

# LA RADIAZIONE

La principale sorgente di energia per la terra è la radiazione solare, la quale è distribuita sull'intero spettro elettromagnetico, parte più significativa per quanto riguarda il trasferimento radiativo nel sistema clima è nell'uv e IR.

La radiazione solare entrante in atmosfera viene

- assorbita
- riflessa
- subisce scattering

da parte dei gas, degli aerosols e delle nubi. Una parte attraversa l'atmosfera e raggiunge la superficie terrestre dove viene trasformata in calore o lavoro.

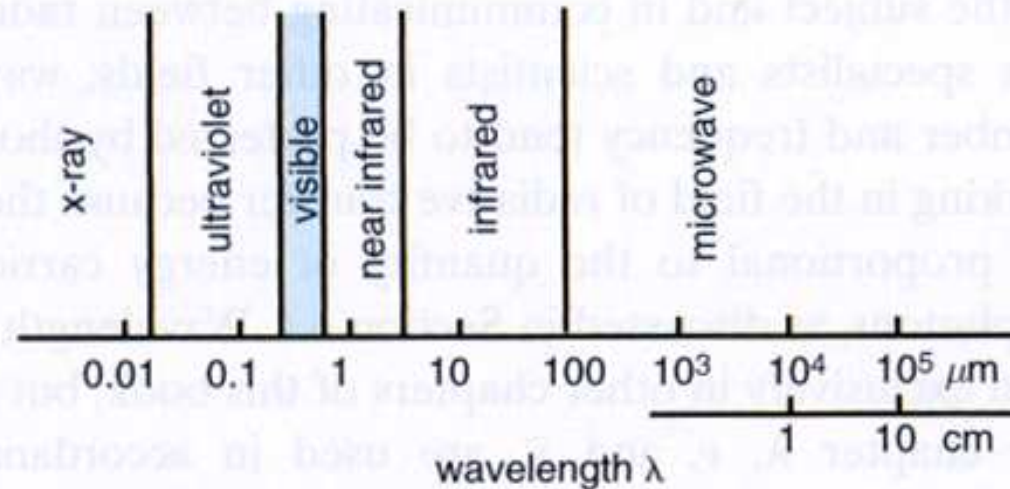
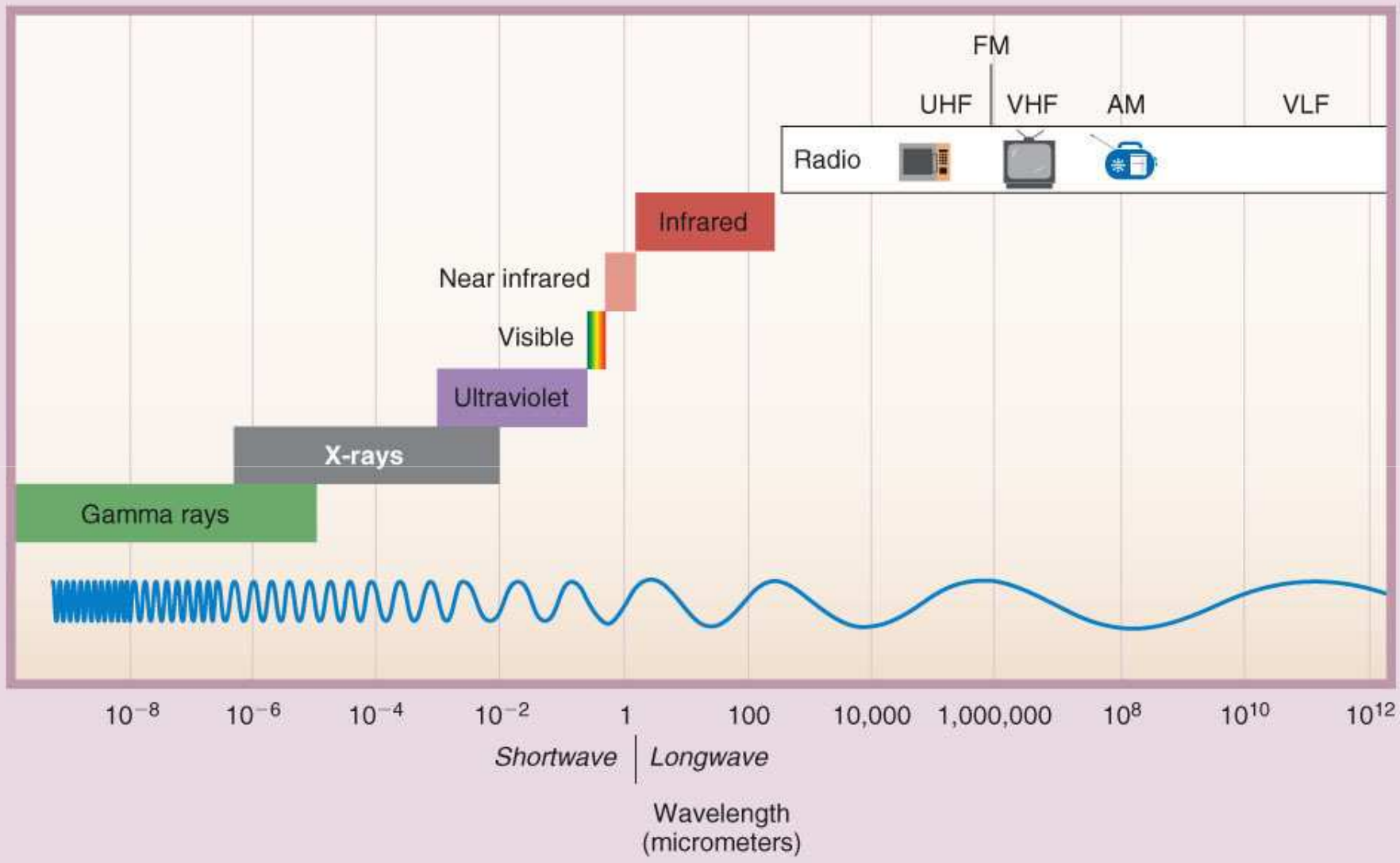
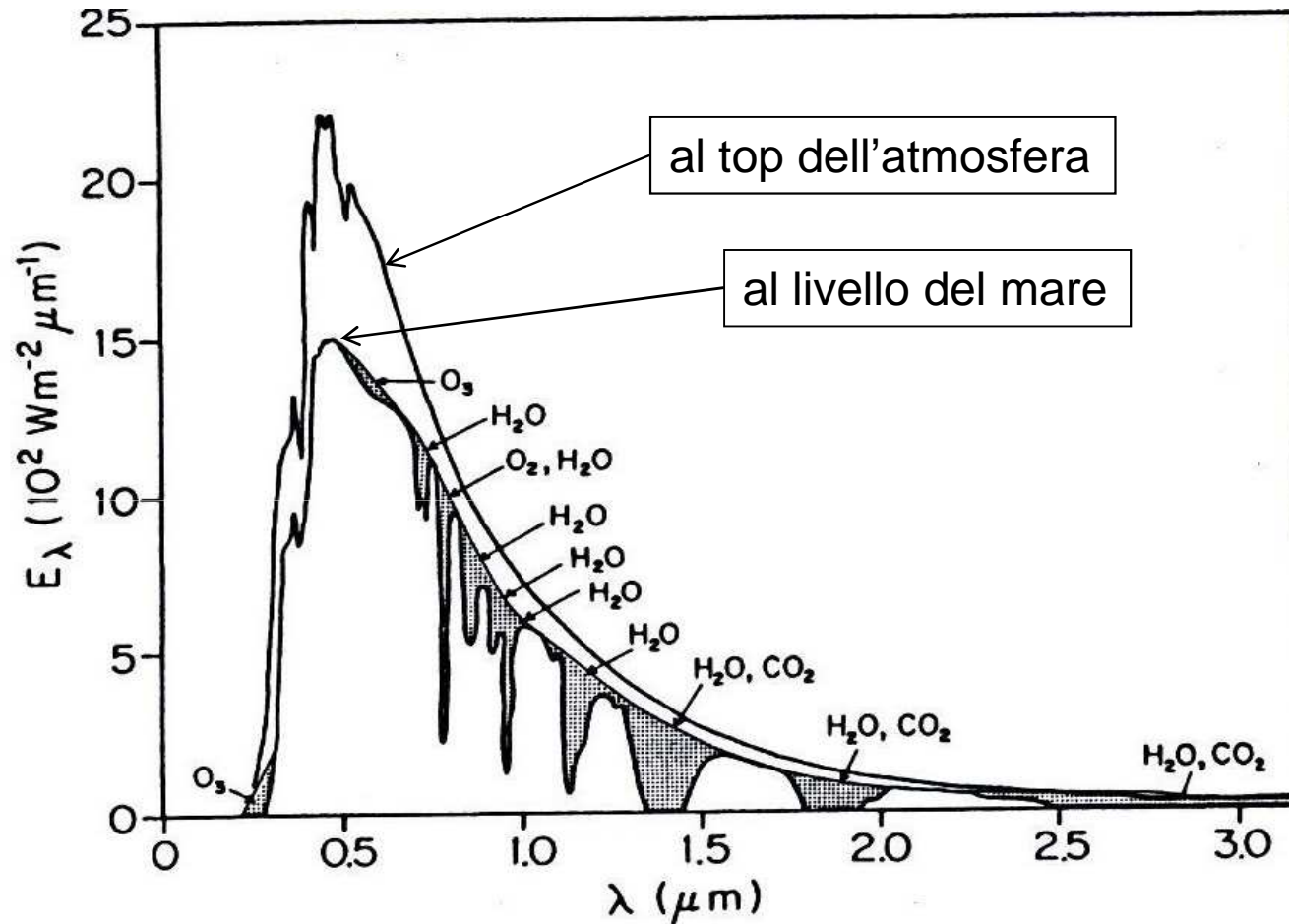


Fig. 4.1 The electromagnetic spectrum.



Distribuzione spettrale della radiazione solare al top dell'atmosfera e a livello del mare. La parte scura mostra l'assorbimento. La differenza fra le due curve rappresenta la parte di radiazione riflessa dall'atmosfera (aria, vapore, polveri, nubi) e che non giunge alla superficie

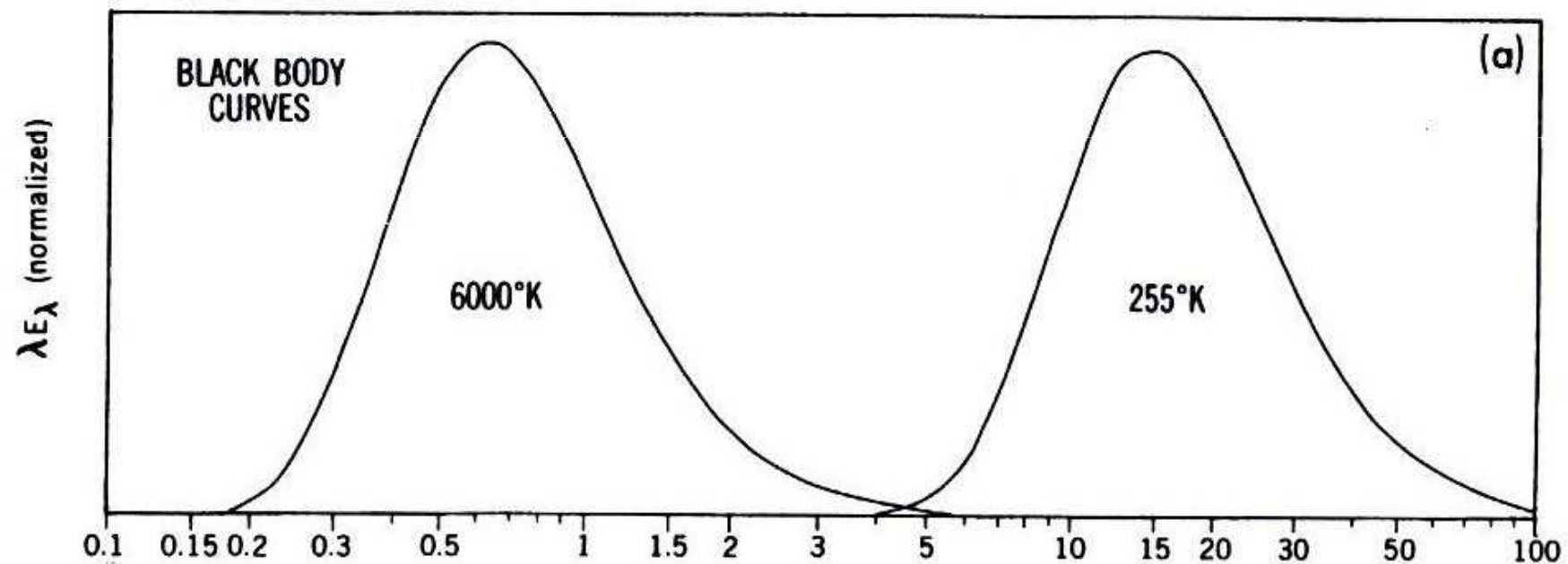


**FIGURE 6.1.** Spectral distribution of solar irradiation at the top of the atmosphere and at sea level for average atmospheric conditions for the sun at zenith. The shaded areas represent absorption by various atmospheric gases. The unshaded area between the two curves represents the portion of the solar energy backscattered by the air, water vapor, dust, and aerosols and reflected by clouds. For the curve at the top of the atmosphere the integral  $\int_0^\infty E_\lambda d\lambda \approx 1360 \text{ W m}^{-2}$  represents the solar constant (adapted from Gast, 1965).

Per mantenere la terra in uno stato di equilibrio (come si osserva per scale temporali lunghe): bilancio tra energia assorbita ed energia emessa dal sistema terra-atmosfera. (il maggiore “pozzo” di energia è la radiazione terrestre)

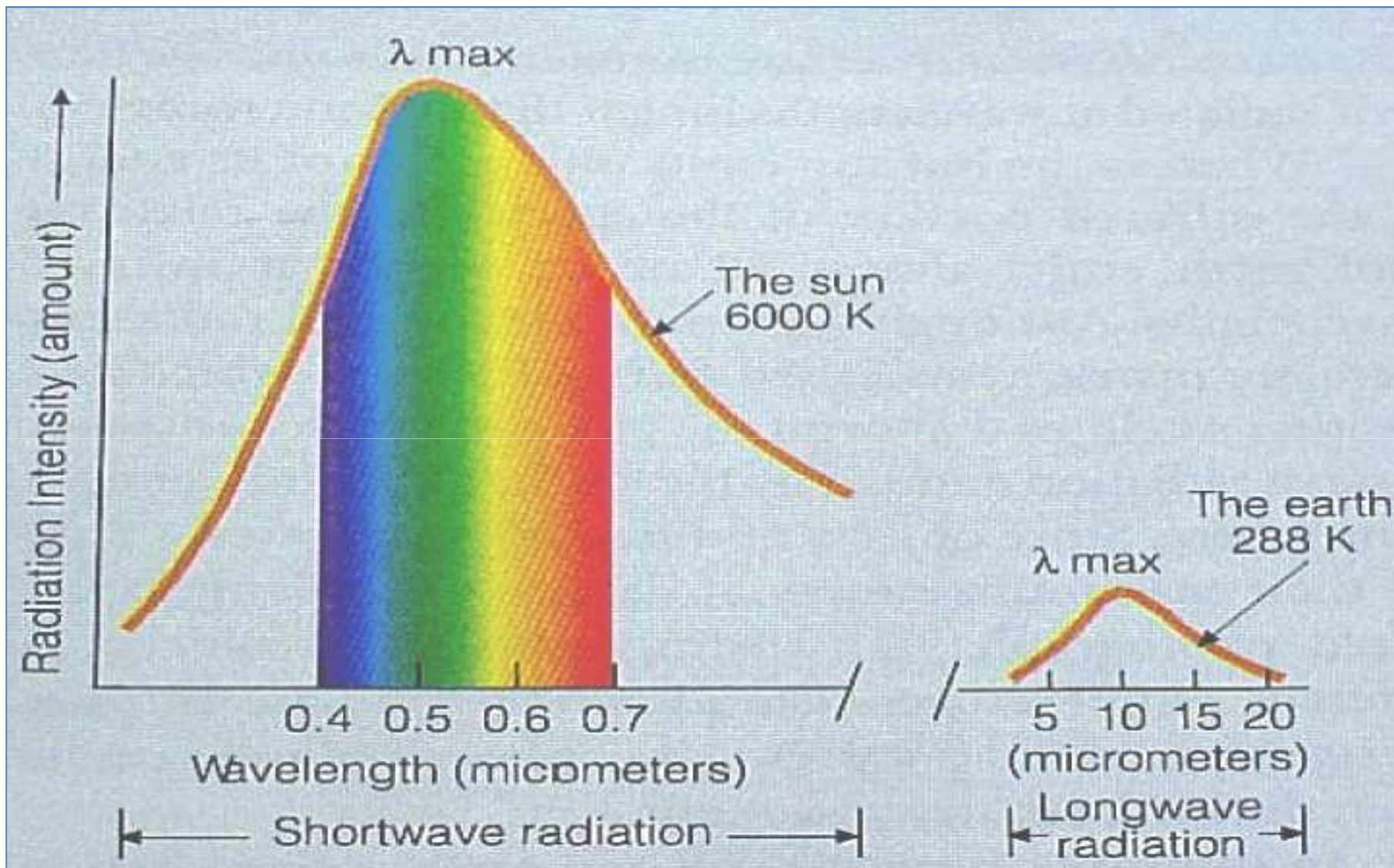
Ogni corpo ad una temperatura  $T > 0K$  emette energia sottoforma di radiazione su un ampio range di  $\lambda$  dello spettro. Inoltre, maggiore è la  $T$ , minore è la  $\lambda$  corrispondente al picco di emissione e maggiore è la quantità di energia emessa.

A causa della diversa  $T$  di emissione (sole  $T \approx 6000K$ , terra  $T \approx 255K$ ) le curve di emissione sono praticamente separate.



Radiazione solare (onda corta): max nel visibile ( $0.5\mu$ );  $0.1-2\mu$  (uv, vis, near IR);  $\lambda < 4\mu$   
Radiazione terrestre (onda lunga): max nell'IR ( $10\mu$ );  $4-60\mu$  (IR);  $\lambda > 4\mu$





## LEGGI FISICHE DELLA RADIAZIONE

**Corpo nero:** è per definizione un perfetto assorbitore (es: cavità). Inoltre esso emette la massima quantità possibile di energia ad una data T.

**LEGGE DI PLANCK:** descrive la quantità ed il tipo (ovvero  $\lambda$ ) di energia emessa da un corpo nero, che è funzione solo della T. L'intensità della radiazione (radianza monocromatica)  $B_\lambda(T)$  emessa da un corpo nero alla temperatura T è:

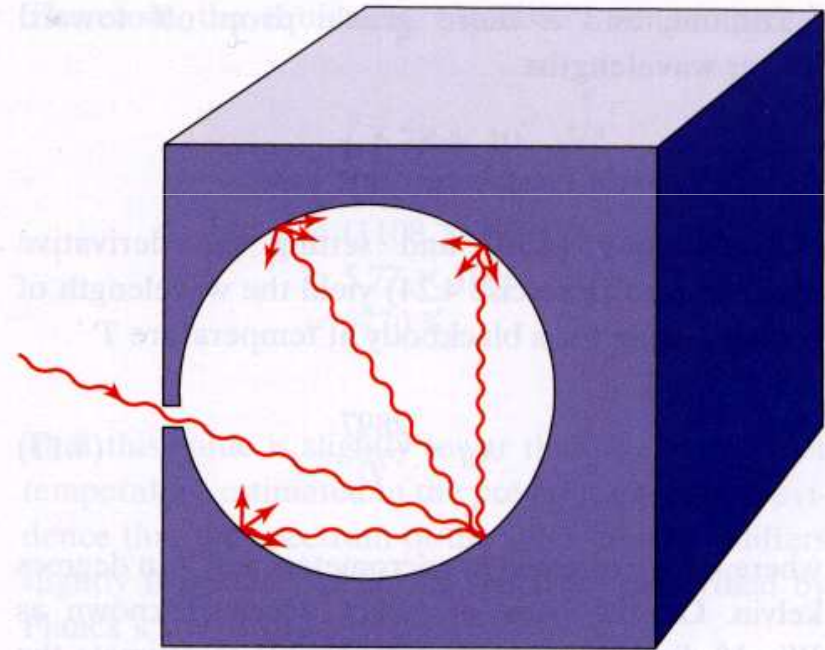
$$B_\lambda(T)d\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left( e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)} d\lambda$$

$$h = 6.63 \cdot 10^{-34} \text{ Js} \quad \text{cost. di Planck}$$

$$k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J / K} \quad \text{cost. di Boltzman}$$

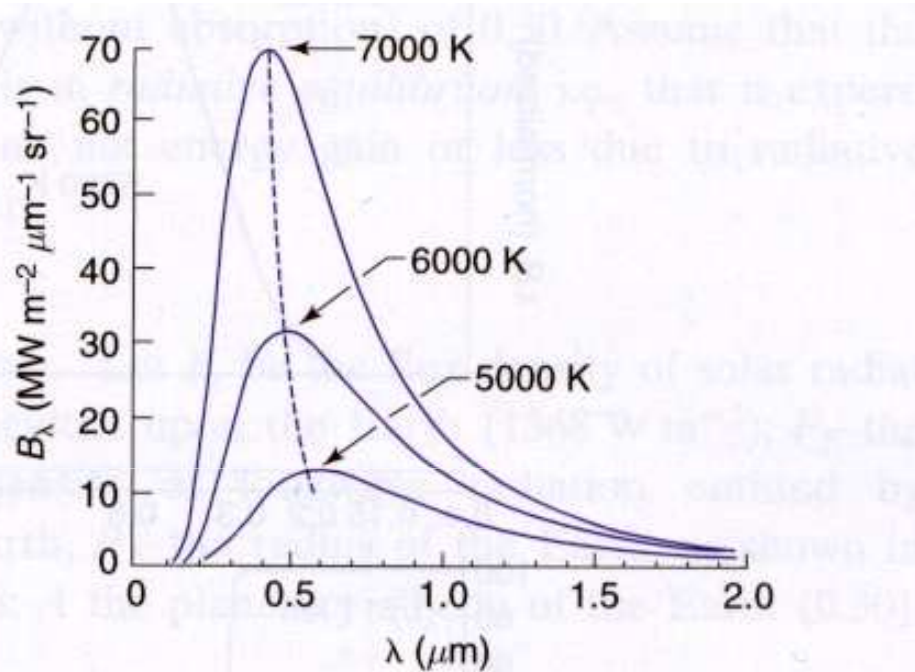
o in termini di frequenza:

$$B_\nu(T)d\nu = \frac{2h\nu^3}{c^2 \left( e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right)} d\nu$$



**Fig. 4.5** Radiation entering a cavity with a very small aperture and reflecting off the interior walls. [Adapted from K. N. Liou, *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press, p. 10, Copyright (2002), with permission from Elsevier.]

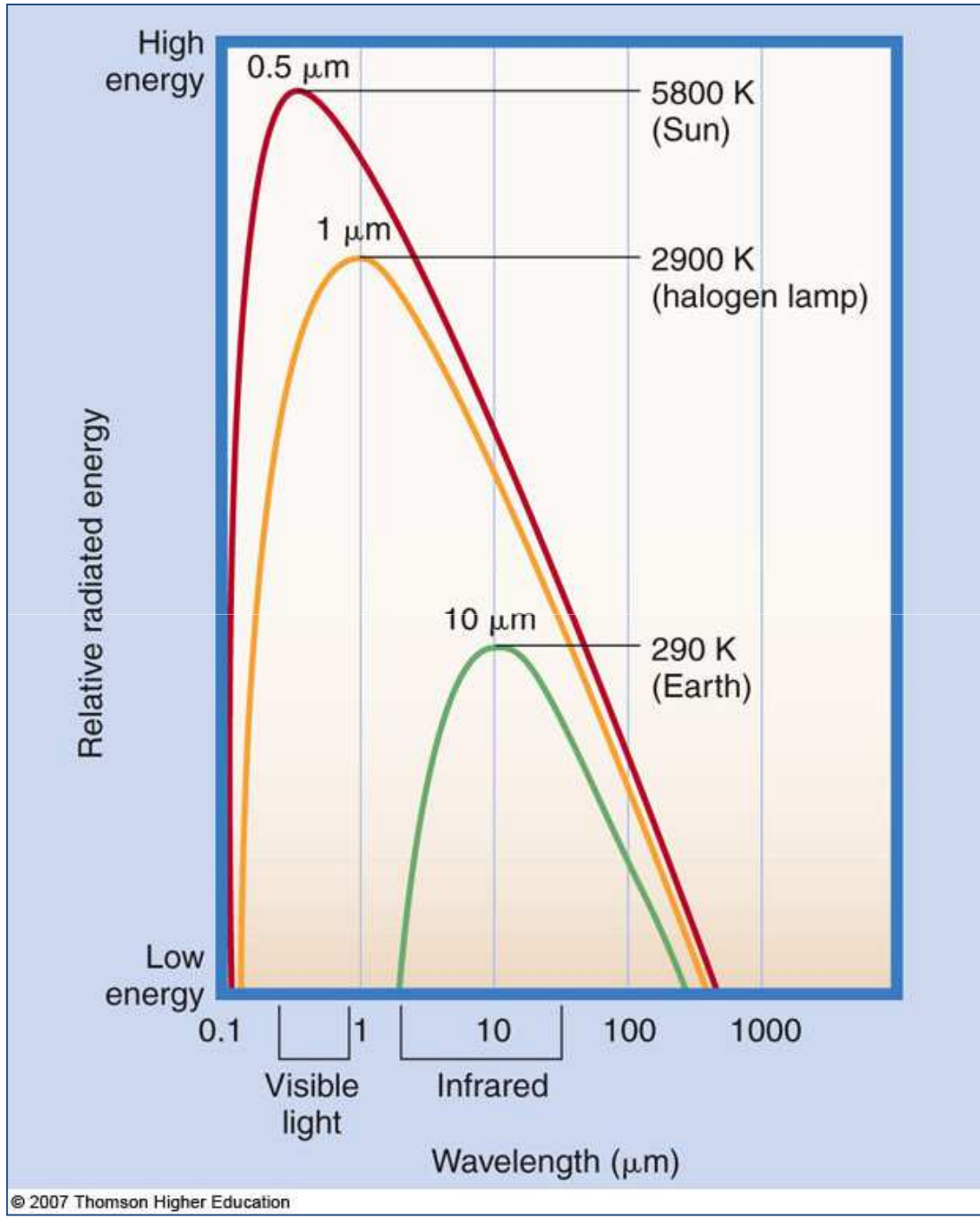
La radiazione emessa da un corpo nero è isotropa: emette uniformemente in tutte le direzioni → l'intensità è indipendente dalla direzione.



**Fig. 4.6** Emission spectra for blackbodies with absolute temperatures as indicated, plotted as a function of wavelength on a linear scale. The three-dimensional surface formed by the ensemble of such spectra is the *Planck function*. [Adapted from

Tracciando  $B_\lambda(T)$  si nota un netto cut-off per  $\lambda$  corte, poi un rapido aumento fino al max ed infine un calo più graduale verso  $\lambda$  maggiori

All'aumentare della temperatura di emissione, aumenta l'energia emessa e diminuisce la lunghezza d'onda corrispondente al massimo di emissione





**LEGGE DI STEFAN-BOLTZMAN**: la radianza (o intensità) totale di un corpo nero può essere calcolata attraverso l'integrale della legge di Planck sull'intero spettro di lunghezze d'onda:

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T) d\lambda = \int_0^{\infty} B_{\nu}(T) d\nu$$

...

$$B(T) = \frac{2\pi^5}{15h^3c^2} (kT)^4 = \sigma T^4$$

$$\sigma = 5.670 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4 =$$

= costante di Stefan Boltzman

Quindi la legge di S-B dice che l'energia per unità di tempo e unità di area emessa da un corpo nero è proporzionale alla quarta potenza della temperatura  
[B]=W/m<sup>2</sup>

## LEGGE DI SPOSTAMENTO DI WIEN

Calcolando la derivata  $dB_{\lambda}(T)/d\lambda$  e ponendola uguale a 0, si ottiene la lunghezza d'onda per la quale è massima l'emissione ( $\lambda_{\max}$ ). La funzione Planckiana è molto regolare e presenta un solo massimo.

$$\lambda_{\max} T = A = \text{costante} = 2898 \mu\text{K}$$

Questo significa che il picco della funzione di Planck si sposta verso lunghezze d'onda minori all'aumentare della temperatura del corpo che emette.

In questo modo la temperatura di un corpo può essere stimata misurando la lunghezza d'onda corrispondente al max dello spettro di emissione.

L'equazione mostra che la radiazione terrestre ( $T \approx 293\text{K}$ ) presenta il suo massimo a circa  $9.9\mu$  (IR). L'alta troposfera ( $T \approx 255\text{K}$ ) emette a lunghezze d'onda maggiori.

Considerando il valore osservato per la radiazione solare  $\lambda_{\max} = 0.474\mu$ , si deduce che la temperatura superficiale del sole è dell'ordine di  $6110\text{K}$ .

## COSTANTE SOLARE ( $S_0$ )

Misura la quantità di radiazione (potenza per unità di superficie) che incide su una superficie normale alla direzione di propagazione posta ad una distanza di 1 U.A.

1 U.A.=Unità Astronomica = distanza media terra-sole =  $1.496 \times 10^{11}$  m

Il sole irradia ogni secondo un'energia di  $3.90 \times 10^{26}$  J nello spazio, ovvero:

$L_0$  = luminosità =  $3.90 \times 10^{26}$  W = potenza emessa dal sole

Il sole irradia in tutte le direzioni. Nello spazio l'energia si conserva → su ogni superficie sferica centrata sul sole avrò uguale energia, mentre il flusso cala.

Il flusso è dato da:

$$S_d = \frac{L_0}{4\pi d^2} \quad \begin{array}{l} \text{dove } d = \text{raggio della sfera} \\ 4\pi d^2 = \text{superficie della sfera} \end{array}$$

Se considero  $d = 1$  U.A. allora definisco la costante solare:

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

## TEMPERATURA DI EMISSIONE DI UN PIANETA

E' per definizione la temperatura di corpo nero con la quale il pianeta deve emettere per raggiungere il bilancio energetico, ovvero la T per cui:

Radiazione solare assorbita = Radiazione emessa dal pianeta

Costante solare

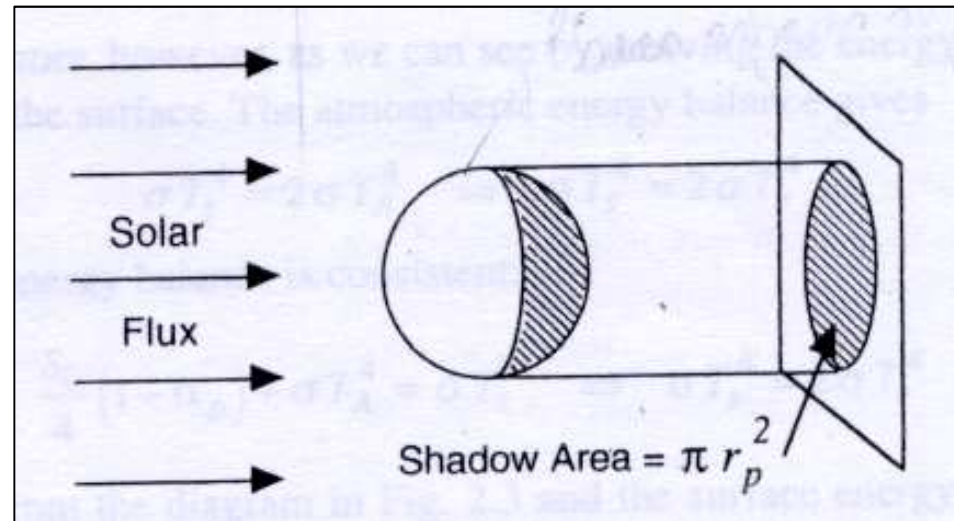
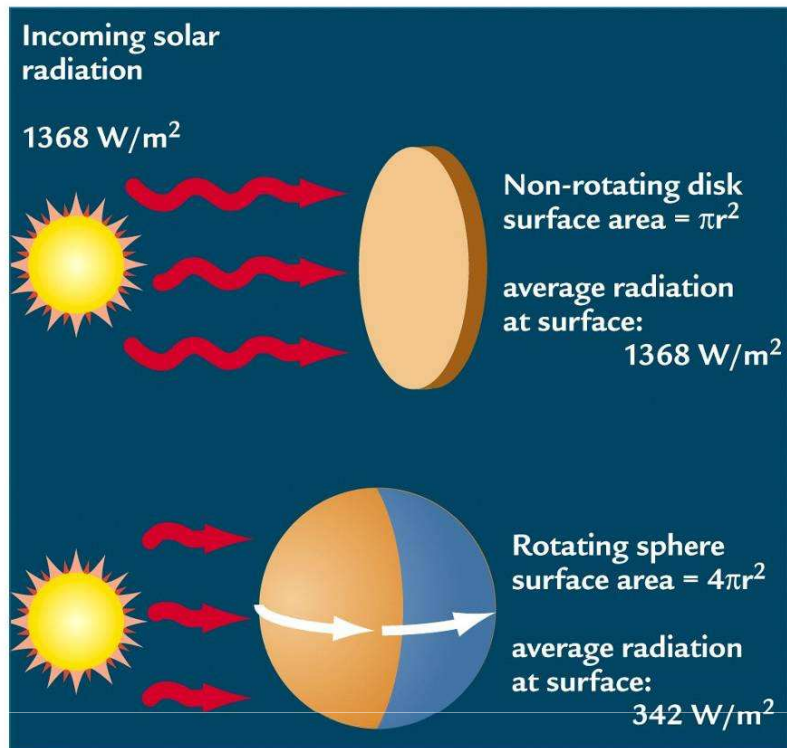
Shadow area

Albedo =  $\alpha_p$  = frazione di radiazione riflessa dal pianeta

TIPO DI SUPERFICIE	ALBEDO
Neve fresca	0.9
Oceano	0.1
Prato	0.2
Deserto	0.4
Albedo medio terrestre	0.3

$$\rightarrow \text{Radiazione assorbita} = S_0 (1 - \alpha_p) \pi R_p^2$$

dove  $R_p$  = raggio del pianeta



Al top dell'atmosfera giungono  $S_0=1367 \text{ W/m}^2$  i quali vedono un'area di  $\pi R_p^2$  ma vengono assorbiti, nell'arco del giorno, da una superficie di  $4\pi R_p^2$   
 $\rightarrow 1367 / 4 = 342 \text{ W/m}^2$

L'albedo planetario medio è del 30%  $\rightarrow$  solo il 70% della radiazione è assorbita, equivalente a **240 W/m<sup>2</sup>**, mentre 102 W/m<sup>2</sup> devono tornare verso lo spazio.

Per calcolare la T del pianeta, si suppone che emetta come un corpo nero.

Radiazione (potenza) emessa =  $\sigma T_e^4$



Eguaglio la radiazione emessa e quella assorbita e ottengo:

$$\sigma T_e^4 = \frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p)$$

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

Per la terra ottengo una  $T_e = 255 \text{ °K} = -18 \text{ °C}$  che è molto minore della  $T$  media globale osservata pari a  $288 \text{ °K}$ , cioè  $15 \text{ °C}$ .

Questa differenza è spiegata tenendo conto dell'effetto serra.

Il sistema terra-atmosfera non è quindi assimilabile ad un corpo nero che emette alla  $T$  della superficie terrestre, ma la  $T_e$  è in buon accordo con la  $T$  della tropopausa .....

## EFFETTO SERRA

Considero un semplice modello di bilancio energetico, in cui tengo conto che l'atmosfera è in grado di interagire in modo assai differente con la radiazione solare o terrestre. Calcolo il bilancio energetico.

Al top dell'atmosfera:

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

Nell'atmosfera:

$$\sigma T_s^4 = 2\sigma T_A^4 \Rightarrow \sigma T_s^4 = 2\sigma T_e^4$$

Alla superficie:

$$\frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4 \Rightarrow \sigma T_s^4 = 2\sigma T_e^4$$

Quindi la T della superficie terrestre risulta aumentata rispetto alla T di emissione a causa della presenza dell'atmosfera e del suo effetto serra.

## OSSERVAZIONE:

Per la terra abbiamo ottenuto  $T_e \approx 255 \text{ K} < T_s \approx 290 \text{ K}$

Per Marte otterrei:  $T_e \approx 217 \text{ K}$  e  $T_s \approx 220 \text{ K}$

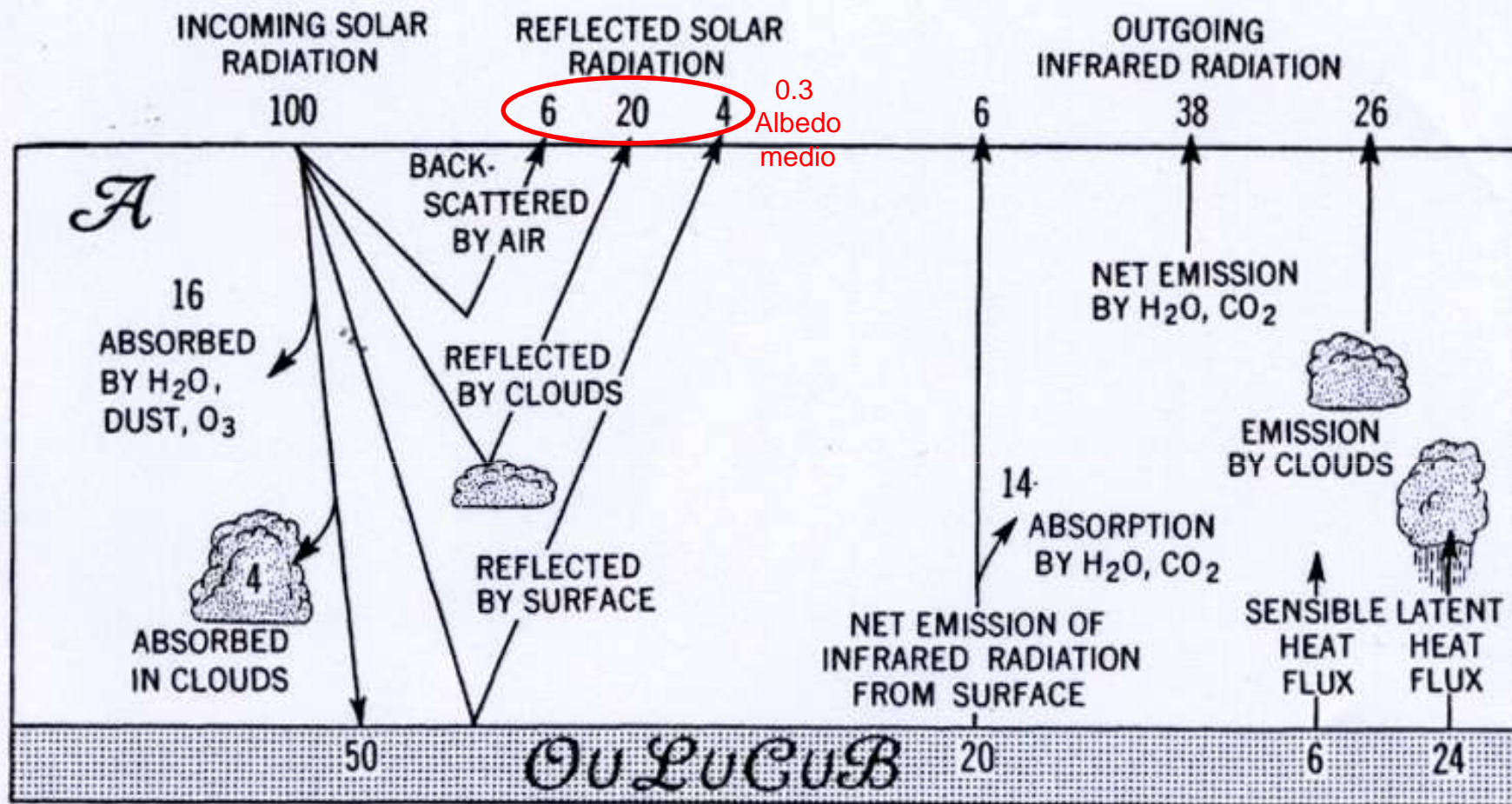
Per Mercurio otterrei:  $T_e \approx 440 \text{ K} \approx T_s$

Per Venere otterrei:  $T_e \approx 217 \text{ K} \ll T_s \approx 717 \text{ K}$

Inoltre noto che la  $T_e$  della terra è vicina alla temperatura media della tropopausa

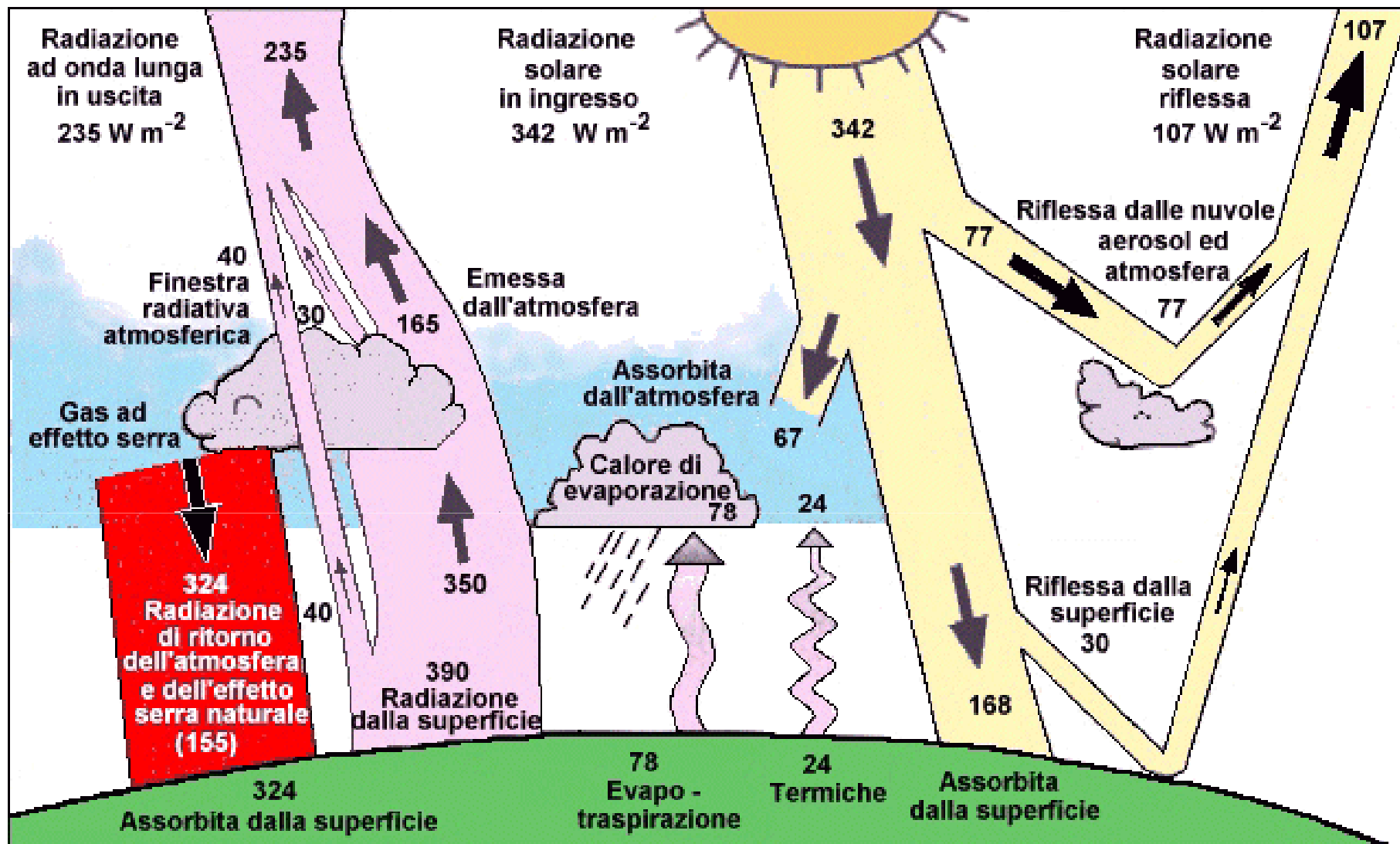
Quindi posso concludere che per la terra (e per Venere) la composizione atmosferica è fondamentale per assorbire e riemettere la radiazione IR, creando un effetto di riscaldamento dovuto all'intrappolamento di una parte della radiazione IR nel sistema terra+atmosfera.

# BILANCIO RADIATIVO GLOBALE



**FIGURE 6.3.** Schematic diagram of the global radiation budget in the climatic system. A value of 100 units is assigned to the incoming flux of solar energy.

Bilancio radiativo (radiazione incidente ed emessa). Il valore 100 corrisponde al valore medio di 342W/m<sup>2</sup>



Qui compare esplicitamente l'effetto serra:

390  $W/m^2$  emesse dalla terra

324  $W/m^2$  di ritorno dall'atmosfera

} 390-324=66 $W/m^2$  netti, corrispondenti a 20 unità precedenti



A questo punto è necessario fare un'analisi quantitativa più dettagliata dei bilanci. In particolare vedremo:

- 1) Bilancio al top dell'atmosfera: richiede l'analisi della radiazione solare (in parte già vista), dell'albedo e della radiazione emessa dalla terra, come se stessi guardando il sistema dallo spazio (satellite)
- 2) Bilancio complessivo dell'atmosfera: bisogna descrivere le leggi di trasmissione della radiazione (Lambert-Beer), di assorbimento ed emissione (Schwarzchild), i meccanismi molecolari ed arrivare a definire un profilo di temperatura per un puro bilancio radiativo. Poi si aggiunge il contributo convettivo (equilibrio radiativo-convettivo)