

# Tema 3

# Balance Energético

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

3.1 Introducción

3.2 Radiación emitida por el Sol

3.3 Radiación incidente y reflejada

3.4 Efecto invernadero

3.5 Balance energético de la Tierra.

3.6 Variaciones en la radiación solar.

3.7 Balance energético del océano.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.1 Introducción

La mayor parte de la energía recibida por el sistema atmósfera- océano-tierra proviene del Sol.

Debe recordarse que:

- La Tierra esta rodeada por la atmósfera.
  - gases que constituyen la atmósfera e interaccionan con la radiación entrante y saliente (efecto invernadero).
  - el movimiento del aire (viento) da lugar a una importante redistribución de la energía.
  - La Tierra está cubierta en más de un 70% de su superficie por agua (los océanos), de tal forma que las corrientes también contribuyen a la redistribución de la energía.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.1 Introducción

- La órbita de la Tierra alrededor del Sol es elíptica, no circular. La excentricidad de la órbita es grande, de hecho la elipse se asemeja a una circunferencia, ya que la variación máxima de distancia al centro es poco mayor del 1%.
  - la distancia Tierra-Sol varía a lo largo del año y por tanto la cantidad de energía recibida por la Tierra. Debe recordarse que
- El eje de rotación de la Tierra está inclinado  $23.5^\circ$  con respecto a la normal a la eclíptica (estaciones).

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.1 Introducción

- La radiación recibida por la Tierra depende de la latitud.
  - La zona ecuatorial recibe en promedio una mayor cantidad de radiación que las zonas polares. Este efecto es paliado, en gran parte, por la distribución de energía debido a los vientos y a las corrientes oceánicas.
- La distribución de continentes, agua y placas de hielo no es homogénea.
  - Patrones de vientos y corrientes muy complejos.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.2 Radiación emitida por el Sol

La intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro de temperatura  $T$  (K) viene dada por la ley de Planck.

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

**UV**      0.015  $\mu\text{m}$  a 0.4  $\mu\text{m}$

**IR**      0.7  $\mu\text{m}$  a 1  $\mu\text{m}$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

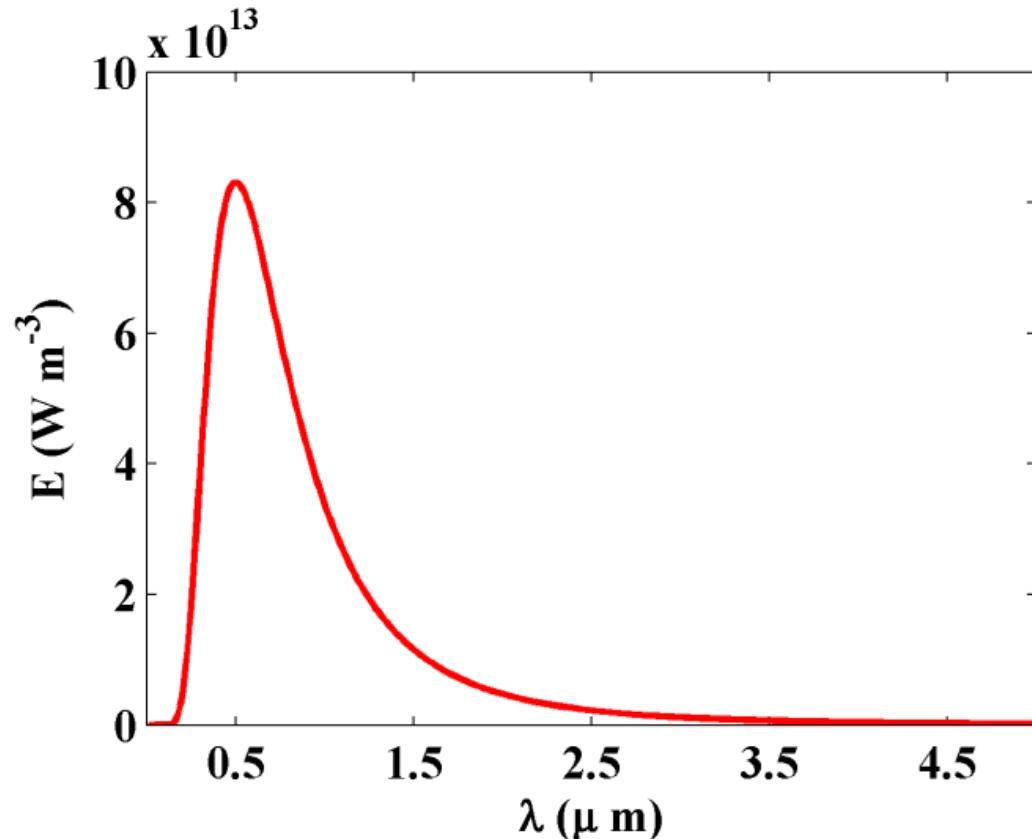
### 3.2 Radiación emitida por el Sol

La temperatura del Sol es **5780 K**. Existe emisión desde el ultra-violeta (0.015  $\mu\text{m}$  a 0.4  $\mu\text{m}$ ) al infra-rojo (0.7  $\mu\text{m}$  a 1000  $\mu\text{m}$ ) y el pico máximo de emisión está situado alrededor de  $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$ .

Ley de Wein

$$\lambda_{max} = \frac{2.8976 \times 10^{-3}}{T}$$

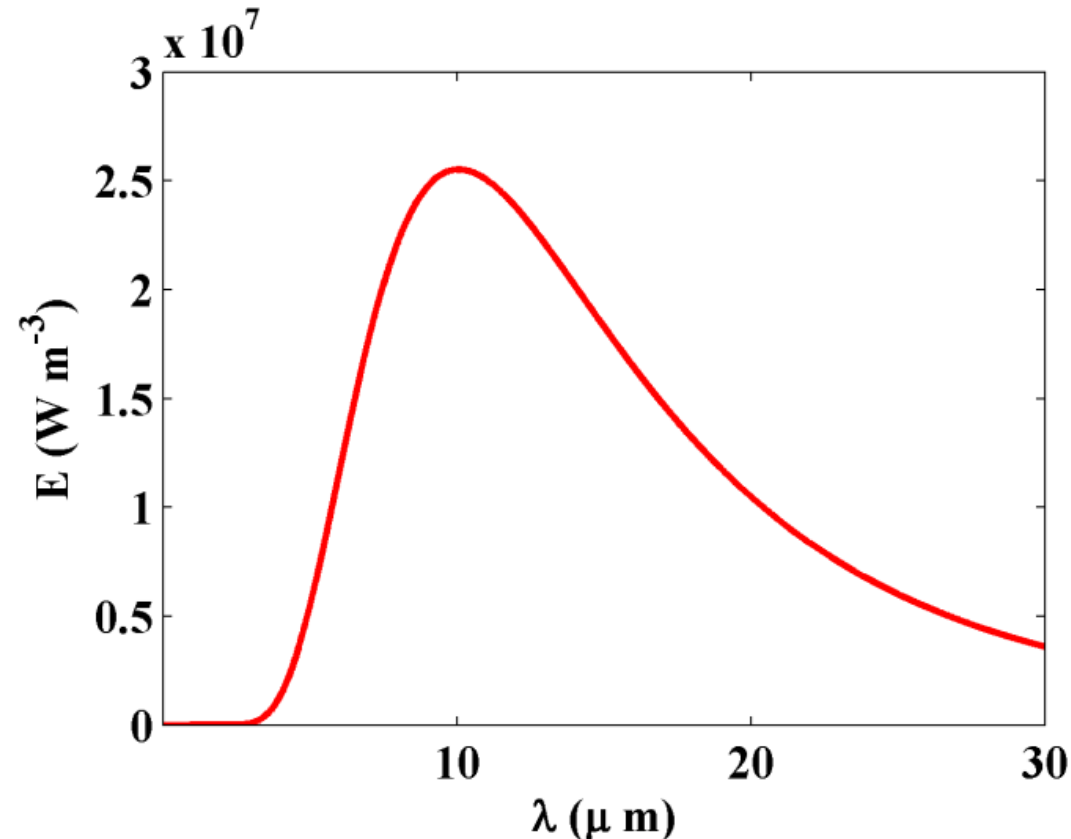
**VERDE!!! (495–570 nm)**



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.2 Radiación emitida por el Sol

La temperatura de la Tierra es **288 K**. Mayores longitudes de onda, el pico máximo de emisión está situado alrededor de  $10 \mu\text{m}$  (IR).





## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 2.2 Radiación emitida por el Sol

Partiendo de la ley de Stefan-Boltzmann y asumiendo una emisividad  $\varepsilon = 1$  y que la constante de Boltzmana es  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{k}^{-4}$

Para el Sol asumiendo que la temperatura de la fotosfera son 6000K:

$$E = (5.67 \cdot 10^{-8}) \times (6000)^4 = 73.5 \cdot 10^6 \text{ Wm}^{-2}$$

E es la energía emitida por unidad de área.

La energía total emitida por la fotosfera del Sol es

$$W = E \times A_{\text{fotos}} = 73.5 \cdot 10^6 \times (4 \pi r^2) = 3.86 \cdot 10^{26} \text{ W}$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.2 Radiación emitida por el Sol

Esa energía se emite en todas las direcciones de forma homogénea, repartiéndose en una esfera cuyo tamaño crece con la distancia al Sol.

Considerando que la distancia Sol-Tierra (en promedio) es del orden de  $150 \times 10^9$  m, la superficie de la esfera es de

$$A = 4 \pi d^2 = 4 \pi (150 \times 10^9)^2 = 2.83 \times 10^{23} \text{ m}^2$$

Dividiendo la energía total por esta área se obtiene el flujo promedio de energía solar en las proximidades de la Tierra.

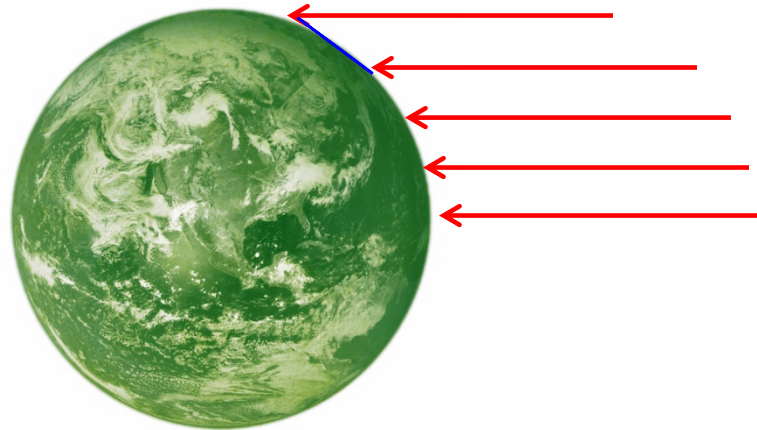
$$S_0 = W/A = 1368 \text{ Wm}^{-2}$$

que usualmente conocido como constante solar.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

La constante solar se mide en la dirección perpendicular a los rayos incidentes del Sol, sin embargo la mayor parte de la Tierra no es perpendicular al haz solar, de tal forma que la intensidad recibida por la superficie es menor.

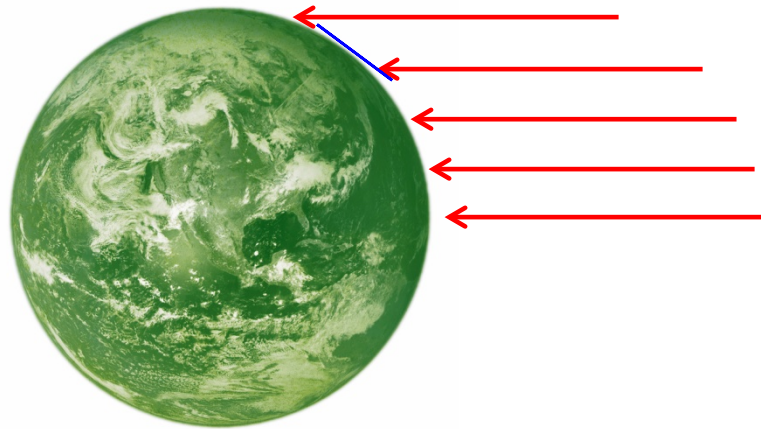


La separación vertical entre rayos incidentes (en rojo) es constante pero el arco de circunferencia entre dos rayos consecutivos crece hacia los polos.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

Para latitudes altas, la misma constante solar se reparte sobre una superficie mayor, por lo que intensidad disminuye.



De la energía total que incide sobre la Tierra. Sólo una parte de la Tierra intercepta la energía del Sol (flexo y pelota tenis):

$$W_T = S_o \times (\text{área del disco de la Tierra}) = S_o \times \pi R_T^2$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

Matemáticamente es la sección eficaz de una esfera de radio  $R_T$  es decir un círculo de ese radio.

De forma intuitiva, si iluminamos una pelota de tenis, su sombra sobre una pared perpendicular a la dirección de la luz es un círculo.

La Energía incidente por unidad de área es:

$$W = \frac{S_o \times \pi R_T^2}{4\pi R_T^2} = \frac{S_o}{4} = 1368/4 = 342 \text{ W m}^{-2}$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

Una fracción de la radiación incidente, principalmente luz visible, es reflejada lo que se conoce como *albedo*.

**Albedo:** porcentaje de radiación que cualquier superficie refleja respecto a la radiación que incide sobre la misma.

Albedos	% de luz reflejada
Nieve reciente	86
Nubes brillantes	78
Nubes (promedio)	50
Desiertos terrestres	21
Suelo terrestre sin vegetación	18
Bosques (promedio)	8
Ceniza volcánica	7
Océanos	5 a 10

Para materiales terrestres está entre 10% y 40%. En promedio es del orden del 31%, aunque no es uniforme ni en el tiempo ni en el espacio, dependiendo de la cubierta de nubes, de los usos del suelo y de si hay nieve o hielo.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

Por lo tanto la energía reflejada por la Tierra será :

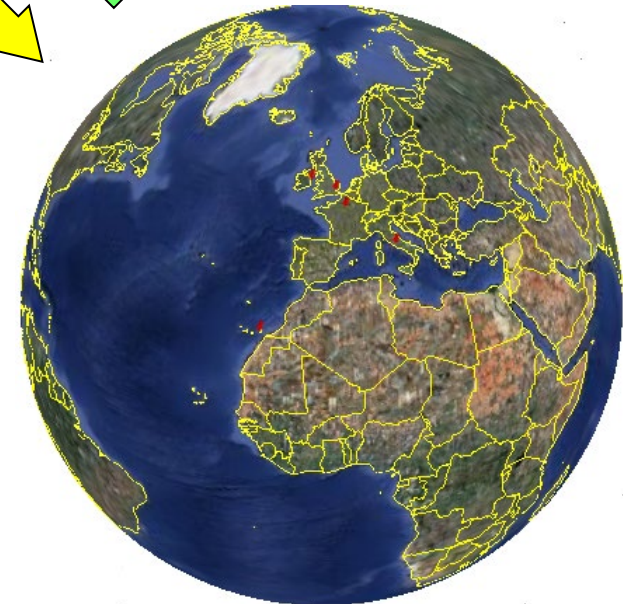
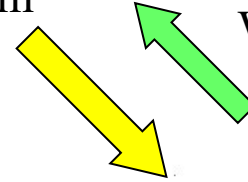
$$W_{\text{ref}} = 342 \times 0.3 \sim 102 \text{ Wm}^{-2}$$

y la absorbida:

$$\omega = W_{\text{inc}} - W_{\text{ref}} \sim 240 \text{ Wm}^{-2}$$

$$W_{\text{inc}} = 342 \text{ Wm}^{-2}$$

$$W_{\text{ref}} = 102 \text{ Wm}^{-2}$$



Un sistema que está en equilibrio implica que la energía incidente debe compensarse con la energía radiada.

Es importante tener en cuenta que si bien la energía entrante es igual a la saliente, la longitud de onda de ambas radiaciones es totalmente distinta.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.3 Radiación incidente y reflejada

La temperatura de equilibrio de la Tierra puede calcularse utilizando la Ley de Stefan- Boltzmann

$$T=(\omega/\sigma)^{1/4} = 255\text{k}$$

o lo que es lo mismo  $-18^{\circ}\text{C}$ .

Este valor es una media anual, considerando una distancia media Tierra- Sol.

Debe recordarse que la distancia Tierra-Sol varía a lo largo del año, entre  $\sim 152.1 \cdot 10^9$  m durante el perihelio (4 de julio) y  $\sim 147.09 \cdot 10^9$  m durante el afelio, lo cual resultaría, si la Tierra alcanzase el equilibrio térmico en esos puntos, una temperatura de  $-19.8^{\circ}\text{C}$  y  $-15.5^{\circ}\text{C}$ , respectivamente.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

La temperatura es muy superior a la calculada en ausencia de atmósfera, de tal forma que ésta debe de jugar un cierto papel en la captación de parte de la energía reemitida por la Tierra.

En la atmósfera hay gases minoritarios en su composición que juegan un papel muy importante que son los gases de efecto invernadero como el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) o el ozono ( $\text{O}_3$ , con concentraciones por debajo del 0.05%). Además, la atmósfera contiene vapor de agua ( $\sim 1\%$ ) que constituye el gas natural de efecto invernadero más importante, siendo el  $\text{CO}_2$  el segundo más importante. Otros gases de efecto invernadero son el metano ( $\text{CH}_4$ ) o los clorofluorocarbonados (CFC).

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

La Tierra emite radiación, como

$$T_{\text{Tierra}} \ll T_{\text{sol}} \Rightarrow \lambda_{\text{emitida}}(\text{IR}) \gg \lambda_{\text{recibida}}$$

- Los gases de invernadero absorben los fotones (IR) emitidos por el suelo.
- La energía de esos fotones no basta para romper enlaces. La energía de esos fotones aumenta la energía de rotación y de vibración de las moléculas.
- El incremento de energía cinética se transmite de unas moléculas a otras a través de colisiones generando calor y aumentando la temperatura del aire.
- Estos procesos requieren cambios en el momento dipolar de las moléculas (modificaciones de la separación de cargas eléctricas de los enlaces). Esto solo sucede en moléculas formadas por átomos distintos.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

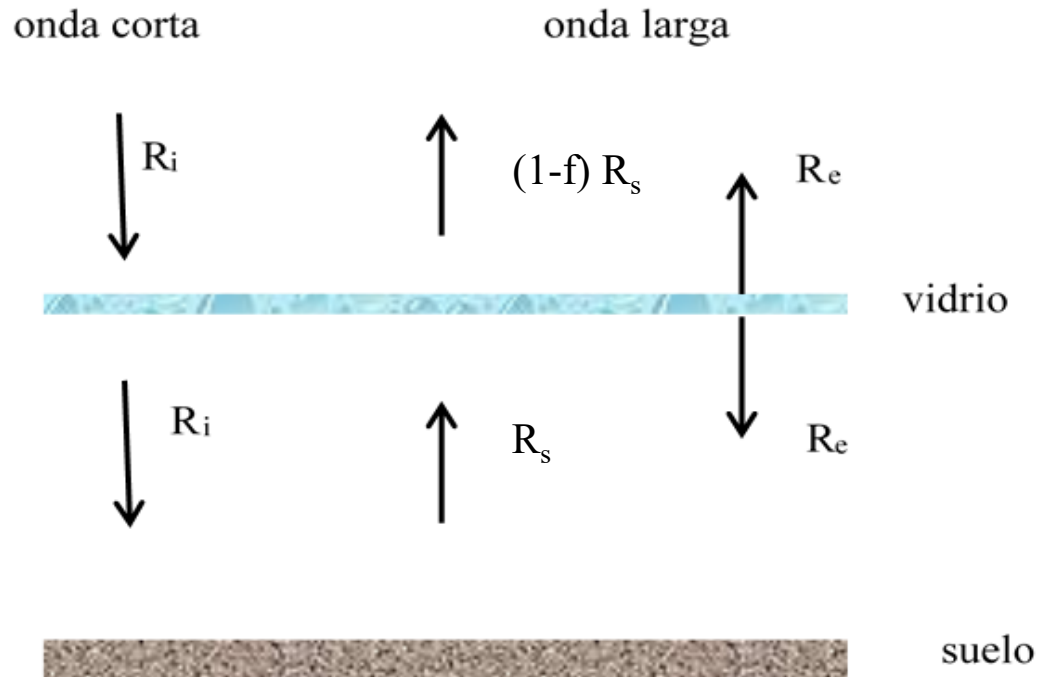
### 3.4 Efecto Invernadero

- Los principales gases que constituyen alrededor del 99% de la atmósfera ( $N_2$  y  $O_2$ ) son moléculas constituidas por dos átomos idénticos por lo que carecen de momento dipolar y por lo tanto no intervienen en el efecto invernadero.

El efecto invernadero puede representarse mediante un modelo sencillo. Se asume que existe una lámina delgada paralela a la superficie de la Tierra a una cierta distancia del suelo y que esa lámina deja pasar toda la radiación incidente (normalmente de longitudes de onda corta) pero absorbe una fracción  $f$  de la radiación emitida por la Tierra (generalmente de longitudes de onda  $\lambda \geq 4\mu\text{m}$ ).

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero



La lámina de vidrio es transparente frente a la radiación de onda corta procedente del Sol ( $R_i$ ). Esa radiación calienta el suelo hasta una temperatura  $T_s$  que se re-emite al espacio como radiación de onda larga ( $R_s$ ).

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

Como la lámina absorbe una fracción  $f$  de esa radiación. La lámina se calienta y emite  $R_e$  en ambas direcciones. Se alcanza el equilibrio cuando los flujos hacia arriba y hacia abajo se compensan:

$$R_i = (1-f) R_s + R_e$$

$$R_i = R_s - R_e$$

Despejando entre ambas ecuaciones

$$R_s = R_i / (1 - 0.5f)$$

Teniendo en cuenta que  $R_s$  y  $T_s$  están relacionados a través de la ley de Stefan-Boltzmann, se puede calcular la temperatura del suelo.

$$R_s = \sigma T_s^4$$

$$T_s^4 = \frac{R_i}{(1 - 0.5f)^2}$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

Si  $f = 0$ , la atmósfera no interviene en el balance energético, entonces se recupera el resultado anterior con  $R_i$  como la radiación del Sol incidente a la que se le ha sustraído el albedo con una temperatura de equilibrio del orden de **18°C**.

Como caso límite ( $f=1$ ), la lámina absorbe toda la radiación de onda larga, de tal forma que  $R_i = R_e$ , con lo que la temperatura de equilibrio sería del orden de los **30°C**.

Pero la temperatura media es del orden de 15°C (288K). Esto equivale a una radiación de energía del orden de los  $390 \text{ Wm}^{-2}$ .

**$390 \text{ Wm}^{-2}$**  de energía extra aportada por los gases de efecto invernadero.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

La realidad es bastante más compleja.

1. La atmósfera no es únicamente una delgada lámina, el proceso anterior sucede en toda la atmósfera, siendo diferente en cada punto y dependiendo de sus propiedades y composición. Es de especial importancia la cubierta nubosa, así como el tipo de nubes.
2. La energía debe dividirse en más que dos únicas bandas (onda corta y onda larga), ya que las propiedades de absorción dependen de la longitud de onda.
3. Los comportamientos medios, tanto espaciales como temporales, sufren importantes variaciones, dependiendo de si se está sobre la tierra o sobre el océano, si es de día o de noche o del periodo del año.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.4 Efecto Invernadero

La realidad es bastante más compleja.

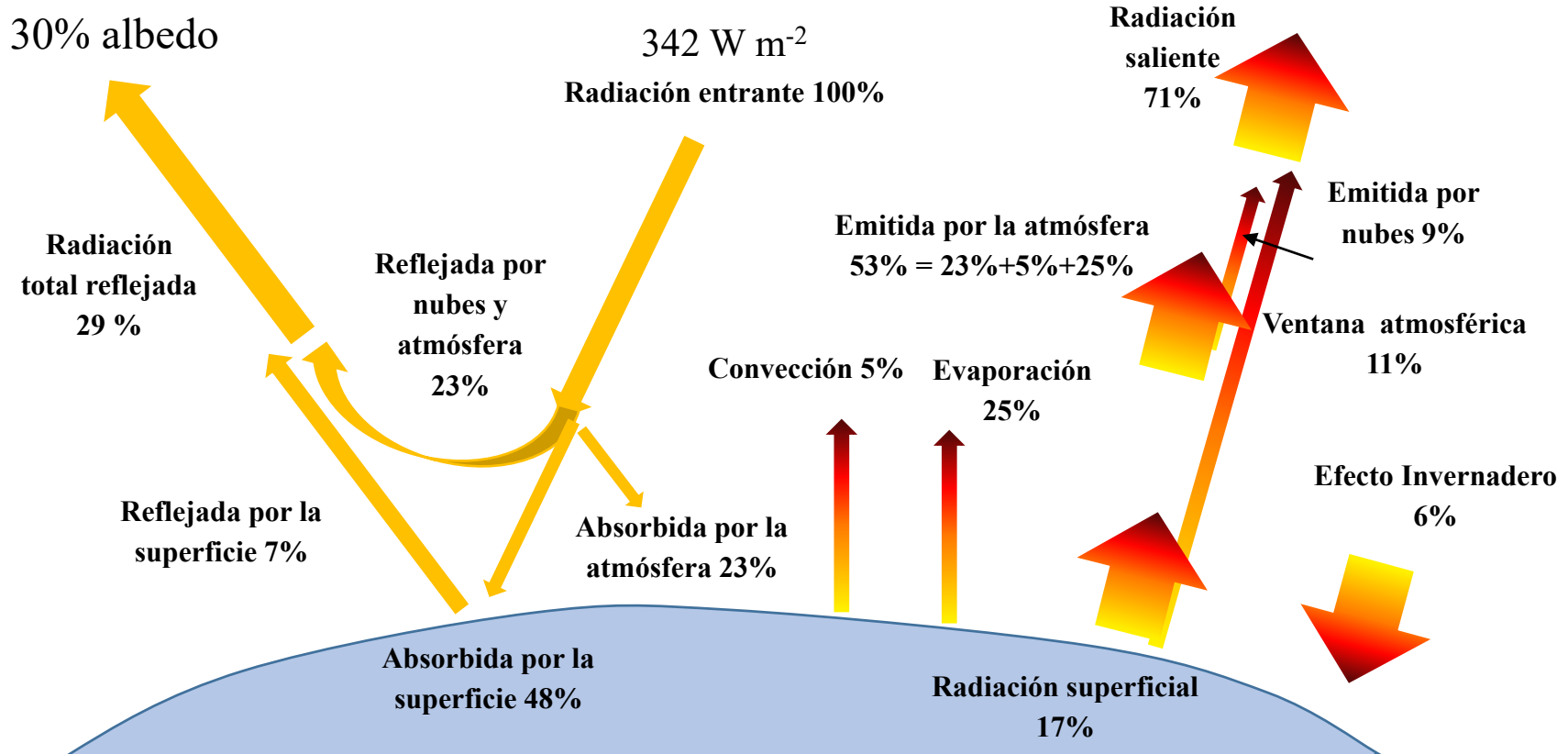
4. Finalmente, se ha asumido que toda la energía es radiada, pero existen numerosos procesos físicos que influyen en el balance energético tales como, por ejemplo, la convección o el calor latente asociado a procesos de evaporación.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

Diferentes flujos que dan lugar al balance energético de la Tierra. Parte izquierda radiación entrante y parte derecha la radiación reemitida por la Tierra.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

Prácticamente toda la luz pasa a través de la atmósfera.

Sólo una pequeña fracción de luz roja, amarilla y naranja se ve afectada por el aire.

Una pequeña fracción de longitud de onda más corta (violeta y azul) es absorbido por las moléculas de gas.

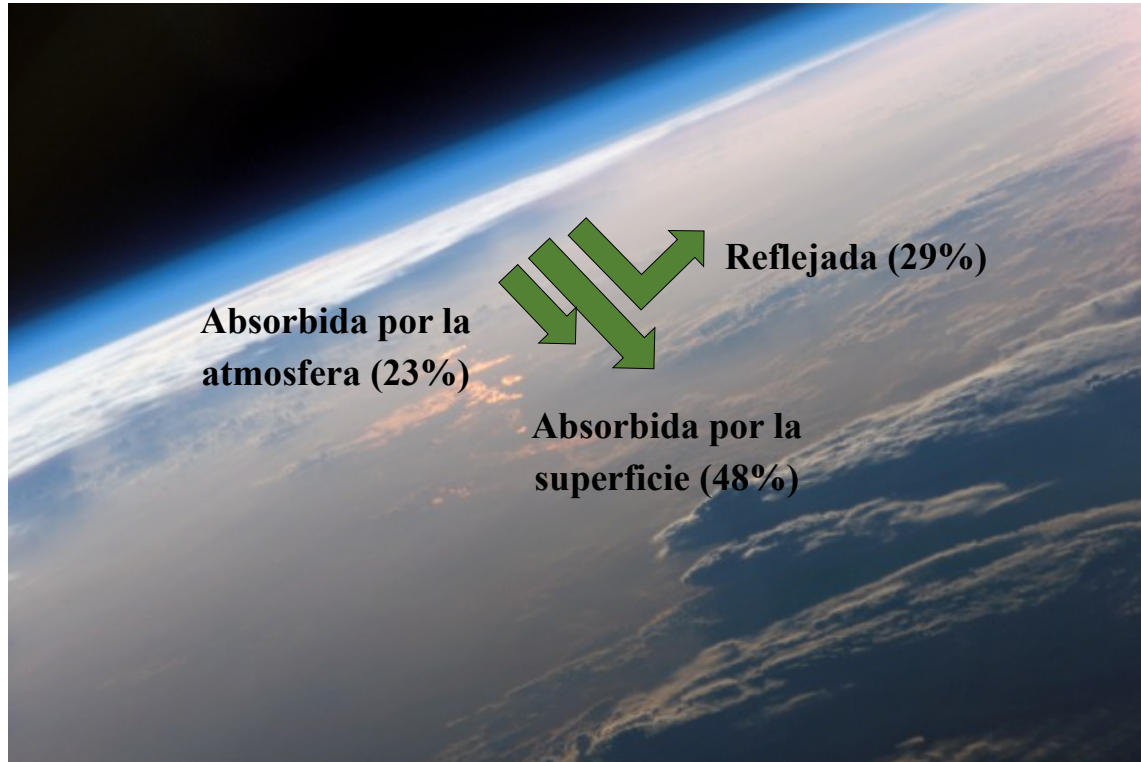
La luz absorbida se dispersa en todas direcciones haciendo que el cielo parezca azul.

En la Luna dónde no hay atmósfera el cielo es negro y el Sol se ve blanco.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

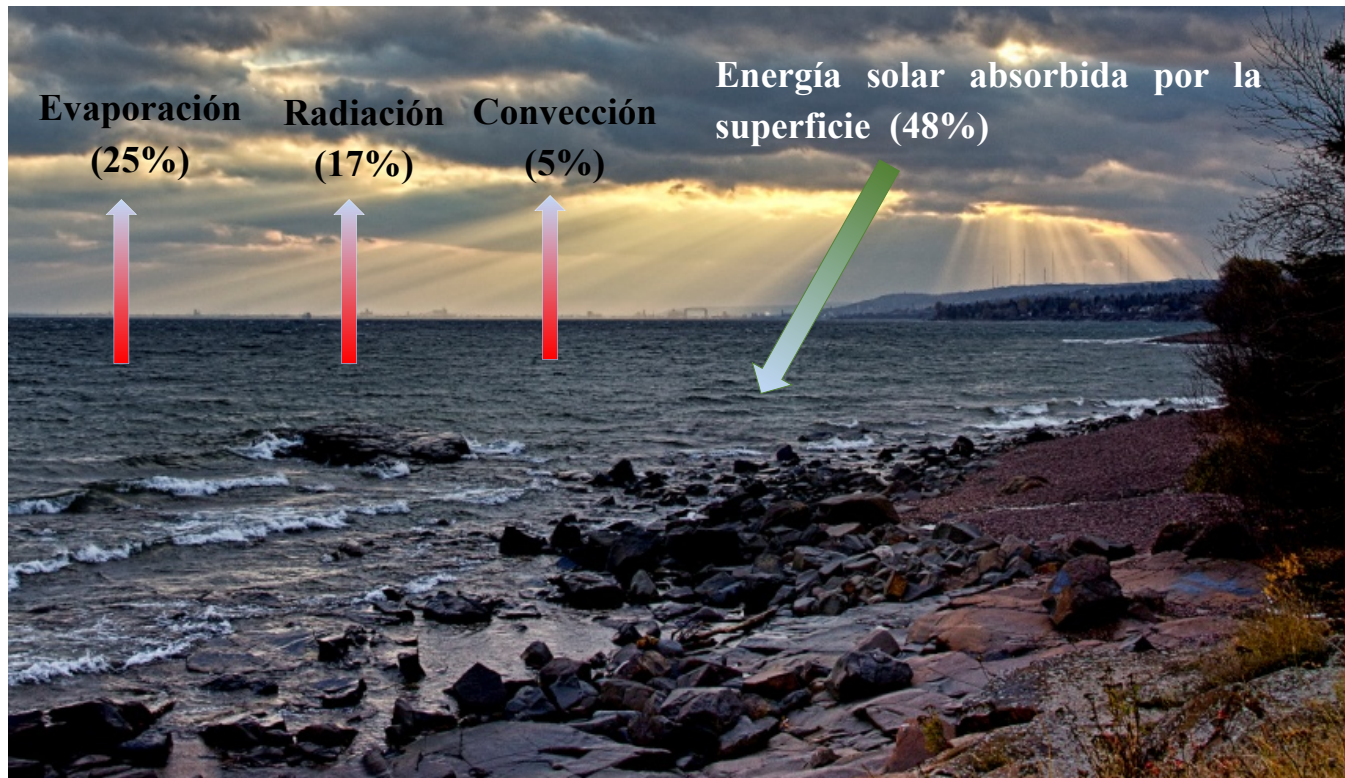
Reparto de la radiación incidente.



ISS013E08946

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

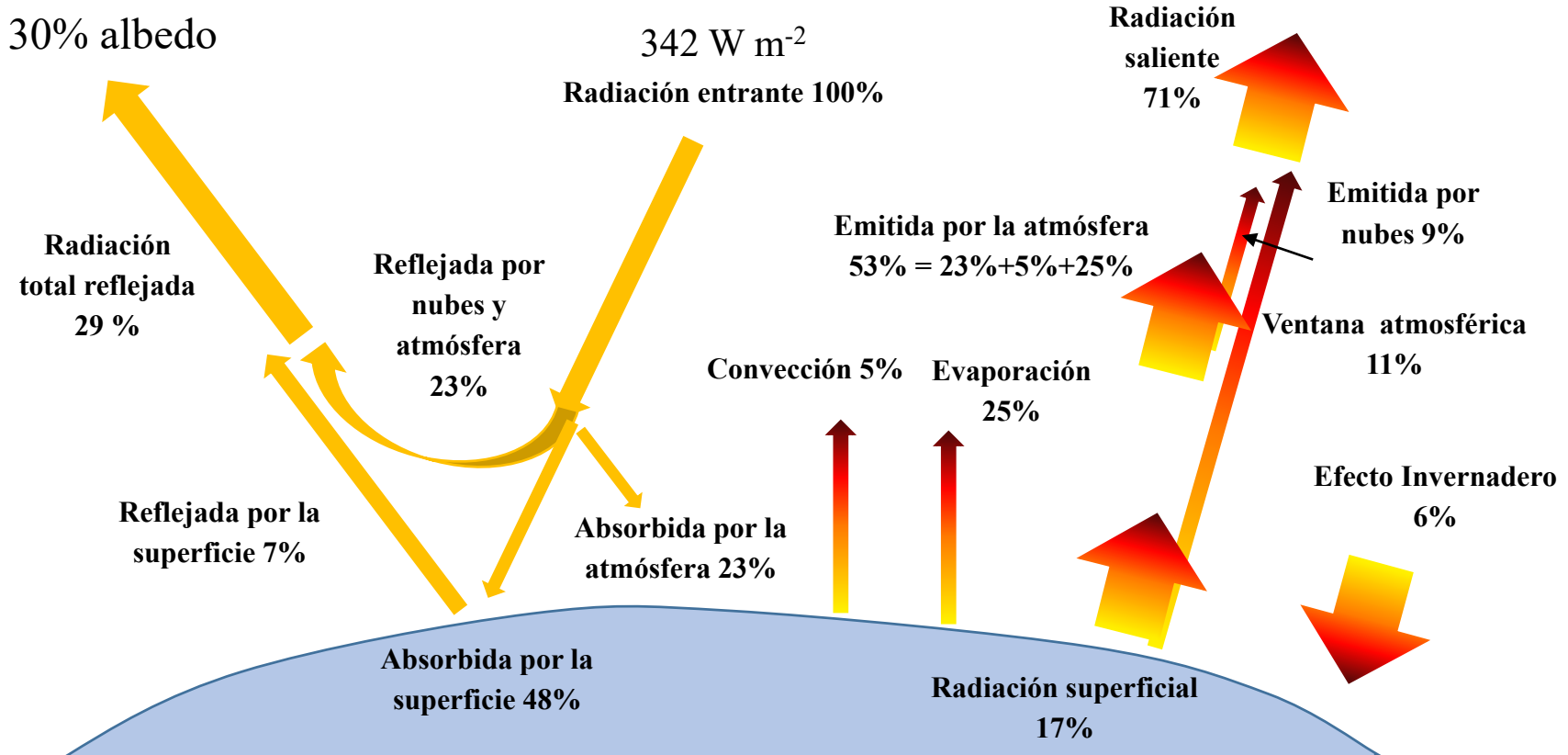
### 3.5 Balance energético de la Tierra



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

Diferentes flujos que dan lugar al balance energético de la Tierra. Parte izquierda radiación entrante y parte derecha la radiación reemitida por la Tierra.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

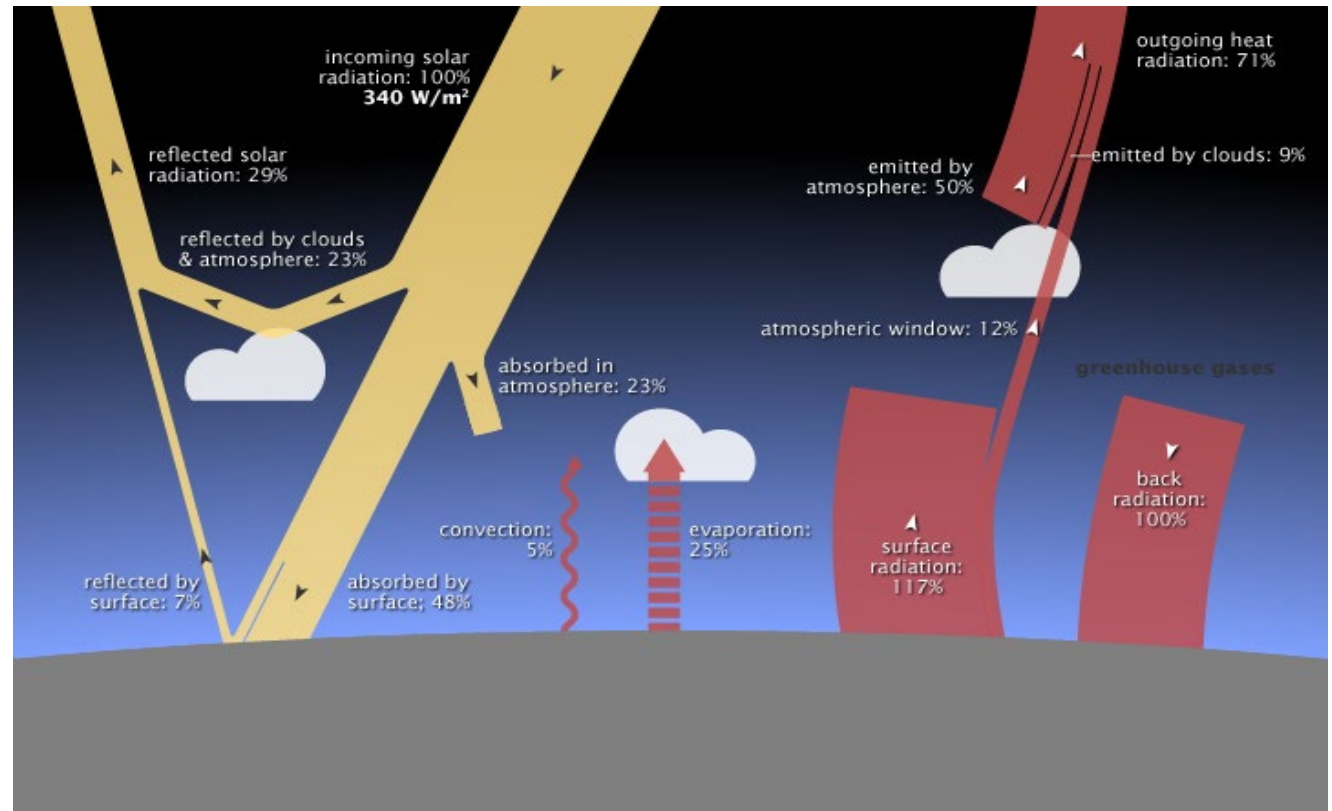
### 3.5 Balance energético de la Tierra

La atmosfera radia ~53% de la energía solar incidente. Proviene de:

23% de la energía incidente que absorbe directamente

25% que proviene de la evaporación superficial y

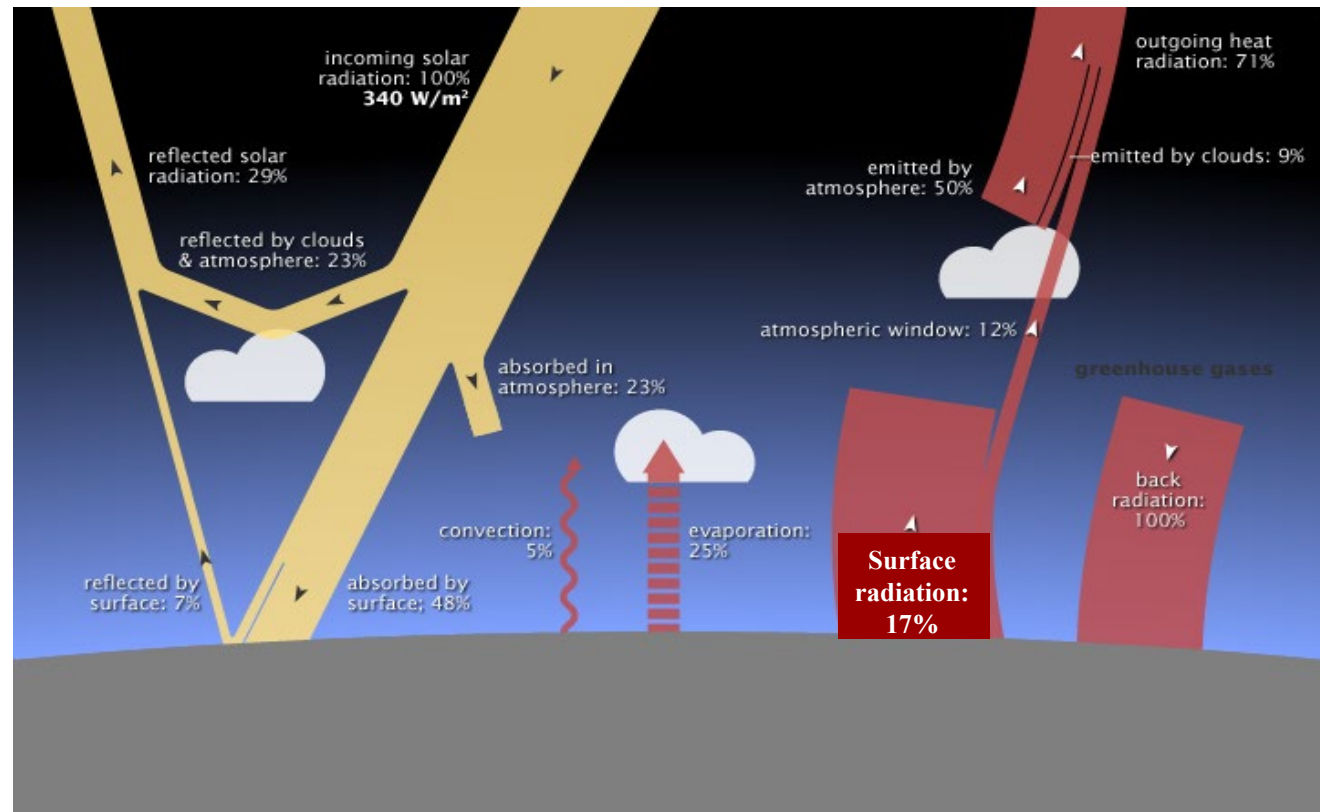
5% de la convección.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

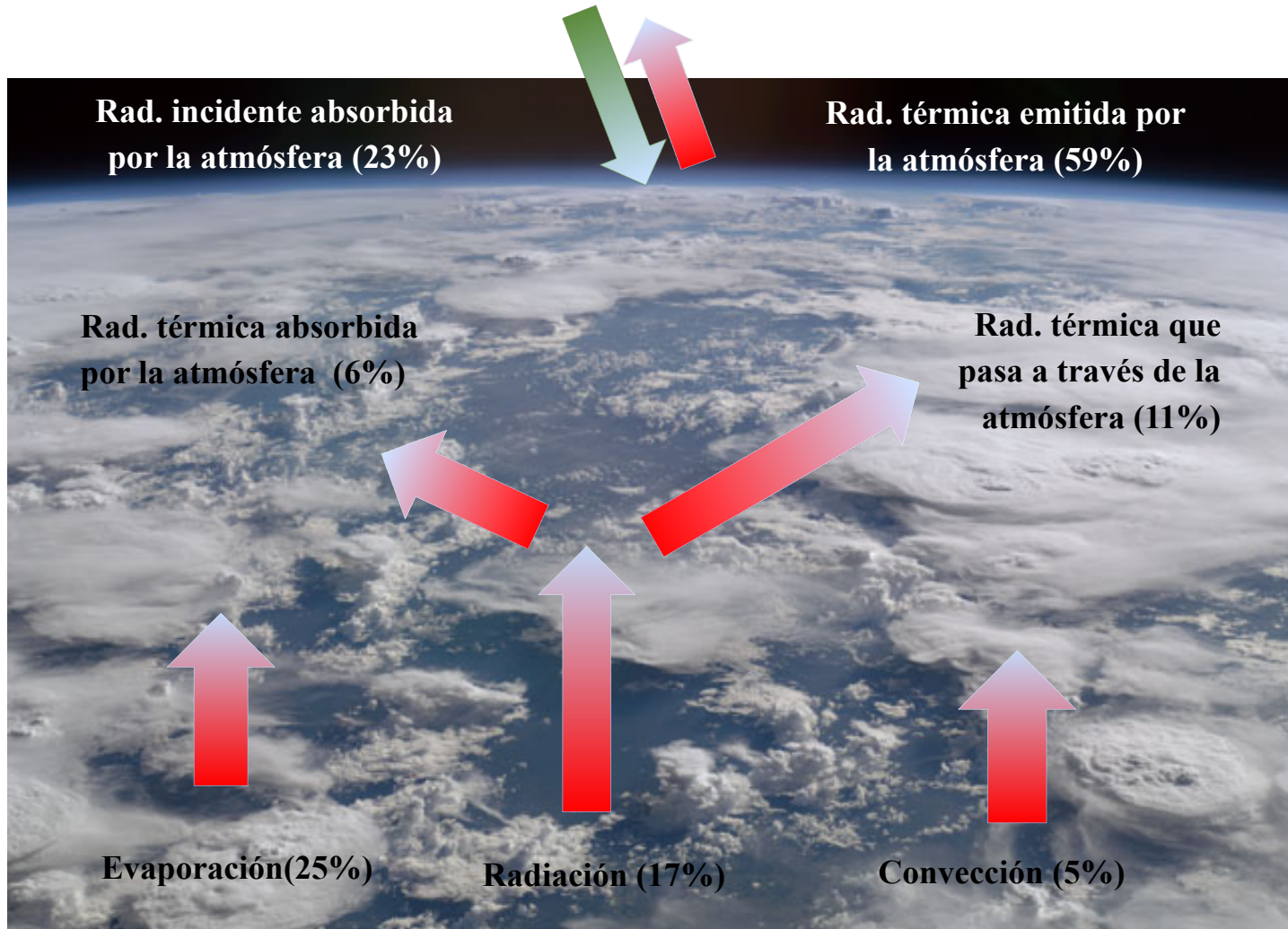
### 3.5 Balance energético de la Tierra

Del 17% de radiación infrarroja emitida por la superficie, el 6% es absorbido por la atmósfera (efecto invernadero) mientras que el 11% restante pasa libremente a través de la atmósfera.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra





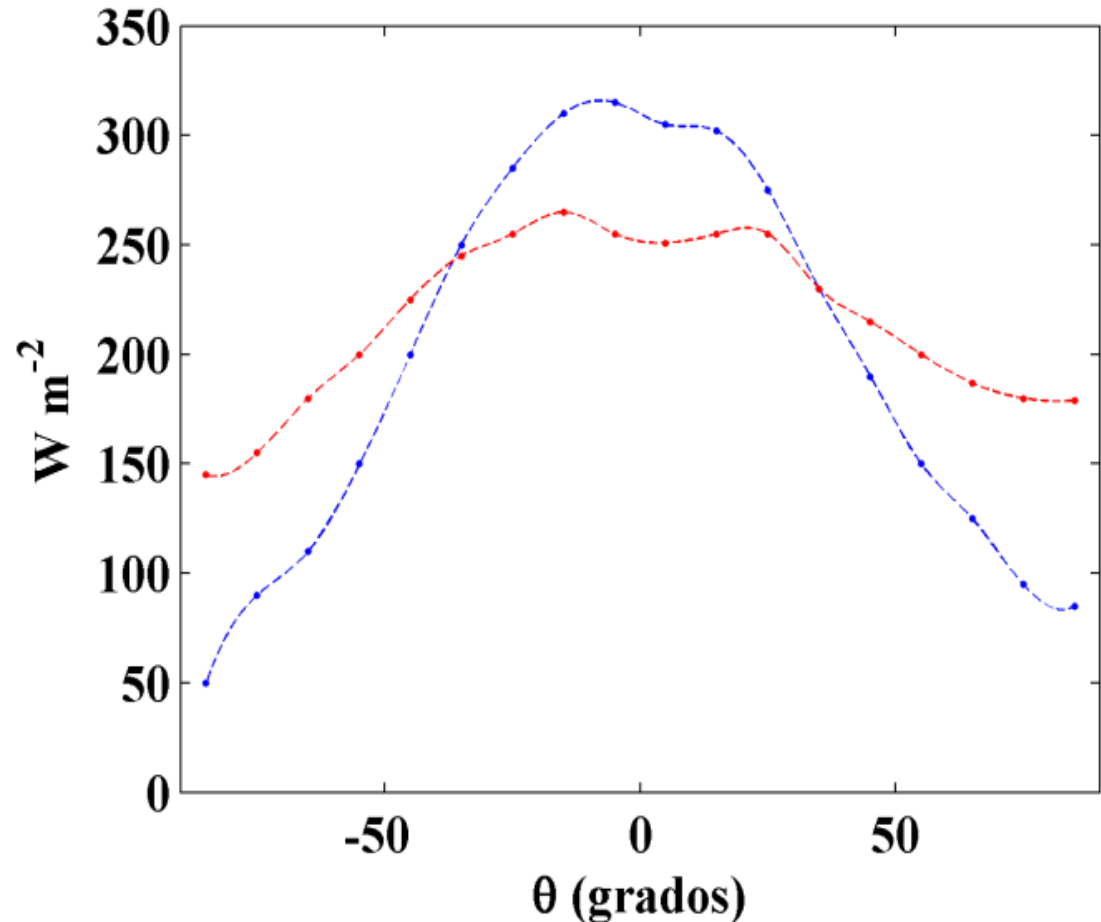
## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

#### *Gradientes horizontales*

- El calor latente y el sensible, se distribuyen de forma desigual debido al efecto conjunto de los vientos y de las corrientes oceánicas.

La energía que llega a la atmósfera y la absorbida varían con la latitud.



Esta distribución de la energía hacen el planeta más habitable.

Línea azul radiación absorbida, línea roja radiación emitida (que es función de la T)<sup>33</sup>

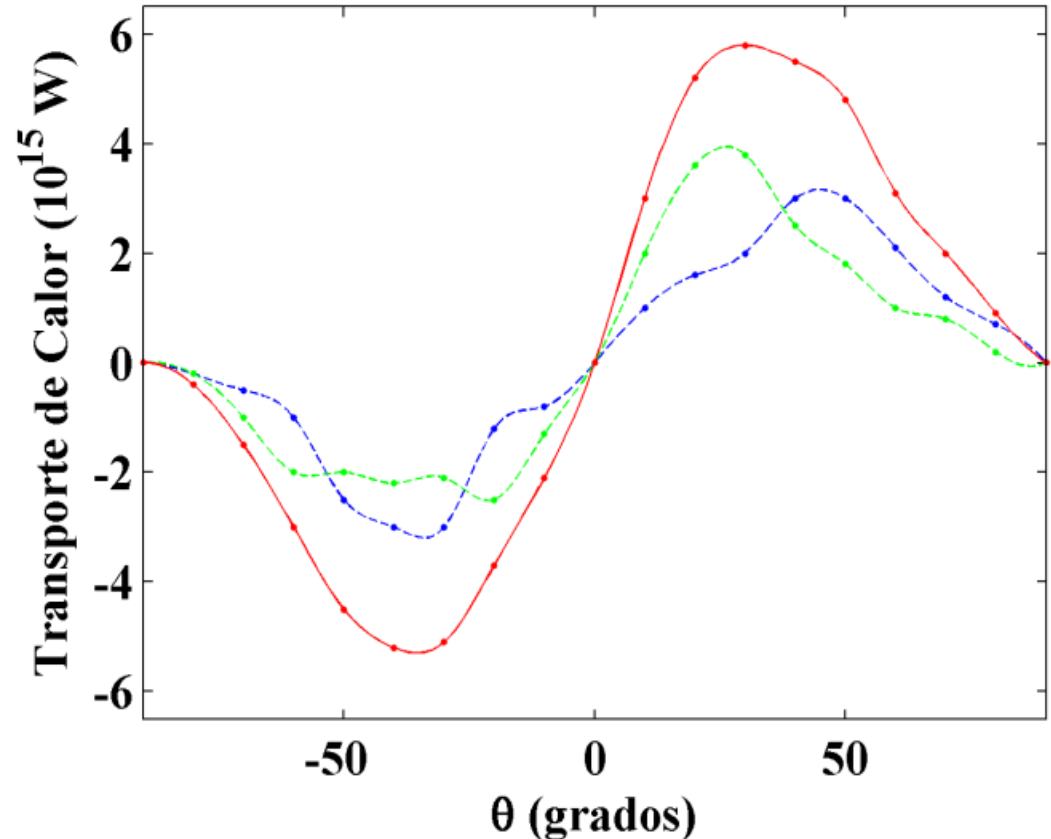
## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

#### *Gradientes horizontales*

La circulación oceánica y atmosférica contribuyen en el transporte de calor hacia los polos.

Calor transportado hacia los polos por el océano (línea verde), la atmósfera (línea azul) y total (línea roja).



Los valores positivos corresponden a flujos hacia el norte y los negativos hacia el sur.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.5 Balance energético de la Tierra

#### *Procesos convectivos*

- El aire calentado por contacto con la superficie tiende a subir.
- Este proceso produce no sólo el transporte hacia arriba de calor, sino también de vapor de agua.
- La cantidad de vapor de agua en la atmósfera modifica las propiedades de absorción-radiación de energía.
- La atmósfera puede contener sólo una cierta cantidad de vapor de agua (valor de saturación). Cuando se alcanza se condensan gotas de agua y se forman nubes.
- En el proceso de evaporación se produce enfriamiento debido al calor latente, ese calor se devuelve al producirse la condensación en las nubes.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.6 Variaciones en la radiación solar

La irradiancia solar,  $S_0 = W/A = 1368 \text{ Wm}^{-2}$ , no es constante.

No toda la Tierra recibe la misma cantidad de energía, la cantidad de radiación global recibida por la Tierra es inversamente proporcional a la distancia al Sol, mínima durante el perihelio y máxima durante el afelio.

Además:

Ciclos de Scwabe (11 años)

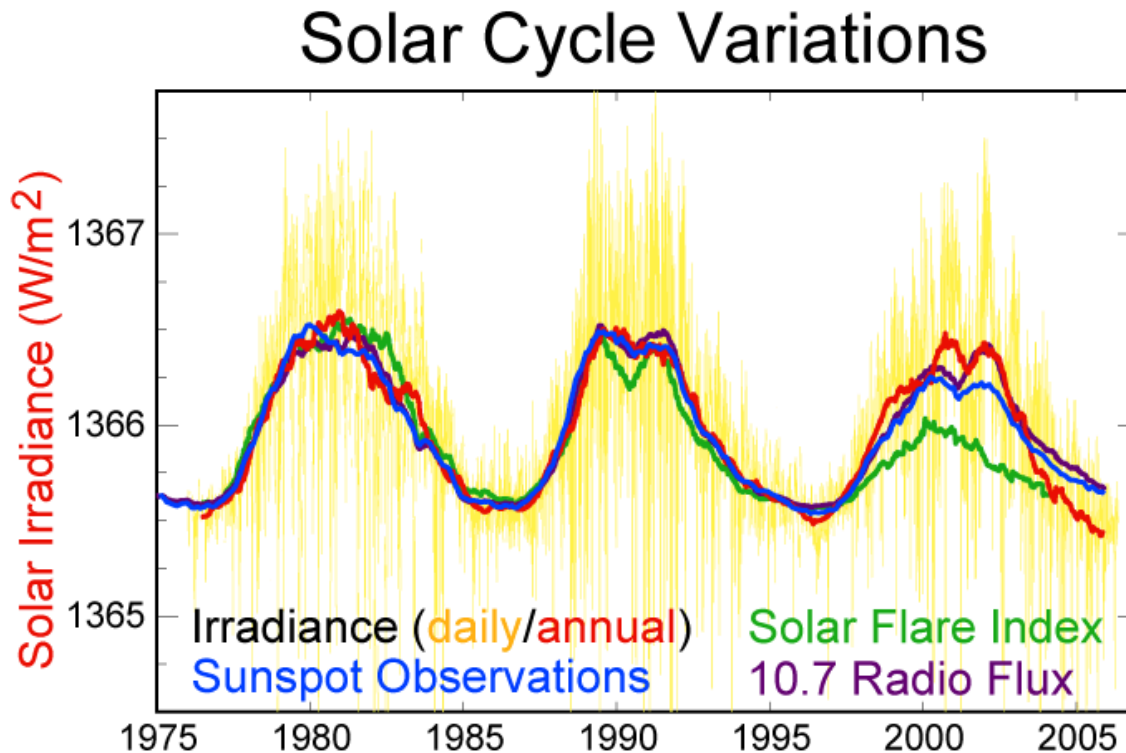
Ciclos de Gleissberg (70- 100 años)

Variaciones debidas a los ciclos de Milankovitch

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.6 Variaciones en la radiación solar

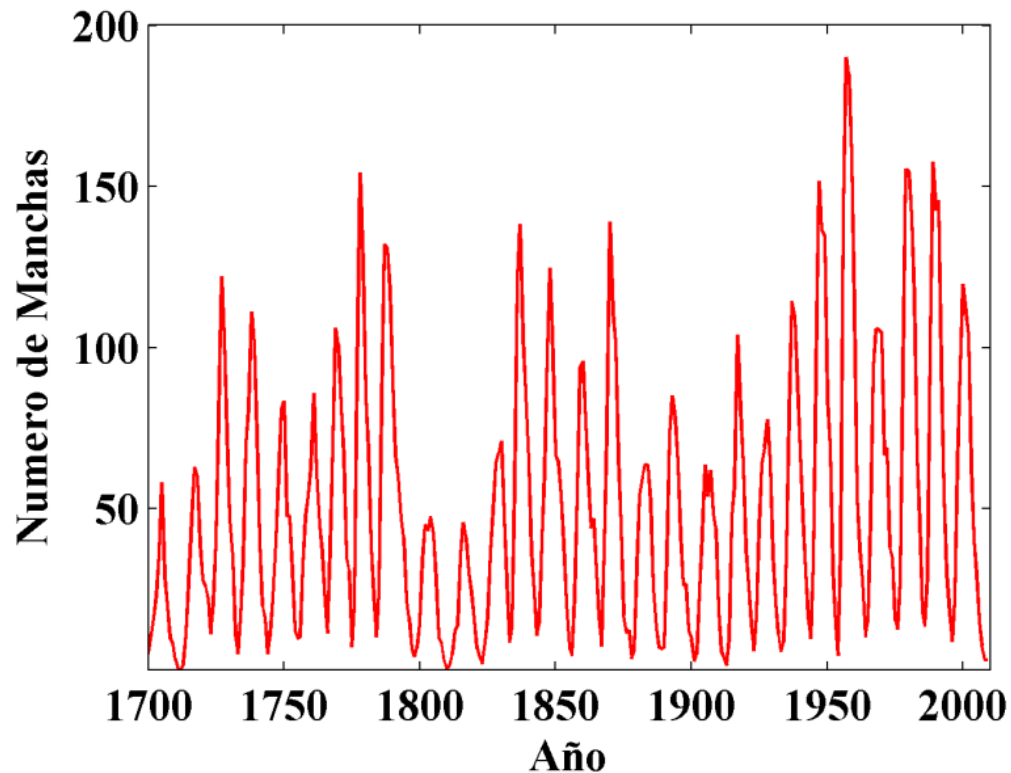
**Ciclos de Schwabe.** Varían con un periodo de 11 años. Periodo muy corto como para tener incidencia sobre el clima.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.6 Variaciones en la radiación solar

Se media antiguamente contando manchas solares y en la actualidad a partir de medidas de satélite de radiancia.



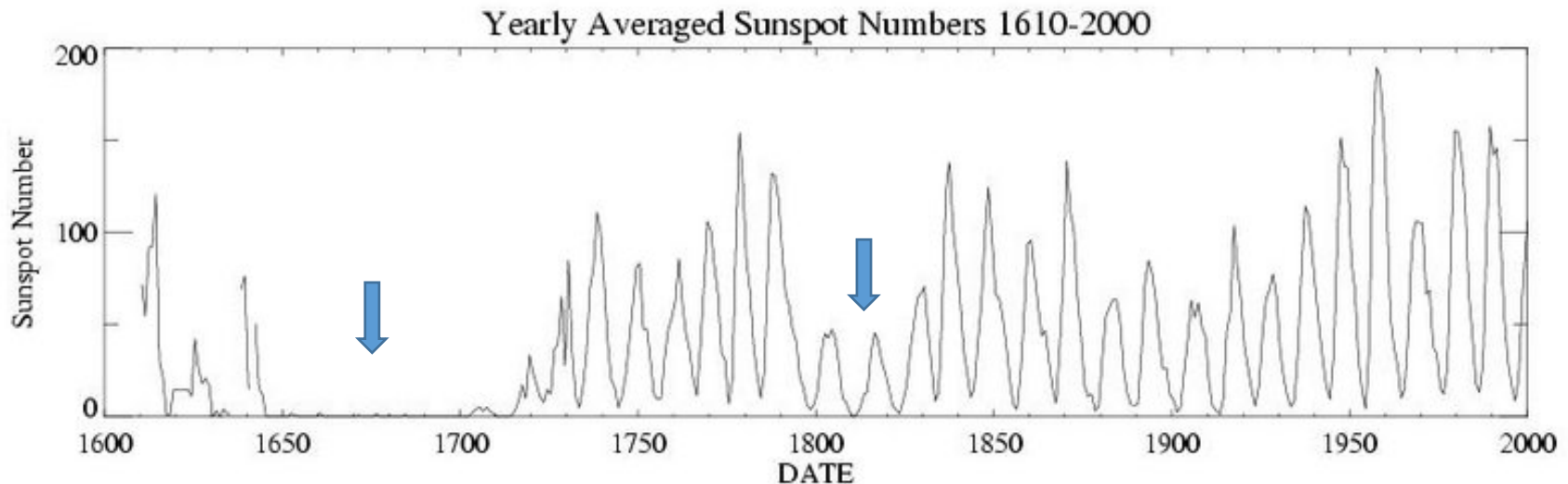
## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.6 Variaciones en la radiación solar

**Ciclos de Gleissberg:** amplitud de oscilación similar al los ciclos de Schwabe.

Duración 87 años aproximadamente (70- 100 años).

Mayor efecto sobre el clima debido a su duración. Se le relaciona con el Mínimo de Maunder (1645- 1715) y el de Dalton (1800-1830). Fueron periodos de actividad solar extraordinariamente baja.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

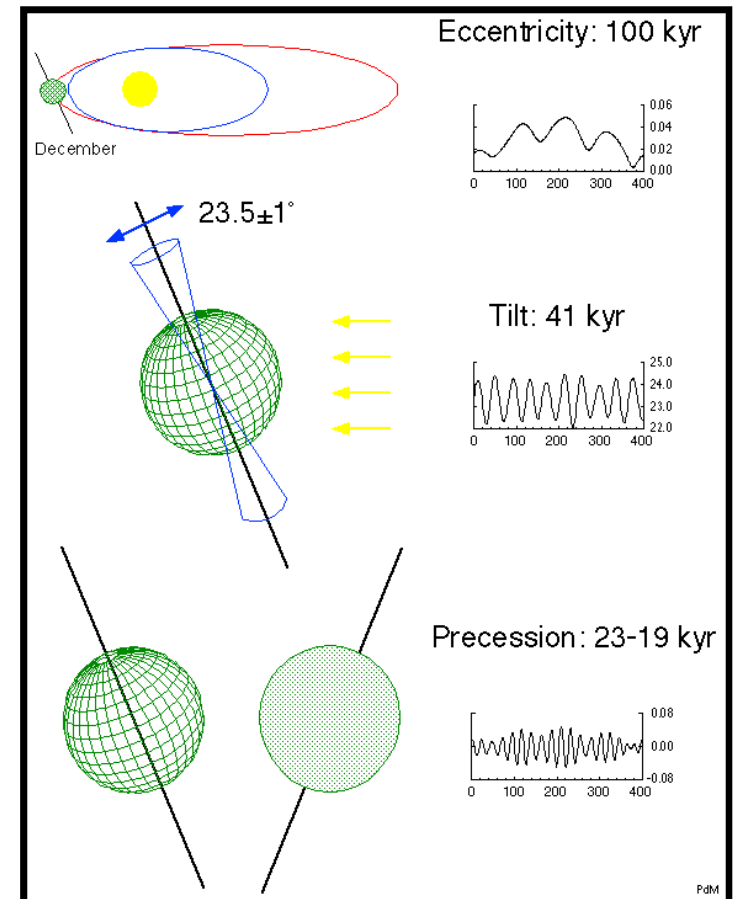
### 3.6 Variaciones en la radiación solar

#### Ciclos de Milankovitch

##### 1. Excentricidad de la órbita.

Circunferencia perfecta ( $e=0$ ), para la órbita terrestre actualmente es  $e=0.017$ .

La excentricidad varía entre 0.005 y 0.06 con una periodicidad de aproximadamente 100000 años.





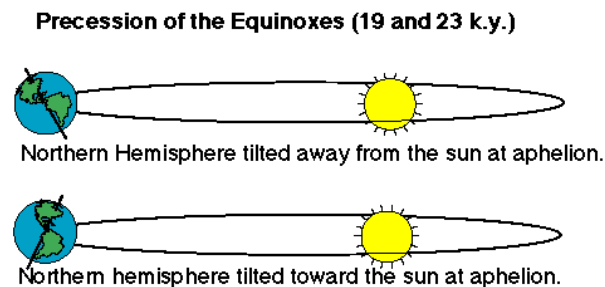
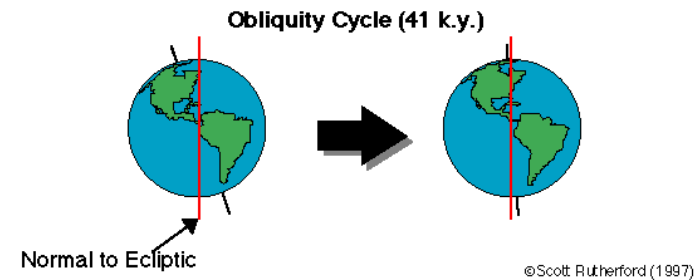
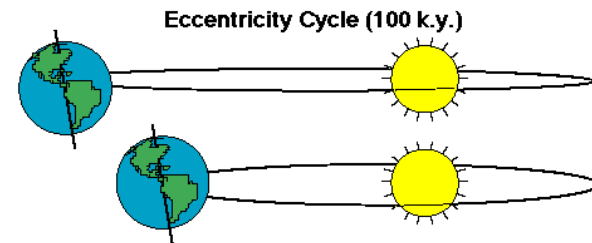
# 3. BALANCE ENERGÉTICO

## 3.6 Variaciones en la radiación solar

### Ciclos de Milankovitch

#### 2. Oblicuidad.

Inclinación del eje de rotación con respecto a la normal a la elíptica. Actualmente la oblicuidad es de aproximadamente  $23.5^\circ$  y varía entre valores límite de  $22.1^\circ$  y  $24.5^\circ$  con una periodicidad de aproximadamente 41000 años.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.6 Variaciones en la radiación solar

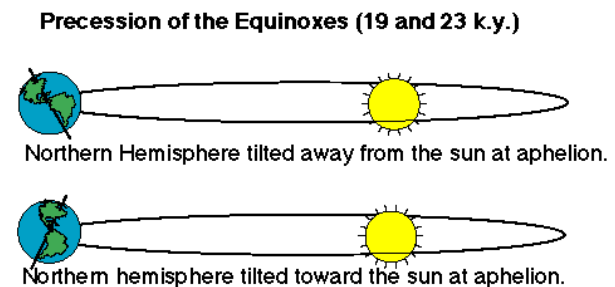
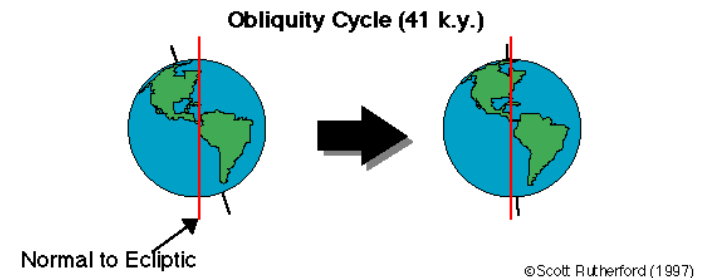
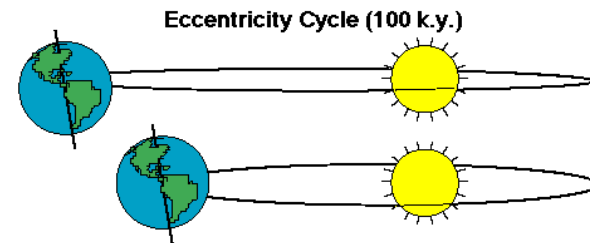
#### Ciclos de Milankovitch

##### 3. Precesión.

Cambio en la dirección hacia la cual se dirige el eje de rotación, cuya trayectoria describe una circunferencia cada 26.000 años.

La órbita elíptica descrita por la Tierra alrededor del Sol también rota.

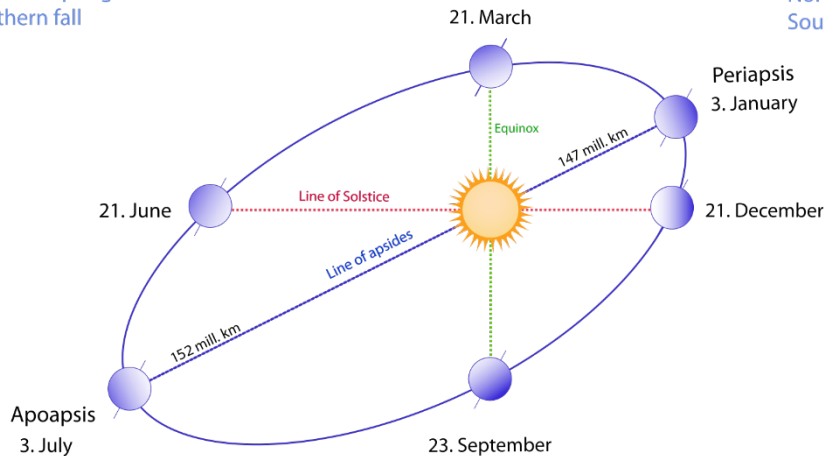
Fruto de ambas precesiones se obtiene una periodicidad de alrededor de 21000 años.



# 3. BALANCE ENERGÉTICO

## 3.6 Variaciones en la radiación solar

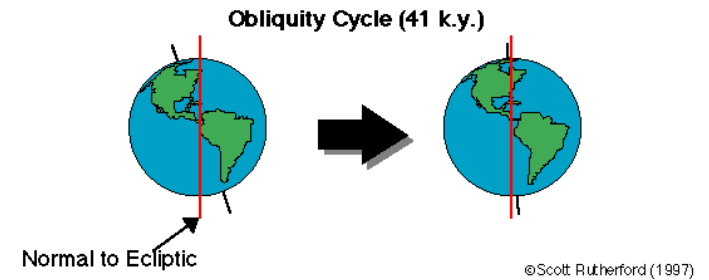
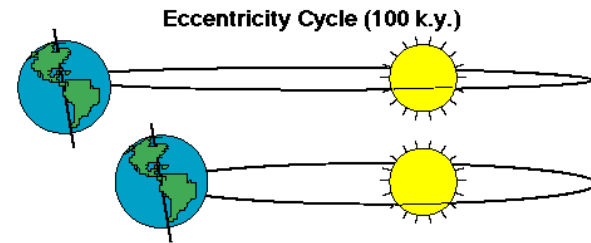
Northern spring/  
Southern fall



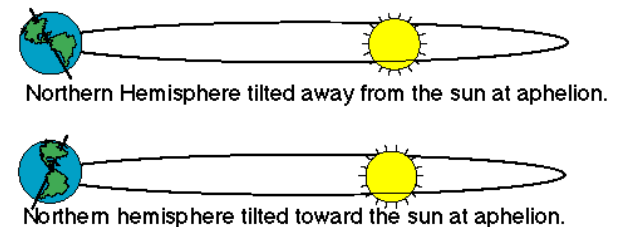
Northern summer/  
Southern winter

Northern winter/  
Southern summer

Northern fall/  
Southern spring



**Precession of the Equinoxes (19 and 23 k.y.)**



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

El océano como la tierra y la atmósfera están sujetos a cambios en la cantidad de calor que ceden y reciben.

Tanto la capacidad calorífica de la atmósfera como su masa son muy pequeñas en comparación con las del océano, de tal forma que los flujos de calor son también moderados.

De forma similar, se pueden comparar también los flujos correspondientes a la tierra y al océano.

Asumiendo que la tierra está cubierta por roca, y tomando un área de  $1 \text{ m}^2$  tanto de agua como de roca, pueden calcularse los cambios de energía que se dan durante el año siguiendo la expresión:

$$\Delta E = m c_p \Delta T$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Asumiendo:

$c_p$  el calor específico y  $\Delta T$  es el máximo cambio de temperatura durante un ciclo anual.

$c_p = 4.2 \text{ kJ g}^{-1} \text{ K}^{-1}$  del agua

$c_p = 0.85 \text{ kJ g}^{-1} \text{ K}^{-1}$  para la roca (0.84 para el basalto, 0.79 para el granito y 0.92 para la arenisca, por poner algunos ejemplos).

Densidad del agua es del orden de  $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ,

Densidad de la roca es del orden de  $2800 \text{ kg m}^{-3}$  (2800-3000 para el basalto, 2600-2700 para el granito y 2700-2800 para la arenisca).

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Asumiendo:

Conductividad térmica de las rocas moderada, apenas el primer metro desde la superficie sufre importantes cambios de temperatura durante el año.

En el agua, los 100 primeros metros pueden sufrir cambios apreciables de temperatura, debido principalmente a procesos de convección.

La amplitud térmica tiende a ser mayor en tierra que en el agua. Tomando valores de Gómez-Gesteira et al. (2011) correspondientes a la parte noroeste de la Península Ibérica, la amplitud térmica media en el océano cerca de costa es del orden de  $7^{\circ}\text{C}$ , mientras que en tierra, para zonas interiores, es del orden de los  $16^{\circ}\text{C}$ .

Sustituyendo en la ecuación:

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Podremos comparar entre la variación de energía absorbida por la superficie terrestre y por el océano por  $m^2$ :

$$\Delta E_{oc} = 4,2 \times (100 \times 1025 \times 10^3) \times 7 \approx \mathbf{3 \times 10^9 \text{ KJ}} \text{ (100 primeros m)}$$

$$\Delta E_{sp} = 0,85 \times (1 \times 3000 \times 10^3) \times 16 \approx \mathbf{4.1 \times 10^7 \text{ KJ}} \text{ (primer m)}$$

Puede observarse que el almacenamiento de calor por metro cuadrado de superficie es aproximadamente 100 veces mayor para el océano que para la tierra.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

El calor neto ( $Q$ ) que el océano puede ganar o perder está formado por distintas componentes:

$$Q = Q_i - Q_{IR} - Q_S - Q_L + Q_C$$

en  $\text{W m}^{-2}$ .

Debe tenerse en cuenta un criterio de signos, aquí hemos asumido que lo que recibe el océano tiene signo positivo y lo que emite signo negativo.



## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Términos:

a) **Insolación ( $Q_i$ )**. Flujo total de energía absorbida en el océano. Es principalmente radiación de onda corta debido al espectro de emisión del Sol.

$$30 \text{ W m}^{-2} < Q_i < 250 \text{ W m}^{-2}$$

Es altamente dependiente de: la hora del día, de la estación, de la latitud y de la cubierta de nubes.

b) **Flujo de energía en el infrarrojo ( $Q_{IR}$ )**. Emitido por cualquier cuerpo en función de su temperatura. Para el océano el pico de máxima emisión está en el IR.

$$30 \text{ W m}^{-2} < Q_{IR} < 60 \text{ W m}^{-2}$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Términos:

c) **Flujo de calor sensible ( $Q_S$ )**. Flujo de calor de los procesos convectivos. Los procesos convectivos se intensifican con la velocidad del viento y con la diferencia de temperatura entre el agua y el aire.

$$5\text{W m}^{-2} < Q_S < 40\text{Wm}^{-2}$$

Se calcula mediante la expresión:

$$Q_S = \rho_a c_p c_s U_{10} (T_s - T_a)$$

d) **Flujo de calor latente ( $Q_L$ )**. Flujo de energía transportada por el agua evaporada.

Depende de la velocidad del viento y la humedad relativa de aire

$$10\text{W m}^{-2} < Q_L < 125\text{Wm}^{-2}$$

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Términos:

Se calcula mediante la expresión:

$$Q_L = \rho_a L_E c_L U_{10} (q_s - q_a)$$

e) **Calor transportado por las corrientes ( $Q_c$ )**. Son altamente variables dependiendo del punto y del instante. Es responsable de la distribución de energía en el océano. Ej. La corriente del Golfo.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### 3.7 Balance energético del océano

Los valores en la ecuaciones anteriores se calculan a partir de los coeficientes que se muestran en la Tabla.

Símbolo	Variable	Valor
$\rho_a$	Densidad del aire	1.225 kg m <sup>-3</sup>
$c_p$	Calor específico del aire	1.012 kJ g <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$c_s$	Coefficiente de transferencia de calor sensible	1000
$c_L$	Coefficiente de transferencia de calor latente	1200
$L_E$	Calor latente de evaporación	2.5×10 <sup>6</sup> J kg <sup>-1</sup>
$U_{10}$	Velocidad del viento a 10 m sobre la superficie.	m s <sup>-1</sup>
$T_a$	Temperatura del aire a 10 m sobre la superficie	°C o K
$T_s$	Temperatura del aire en la superficie	°C o K
$q_a$	Humedad específica del aire a 10 m sobre la superficie	kg(vapor)/kg (aire)
$q_s$	Humedad específica del aire sobre la superficie	kg(vapor)/kg (aire)

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### CUESTIONES

1. Teniendo en cuenta Leyes de Planck y Wien, dados dos cuerpos a temperaturas  $T_1 > T_2$  ¿Cuál de ellos tiene el máximo de emisión a mayor longitud de onda?
2. ¿Es realmente constante la constante solar? Explicar.
3. ¿Aumenta o disminuye la energía recibida por la Tierra desde el ecuador a los polos?
4. ¿Qué es el albedo?
5. ¿Cómo influye en el albedo la cubierta de nieve?
6. ¿Cuál sería la temperatura media de la Tierra en ausencia de atmósfera?
7. ¿De qué color es el Sol?
8. ¿Por qué los gases mayoritarios en la atmósfera  $O_2$  y  $N_2$  no producen efecto invernadero?

### 3. BALANCE ENERGÉTICO

#### CUESTIONES

9. ¿Por qué la radiación entrante en la atmósfera no produce efecto invernadero y la saliente sí?
10. ¿Cuáles son los mecanismos que transportan energía desde la superficie de la Tierra?
11. En su conjunto, la Tierra está en equilibrio, de tal forma que la energía ganada y perdida es la misma. ¿Qué pasa a nivel local?
12. ¿Cómo es la ganancia y pérdida de energía por parte del Hemisferio Norte en verano?
13. ¿Cómo se transporta principalmente el calor desde el ecuador a los polos?
14. ¿Cuál es el periodo del ciclo solar?
15. ¿Es probable que el ciclo solar afecte al clima? Explicar.

## 3. BALANCE ENERGÉTICO

### CUESTIONES

16. ¿Cuál es aproximadamente el porcentaje de variación de la energía recibida del Sol?
17. ¿Qué mecanismos relativos a la posición Tierra-Sol modifican la energía recibida?

### REFERENCIAS

Eddy, J.A. (1976) The Maunder Minimum. *Science*, 192, 1189-1202

Gill, A.E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.

Gómez-Gesteira, M., Gimeno, L., deCastro, M., Lorenzo, et al., (2011). The state of Climate in North- West Iberia. *Climate Research*. 48, 109–144. doi: 10.3354/cr00967.

### 3. BALANCE ENERGÉTICO

#### REFERENCIAS

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194 (4270), 1121–1132. doi:10.1126/science.194.4270.1121.

Kiehl, J.T., Trenberth, K.E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.

Lindsey, R. (2009). Climate and Earth's Energy Budget (<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/>).

Stewart, R.H. (2008) *Introduction to Physical Oceanography*.

Trenberth, K.E., Fasullo, J., Kiehl, J.T. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(2), 311–323.