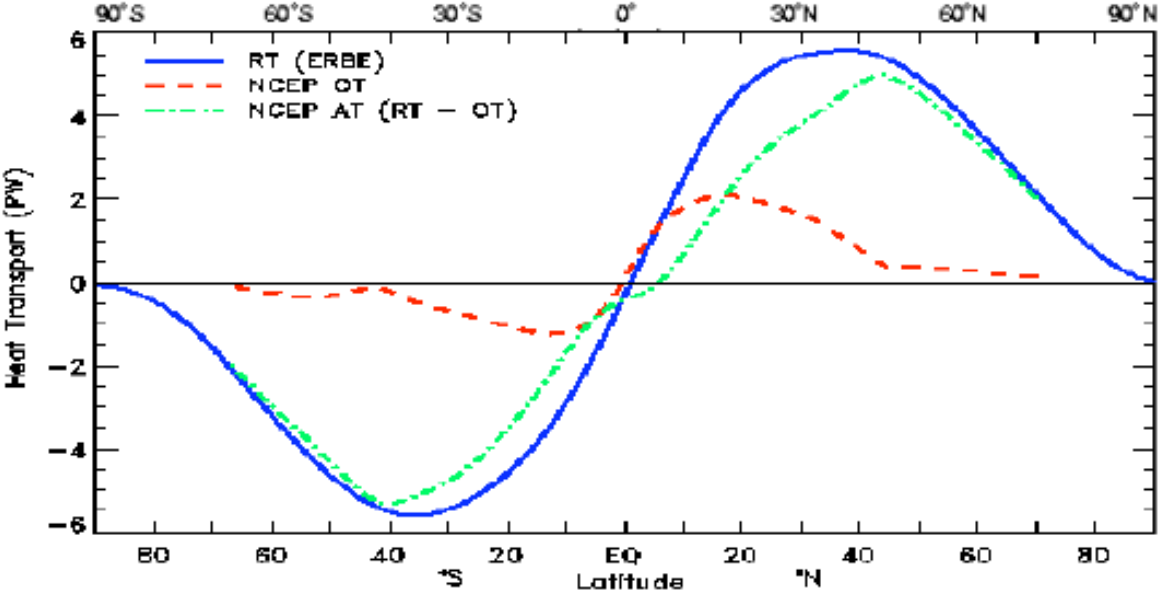


Si promediamos en un año el contenido de energía es constante y vale  $R_{TOA} = \Delta F_{ao}$

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



### Transporte meridional de energía

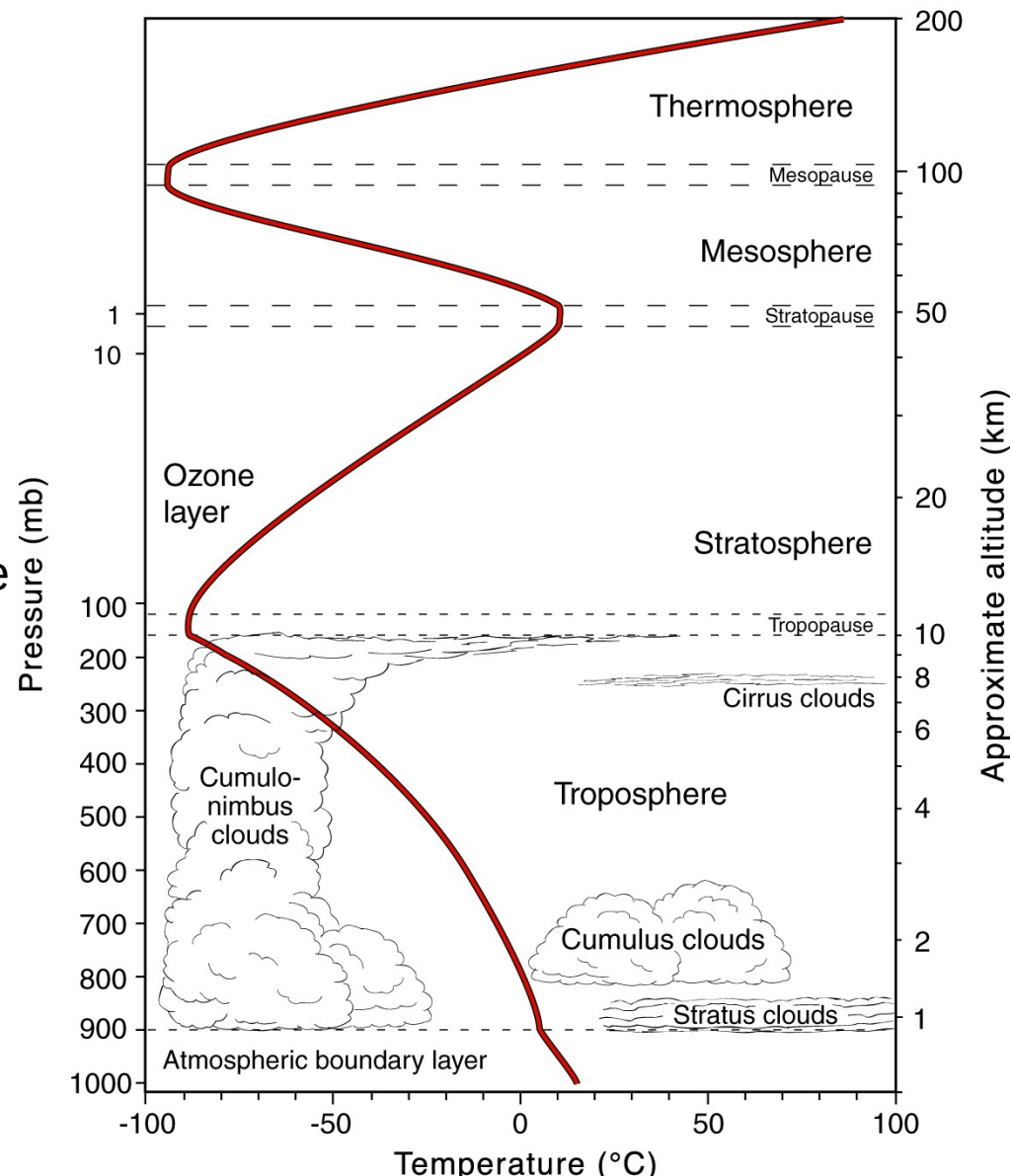


Azul: transporte ocean+atm  
Verde: transporte atm  
Rojo: transporte ocean

Atmósfera

## Estructura vertical de la atmósfera

- uso de la presión como coordenada vertical (P es proporcional a la masa por encima de cada nivel)
- Troposfera: muy importante para las variaciones climáticas
- Estratósfera: absorbe UV por O<sub>3</sub> (aumento de T Con altura) , pero juega rol secundario en variabilidad del clima.
- Termosfera y mesosfera tienen muy poca masa y no son importantes para las variaciones climáticas
- En la capa límite  $dT/dz \sim -10 \text{ C/km}$   
En la atmósfera libre  $dT/dz \sim -6 \text{ C/km}$



# Esquema de la circulación Horizontal

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

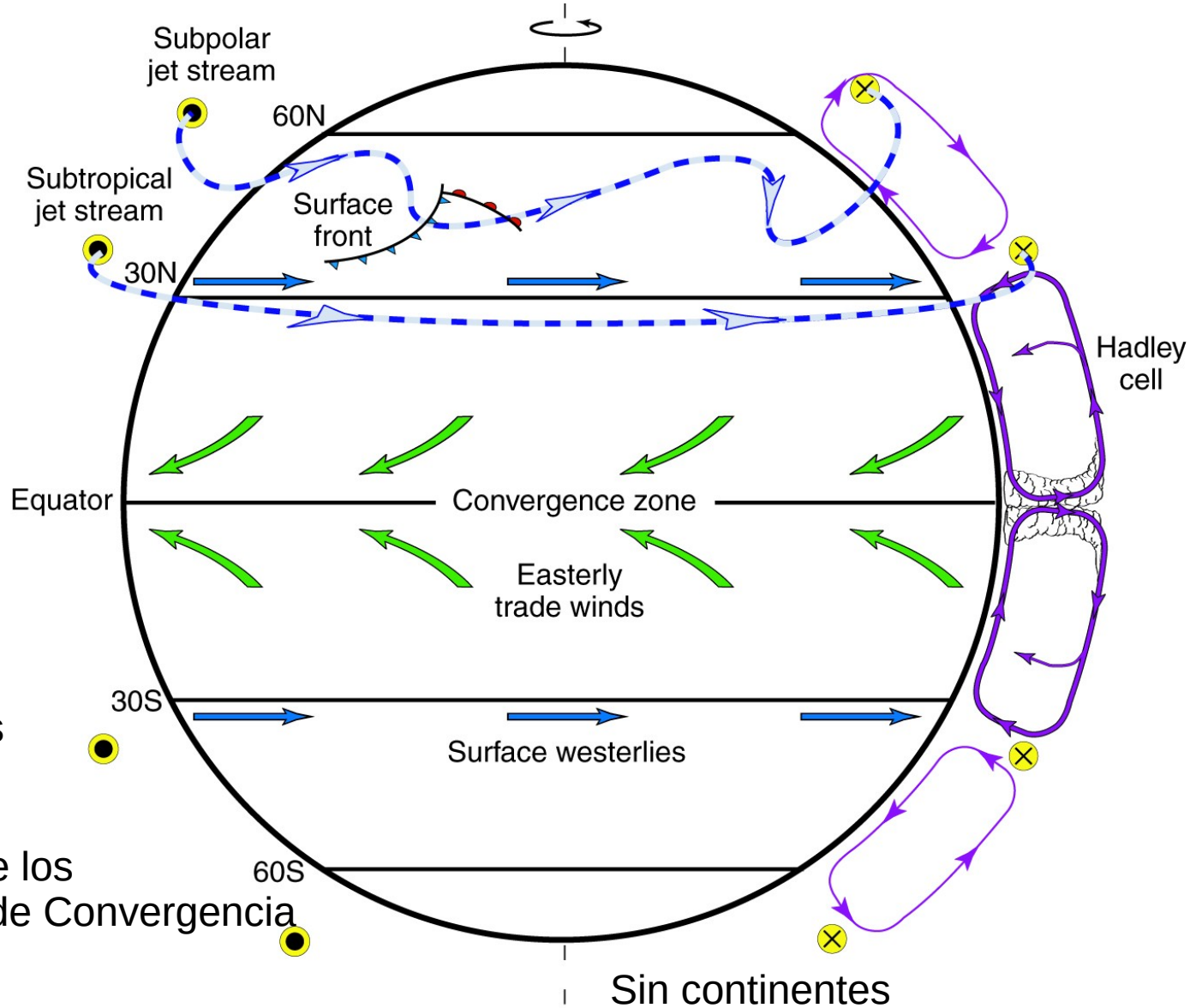
Regiones de ascenso tienen fuertes lluvias, de descenso poca lluvia

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



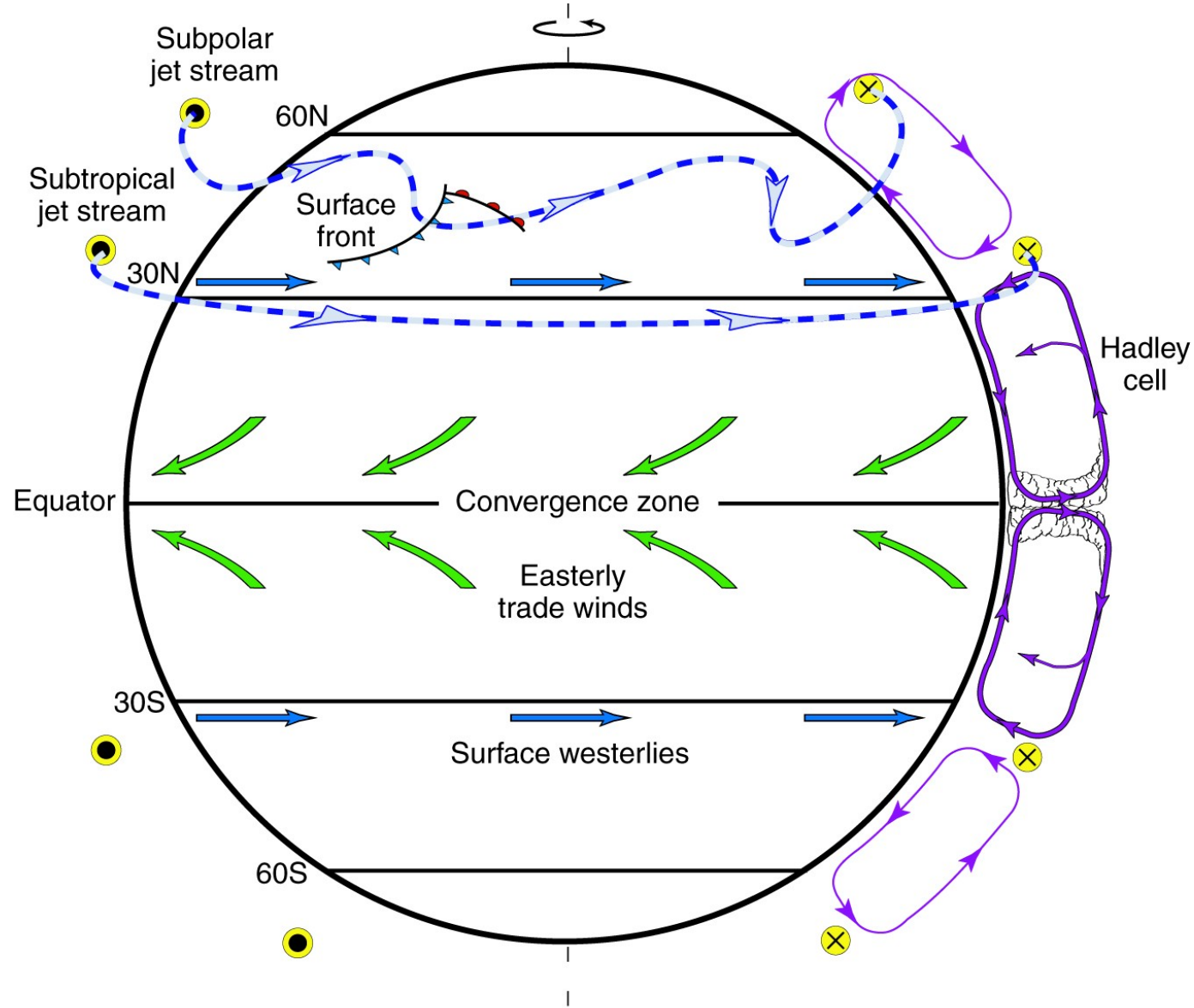


# Esquema de la circulación Horizontal

- Altura:

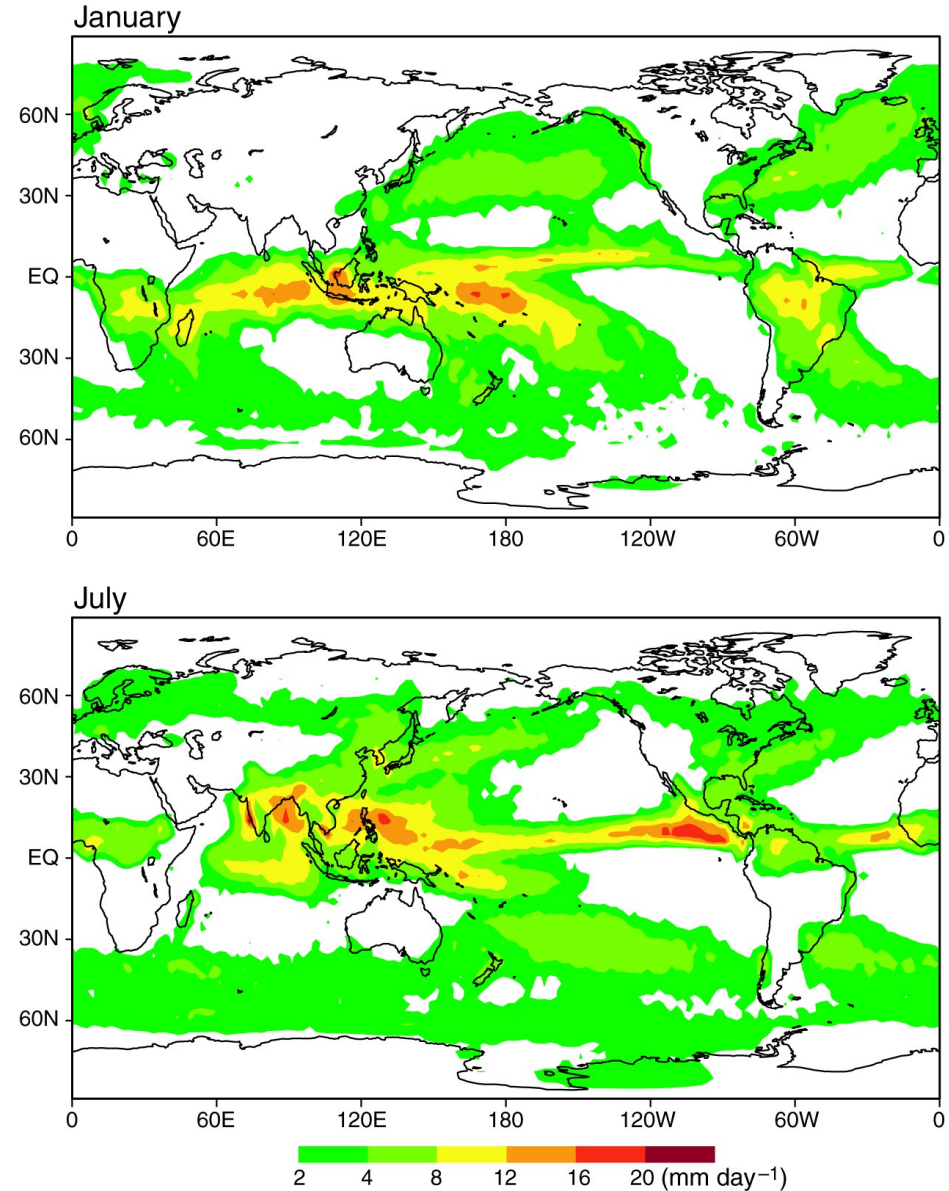
En regiones extratropicales existen dos corrientes en chorro en cada hemisferio:  
corriente en chorro subtropical  
corriente en chorro subpolar

A veces se los llama jet.

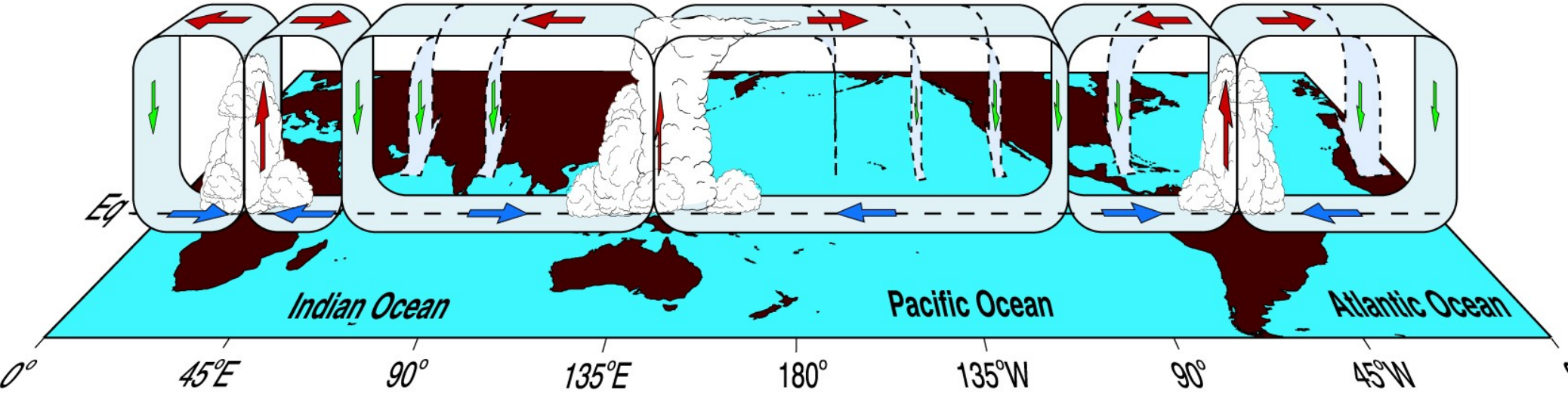


## Precipitación

- se observa la ZCIT como área de grandes acumulados de lluvia.
- La ZCIT se mueve norte-sur con las estaciones
- Monsoones 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.
- Más lluvias en el oeste que en el este del Pacífico ecuatorial: celda de Walker.

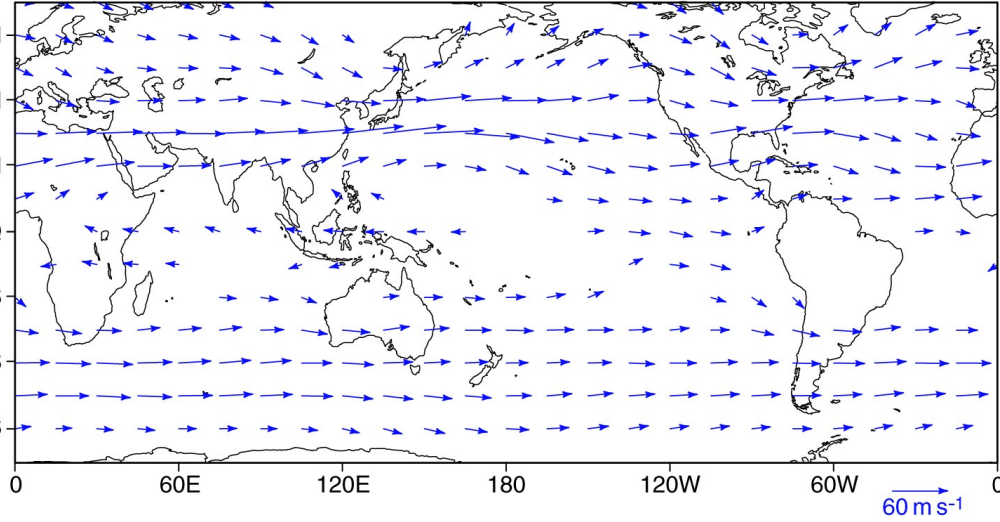


# Celda de Walker



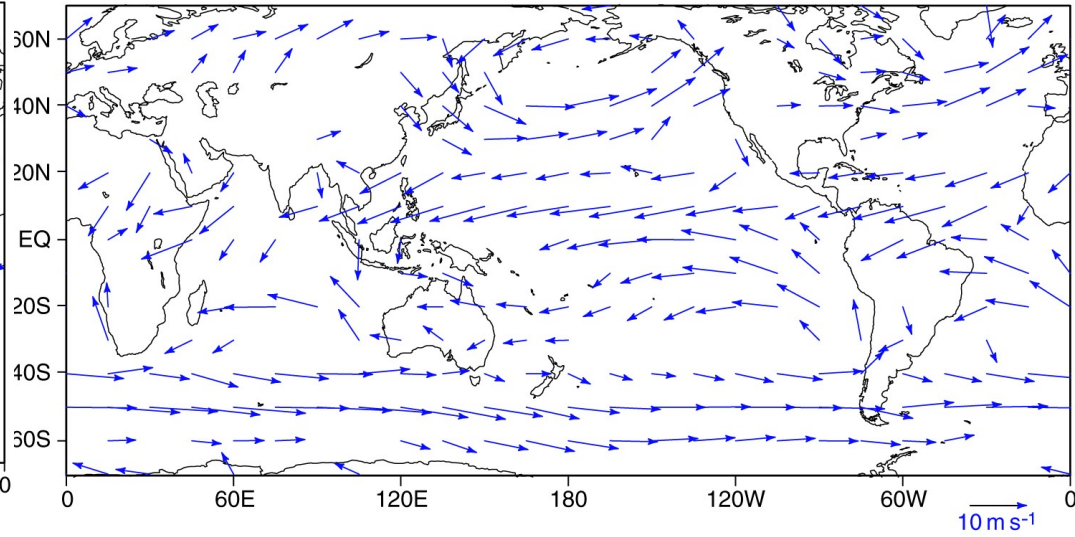
# Vientos DEF

(a)



200 hPa

(b)



925 hPa

Océano



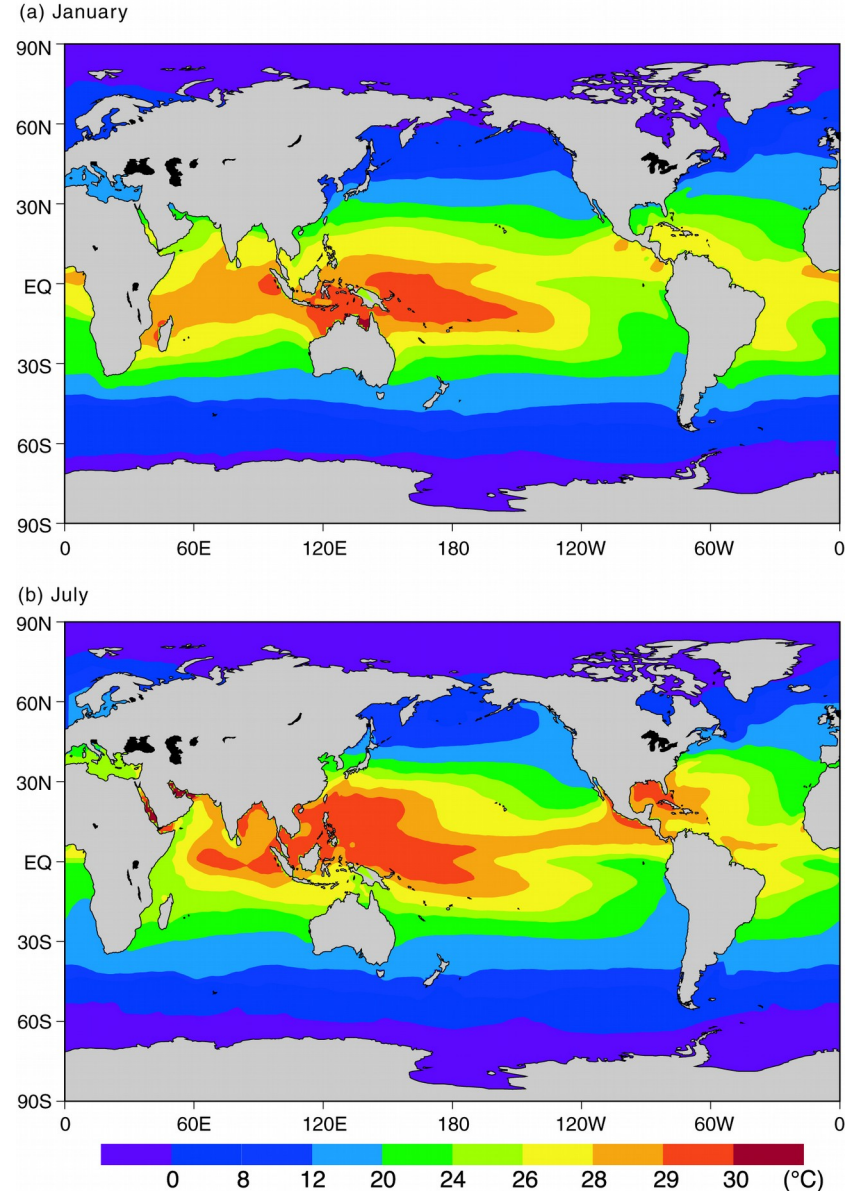
## Temperatura en superficie

La variable oceánica más importante para la Interacción con la atmósfera es la temperatura de superficie (SST)

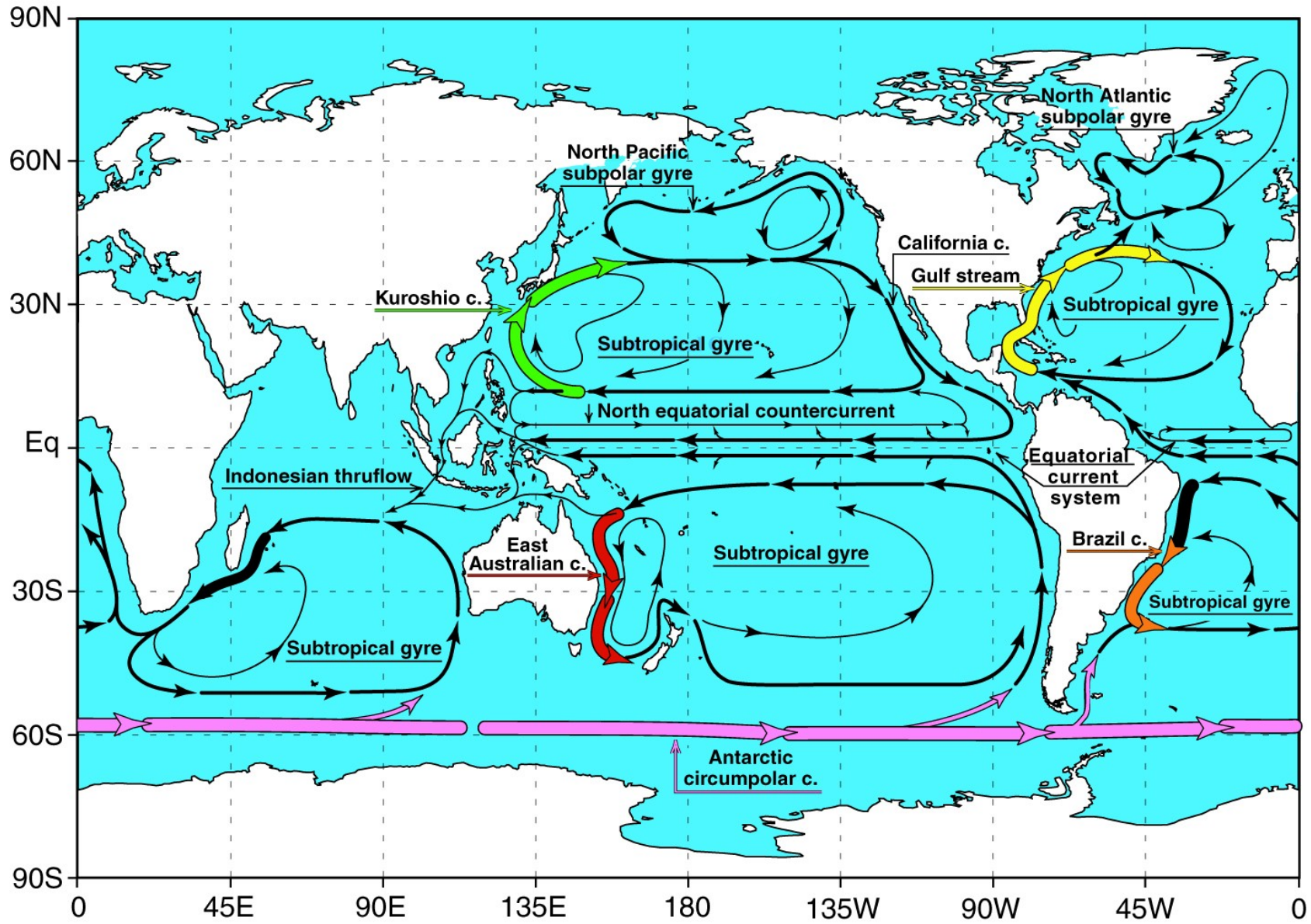
Se observan gradientes de SST latitudinales y Longitudinales

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

Se observa una lengua fría en el ecuador en Pacífico y Atlántico.



Corrientes oceánicas

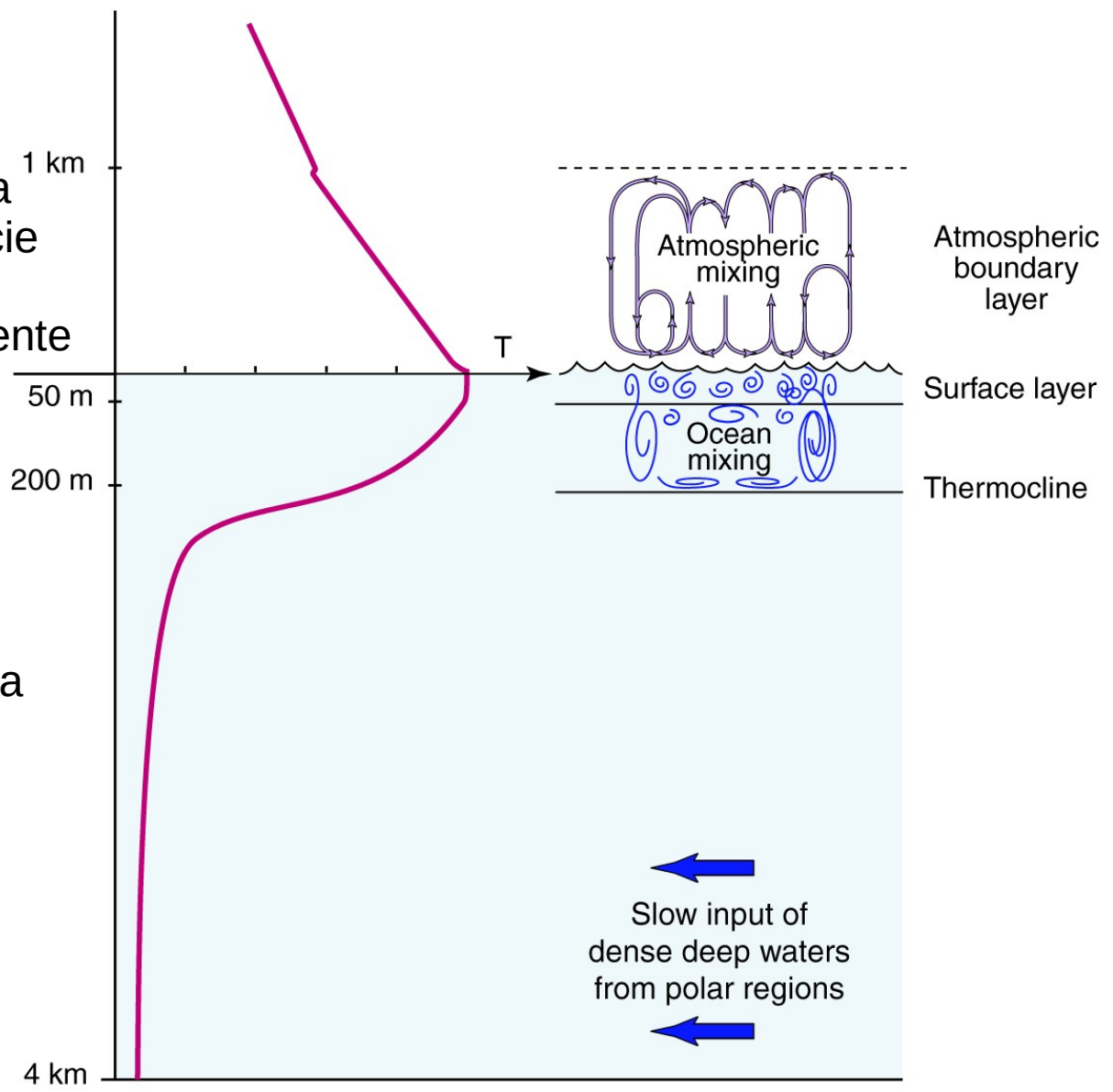


## Estructura vertical

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

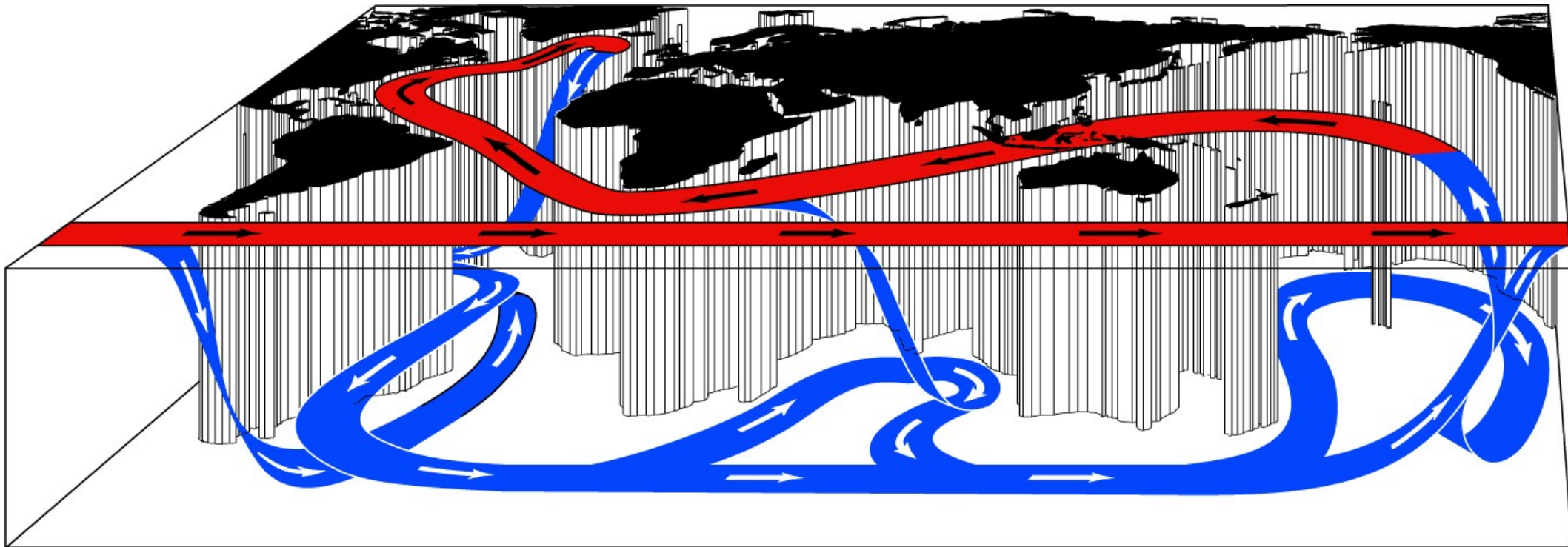
Mas abajo la T disminuye rápidamente en una zona llamada termoclina.  
En los trópicos esta disminución ocurre entre los 50 y 200 m.  
En extratrópicos ocurre a mayores Profundidades.

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.

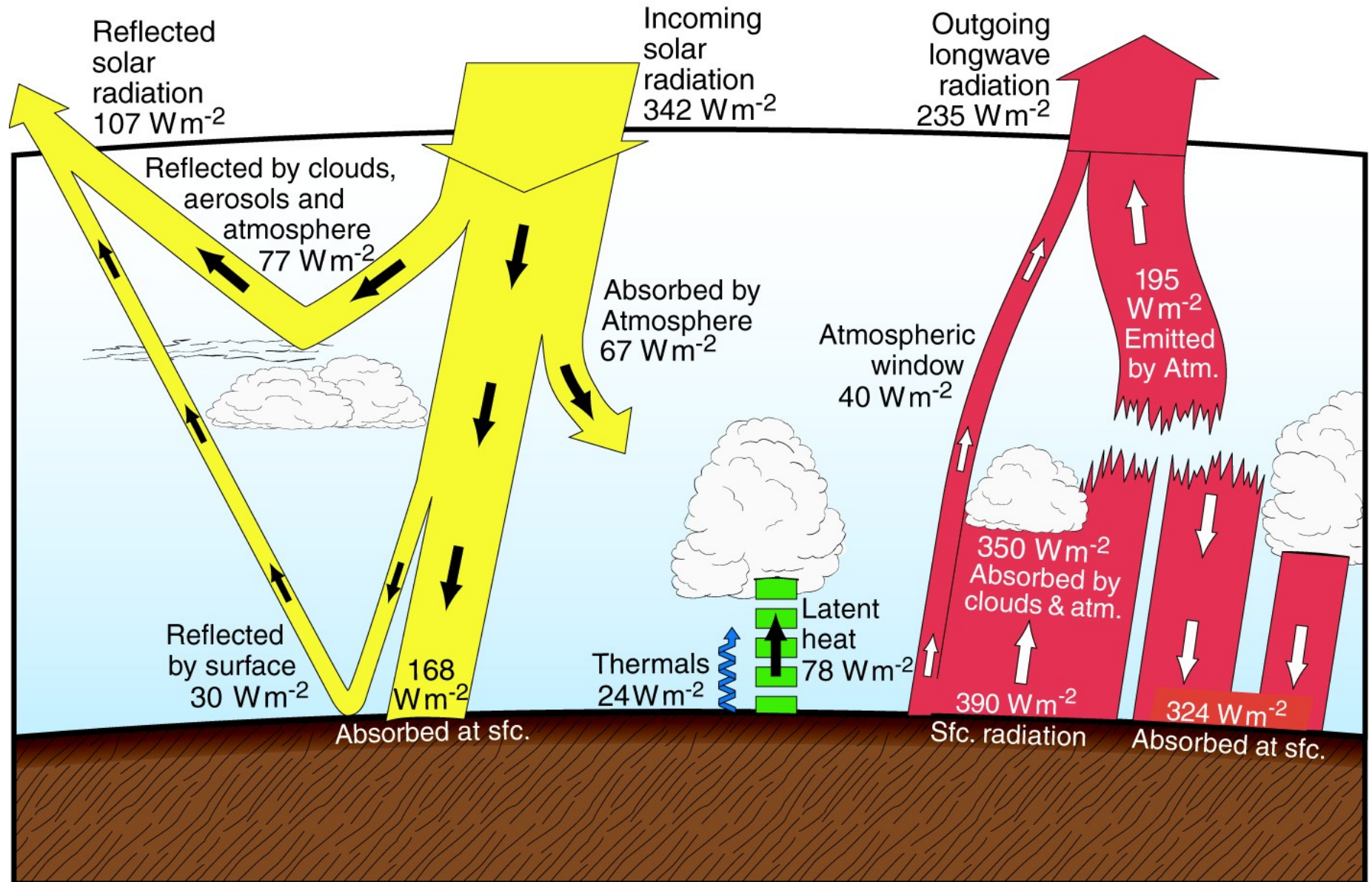
En términos de los impactos en el clima los procesos fundamentales que ocurren en los continentes son:

- Los continentes no transportan o almacenan cantidades importantes de calor.
  - genera contrastes tierra-oceano
- Albedo: el alto albedo en algunas regiones puede afectar la circulación regional.
- Evapotranspiración y procesos hidrológicos en superficie
  - la tierra almacena humedad en los suelos y en 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.



# Balance de energía en el tope de la atmósfera

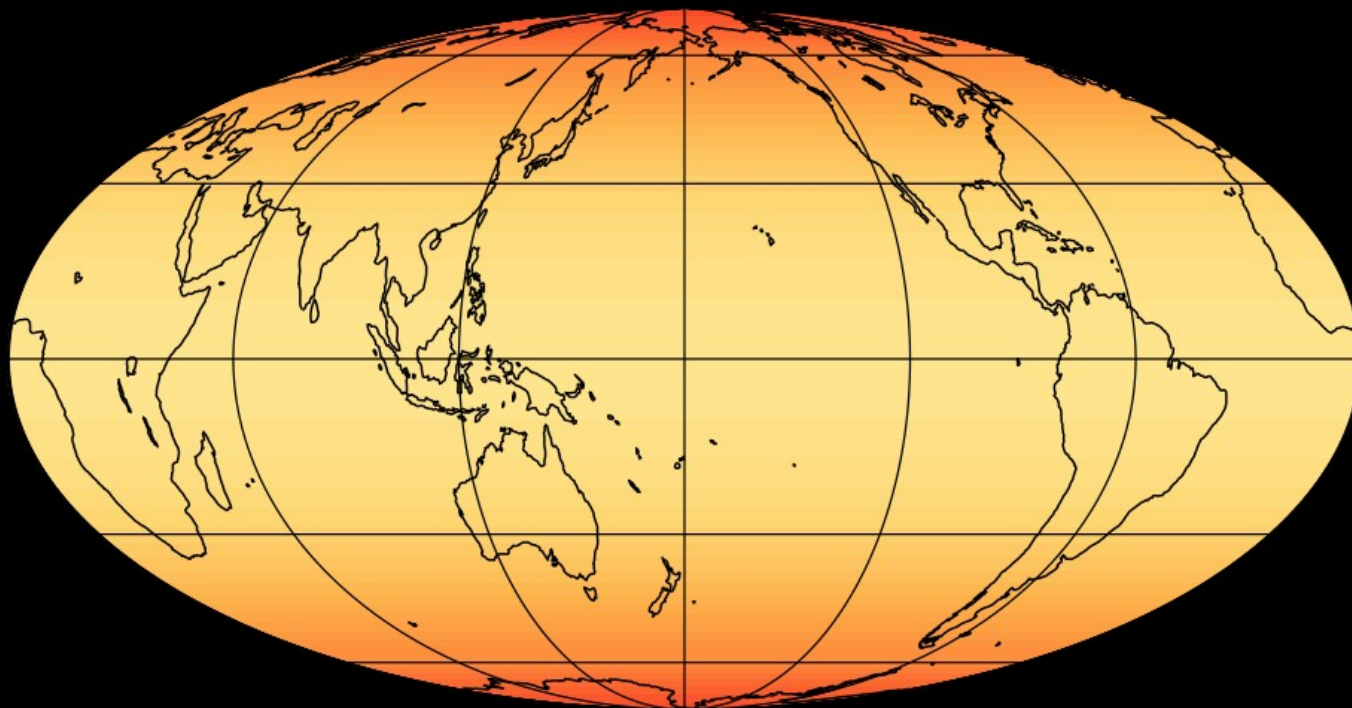
# Balance de energía global



TOA

# Solar Incoming Radiation

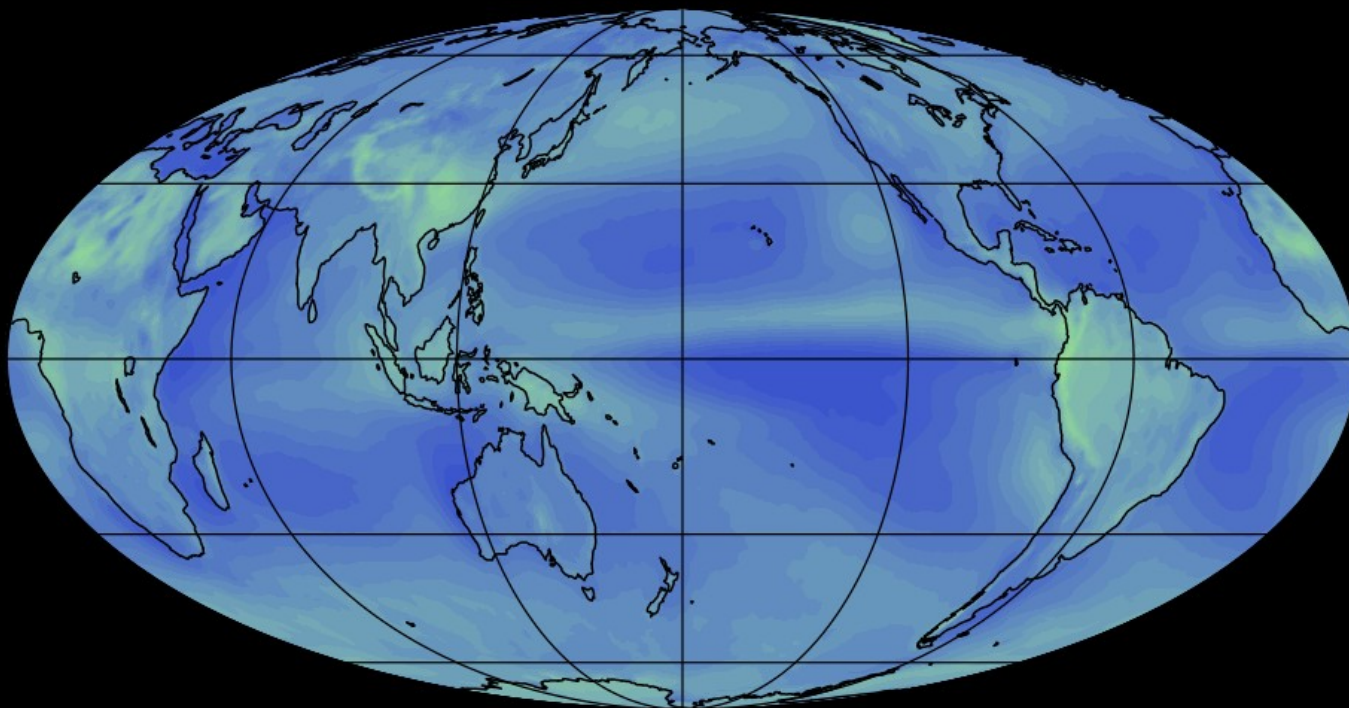
7/2005 - 6/2015



TOA

# Reflected Shortwave Radiation

7/2005 - 6/2015

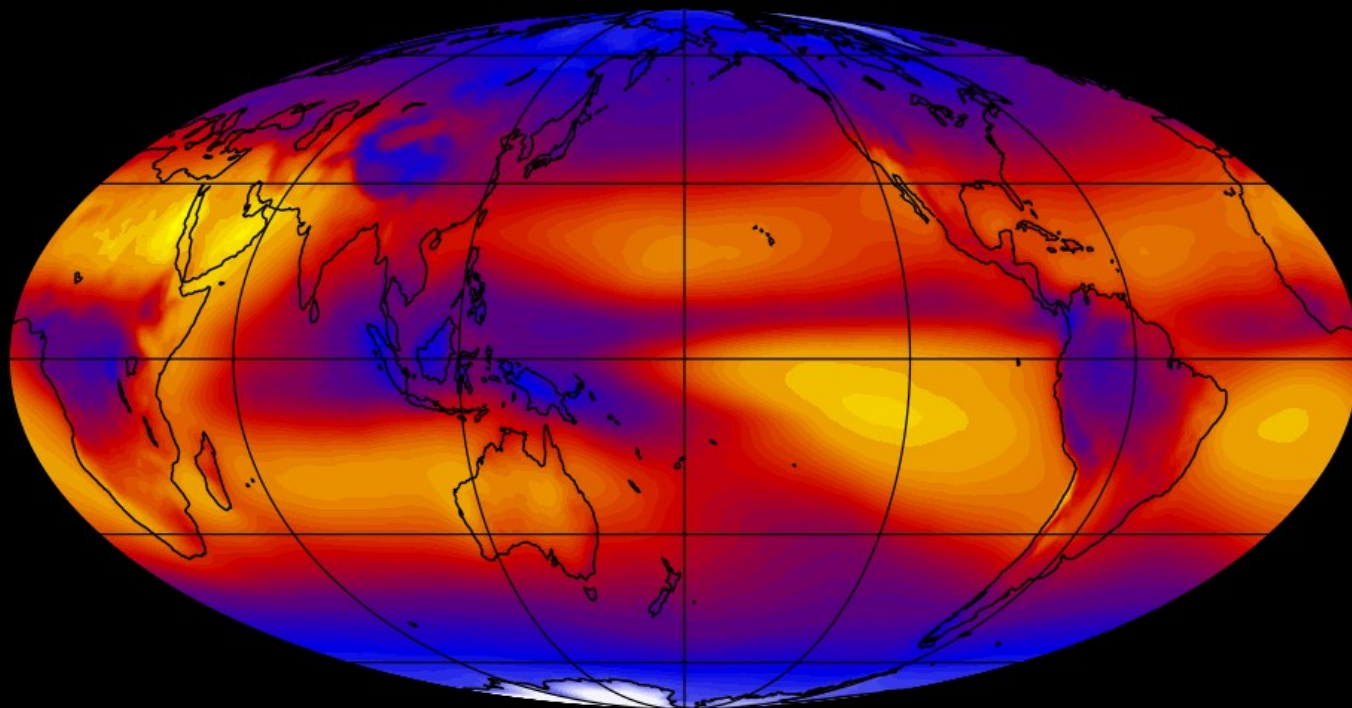




TOA

# Outgoing Longwave Radiation

7/2005 - 6/2015



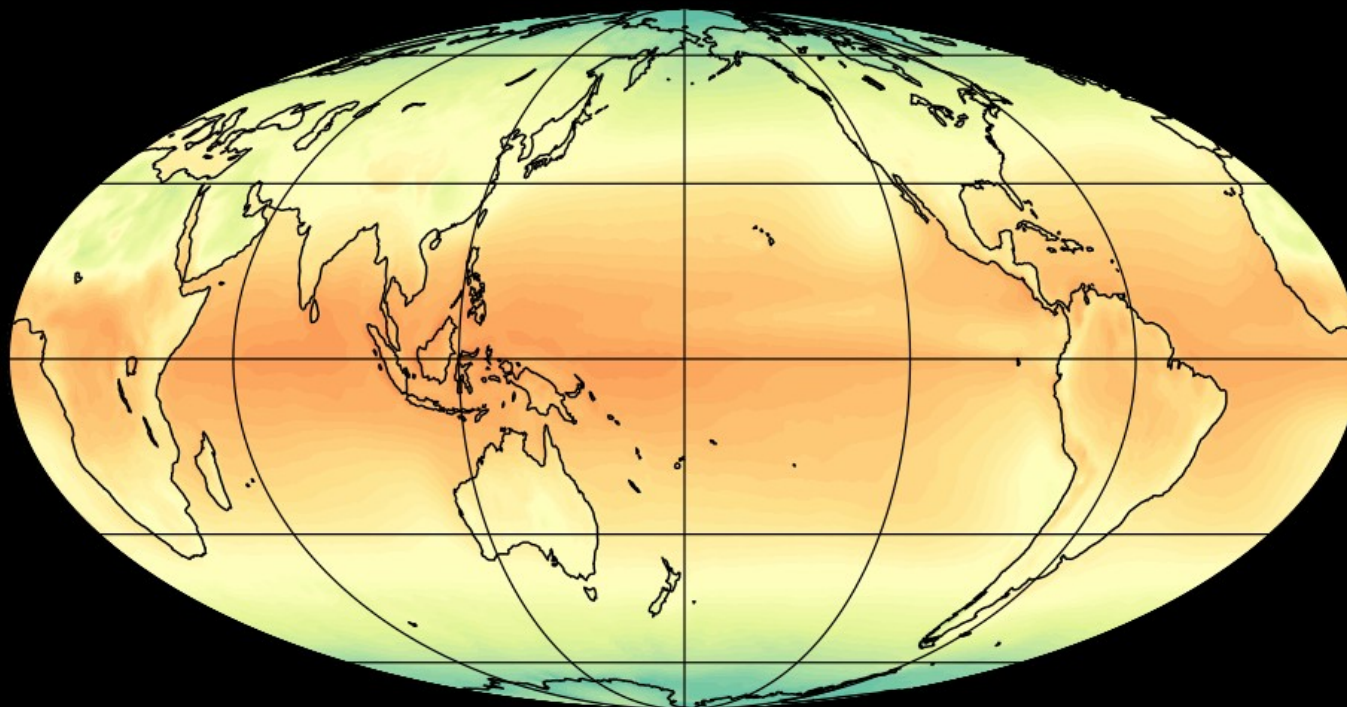
- La OLR esta controlada por la temperatura de la superficie de emisión. Por lo tanto los Polos y los topes nubosos fríos son los que menos emiten. Los mayores valores ocurren en superficies calidas, con una atmósfera seca y sin nubes.
- Mayor en los desiertos y océanos tropicales ( regiones con poca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



TOA

# Net Downward Radiation

7/2005 - 6/2015



-150

-50

50

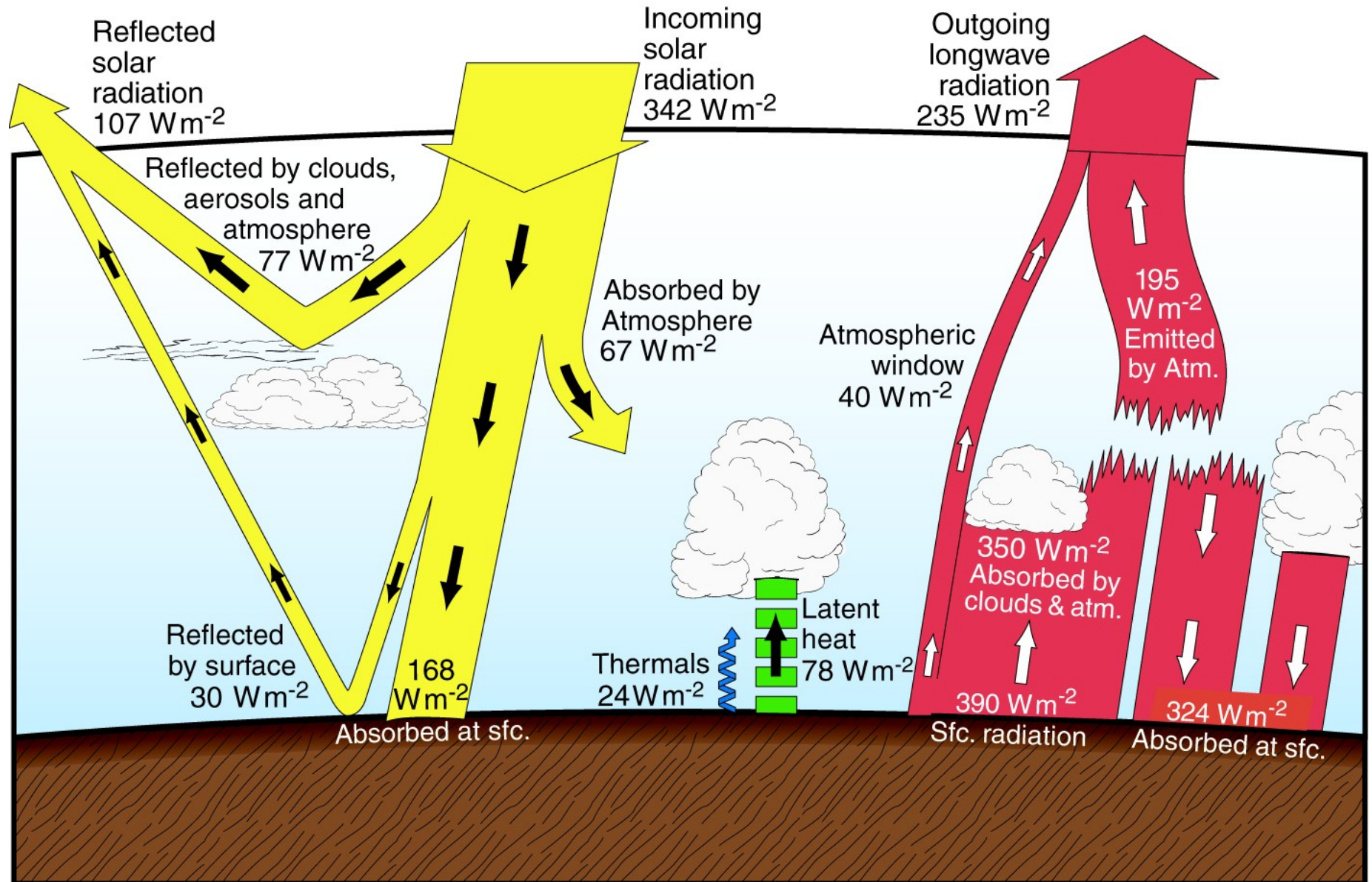
150

$Wm^{-2}$

- La radiación neta es negativa en los polos y positiva en los trópicos.
- El valor positivo mas alto es de  $150 \text{ W/m}^2$  y ocurre en los océanos tropicales. (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 neta. Dos efectos: gran albedo + gran pérdida de OLR debido a atmósfera seca.

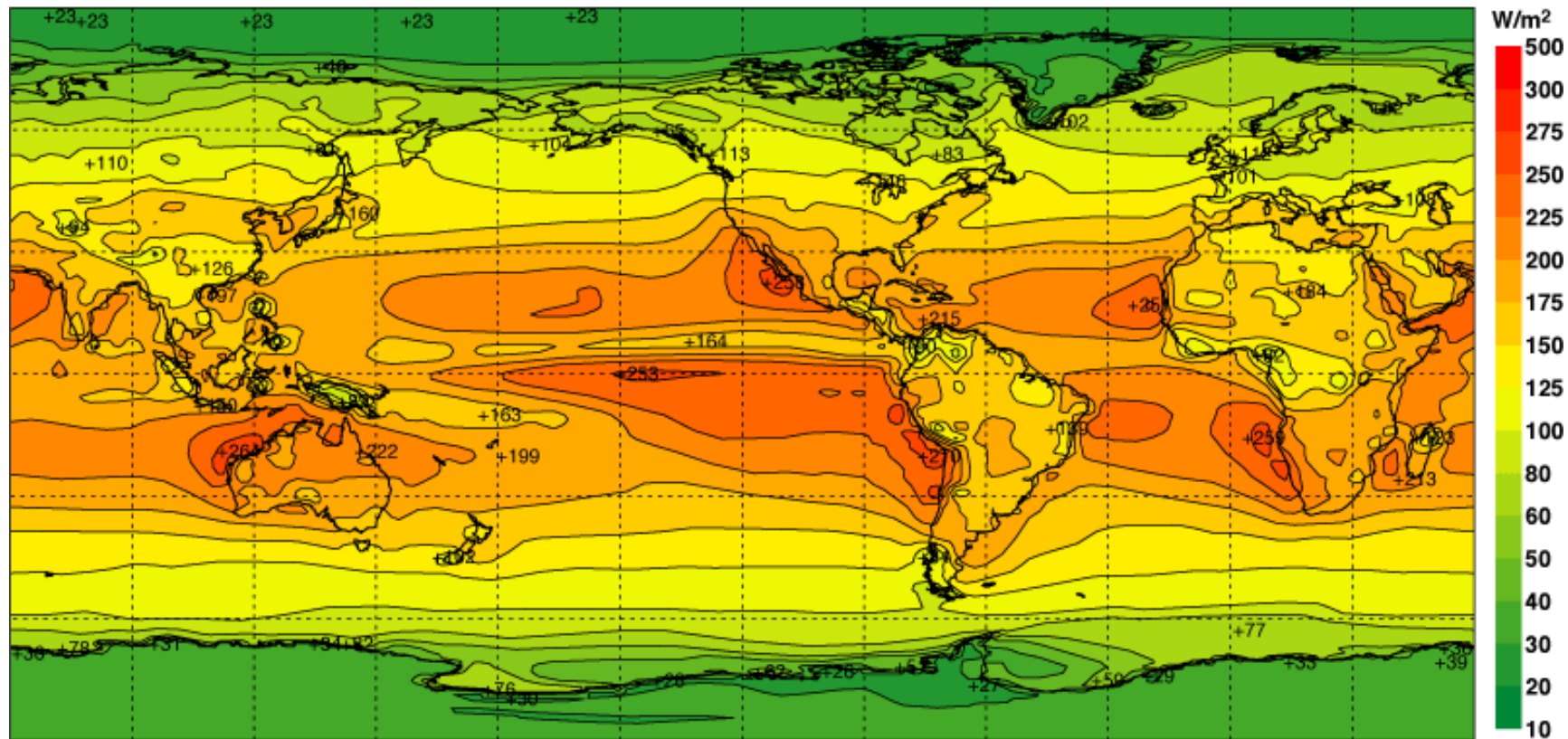
Balance de energia en superficie

# Balance de energía global



Net surface solar radiation

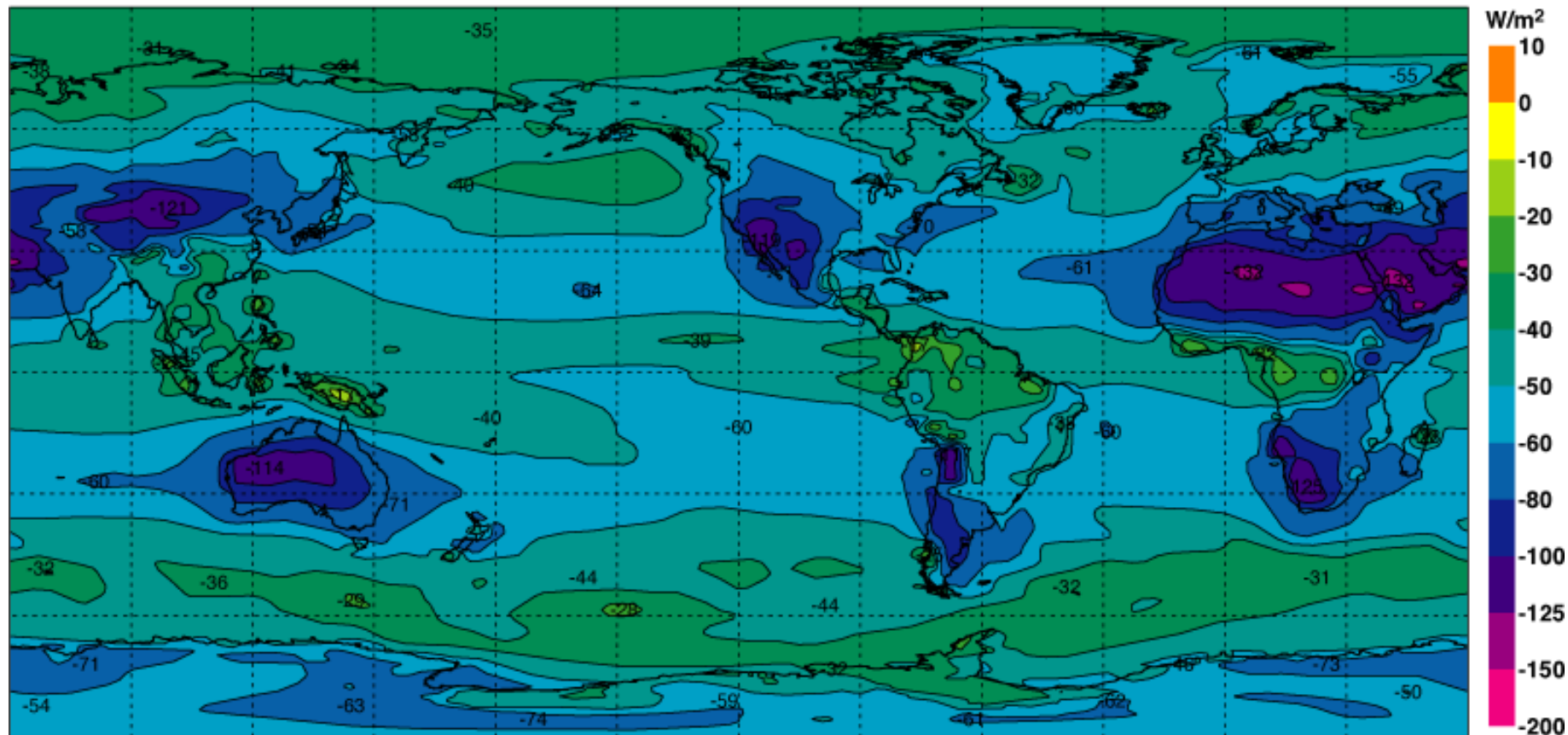
Annual mean





Net surface thermal radiation

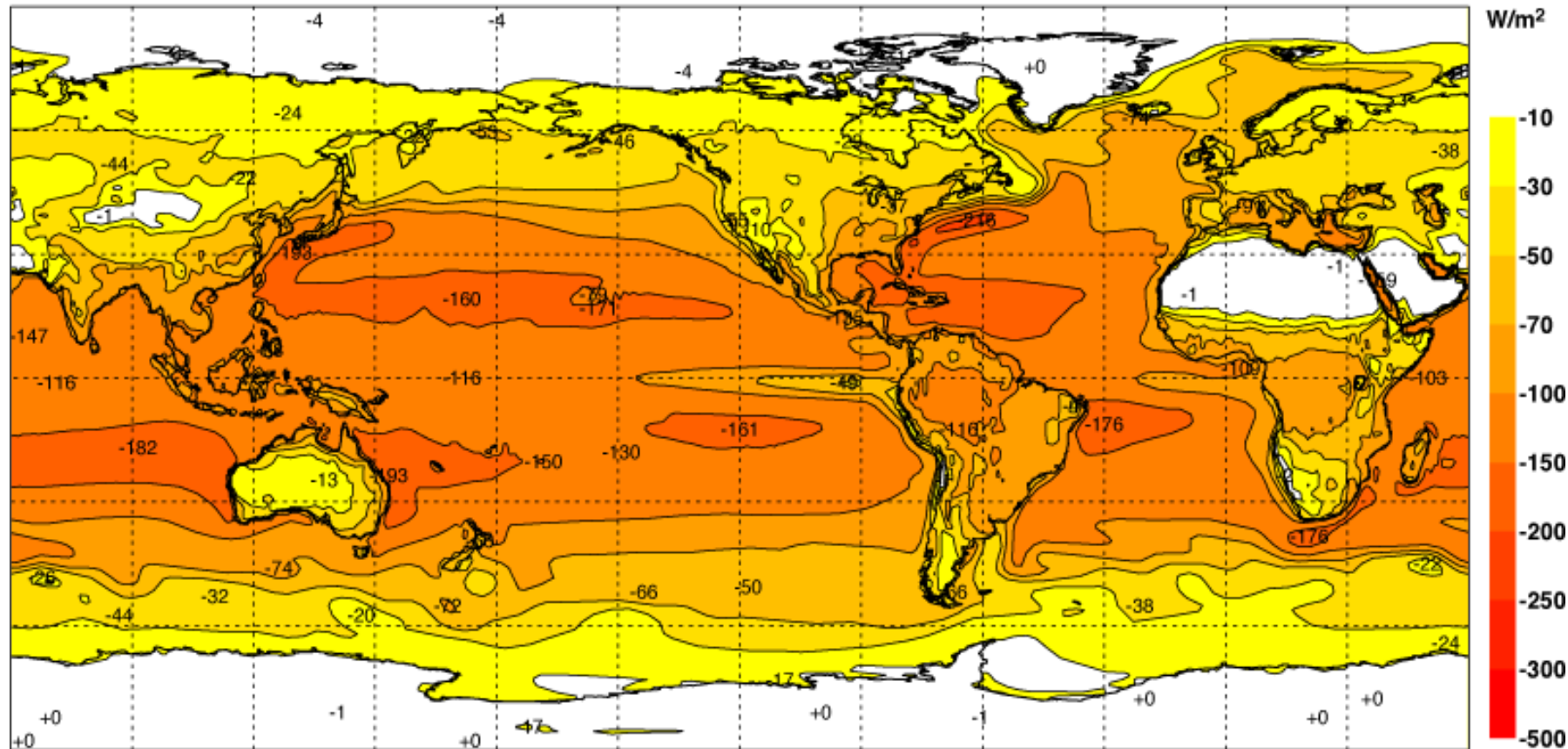
Annual mean





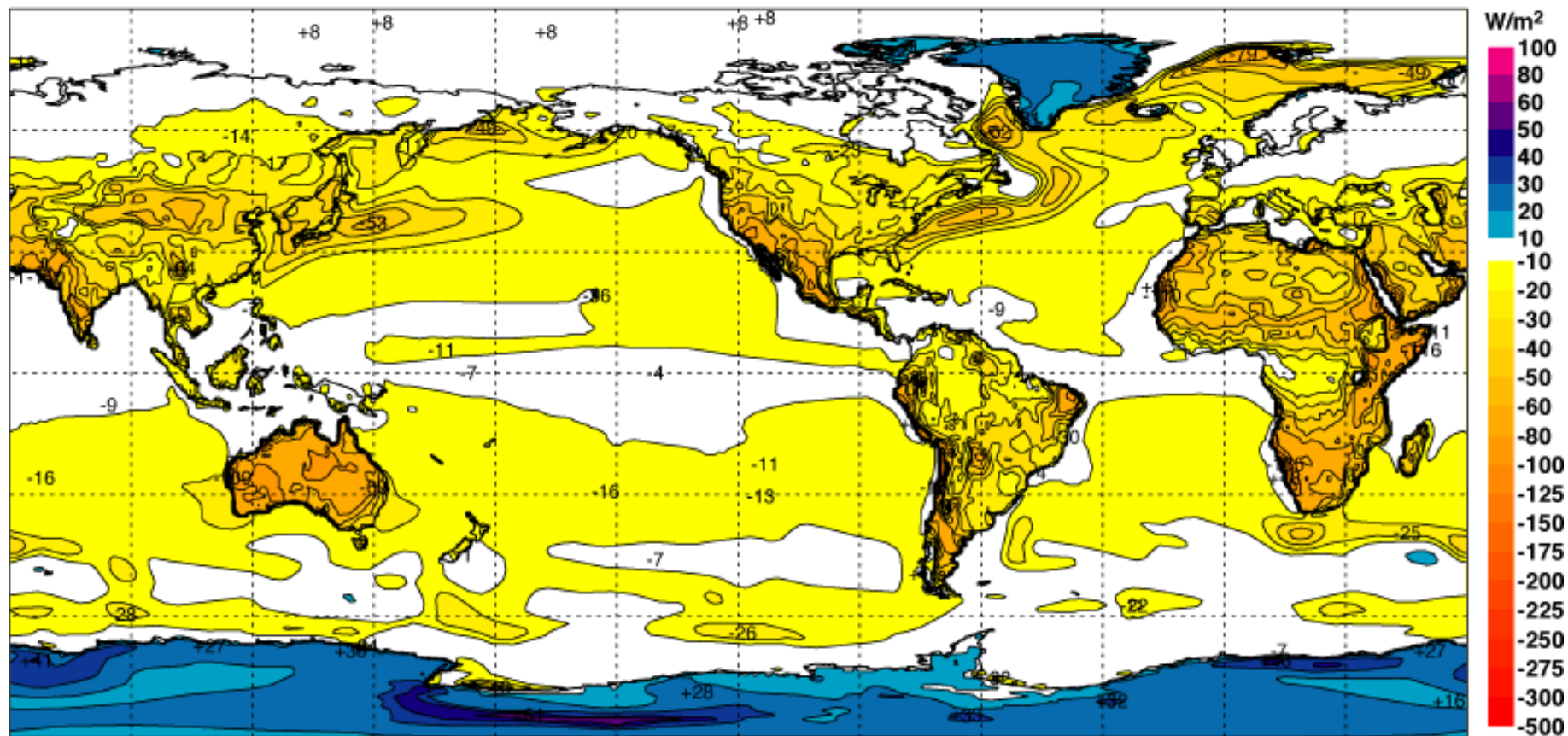
Surface latent heat flux

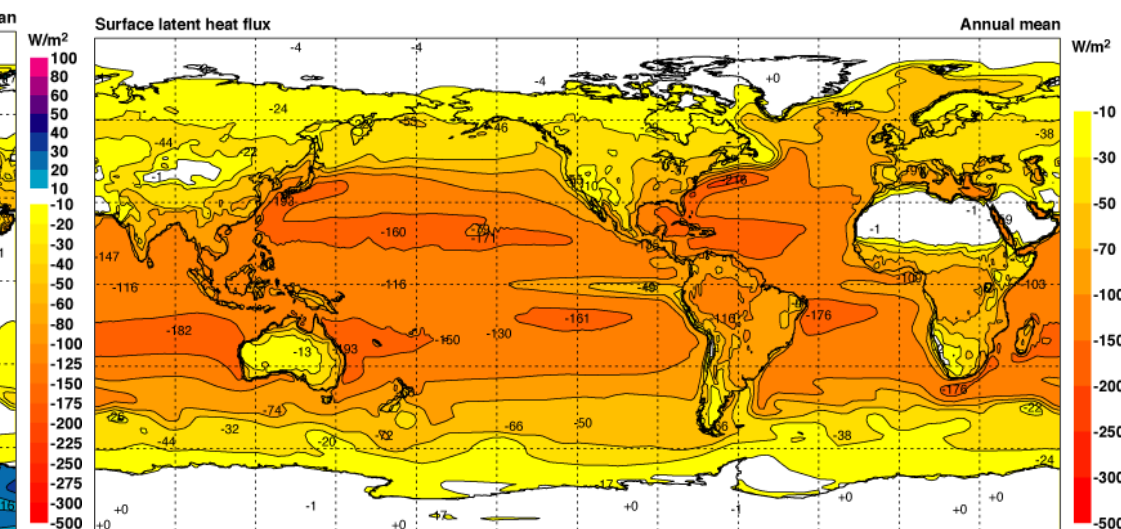
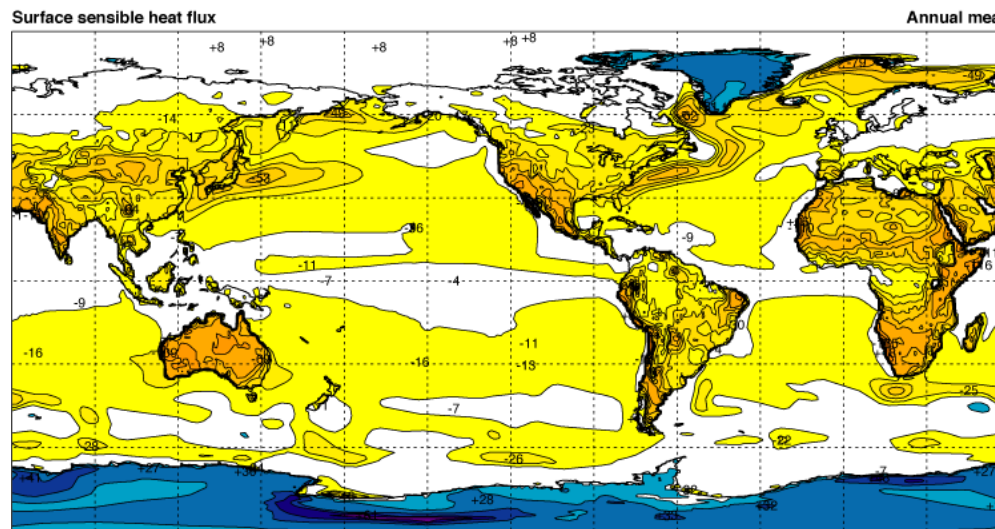
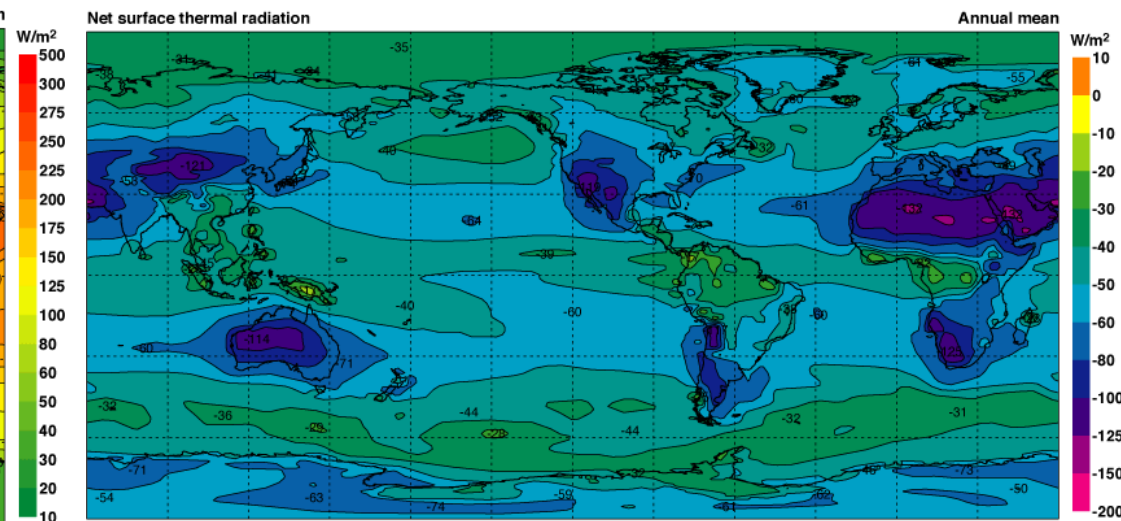
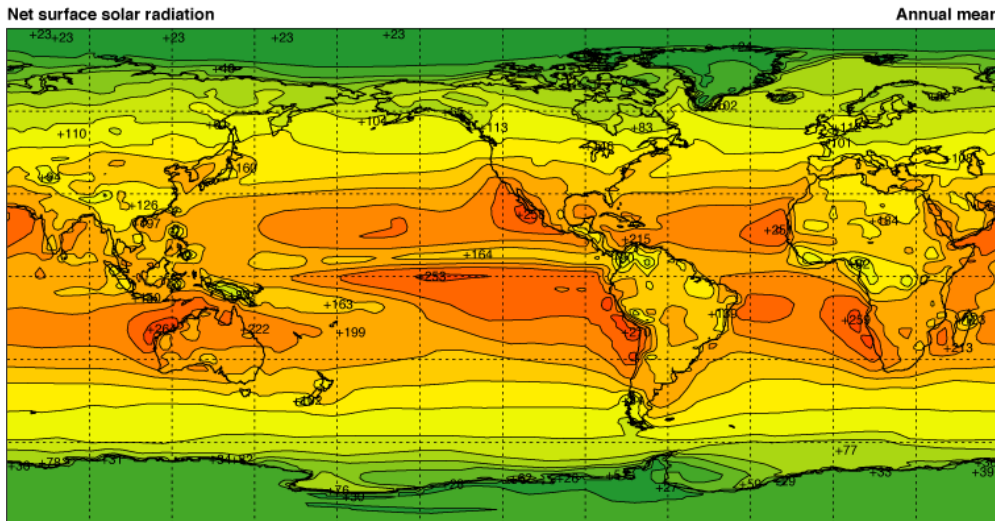
Annual mean



Surface sensible heat flux

Annual mean

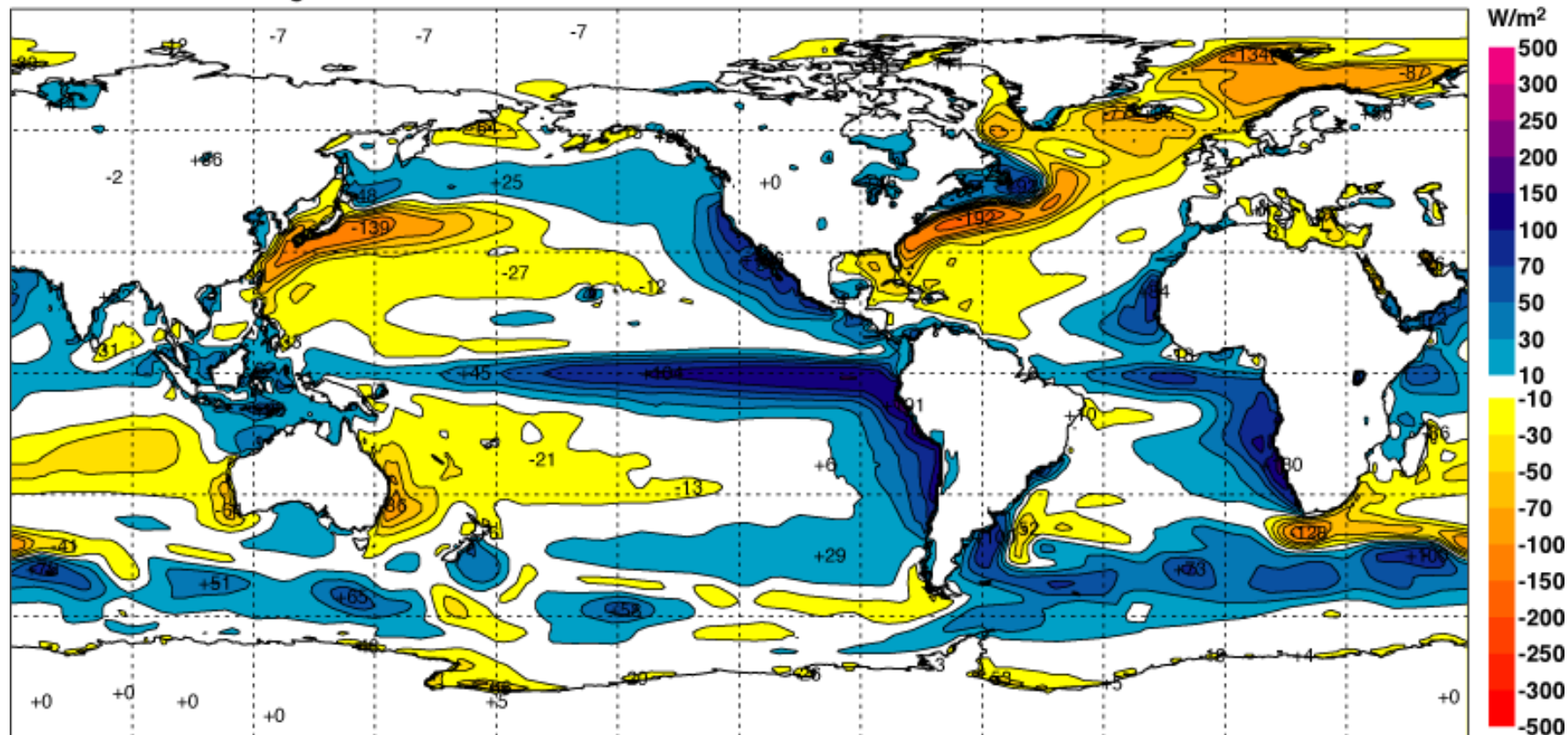


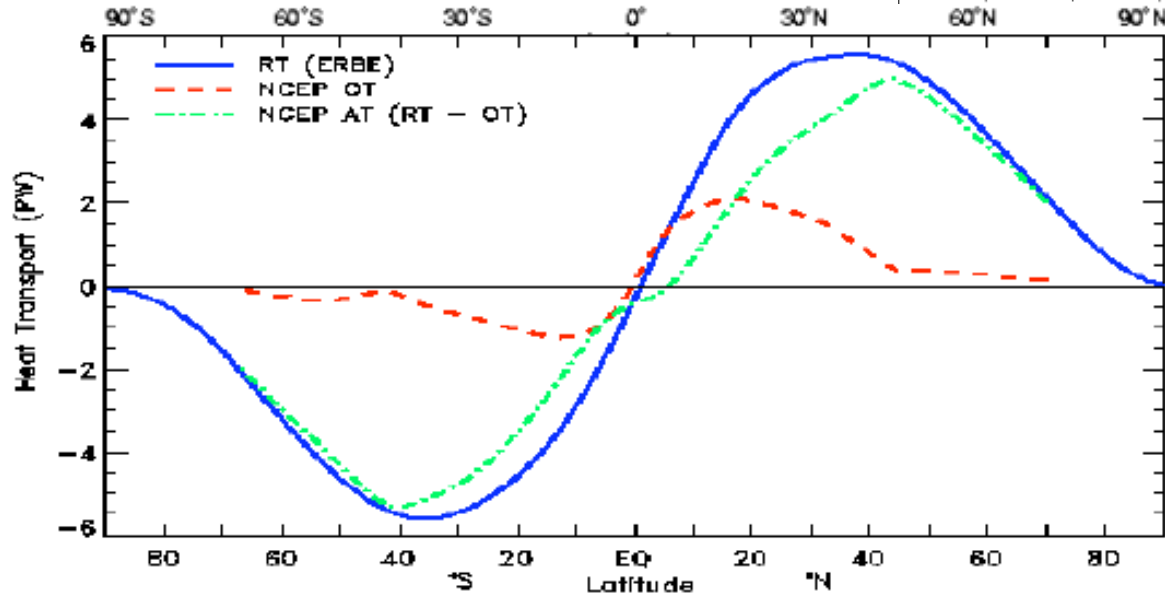
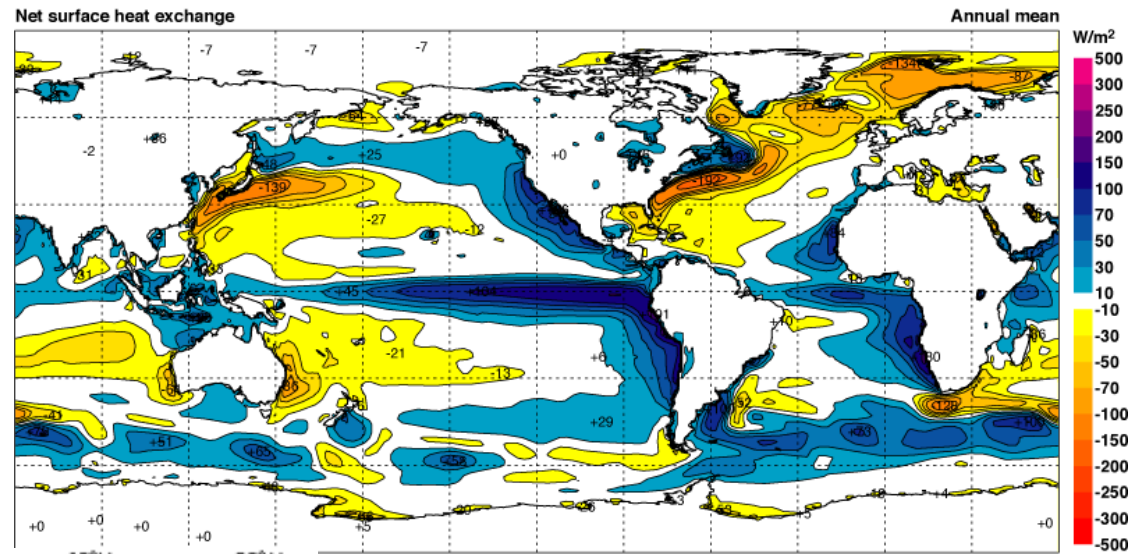




Net surface heat exchange

Annual mean





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