



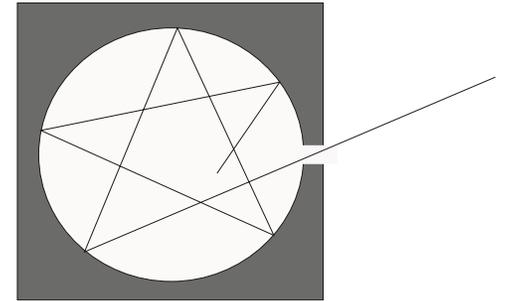
Motivation:

- Die solare Einstrahlung ist die Energiequelle für alle atmosphärischen Vorgänge (sowie für das Leben auf der Erde). Ausnahmen: Erdwärme, Radioaktivität.
- Die solare Strahlung trifft mit räumlicher (Äquator-Pole) und zeitlicher (Tag/Nacht, Jahreszeiten) Variabilität auf die Erde.
- Die terrestrische (Infrarot-) Abstrahlung trägt zur ausgeglichenen Energiebilanz des Systems Erde bei.
- Photochemische Reaktionen sind von der verfügbaren Strahlung abhängig.
- Das Wetter und die atmosphärische Zirkulation werden durch Strahlung angetrieben.
- Himmelsphänomene werden durch Wechselwirkung von Strahlung mit Materie hervorgerufen (z.B. blauer Himmel, Abendrot, Halo).
- Globale Temperatur hängt von der atm. Strahlungsbilanz ab. Diese wiederum reagiert z. T. empfindlich auf Konzentrationsänderungen in der Atmosphäre.

Plancksches Strahlungsgesetz

$B(\lambda, T)d\lambda$: Strahlungsflussdichte (-intensität) in $\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}$ eines schwarzen Strahlers (Hohlraumstrahler) im Wellenlängenintervall $[\lambda, \lambda+d\lambda]$

$$B(\lambda, T)d\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left(\exp\left(-\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1 \right)^{-1} d\lambda$$



Wiensches Verschiebungsgesetz

Maximum von $B(\lambda, T)$, folgt aus $dB/d\lambda = 0$:

$$\lambda_{max} = a/T \text{ mit } a = 2,898 \cdot 10^{-3} \text{ m K}$$

Modell eines Schwarzen Strahlers (bzw. Hohlraumstrahlers), der alle einfallende Strahlung absorbiert. Die emittierte Strahlungsflussdichte steht im Gleichgewicht mit der Temperatur T des Schwarzen Strahlers.

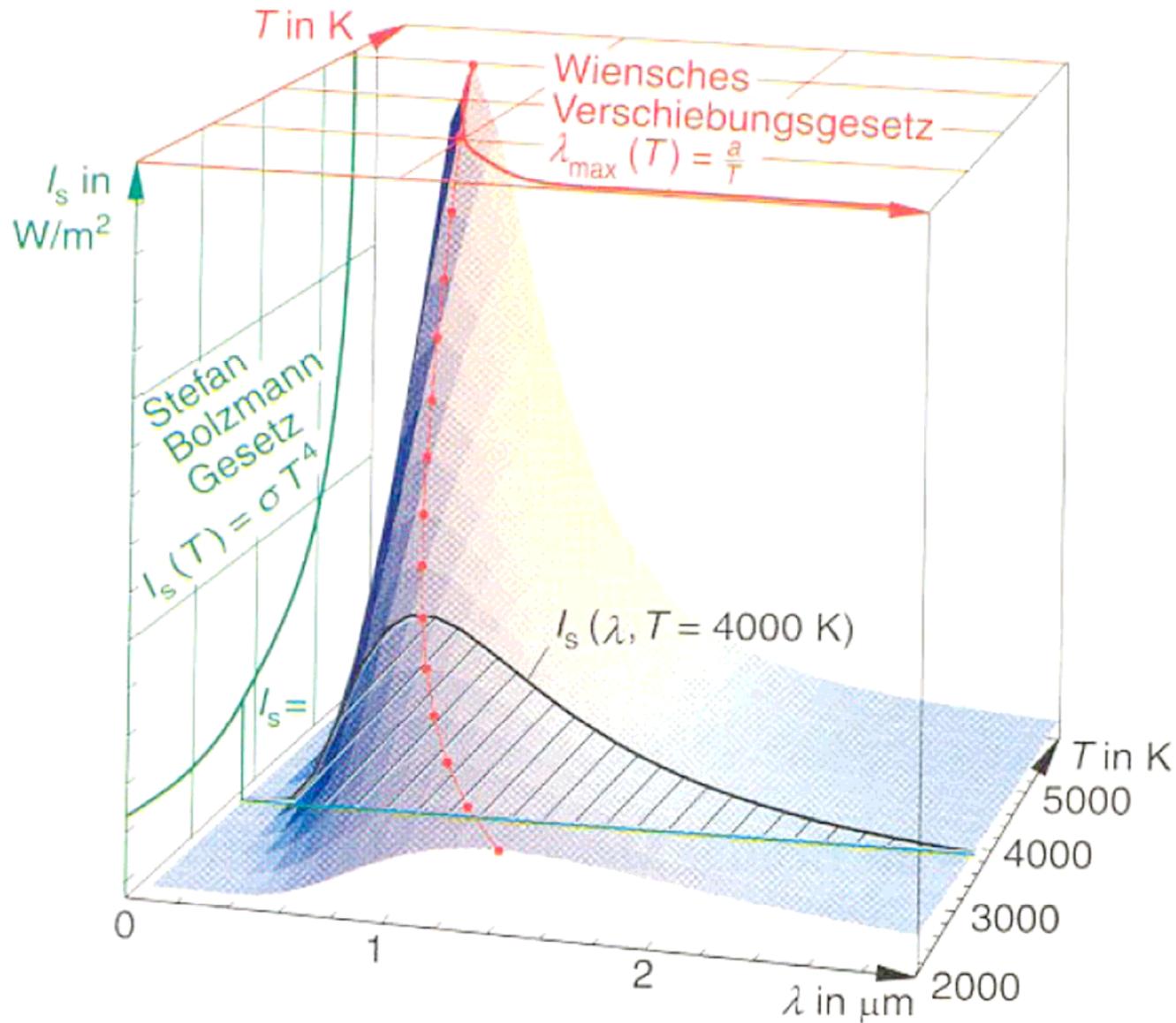
Stefan-Boltzmann-Gesetz

Gesamtstrahlung, d.h. totale Energieabstrahlung eines schwarzen Körpers in Halbraum $[\text{W m}^{-2}]$, folgt aus Integral von $B(\lambda, T)$ über $d\lambda, d\Omega$:

$$I_s = \sigma T^4 \text{ mit } \sigma = \frac{\pi^2 k^4}{60 \hbar^3 c^2} = 5,67 \cdot 10^{-6} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$$



Plancksches Strahlungsgesetz





Eigenschaften realer Strahler

Emissionsvermögen ε :

$$\varepsilon = \frac{\text{vom realen Strahler emittierte Leistung}}{\text{vom schwarzen Strahler emittierte Leistung}}$$

Absorptionsvermögen α :

$$\alpha = \frac{\text{vom realen Strahler absorbierte Leistung}}{\text{vom schwarzen Strahler absorbierte Leistung}}$$

Kirchhoffsches Gesetz:

$$\alpha(\lambda) = \varepsilon(\lambda)$$

Bei jeder Wellenlänge sind Absorptions- und Emissionsvermögen eines Körpers gleich.

Für einen **Schwarzen Strahler** gilt: $\alpha = \varepsilon = 1$, unabhängig von λ ;

für einen **Grauen Strahler**: $\alpha = \varepsilon < 1$, unabhängig von λ .



Reflexionsvermögen ρ :

$$\rho = \frac{\text{vom Körper reflektierte Leistung}}{\text{auf Körper einfallende Leistung}}$$

Das Reflexionsvermögen ρ wird häufig auch als **Albedo** A bezeichnet: $A = \rho$

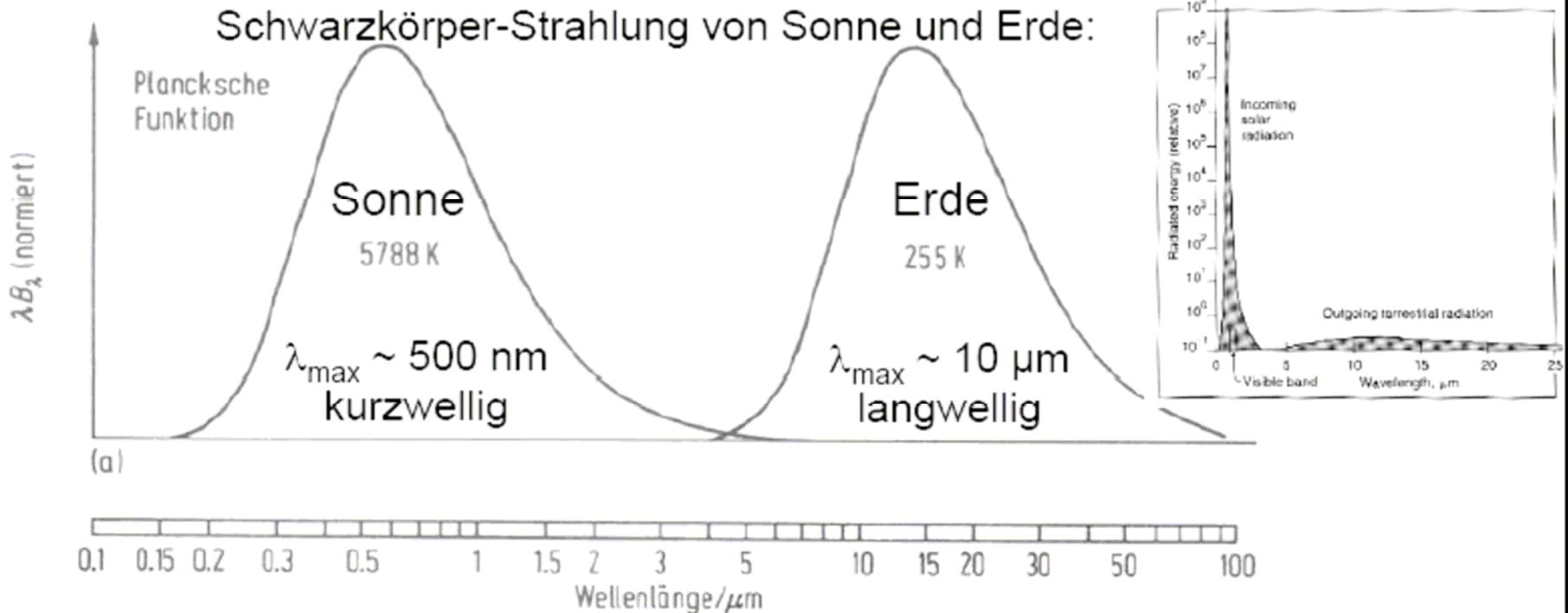
Transmissionsvermögen τ :

$$\tau = \frac{\text{durch Körper hindurchgehende Leistung}}{\text{auf Körper einfallende Leistung}}$$

Für alle Körper gilt: $\alpha + \rho + \tau = 1$

Strahlungsgesetze, Temperaturen von Sonne und Erde:

- solare Einstrahlung im Sichtbaren (kurzwellig)
- terrestrische Abstrahlung im Infraroten (langwellig)



Die Erde ist kein Schwarzer Strahler: Im sichtbaren Bereich gilt $\rho = A > 0$ ($A_p \approx 0,3$), während im Infraroten Bereich: $\varepsilon < 1$ ($\varepsilon_{\text{IR}} \approx 0,95$) gilt.

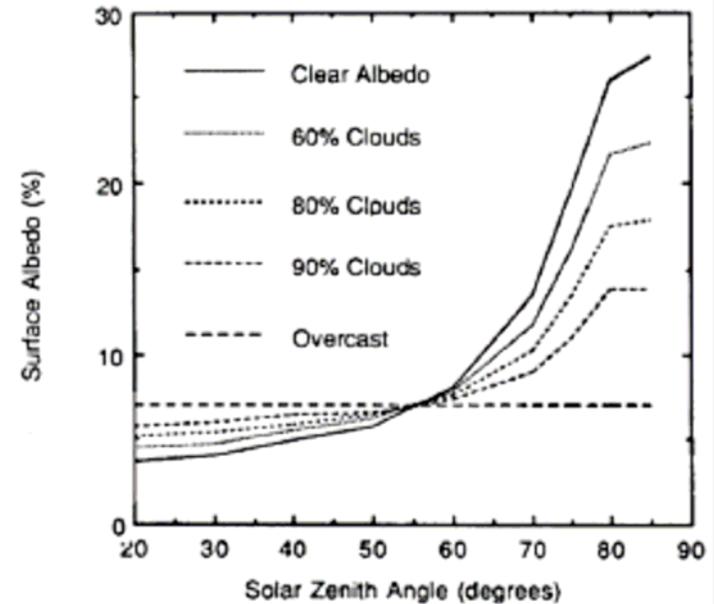


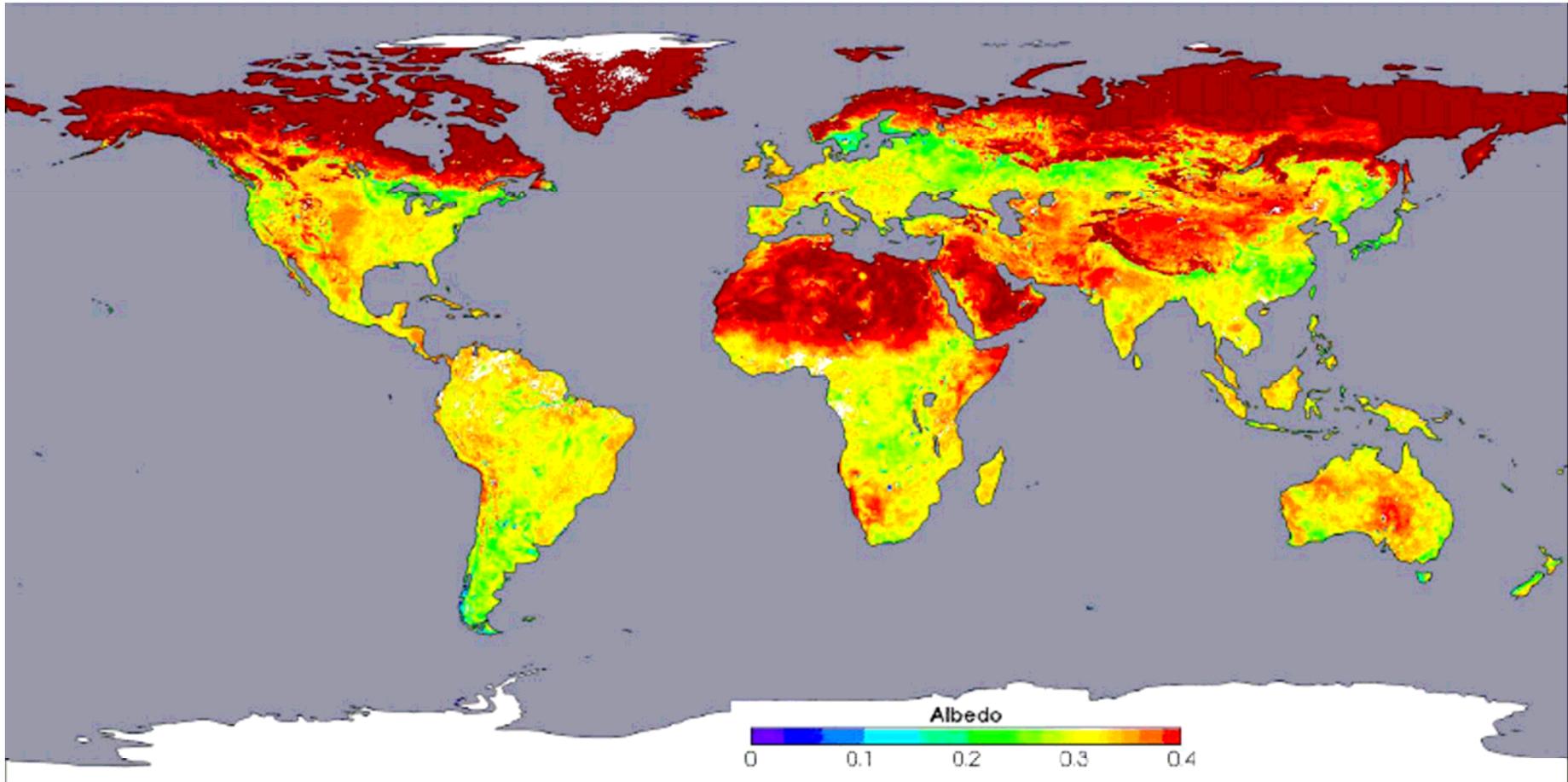
Cumulus	$A_C = 70 - 80 \%$
Stratus	$A_C = 60 - 85 \%$
Altostratus	$A_C = 40 - 60 \%$
Cirrostratus	$A_C = 45 - 50 \%$
Schnee frisch	$A_S = 75 - 95 \%$
Schnee alt	$A_S = 40 - 70 \%$
Meereis	$A_S = 30 - 40 \%$
Trockene Sanddünen	$A_S = 35 - 45 \%$
Feuchte Sanddünen	$A_S = 20 - 30 \%$
Tannenwald	$A_S = 5 - 15 \%$
Fruchtflächen	$A_S = 15 - 25 \%$
Wasser (steiler Einfall)	$A_S = 7 - 10 \%$
Wasser (flacher Einfall)	$A_S = 20 - 25 \%$

Mittleres Albedo der Erdoberfläche: $\approx 13 \%$.

Planetares Albedo (Atmosphäre + Oberfläche): $A_p \approx 30 \%$.

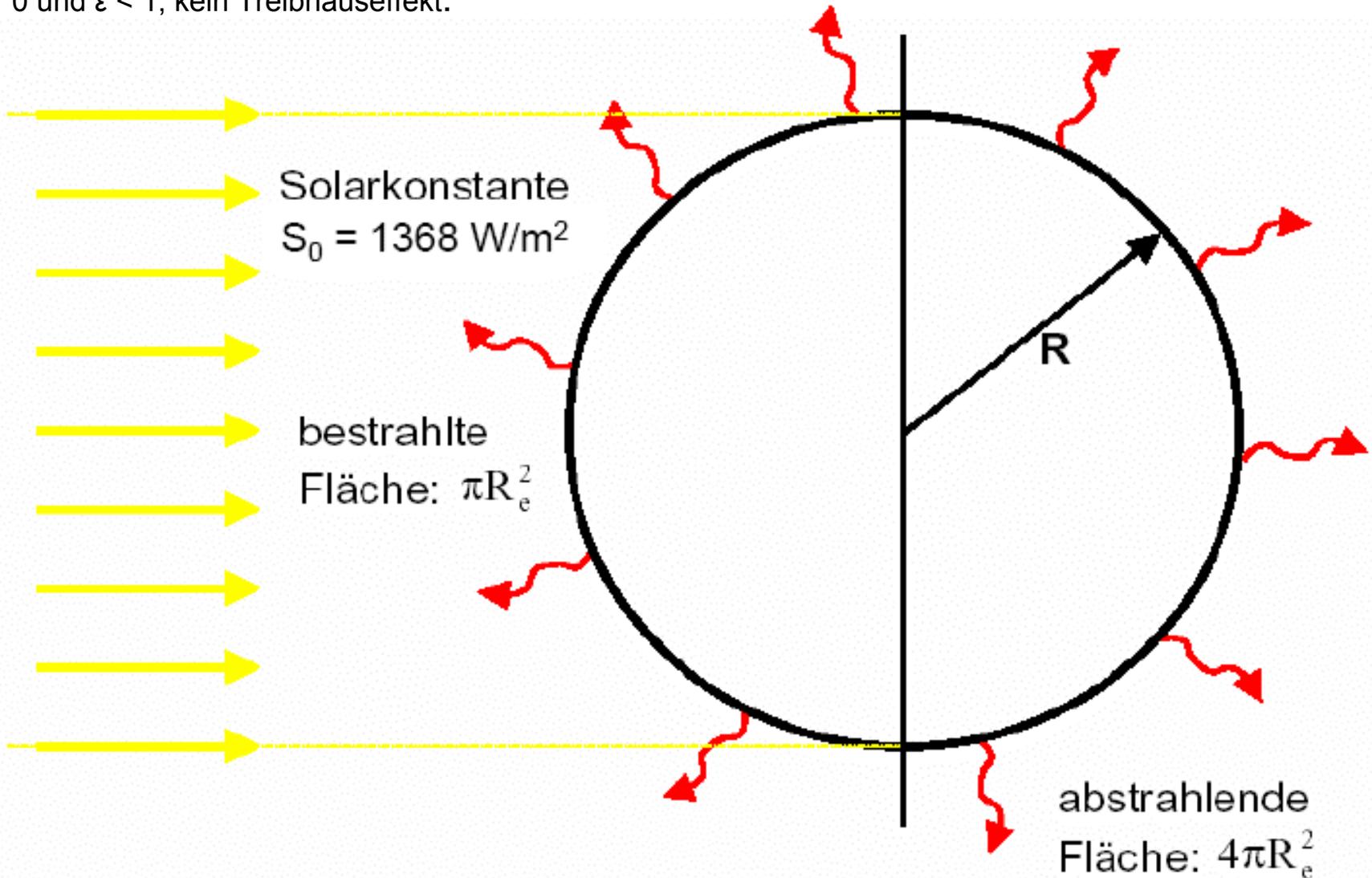
Albedo des Meeres





Satellitendaten (7.-22. April 2002) von NASAsTerra satellite Moderate Resolution ImagingSpectroradiometer (MODIS, <http://modis.gsfc.nasa.gov>)

Voraussetzungen: gleichmäßige Temperatur, $A > 0$ und $\varepsilon < 1$, kein Treibhauseffekt.

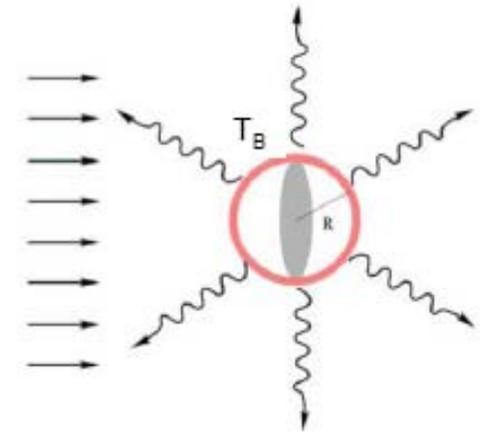


Gleichgewicht von einfallender und ausgehender Strahlung:

$$\pi R^2 S_0 (1 - A) = 4\pi R^2 \varepsilon \sigma T_B$$

Lösung für Bodentemperatur T_B :

$$T_B = \left(\frac{S_0 (1 - A)}{4\varepsilon\sigma} \right)^{1/4}$$



Mit $A = 0,3$ und $\varepsilon = 1$ erhält man $T_B = 255 \text{ K } (-18 \text{ °C})$.

Mit $A = 0,3$ und $\varepsilon = 0,95$ erhält man $T_B = 258 \text{ K } (-15 \text{ °C})$.

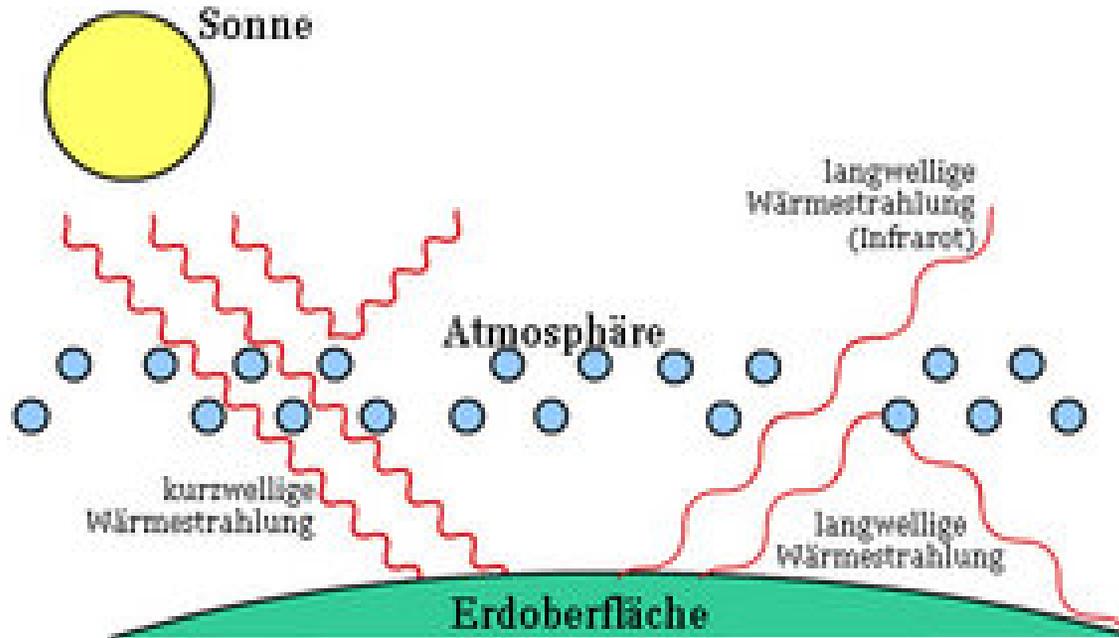
Beides ist viel zu kalt. Die beobachtete mittlere Oberflächentemperatur der Erde beträgt ca. $288 \text{ K } (+15 \text{ °C})$!

Die Ursache dieser Diskrepanz ist der **natürliche Treibhauseffekt!**

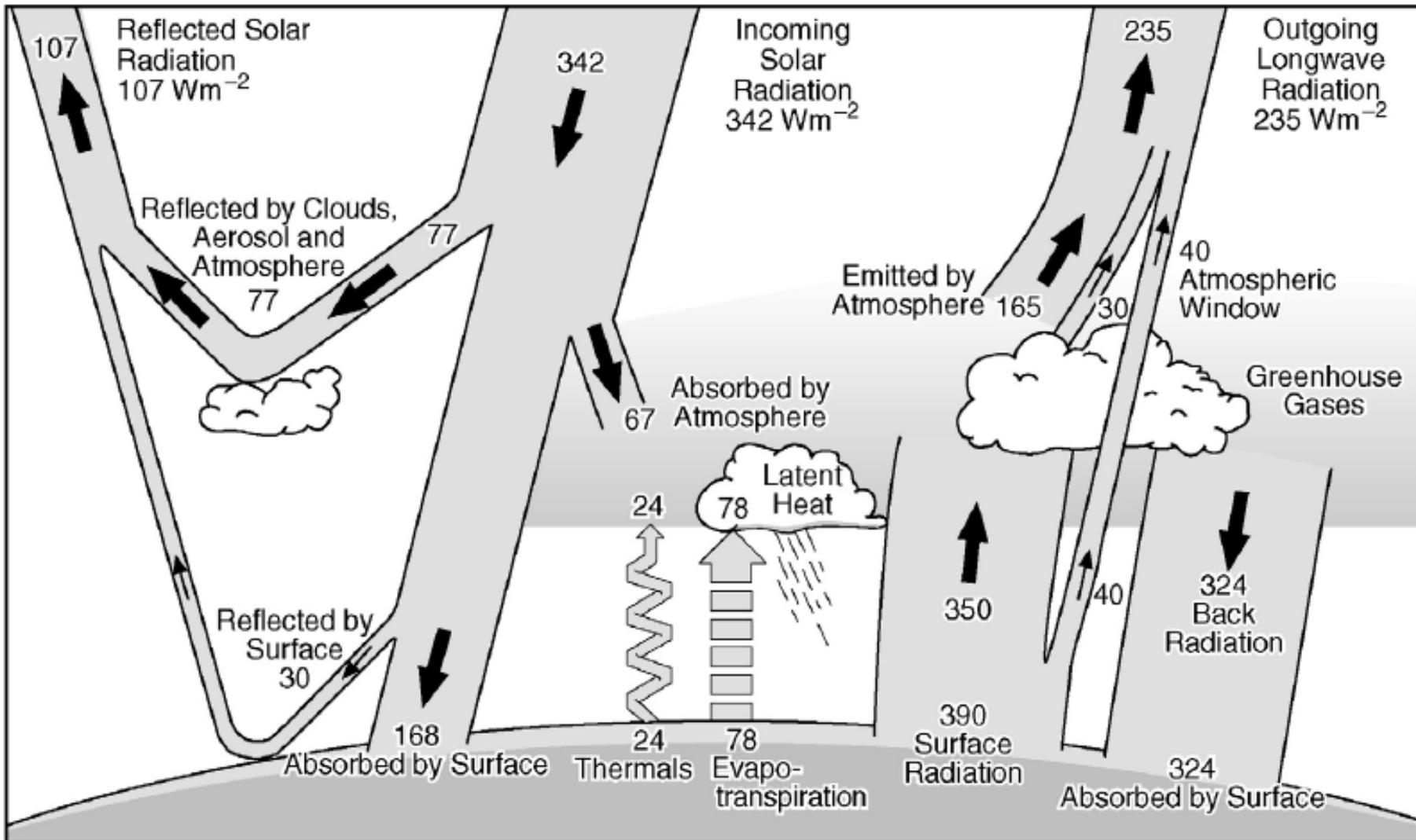


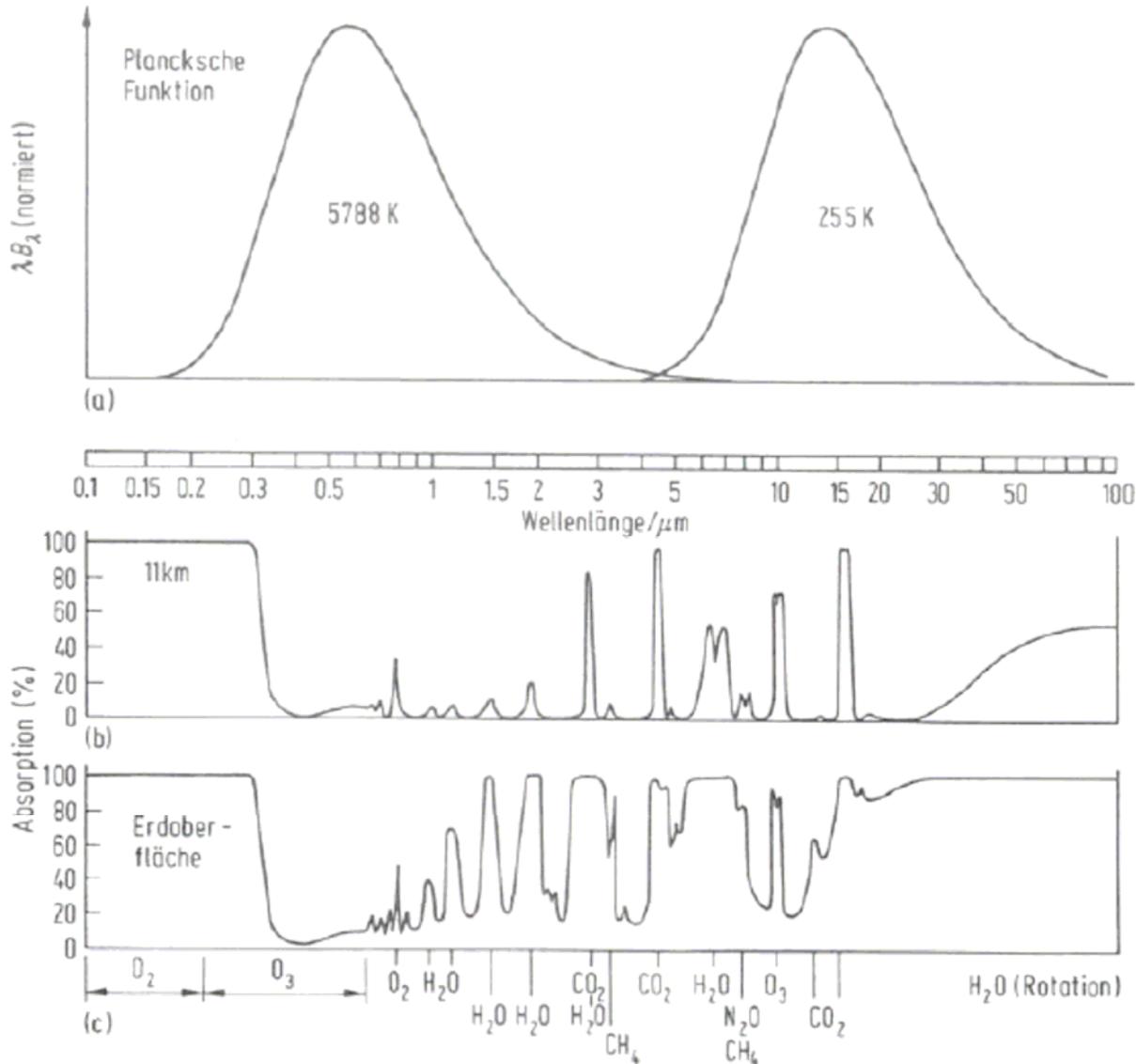
Warum wird es im Treibhaus warm? Meistens wird argumentiert, dass das Glasdach zwar Sonnenlicht hineinlasse, die terrestrische IR-Abstrahlung aber nicht hinaus. Das ist zwar richtig, aber nicht der Grund für die Aufheizung im Treibhaus. Würde man das Dach statt aus Fensterglas aus Steinsalz (IR-durchlässig) machen, so sähe die Strahlungsbilanz in der Summe gleich aus, da zwar die IR-Bodenstrahlung hinausgestrahlt würde, aber ein nahezu identischer Betrag der atmosphärischen IR-Gegenstrahlung von außen ins Glashaus eindringt.

Die Aufheizung im Treibhaus ist schließlich eine Folge unterdrückter Konvektion. Im Falle eines offenen Daches kann die Wärme aufgrund von Konvektion entweichen.



Kurzwellige Strahlung der Sonne trifft auf die Atmosphäre und Erdoberfläche. Langwellige Strahlung wird von der Erdoberfläche abgegeben und zum Teil von der Atmosphäre wieder absorbiert. **Der atmosphärische Treibhauseffekt beruht auf der Wellenlängenabhängigkeit des Absorptionskoeffizienten.**

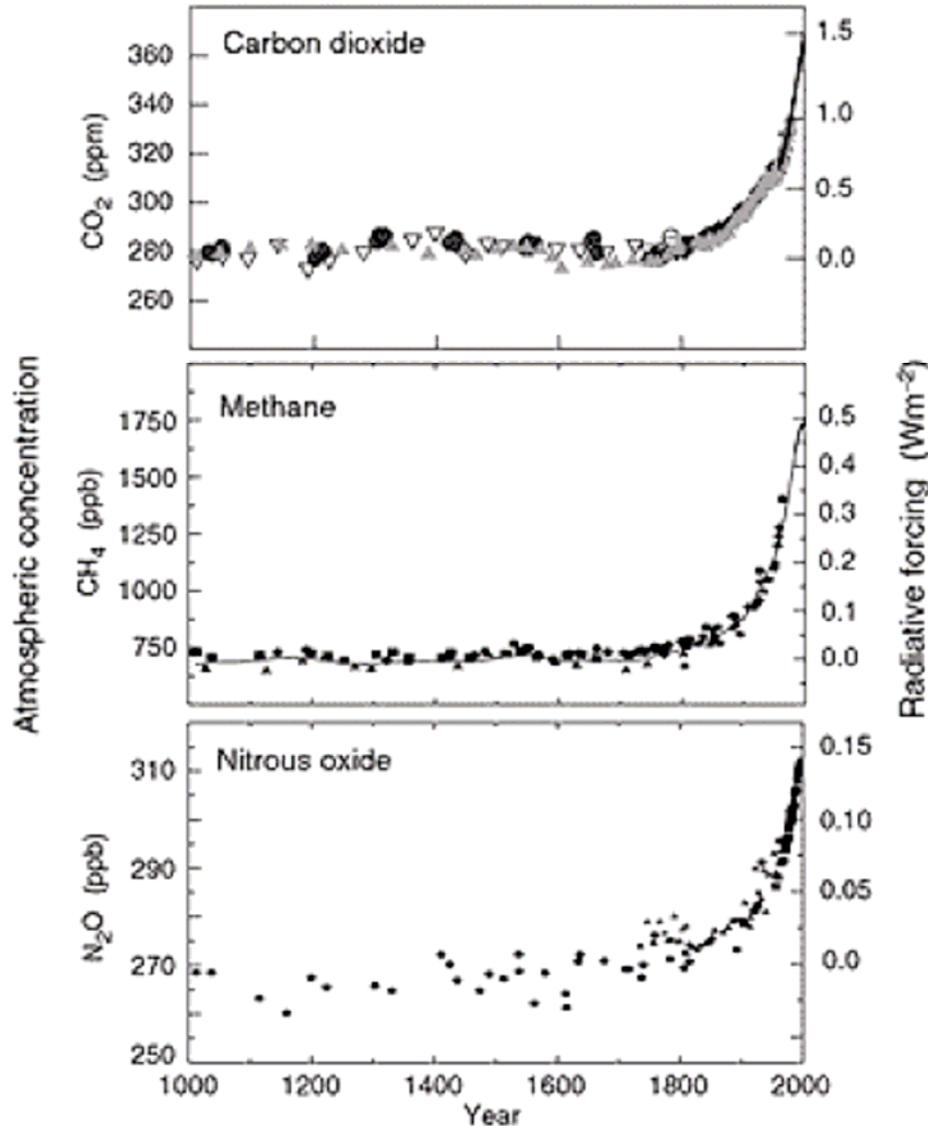




Stratosphäre: UV-Absorption durch O_3

Troposphäre: Absorption im IR-Bereich durch H_2O , CO_2 , etc..

Atmosphäre behindert die Abstrahlung im IR-Bereich. IR-Strahlung wird in der Atmosphäre absorbiert und re-emittiert.



Durch den Anstieg von Treibhausgas- Konzentrationen in der Atmosphäre kommt es zu einer entsprechende Änderung der Strahlungsbilanz (radiative forcing).



Formale Berücksichtigung des Treibhauseffektes:
IR-Albedo B (Abschwächung der IR-Abstrahlung)
Modifiziertes Strahlungsgleichgewicht:

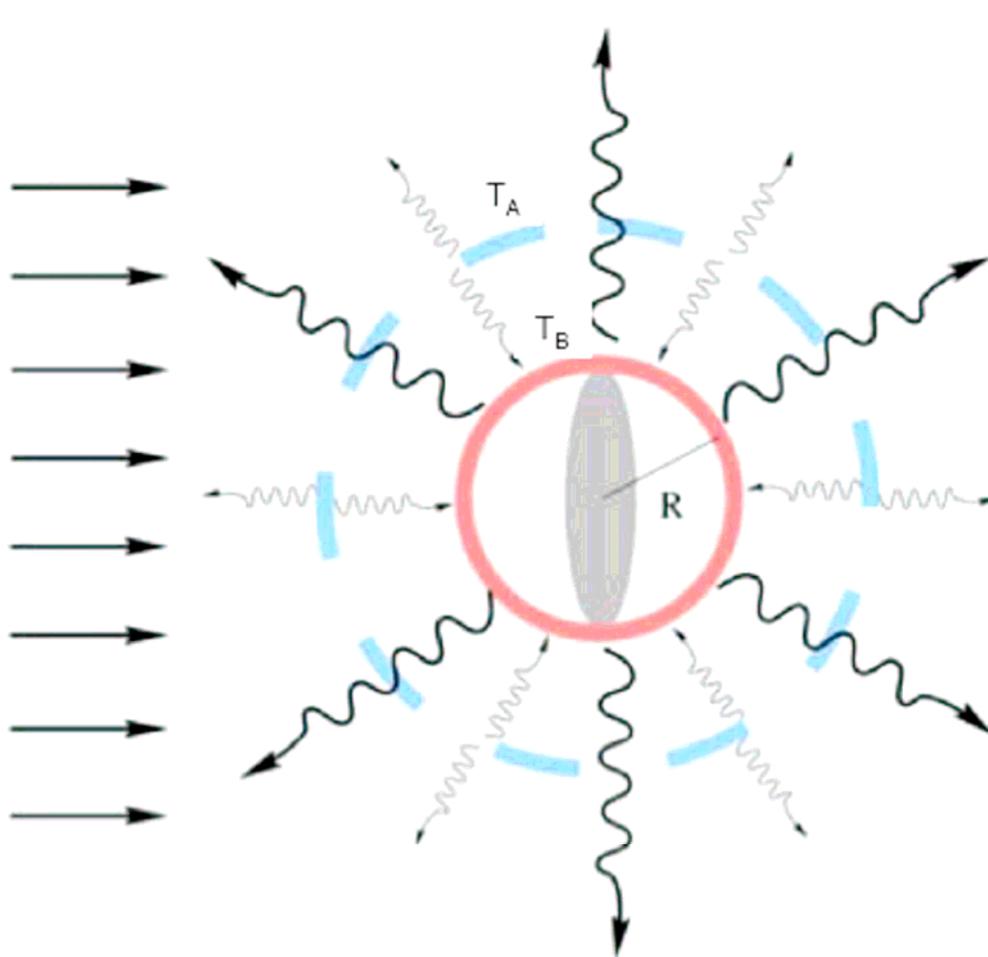
$$\frac{S_0}{4}(1-A) = \sigma T_B^4(1-B)$$

Lösung für Bodentemperatur T_B :

$$T_B = \left(\frac{S_0(1-A)}{4\sigma(1-B)} \right)^{1/4}$$

Mit $A = 0,3$ und $B = 0,39$ erhält man $T_B = 288$ K (15 °C).
Allerdings ist dies nur ein rein formales Modell, B ist kein physikalischer Parameter!

Ein etwas realistischeres Treibhaus-Modell: Atmosphäre als dünne, im IR absorbierende und emittierende Schicht ("Glasdach").



Boden:

Temperatur T_B ,
IR-Emissivität ϵ_B ,
VIS-Albedo $A = A_p$

Atmosphäre:

Temperatur T_A ,
IR-Absorption bzw.
Emissivität ϵ_A ,
Im Sichtbaren (VIS) völlig
transparent ($A = \epsilon = 0$).

Strahlungsgleichgewicht für beide Schichten:

Boden:
$$\frac{S_0}{4}(1-A) + \varepsilon_A \sigma T_A^4 = \varepsilon_B \sigma T_B^4$$

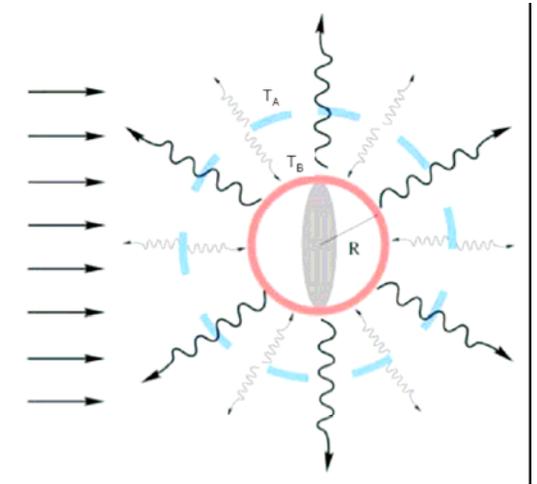
Atmosphäre:
$$\varepsilon_A \varepsilon_B \sigma T_B^4 = 2\varepsilon_A \sigma T_A^4$$

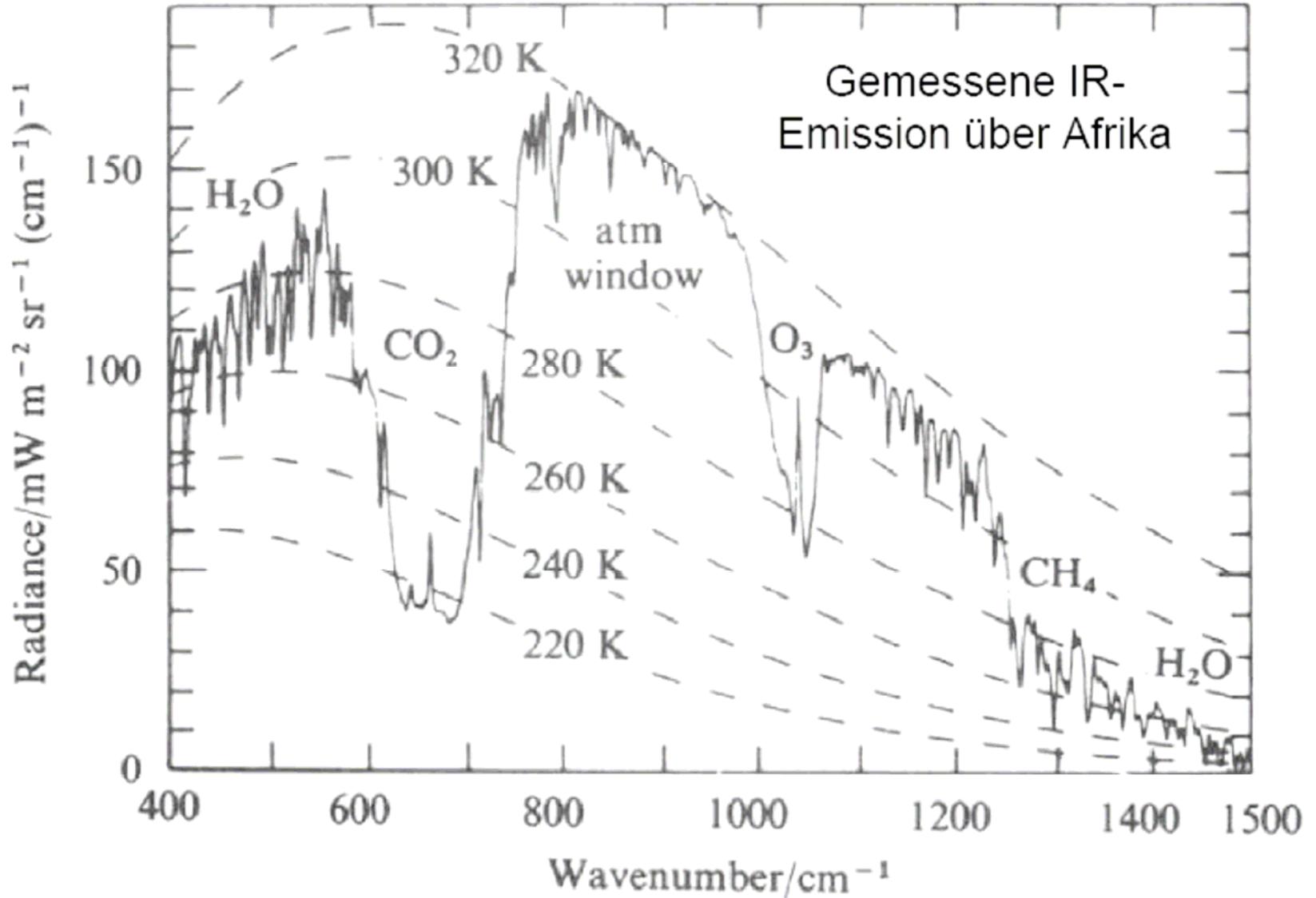
Lösung für T_B , T_A :

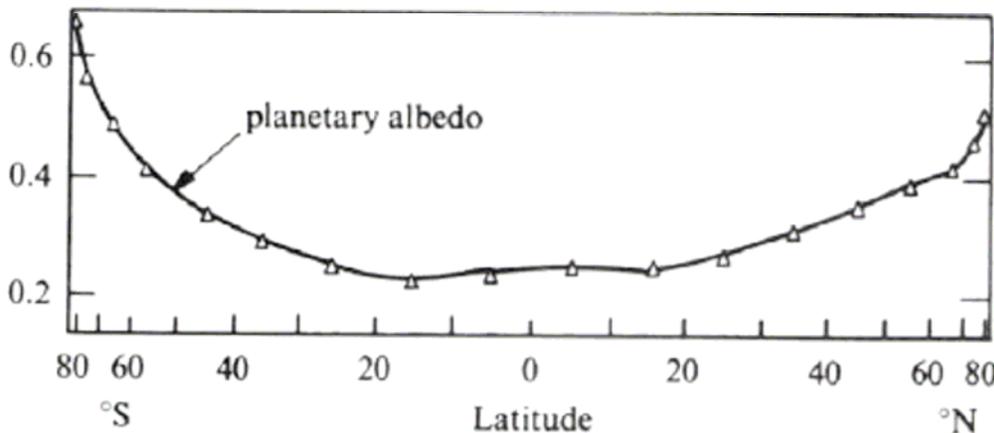
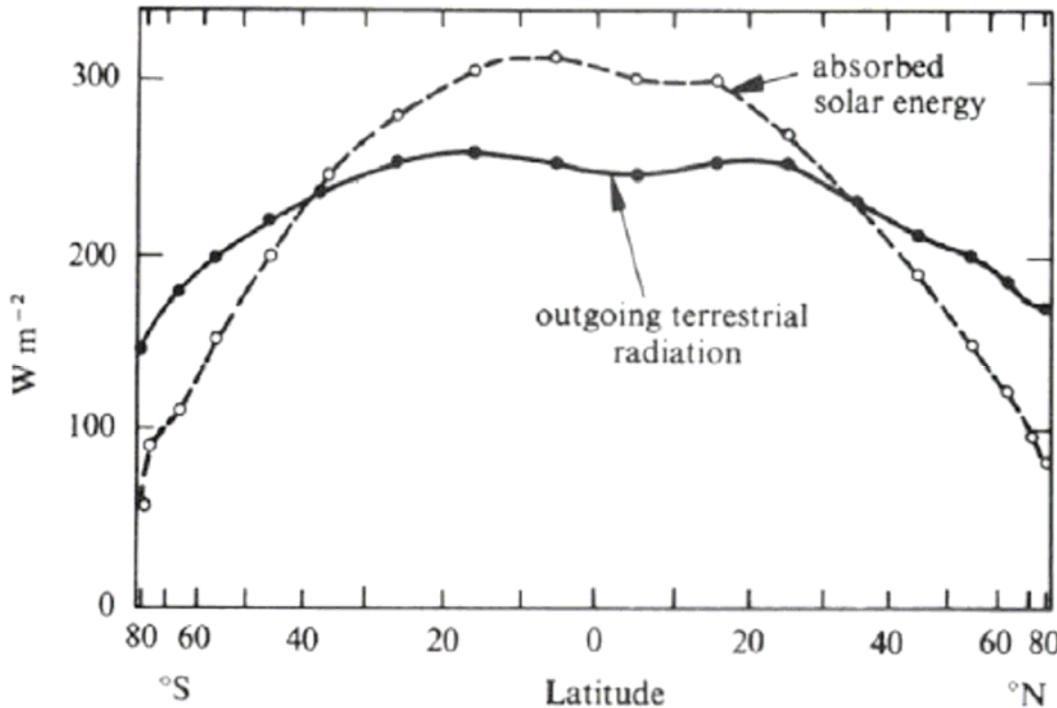
$$T_B = \left(\frac{S_0(1-A)}{2\varepsilon_B \sigma(2-\varepsilon_A)} \right)^{1/4} \quad T_A = \left(\frac{S_0(1-A)}{4\sigma(2-\varepsilon_A)} \right)^{1/4}$$

Mit $\varepsilon_A = 0,7$ erhält man $T_B = 288 \text{ K}$ (+15 °C) und $T_A = 239 \text{ K}$ (-34 °C).

Wichtig: Effektive Emission von höherer, kälter Schicht!







Wärmeüberschuss in den Tropen

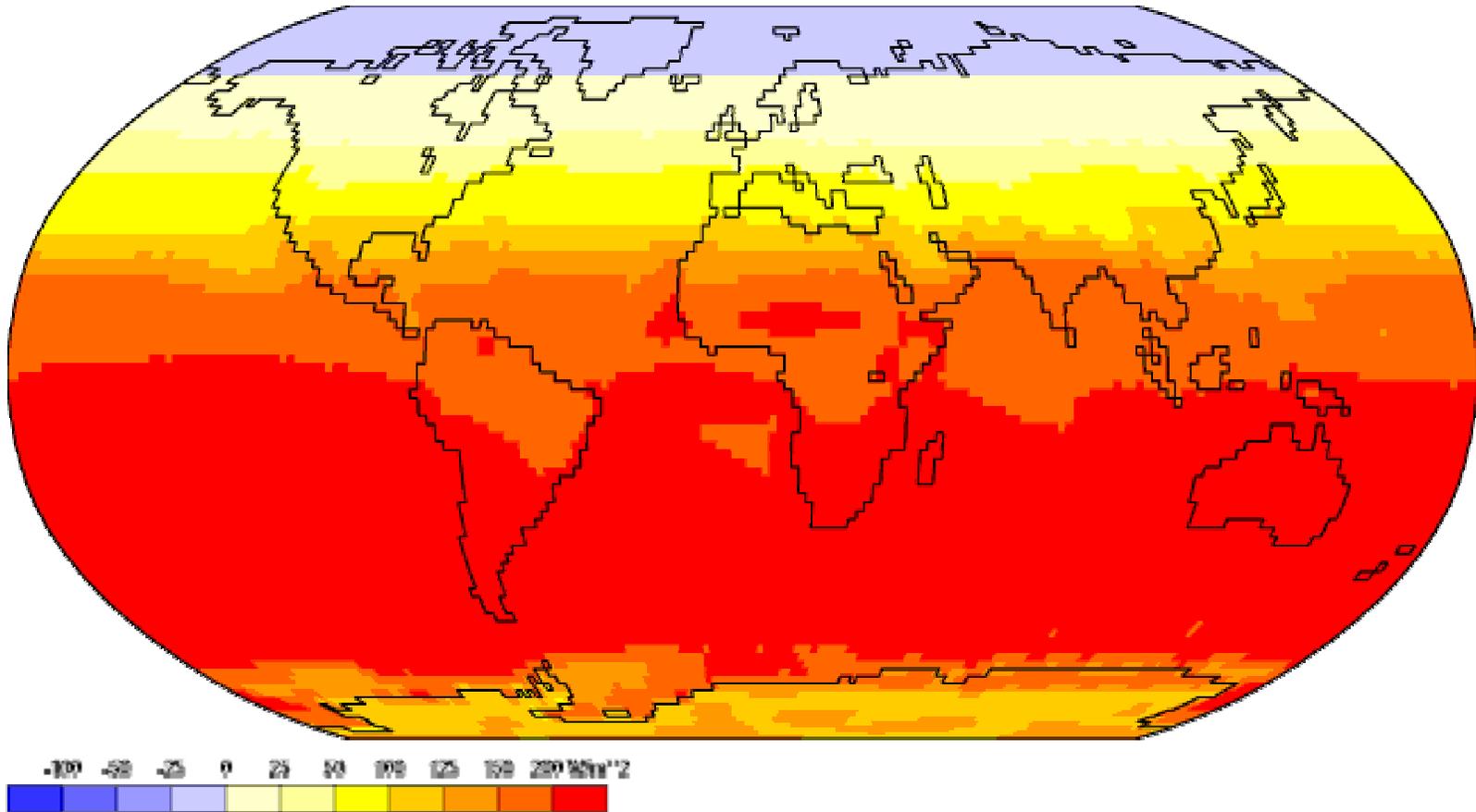
Abkühlung in polaren Gebieten

Meridionaler Wärmetransport ist notwendig

→ Interne Dynamik des Klimasystems!

Net Short-Wave Radiation

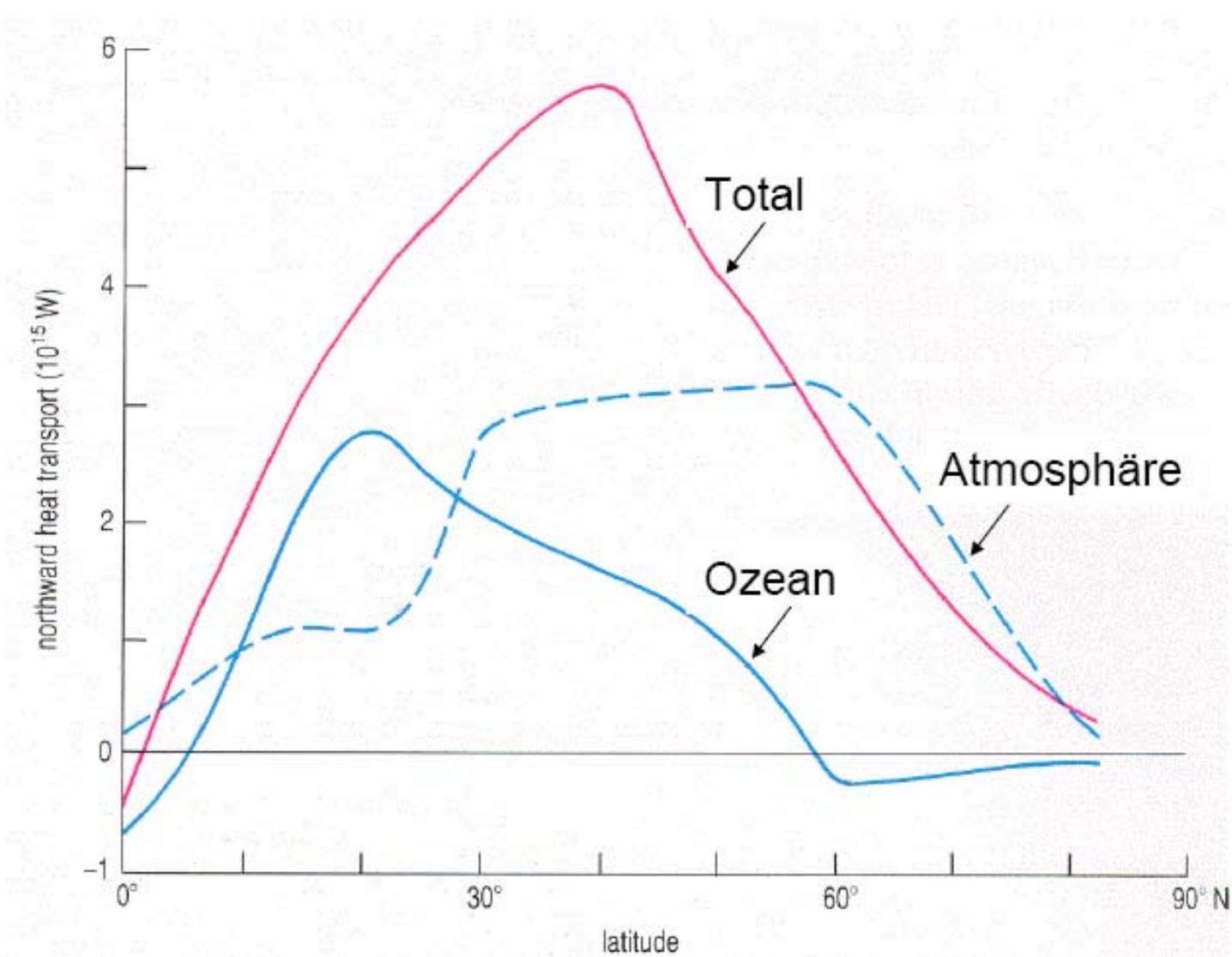
Dec



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1958-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

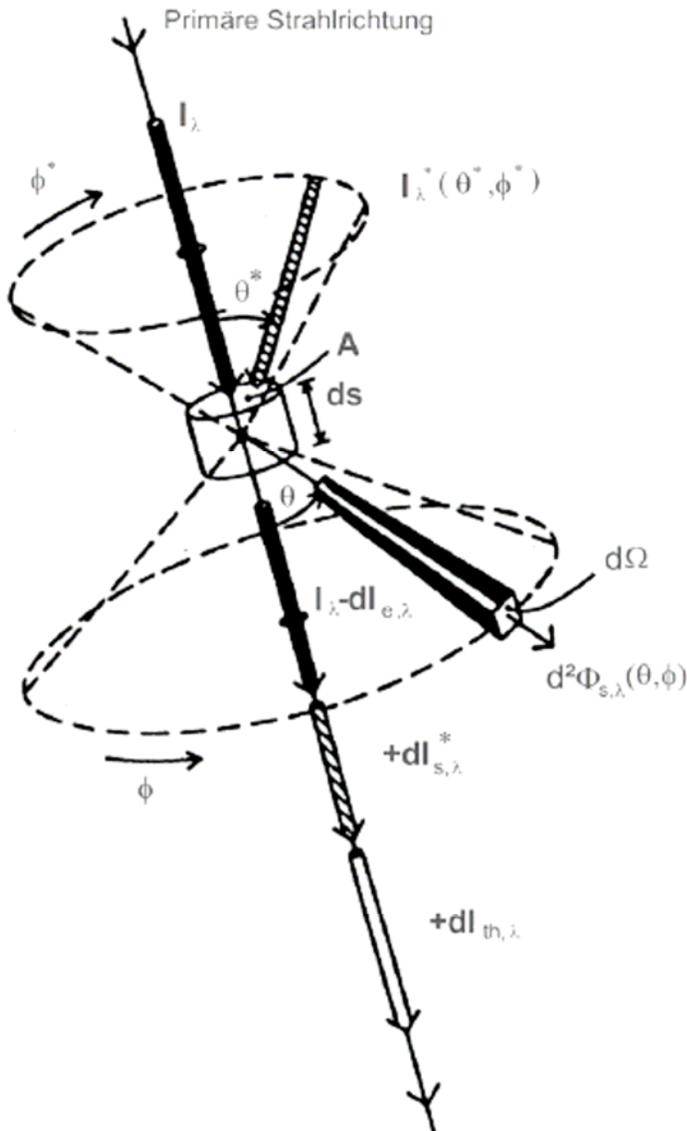


Wärmetransport auf der Nordhalbkugel





- Eine genauere Beschreibung des Strahlungshaushaltes der Erde benötigt eine Theorie des Strahlungstransportes durch die Atmosphäre.
- Die Ausbreitung des Lichts in der Atmosphäre wird beeinflusst von den Wechselwirkungen des Lichts mit den Luftteilchen:
 - Absorption
 - Streuung
 - Emission



Elementarer Prozess:

Durchgang eines Strahles mit der Intensität $I(\lambda)$ [$\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}$] durch ein Volumenelement $dV = A ds$.

Beiträge zur Änderung der Strahlungsintensität bei der Strahlungsübertragung:

Absorption: $dI_A(\lambda)$

Streuung: $dI_S(\lambda)$

→ **Extinktion:** $dI_E(\lambda) = dI_A(\lambda) + dI_S(\lambda)$

Einfallstreuung: $dI_S^*(\lambda)$

thermische Emission: $dI_{th}(\lambda)$

$$dI_a(\lambda) = -I(\lambda) \cdot K_a(\lambda) ds = -I(\lambda) \cdot \sigma_a(\lambda) \cdot N ds$$

Absorptionskoeffizient

Absorptionsquerschnitt

Anzahl der
Absorber

$$I(\lambda) = \int_0^L -I(\lambda) \cdot \sigma_a(\lambda) \cdot N ds = I_0(\lambda) \cdot \exp(-\sigma_a(\lambda) \cdot S)$$
$$= I_0(\lambda) \cdot \exp(-\tau)$$

Lambert-Beer-Gesetz

mit der Säulendichte $S = \int_0^L N ds$ in m^{-2}

und der optischen Dichte $\tau = \int_0^L K_a ds$



Strahlungstransport: Streuung und Extinktion

Atmosphärenchemie
WS 2005/06
Dr. R. Tuckermann

$$dI_s(\lambda) = -I(\lambda) \cdot K_s(\lambda) ds = -I(\lambda) \cdot \sigma_s(\lambda) \cdot N ds$$

Streukoeffizient

Streuquerschnitt

Anzahl der
Absorber

Streuung ist winkelabhängig → differentieller (bzw. winkelabhängiger)
Streuquerschnitt $d\sigma_s/d\Omega$

Die **Extinktion** ist ein Maß für die Abschwächung von Strahlung in einem Medium und fasst Prozesse der Absorption, Streuung, Beugung etc. zusammen.

$$dI_e(\lambda) = dI_a(\lambda) + dI_s(\lambda) = -I(\lambda) \cdot (K_a(\lambda) + K_s(\lambda)) ds$$



Rayleigh- und Mie-Streuung

- **Rayleigh-Streuung** an Luftmolekülen (*Streuzentren mit Durchmesser $\ll \lambda$*):

$$\sigma_R(\lambda) \sim \lambda^{-4}$$

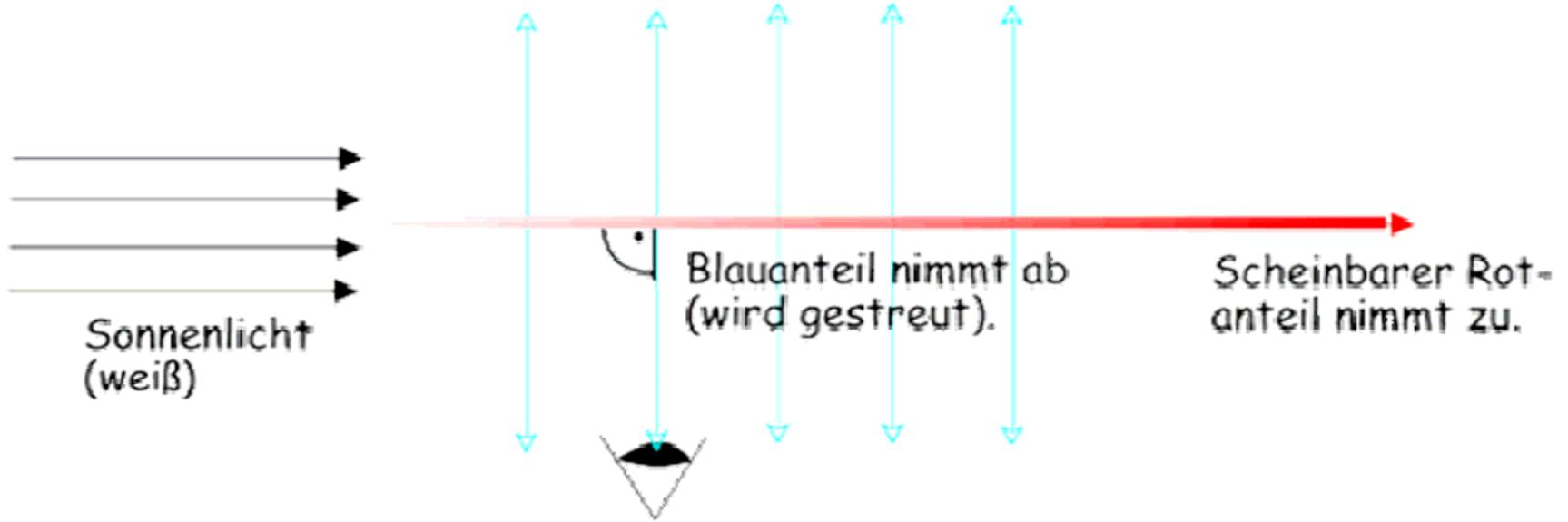
- **Mie-Streuung** an Partikeln, Aerosolen, Wolkentröpfchen (*Streuzentren mit Durchmesser $\sim \lambda$*):

$$\sigma_M(\lambda) \sim \lambda^{-1} \dots \lambda^{-1,5}$$

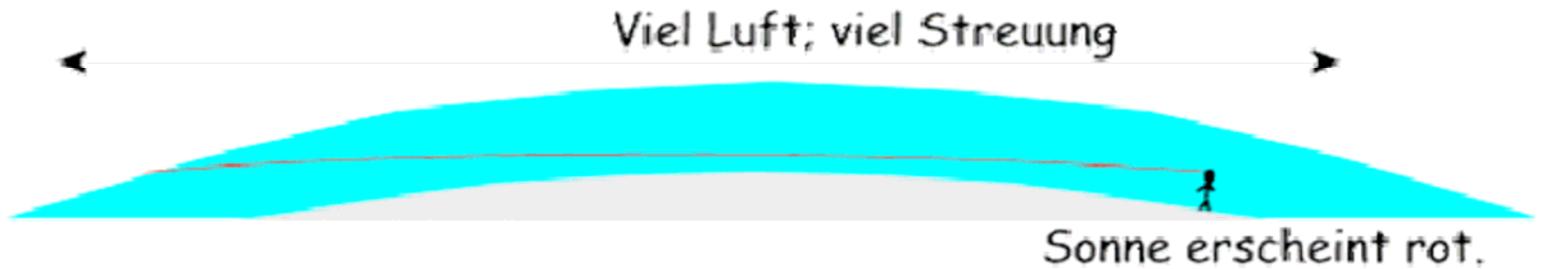
- Unterschiedliche Wellenlängenabhängigkeit erklärt
 - blauen Himmel (Rayleigh-Streuung)
 - roten Sonnenuntergang (Rayleigh-Streuung)
 - weiße Wolken (Mie-Streuung)



Rayleigh-Streuung: Warum ist der Himmel blau?



Sonnenuntergang





Strahlungstransport: Einfallstreuung und therm. Emission

$$dI_s^*(\lambda) = K_s(\lambda) ds \int_0^{4\pi} I_s^*(\lambda)(\Theta^*, \Phi^*) \frac{S(\Theta^*, \Phi^*)}{4\pi} \sin \Theta^* d\Theta d\Phi$$

Einfallstreuung

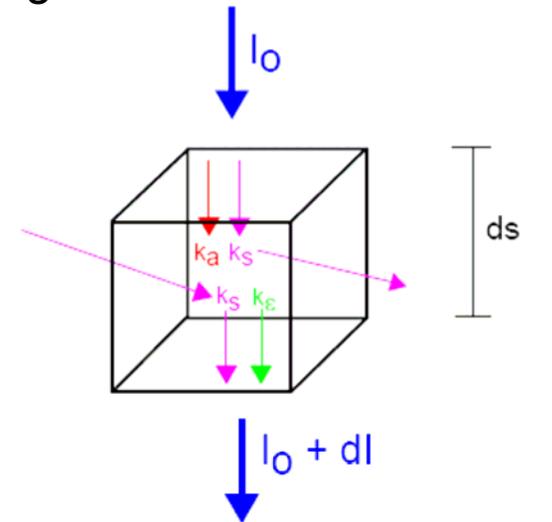
Streuung in Richtung
der Primärstrahlung

thermische Emission

$$dI_{th}(\lambda) = B(\lambda, T) \cdot K_a(\lambda) ds$$

Planckfunktion

Absorptionskoeff. =
Emissionskoeff.



Absorption, Streuung, Einfall-
streuung und thermische
Emission in einem Volumen-
element.



Strahlungstransportgleichung

$$\begin{aligned}\frac{dI(\lambda)}{ds} &= \left(dI_a(\lambda) + dI_s(\lambda) + dI_s^*(\lambda) + dI_{th}(\lambda) \right) / ds \\ &= -I(\lambda) \cdot \left(K_a(\lambda) + K_s(\lambda) \right) + B(\lambda, T) \cdot K_a(\lambda) \\ &\quad + K_s(\lambda) \int_0^{4\pi} I_s^*(\lambda)(\Theta^*, \Phi^*) \frac{S(\Theta^*, \Phi^*)}{4\pi} \sin \Theta^* d\Theta d\Phi\end{aligned}$$

Bei Wegfall der Streuung (Näherung im IR-Bereich):

$$\frac{dI(\lambda)}{ds} = \left(I(\lambda) + B(\lambda, T) \right) \cdot K_a(\lambda)$$

Schwarzschild-Gleichung

Prinzipiell muss beim Strahlungstransport über alle Raumrichtungen integriert werden. Setzt man eine horizontal homogen geschichtete Atmosphäre voraus, in der sich die horizontalen Strahlungsflüsse ausgleichen, so ergibt sich ein Netto-Strahlungsfluss nur in vertikaler Richtung.

Weitere Annahmen:

- Zerlegung des Nettoflusses in einen aufwärts gerichteten Strahlungsfluss und einen abwärts gerichteten Strahlungsfluss.
- Atmosphäre im sichtbaren Bereich durchlässig. (Im IR-Bereich kann die Streuung vernachlässigt werden: Schwarzschild-Gleichung)
- Keine Konvektion (Energieflüsse werden nur durch Strahlung bewirkt!).

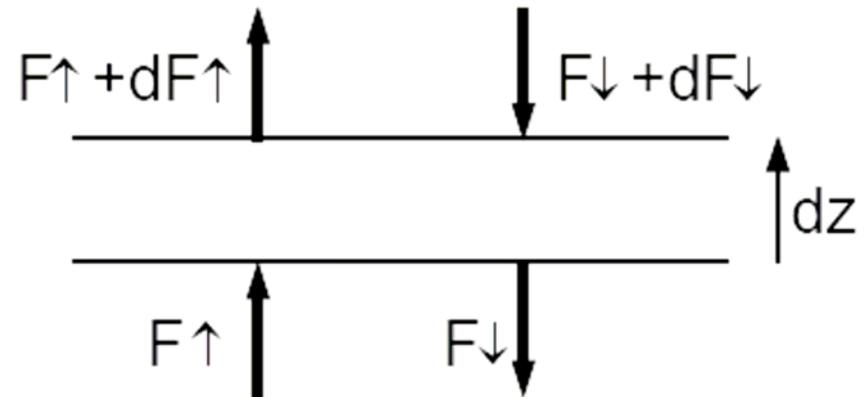


Illustration des 2-Strom-Modells.

a) Aufwärts gerichteter Fluss (Abstrahlung)

Abstrahlung in der Troposphäre ist
größere als die solare Einstrahlung.

b) Abwärts gerichteter Fluss (Rückstrahlung)

Obere Atmosphäre ist nahezu
transparent für IR-Strahlung.

c) Nettofluss

Erst in ca. 15 km Höhe herrscht ein
Gleichgewicht zwischen der solaren
Einstrahlung und der (terrestrischen)
Netto-Abstrahlung im IR-Bereich.

