

2. Strahlungsprozesse in der Atmosphäre

2.1 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) sowie zeitlicher (Tag/Nacht, Jahreszeiten) Variabilität auf die Erde.
- Die Terrestrische Infrarot-Abstrahlung sichert die Energiebilanz des Systems Erde
- Die Kenntnis der Verteilung der durch Strahlung hervorgerufenen Kühlung/Heizung ist Voraussetzung zum Verständnis aller atmosphärischen Vorgänge.
- 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)
- Praktische Fragen, z.B.: Wie bräunt die Sonne im Schatten?

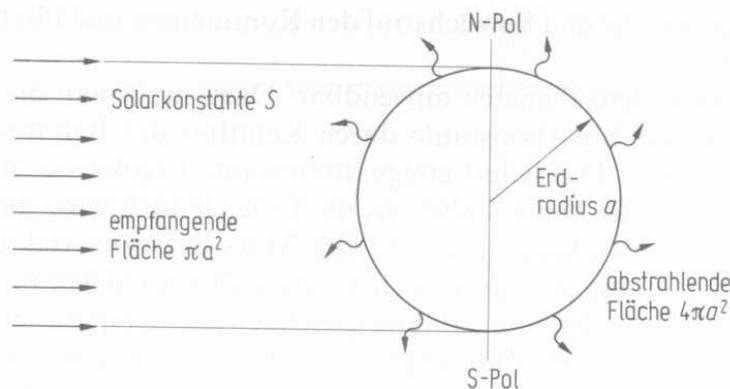


Abb. 4.20 Zum planetaren Strahlungshaushalt. Die von der Sonne kommende solare Strahlung hat die Strahlungsflußdichte S (Solarkonstante, $S = 1368 \text{ W/m}^2$). Die Erde schneidet mit ihrer Querschnittsfläche πa^2 die Leistung $S\pi a^2$ heraus. Den Bruchteil A (Weißegrad, *Albedo*) reflektiert sie, so daß die gesamte absorbierte Leistung den Wert hat $(1 - A)S\pi a^2$. Im terrestrischen Wellenlängenbereich emittiert die Erde nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz die Leistung $\sigma T_e^4 \cdot 4\pi a^2$. Beide Strahlungsflüsse müssen im Gleichgewicht sein, das heißt $(1 - A) S/4 = \sigma T_e^4$; T_e heißt Strahlungsgleichgewichtstemperatur.

Abbildung 2.1 (Aus Bergmann Schaefer, 1997, Seite 353)

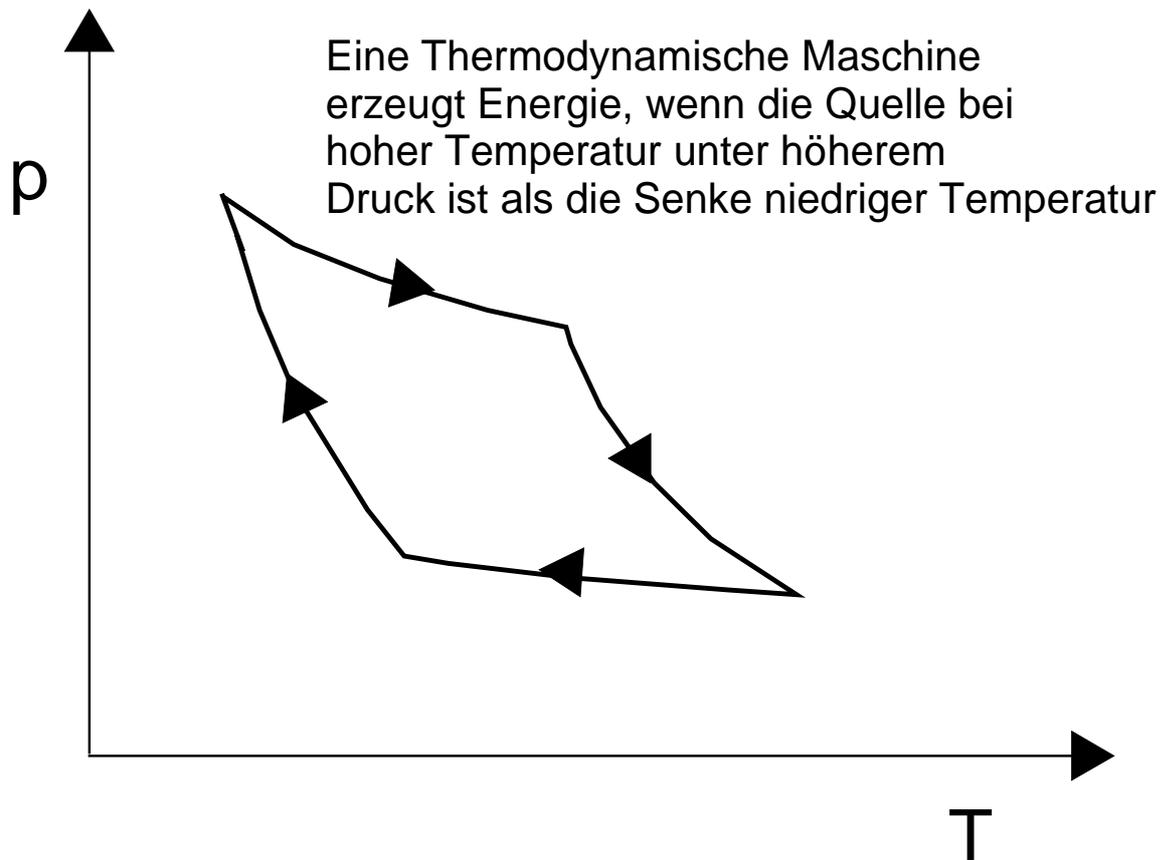


Abbildung 2.2 Die Atmosphäre als thermodynamische Maschine

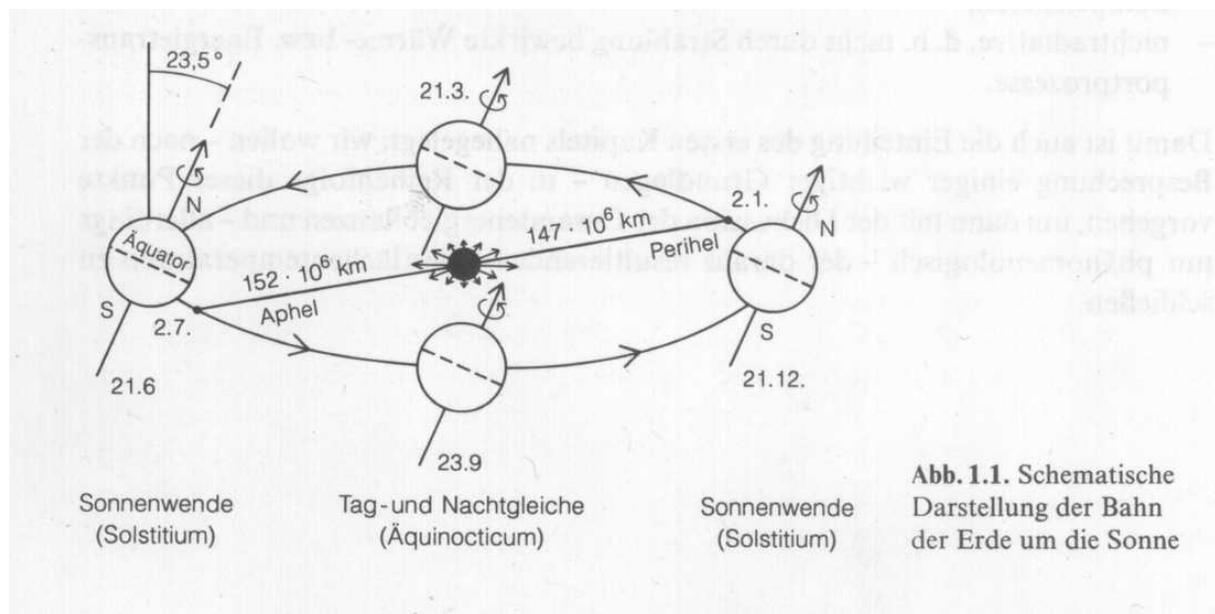


Abbildung 2.3. (Aus W. Roedel, 1992, Seite 2)

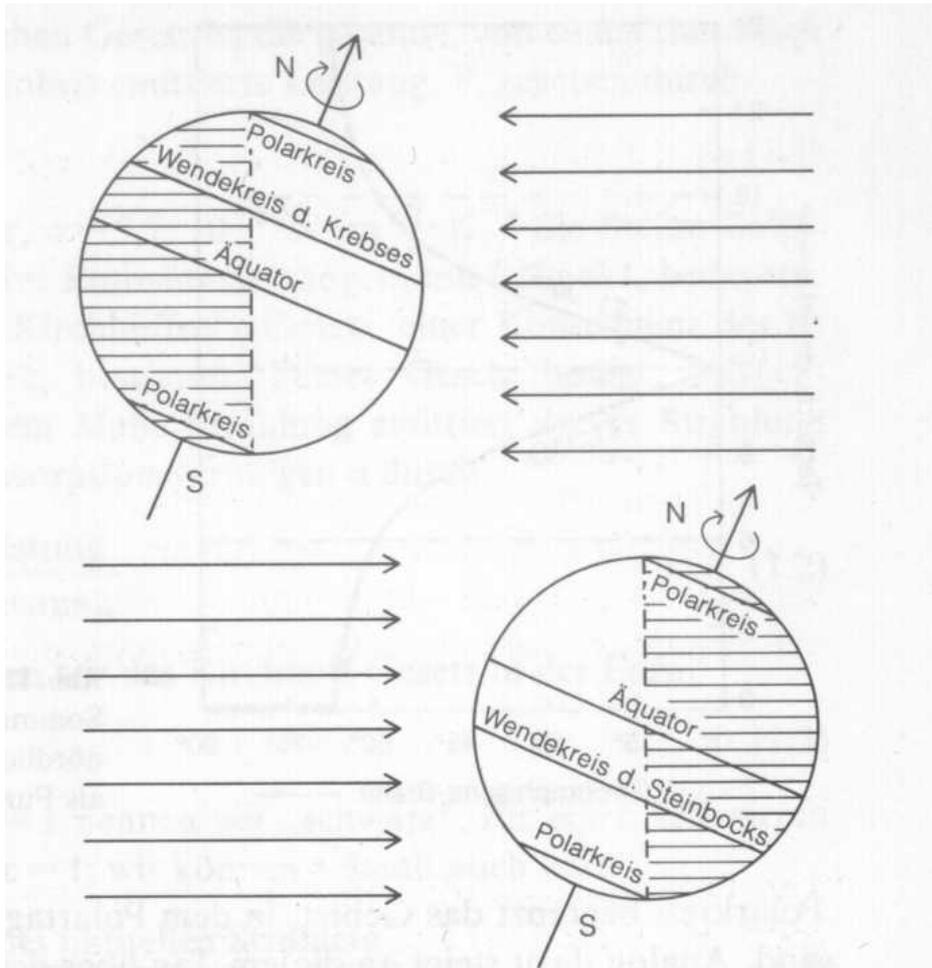


Abbildung 2.4 Beleuchtungsverhältnisse am 21. Juni (oben) und 21. Dezember (unten).
(Aus W. Roedel, 1992, Seite 3)

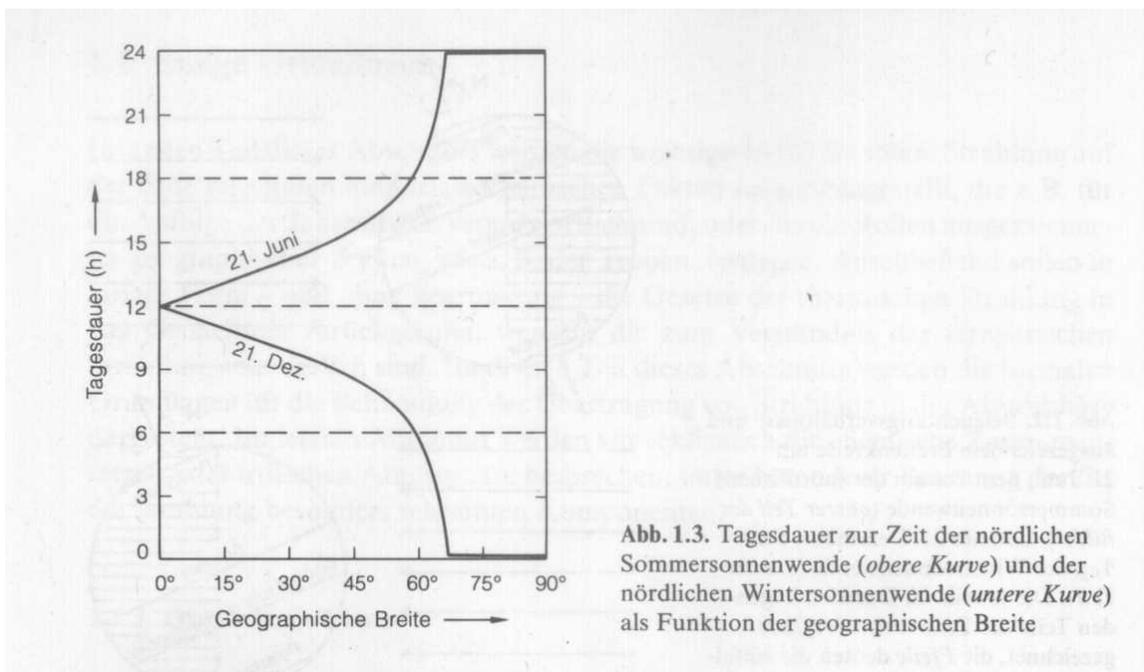


Abb. 1.3. Tagesdauer zur Zeit der nördlichen
Sommersonnenwende (*obere Kurve*) und der
nördlichen Wintersonnenwende (*untere Kurve*)
als Funktion der geographischen Breite

Abbildung 2.5 (Aus W. Roedel, 1992, Seite 4)

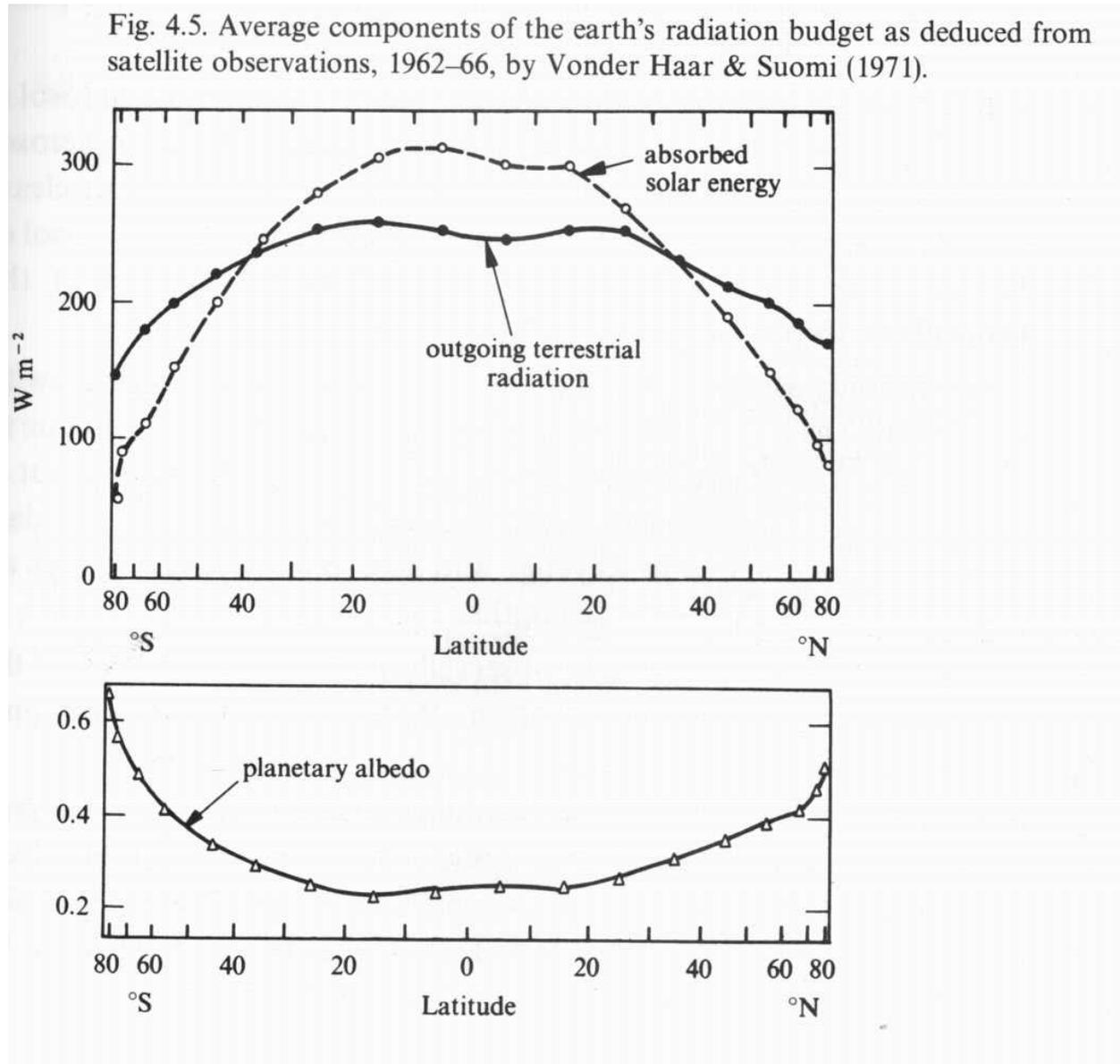


Abbildung 2.6 (Aus Houghton, 1991, Seite 51)

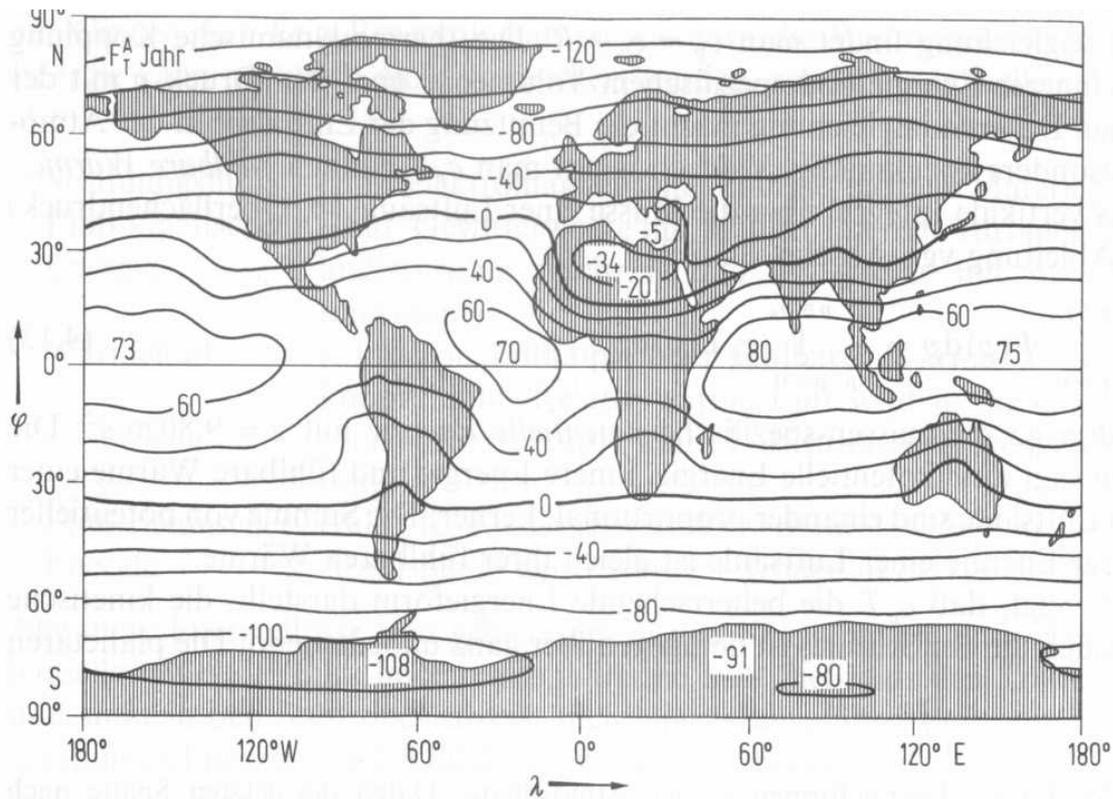


Abb. 4.27 Strahlungsbilanz RAD am Oberrand der Atmosphäre nach Satellitenmessungen im Jahresmittel in W/m^2 . Dargestellt ist die Nettostrahlungsflußdichte (algebraische Summe von solar einkommender Strahlung RAD_s und terrestrisch emittierter Strahlung RAD_L nach Abzug der solar reflektierten Strahlung) als Funktion der geographischen Koordinaten Breite φ und Länge λ . Positiv: Strahlungsgewinn des Planeten (Strahlungsfluß nach unten gerichtet); Negativ: Strahlungsverlust (Strahlungsfluß nach oben gerichtet) (nach Peixoto und Oort, 1984).
Abbildung 2.7 (Aus Bergmann Schaefer, 1997, Seite 353)

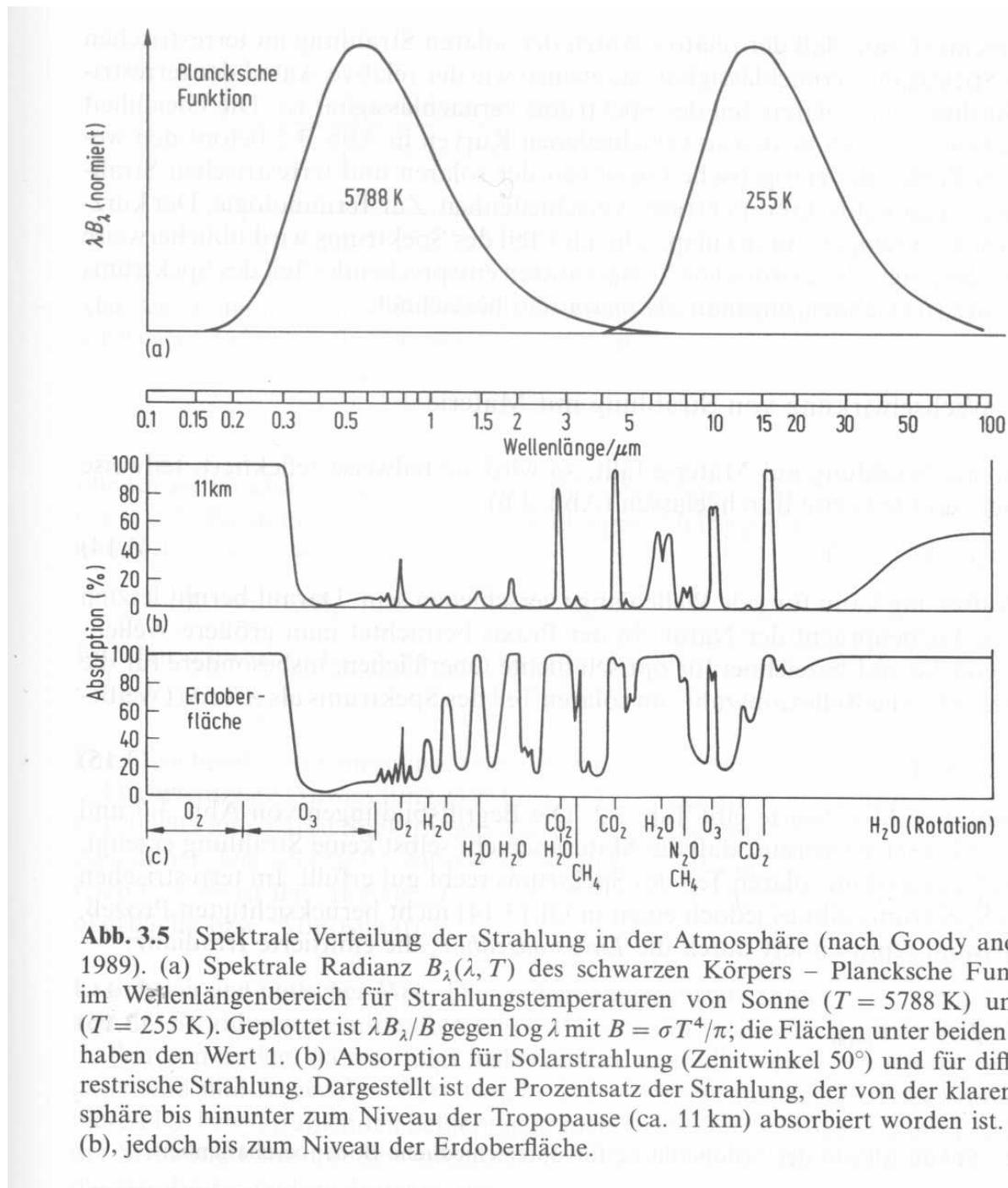


Abb. 3.5 Spektrale Verteilung der Strahlung in der Atmosphäre (nach Goody and Yung, 1989). (a) Spektrale Radianz $B_\lambda(\lambda, T)$ des schwarzen Körpers – Plancksche Funktion – im Wellenlängenbereich für Strahlungstemperaturen von Sonne ($T = 5788 \text{ K}$) und Erde ($T = 255 \text{ K}$). Geplottet ist $\lambda B_\lambda/B$ gegen $\log \lambda$ mit $B = \sigma T^4/\pi$; die Flächen unter beiden Kurven haben den Wert 1. (b) Absorption für Solarstrahlung (Zenitwinkel 50°) und für diffuse terrestrische Strahlung. Dargestellt ist der Prozentsatz der Strahlung, der von der klaren Atmosphäre bis hinunter zum Niveau der Tropopause (ca. 11 km) absorbiert worden ist. (c) Wie (b), jedoch bis zum Niveau der Erdoberfläche.

Abbildung 2.8 (Aus Bergmann Schaefer, 1997)

2.2 Definition strahlungsrelevanter Größen

Strahlungsfluß (Energiefluß) $\Phi = \frac{\text{abgestrahlte Energie}}{\text{Zeit}}$

z.B. Energiefluß der Sonne: $W_s = 3.85 \cdot 10^{26} \text{ W}$

Strahlungsflußdichte: $\vec{F} = \frac{W}{A} \cdot \vec{r}$

(gerichtete Größe, Fläche senkrecht zum Fluß, entspricht Poyntingschem Vektor aus der Elektrodynamik)

Irradianz (Bestrahlungsstärke): Strahlungsflußdichte (Skalar) durch eine Fläche vorgegebener, beliebiger Orientierung $E = \vec{F} \cdot \vec{r}$
 \vec{r} : Normalenvektor der Fläche

Bsp.:

I) Irradianz der Sonnenstrahlung an der Sonnenoberfläche: $E_S = \frac{W_S}{4\pi r_s^2} = 6.37 \cdot 10^7 \text{ W/m}^2$

II) Irradianz der Sonnenstrahlung am Radius der Erdbahn:

$E_E = \frac{W_S}{4\pi R^2} = 1368 \text{ W/m}^2 = S = \text{Solarkonstante}$

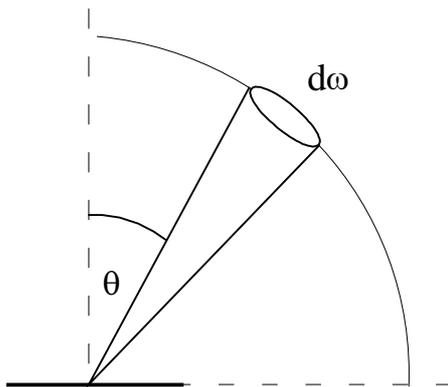
(r_s Radius der Sonne, R: Radius der Erdbahn)

Mittlere solare Einstrahlung: $S_0 = 1/4 S = 342 \text{ W/m}^2$

Radianz (Strahldichte, **Intensität, I**): die für Strahlungsphysik relevante Größe:

$$L = \frac{E}{\Omega}, \quad \Omega: \text{Raumwinkel}$$

$$E = \int_{\omega} L \cos \vartheta \, d\omega \quad (\text{Lambertsches Gesetz, Lambertscher Strahler})$$



Bezugsfläche

Abbildung 2.9 Das Licht, das die Bezugsfläche aus dem Raumwinkelement erreicht muß dieses senkrecht durchquert haben.

Bsp.: Diffuse Strahlung, blauer Himmel: Annahme: L ist konstant über den gesamten Halbraum ($\omega = 2\pi$).

$$E = \int_{\omega=0}^{2\pi} L \cos\vartheta \, d\omega = L \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\vartheta=0}^{\pi/2} \cos\vartheta \sin\vartheta \, d\vartheta \, d\varphi = \pi L \quad (2.1)$$

Wichtige physikalische Gesetze zur Wechselwirkung von Strahlung und Materie

Plancksche Strahlungsformel:

$$I(\lambda, T) = 2hc^2 \frac{\lambda^{-5}}{e^{hc/\lambda kT} - 1} \quad (2.2)$$

(Strahlung ist isotrop => $E = \pi I$)

Stefan-Boltzmann-Gesetz (Integration von a) über die Wellenlänge):

$$B(T) = k_\varepsilon \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad (2.3)$$

$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ Stefan-Boltzmann-Konstante

k_ε : Emissionsvermögen

Wiensches Verschiebungsgesetz (Ableitung von a) nach der Wellenlänge):

$$\lambda_{\max} \cdot T = 2898 \mu\text{mK}$$

Lambert-Beer (Extinktion)

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)k_e(\lambda)ds \quad (2.4)$$

k_e : Extinktionskoeffizient; $k_e = n\sigma(\lambda)$, n : Teilchendichte, σ : Wirkungsquerschnitt

($k_e = k_a + k_s$, k_a : Absorptionskoeffizient, k_s : Streu-Extinktionskoeffizient)

$$\text{Mit der optischen Dichte: } \tau(\lambda) = \int_0^s n(s')\sigma(\lambda)ds' \quad (2.5)$$

ergibt sich:

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)d\tau \quad (2.6)$$

Integration ergibt:

$$I(\lambda) = I_0 \exp\left(-\int_0^s n(s')\sigma(\lambda)ds'\right) \quad (2.7)$$

$$\text{bzw.: } I(\lambda) = I_0 \exp(-\tau) \quad (2.8)$$

Kirchhoffsches Strahlungsgesetz

Konsequenz aus dem 2. Hauptsatz der Thermodynamik: Das Emissionsvermögen eines thermischen Strahlers entspricht genau dem Absorptionsvermögen (Absorptionskoeffizient) dieses Körpers.

$$k_{\epsilon} = k_a$$

Strahlungsrelevante Prozesse in der Atmosphäre

- Absorption
- Streuung (elastisch/inelastisch)
- Emission

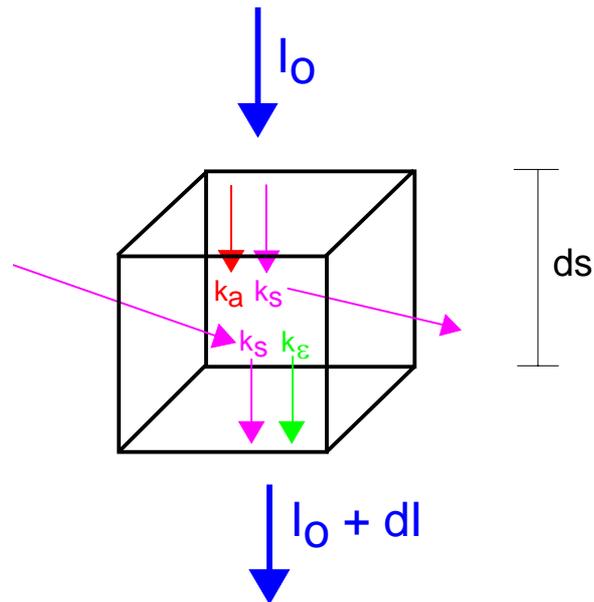


Abbildung 2.10 Wechselwirkungen von Strahlung und Materie

- Absorption trägt nur zur Abschwächung des einfallenden Lichts bei
- Streuung trägt sowohl zur Abschwächung als auch zur Verstärkung des einfallenden Lichts bei (Einstreuung).
- Emission trägt nur zur Verstärkung des Lichtes bei. Die Abschwächung durch Absorption und Streuung wird auch als Extinktion bezeichnet)

Absorption:

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)k_a(\lambda)ds \quad (2.9)$$

Die Atmosphäre ist im sichtbaren Spektralbereich weitgehend transparent.

Streuung aus dem Volumen:

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)k_s(\lambda)ds \quad (2.10)$$

$k_s = n\sigma_s$, σ_s Streuquerschnitt

$$\sigma_s(\lambda) = \int_{4\pi} \frac{d\sigma_s(\lambda, \vartheta)}{d\Omega} \cdot d\Omega \quad \text{differenzieller Streuquerschnitt} \quad (2.11)$$

Häufig ist eine (dimensionslose) Streufunktion nützlich:

$$S(\lambda, \vartheta) = \frac{4\pi}{\sigma_s} \cdot \frac{d\sigma_s(\lambda, \vartheta)}{d\Omega} \quad (2.12)$$

$$dI(\lambda) = k_s(\lambda) \cdot ds \cdot \int_0^\pi \int_0^{2\pi} I'(\varphi', \vartheta') \frac{S(\varphi', \vartheta')}{4\pi} d\varphi' \sin \vartheta' d\vartheta' \quad (2.13)$$

Bsp.: Rayleigh-Streuung: Streuung an Molekülen (N_2 , O_2):

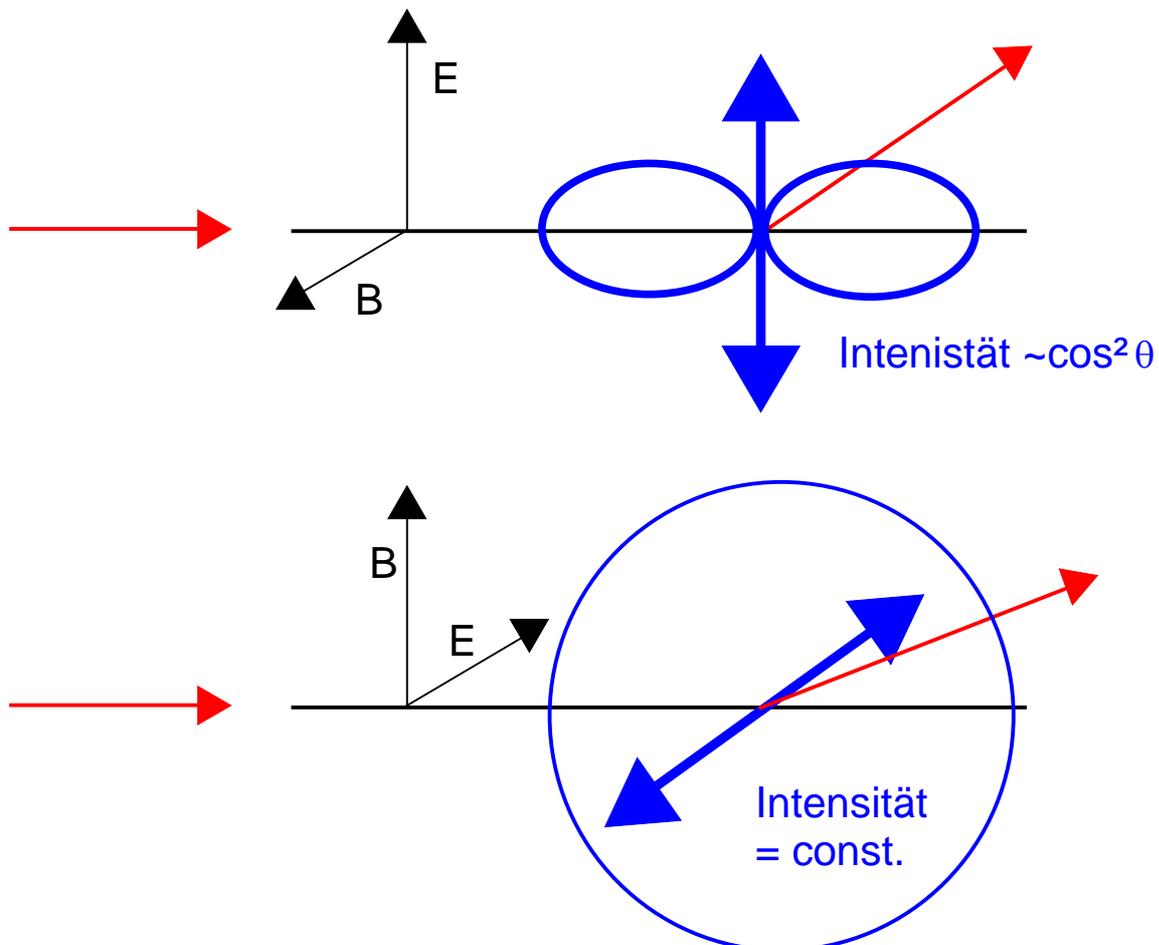


Abbildung 2.11 Richtungsabhängigkeit von Rayleigh-Streuung

$$\sigma_R = \frac{32\pi^3}{3n\lambda^4 \rho} (N - 1) \quad (2.14)$$

$$\frac{d\sigma_R}{d\Omega}(\vartheta) \approx (1 + \cos^2 \vartheta) \text{ für die Summe der Polarisationsrichtungen} \quad (2.15)$$

- Die starke Wellenlängenabhängigkeit der Rayleigh-Streuung ist für die blaue Himmelsfarbe verantwortlich, da das blaue Licht am stärksten gestreut wird. Die Rotfärbung der untergehenden Sonne entsteht dadurch, daß das blaue Licht aus dem Sichtstrahl gestreut wird.
- Entfernte Objekte (z.B. Berge) wirken bläulich.

Bsp.: Mie-Streuung: Streuung an Partikeln von ähnlicher Größe wie die Wellenlänge des Lichtes

Es ist günstig, einen Größenparameter zu definieren:

$$\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.16)$$

λ : Wellenlänge des Lichts, r : Radius des Teilchens

- kohärente Anregung einer größeren Zahl von Elementarstrahlern, Beugungs- und Interferenzerscheinungen
- ausgeprägtes Maximum in Vorwärtsrichtung (nimmt mit Teilchengröße zu).
- keine analytische Lösung möglich, Mie-Streuung bisher nur für sphärische Partikel beschrieben

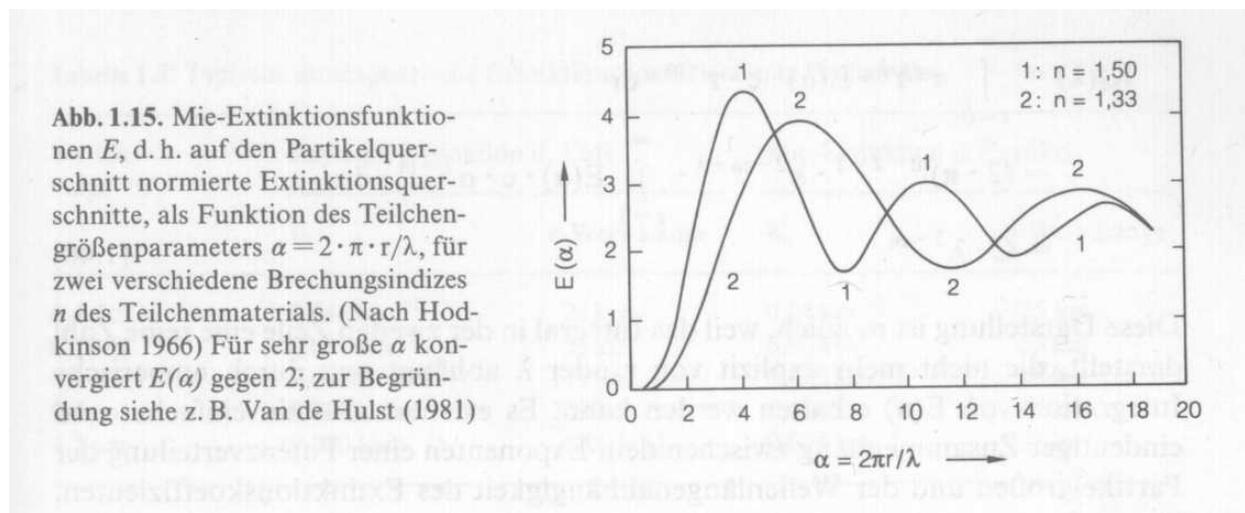


Abbildung 2.12 (aus W. Roedel, 1992, Seite 25)

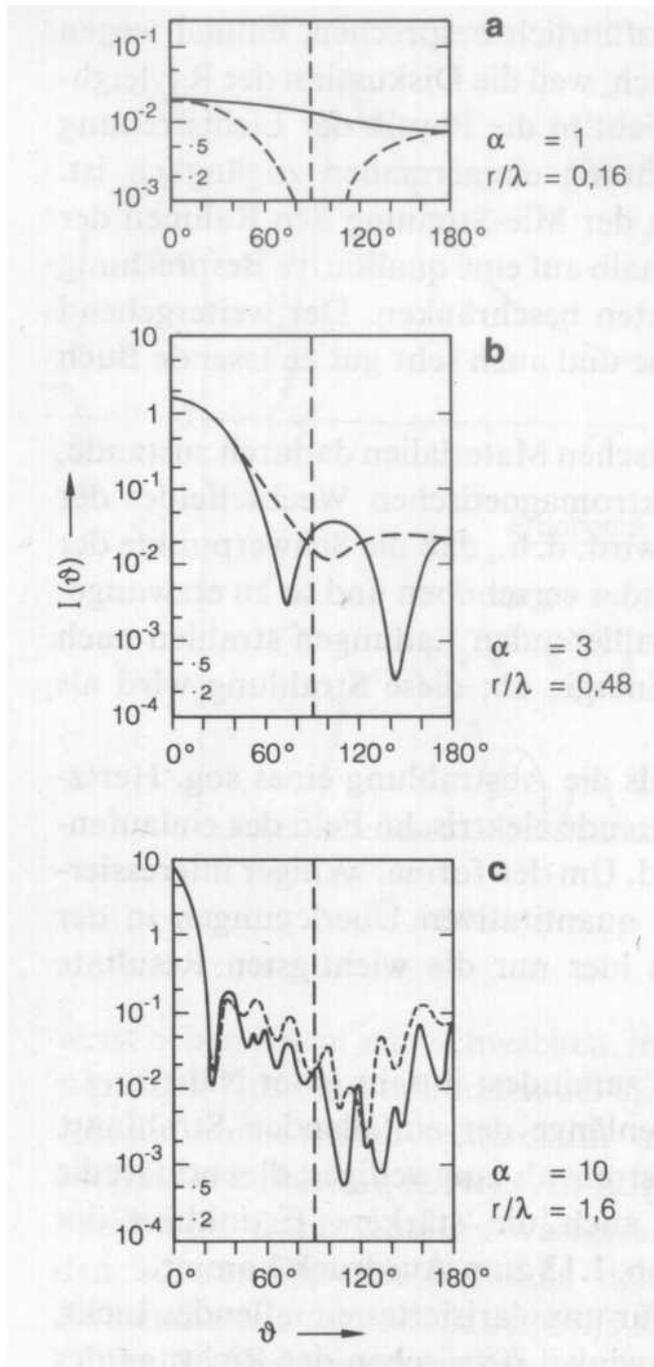


Abbildung 2.13
Mie-Streufunktion (normierte
differentielle Streuquerschnitte als
Funktion des Streuwinkels)

(nach Hodkinson, 1996; aus W. Roedel,
1992, Seite 24)

Tabelle 2.1 Typische atmosphärische Extinktionskoeffizienten in Bodennähe (aus W. Roedel, 1992)

Wellenlänge [nm]	e-Wert-Länge [km] gegenüber Rayleigh-Streuung	e-Wert-Länge [km] gegenüber Mie-Streuung
400	22	25
500	55	33
600	116	45
800	350	62
1500	4200	125

Streuung in das Volumen:

$$dI(\lambda) = k_s(\lambda) \cdot ds \cdot \int_0^\pi \int_0^{2\pi} I'(\varphi', \vartheta') \frac{S(\varphi', \vartheta')}{4\pi} d\varphi' \sin \vartheta' d\vartheta' \quad (2.16)$$

Emission

$$dI(\lambda, T) = k_a B(\lambda, T) ds \quad (2.17)$$

Zusammenfassung der einzelnen Terme zur Strahlungstransportgleichung:

$$\begin{aligned} dI(\lambda) &= -k_a I \cdot ds - k_s I \cdot ds + k_a B(T) \cdot ds \\ &+ k_s(\lambda) \cdot ds \cdot \int_0^\pi \int_0^{2\pi} I'(\varphi', \vartheta') \frac{S(\varphi', \vartheta')}{4\pi} d\varphi' \sin \vartheta' d\vartheta' \end{aligned} \quad (2.18)$$

Spezialfälle für Kurz- und Langwellige Strahlung**a) Kurzwellige Strahlung:**

- thermische Ausstrahlung kann vernachlässigt werden:

$$\begin{aligned} dI(\lambda) &= -k_a I \cdot ds - k_s I \cdot ds \\ &+ k_s(\lambda) \cdot ds \cdot \int_0^\pi \int_0^{2\pi} I'(\varphi', \vartheta') \frac{S(\varphi', \vartheta')}{4\pi} d\varphi' \sin \vartheta' d\vartheta' \end{aligned} \quad (2.19)$$

b) Infrarot-Ausstrahlung

- Rayleigh- und Mie-Streuung an Aerosolen (aber nicht an Wolkentröpfchen) kann vernachlässigt werden:

$$dI(\lambda) = -k_a I \cdot ds + k_a B(T) \cdot ds \quad (2.20)$$

mit $k_a ds = d\tau$

$$\frac{dI(\lambda)}{d\tau} = -I + B(T) \quad (2.21)$$

(Schwarzschild-Gleichung)

2.3 Einfache Anwendungen

a) 2-Strom-Modell

Das 2-Strom-Modell (auch 2-Fluß-Modell) Erlaubt die Berechnung der atmosphärischen Höhenverteilung der Temperatur und der Thermischen Ausstrahlung

Grundannahme: der seitliche Fluß in und aus einem betrachteten Volumen gleicht sich gegenseitig aus, d.h. die betrachtete Atmosphäre ist horizontal homogen. Dies entspricht der Annahme, daß die horizontale Divergenz der Flußdichte viel kleiner (oder Null) sein muß als die vertikale Divergenz.

Weitere Annahmen:

- die Atmosphäre ist im sichtbaren Spektralbereich durchlässig, die Erdoberfläche ist Heizfläche
- die Atmosphäre ist im infraroten Spektralbereich 'grau'
- Energieflüsse werden nur durch Strahlung bewirkt (keine Konvektion)

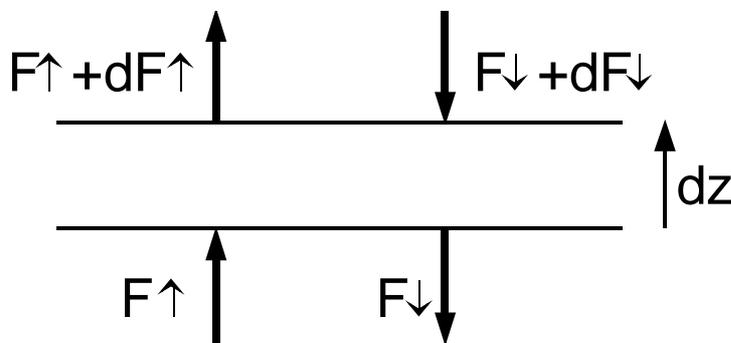


Abbildung 2.14 Zur Illustration des 2-Strom-Modells

$$\frac{d}{dz}(F \downarrow - F \uparrow) = \rho c_p \frac{dT}{dt} \quad (2.22)$$

Im Gleichgewicht gilt: $\frac{dT}{dt} = 0$ (2.23)

$\Rightarrow F \downarrow - F \uparrow = \text{const} = \Phi$ Nettoflußdichte (2.24)

es gilt (Schwarzschildgleichung, siehe Gl. 2.21):

$$\frac{d}{d\tau'} F \uparrow = F \uparrow - \pi B \quad (2.25)$$

$$\frac{d}{d\tau'} F \downarrow = F \downarrow - \pi B \quad (2.26)$$

$$\text{mit } d\tau = k_a dz \quad (2.27)$$

Weil die Strahlung nicht nur senkrecht, sondern auch schräg durch die Fläche fällt, muß statt der Radianz die Irradianz betrachtet werden. Insbesondere muß $d\tau$ durch $d\tau' \approx 5/3 d\tau$ ersetzt werden.

$$\text{wir definieren } \Psi = F \uparrow + F \downarrow \quad (2.28)$$

$$\text{Dann gilt: } \frac{d\Psi}{d\tau'} = F \uparrow - F \downarrow = \Phi \quad (2.29)$$

$$\text{und } \frac{d\Phi}{d\tau'} = F \uparrow + F \downarrow - 2\pi B = \Psi - 2\pi B \quad (2.30)$$

$$\text{wegen } \frac{d\Phi}{d\tau'} = 0 \text{ (Gleichung 2.24) ist } \Psi = 2\pi B \quad (2.31)$$

$$\text{daraus (und mit Gleichung 2.29) ergibt sich: } B = \frac{\Phi}{2\pi} \tau' + \text{const} \quad (2.32)$$

An der Obergrenze der Atmosphäre gilt: $\tau' = 0$; $F \downarrow = 0$ und somit:

$$\Psi = \Phi = 2\pi B \quad (2.33)$$

Damit wird Gleichung 2.32 zu: $B = \frac{\Phi}{2\pi}(\tau'+1)$ (2.34)

Diese Gleichung drückt einen **linearen** Zusammenhang zwischen der Planck-Funktion und der optischen Dichte (gemessen von der Atmosphärenoberkante) aus. Nun betrachten wir die Randbedingungen an der Ober- und Unterkante der Atmosphäre:

Am Erdboden ist $\tau' = \tau'_0$, und:

$$F_0 \uparrow = \pi B_g \quad (2.35)$$

mit B_g der Planck-Funktion des Bodens.

Für die Luft direkt über dem Boden gilt nach Gleichung 2.33:

$$\Psi_0 = F_0 \uparrow + F_0 \downarrow = 2\pi B_0 \quad (2.36)$$

Daraus ergibt sich: $B_g - B_0 = \frac{F_0 \uparrow - F_0 \downarrow}{2\pi} = \frac{\Phi}{2\pi}$ (2.37)

=> Die Bodentemperatur ist höher als die Temperatur der Luft direkt über dem Boden; es existiert eine Unstetigkeit!

Grobe quantitative Berechnung des Treibhauseffekts
(Kombination der Gleichungen 2.34 und 2.37):

$$B_g = \frac{\Phi}{2\pi}(\tau'_0 + 2) \quad (2.38)$$

Für eine Atmosphäre ohne Absorption ($\tau'=0$) folgt: $B_g = \frac{\Phi}{\pi}$ (2.39)

Die Erdoberfläche steht im Gleichgewicht mit der aus- und eingehenden Strahlung.

Für eine zunehmende optische Dicke τ' ergibt sich eine Zunahme von B_g und damit der Bodentemperatur.

Fig. 2.4. Upward radiation flux F^\uparrow , downward flux F^\downarrow and black-body function πB at atmospheric temperature plotted against optical depth for radiative equilibrium atmosphere.

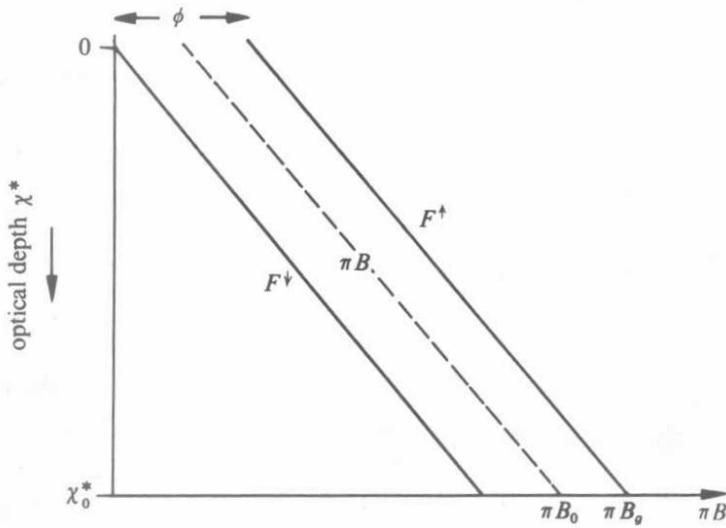


Fig. 2.5. Radiative equilibrium temperature T plotted against altitude z . The line c is drawn through the surface temperature with slope -6 K km^{-1} . This simple model leads to a troposphere dominated by convection below a stratosphere in approximate radiative equilibrium.

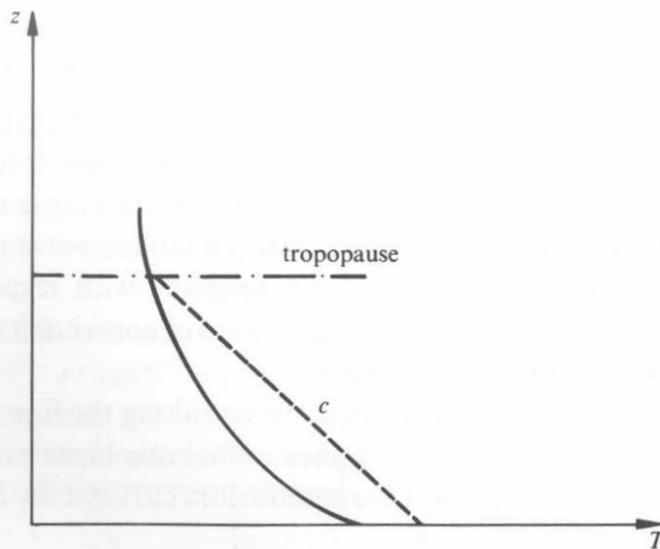


Abbildung 2.15 (Aus Houghton, 1991)

Detaillierte Berechnungen mit dem 2-Strom-Modells:

Wegen der spektralen Abhängigkeit der IR-Absorptionen sowie der unterschiedlichen Höhenverteilungen der verschiedenen Gase stellt die bisherige Betrachtung einer grauen Atmosphäre eine starke Vereinfachung dar. Außerdem ist die Annahme $dT/dt = 0$ natürlich nicht gerechtfertigt, da Wärme auch durch Luftströmungen transportiert wird.

Detaillierte Rechnungen (z.B. Ramanathan et al., 1976) ergeben folgendes Bild (siehe auch W. Roedel, Seite 45):

Abbildung 2.16

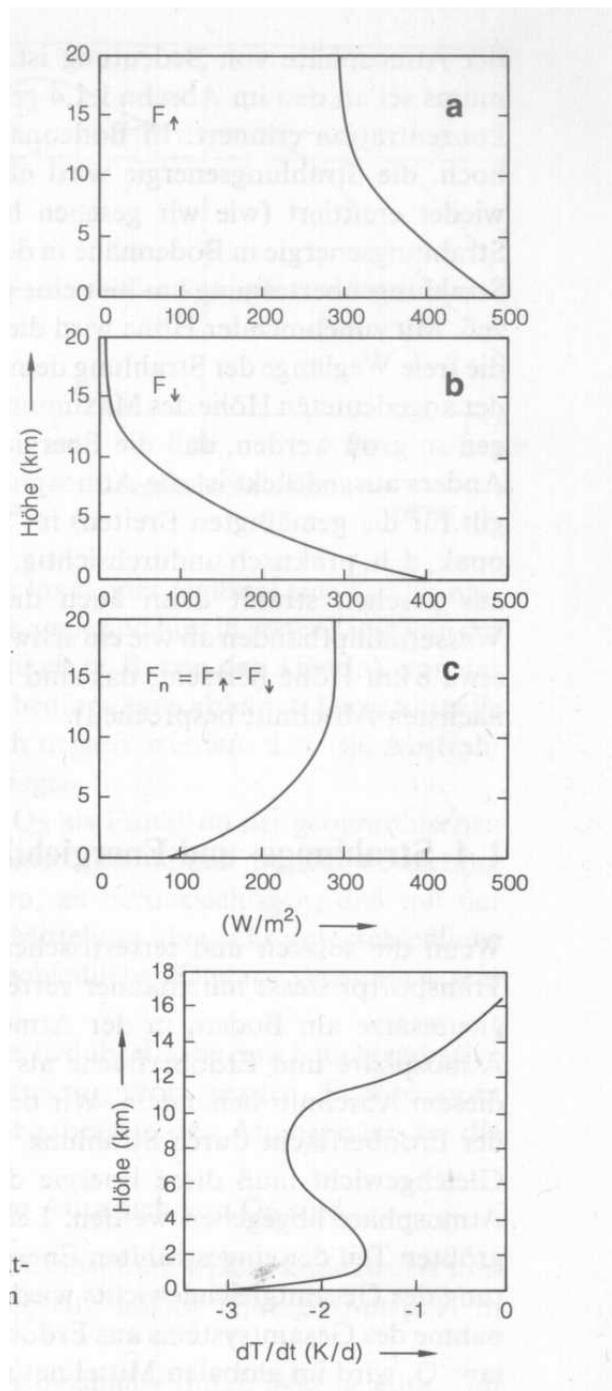
Flußdichten der thermischen Strahlung in der Atmosphäre nach dem 2-Strom-Modell.

a) Aufwärtsgerichteter Fluß

b) Abwärtsgerichteter Fluß

c) Nettofluß

(Nach Rechnungen von Ramanathan et al., 1976; aus W. Roedel, Seite 45)



Mittlere Rate der Strahlungskühlung der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten (nach Rechnungen von Rodgers and Walshaw, 1966; aus W. Roedel, Seite 45)

Sandströms Theorem

Wie sieht die Temperaturschichtung einer Atmosphäre aus, in der eine stark absorbierende Schicht existiert (z.B. Venusatmosphäre)?

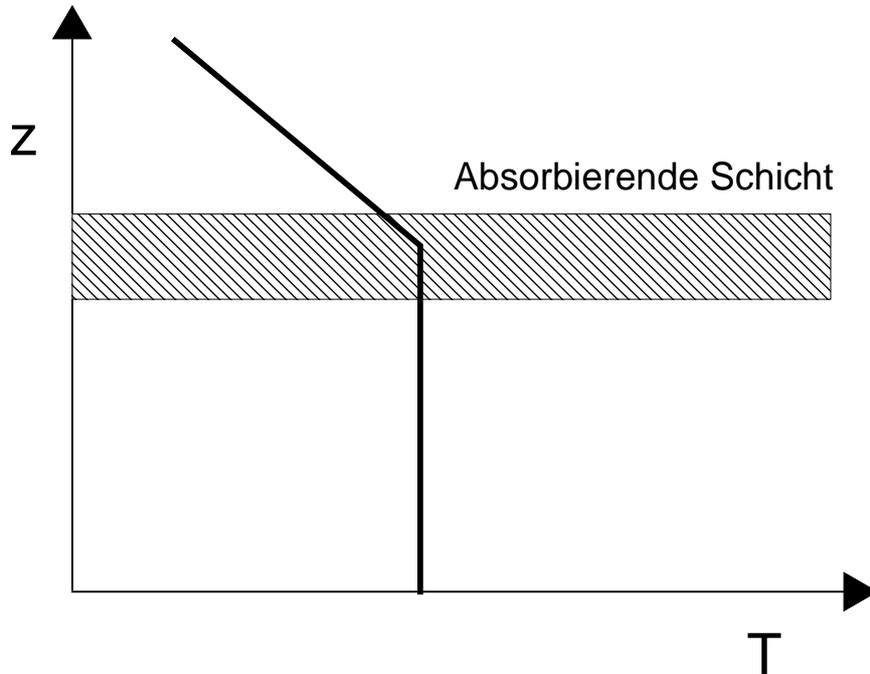


Abbildung 2.17 Temperaturschichtung in einer Atmosphäre mit einer absorbierenden Schicht. (siehe auch atmosphärische Wärmekraftmaschine, Abb. 2.2)

Heizungs- und Kühlrate der Atmosphäre

Energieabgabe eines Luft-Volumenelements durch Abstrahlung:

$$\frac{dP}{dV} = -\frac{d\Phi(z)}{dz} = -\rho c_p \frac{dT}{dt} \quad (2.40)$$

Daraus ergibt sich die Kühlrate durch Abstrahlung:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{d\Phi}{dz} \quad (2.41)$$

Abschätzung für Erwärmung (Simple, nur größenordnungsmäßig korrekte Abschätzung):

Annahme: die Atmosphäre absorbiert gesamte solare Strahlung.

$$\text{Damit wird } \frac{d\Phi}{dz} = \frac{342 \text{ W m}^{-2}}{8 \text{ km}} = 0.04275 \text{ W m}^{-3}$$

$342 \text{ W m}^{-2} = 0.25 \cdot \text{Solarkonstante}$, $8 \text{ km} = \text{Skalenhöhe der Atmosphäre}$

$$\text{mit } \rho = \frac{42.5 \text{ Mol}}{\text{m}^3}$$

$$\text{und } c_p = \frac{7}{2} R = 3.5 \cdot 8.31 \frac{\text{J}}{\text{Mol} \cdot \text{K}} = \frac{29.1 \text{ J}}{\text{Mol} \cdot \text{K}}$$

Daraus folgt:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\text{Mol} \cdot \text{K} \cdot \text{m}^3}{29.1 \cdot 42.5 \text{ Mol} \cdot \text{J}} \cdot 0.04275 \frac{\text{W}}{\text{m}^3}$$

$$= 4.346 \cdot 10^{-5} \frac{\text{K}}{\text{s}} = 3.8 \frac{\text{K}}{\text{d}}$$

Dies ist auch die Größenordnung der Tag-Nacht-Temperaturänderung. Praktisch können die Temperaturschwankungen aber deutlich größer sein, da sie nur Teile der Atmosphäre (z.B. die bodennahe Schicht) betreffen.

Höhenverteilung der Strahlungsheizung und -Kühlung:

-Maximum der Kühlrate zwischen etwa 6 und 10 km Höhe. Dort wird die Atmosphäre bezüglich des Wasserdampfs (Haupttreibhausgas) praktisch durchsichtig und die thermische Strahlung kann in den Weltraum entweichen. Vom All aus sieht die Erde etwa wie ein schwarzer Strahler mit der Temperatur von ca. 8km aus (-30°C). Die Abstrahlung eines solchen schwarzen Strahlers entspricht in etwa der mittleren solaren Einstrahlung (342 W/m^2).

Fig. 12.6. Thermal emission from the earth plus atmosphere emitted vertically upwards and measured by the infrared interferometer spectrometer on Nimbus 4, (a) over Sahara, (b) over Mediterranean, (c) over Antarctica. The radiances of black bodies at various temperatures are superimposed. (From Hanel *et al.*, 1971)

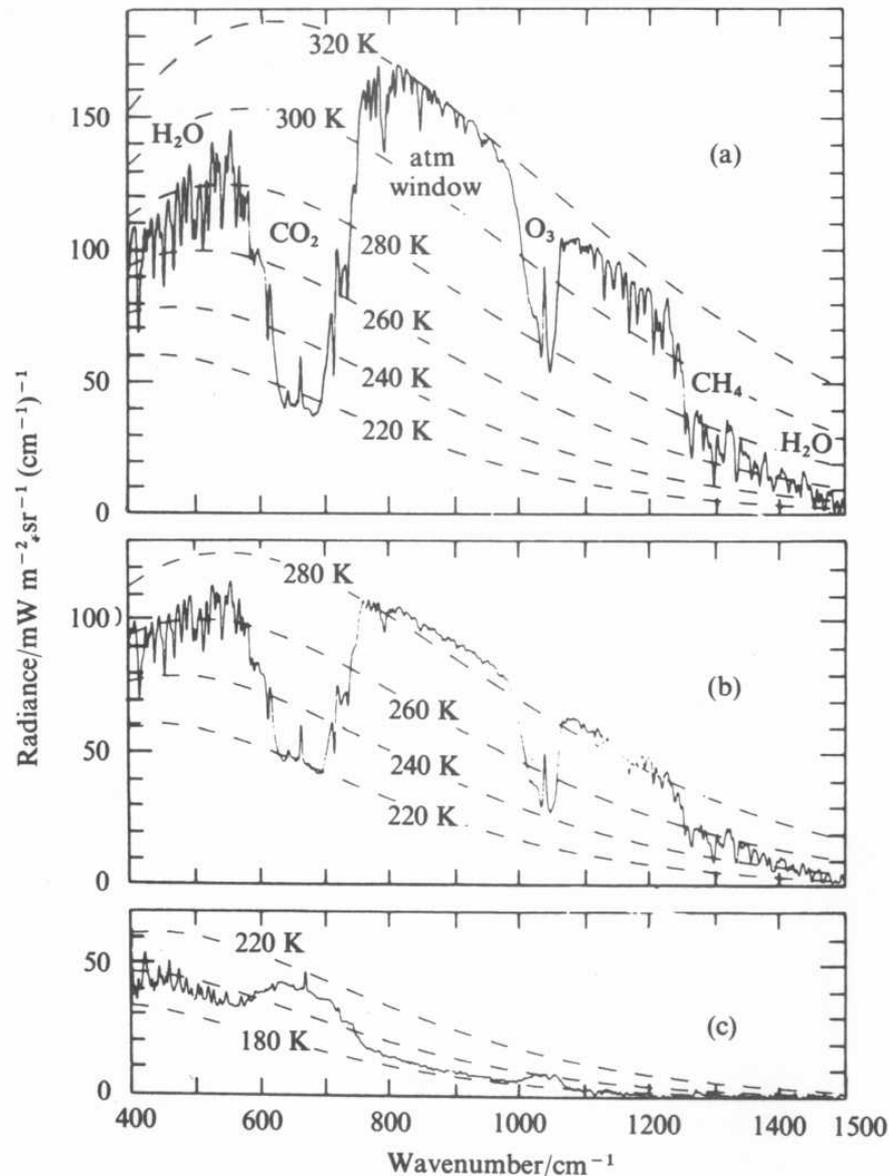


Abbildung 2.18 (Aus Bergmann Schaefer, 1997)

2.4 Beispiele für komplexe Strahlengänge in der Atmosphäre

Während das 2-Strom-Modell gut geeignet ist, den Energiehaushalt der Atmosphäre zu betrachten, so sind für viele Untersuchungen komplexere Strahlungstransportbetrachtungen notwendig.

a) Fernerkundungsmethoden, z.B. Absorptionsspektroskopie im sichtbaren und UV-Spektralbereich (DOAS, Differentielle optische Absorptionsspektroskopie):

Beispiel: Zenith-Streulicht-Beobachtungen:

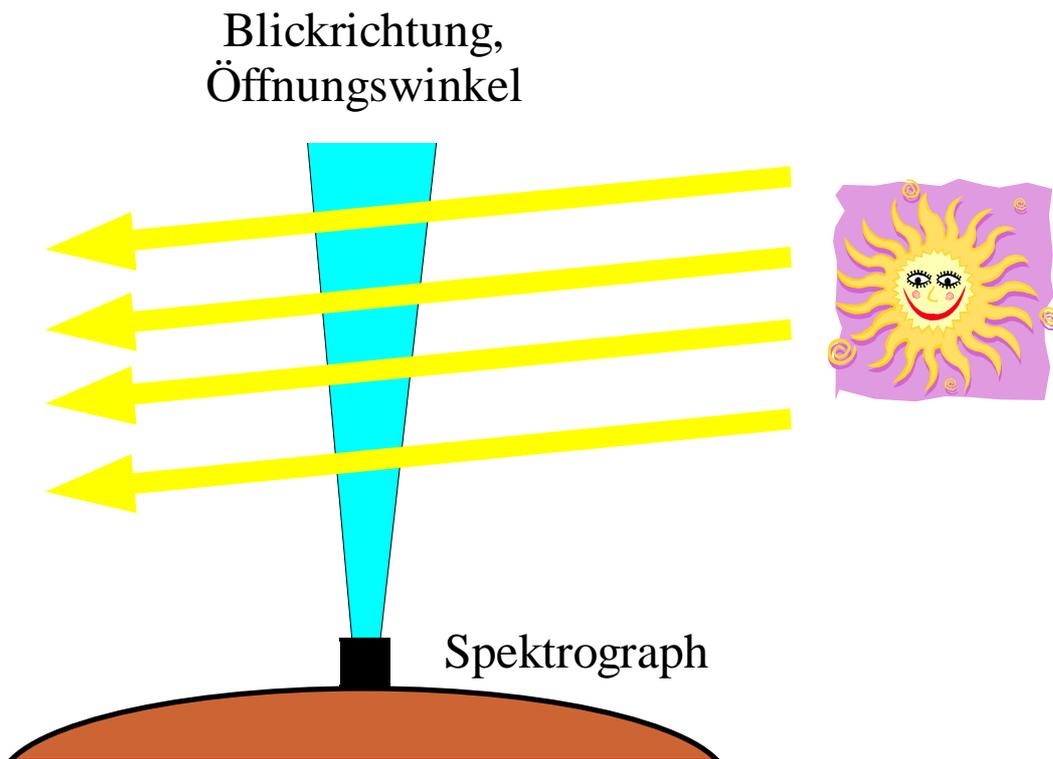


Abbildung 2.19

Solche DOAS-Messungen werden seit langem am Institut für Umweltphysik durchgeführt, z.B. in Kiruna, Antarktis, auf dem Schiff Polarstern.

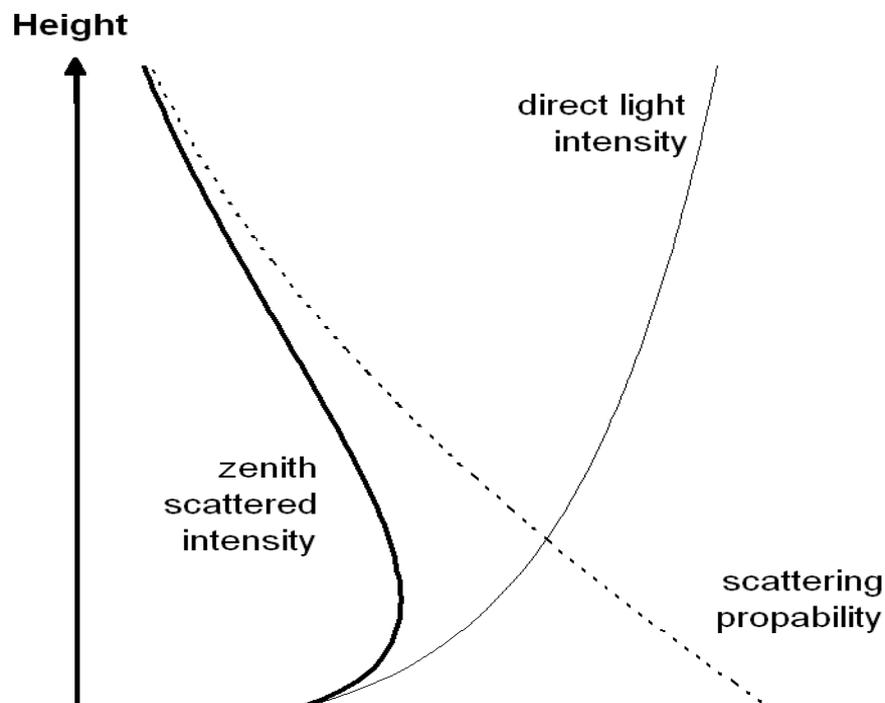


Abbildung 2.20 Höhenverteilung der aus dem Zenith gestreuten Lichtintensität für Bodenmessungen: Die Intensität der direkten Sonnenstrahlung nimmt zum Boden hin ab, die

Streuwahrscheinlichkeit hängt ab von der Luftdichte und nimmt zum Boden hin zu. Als Folge existiert ein Höhenbereich, in dem die Zenith-gestreuete Intensität ein Maximum aufweist. Für die tiefstehende Sonne wird das meiste Licht oberhalb der Stratosphäre gestreut, die Lichtwege in der Stratosphäre werden dann sehr lang, z.B. bis zu 30 mal länger als der vertikale Lichtweg. Deshalb sind Zenith-DOAS-Messungen während Sonnenauf- und Untergang gut geeignet, um die Stratosphärische Spurenstoffzusammensetzung zu untersuchen, z.B. Ozonlochchemie.

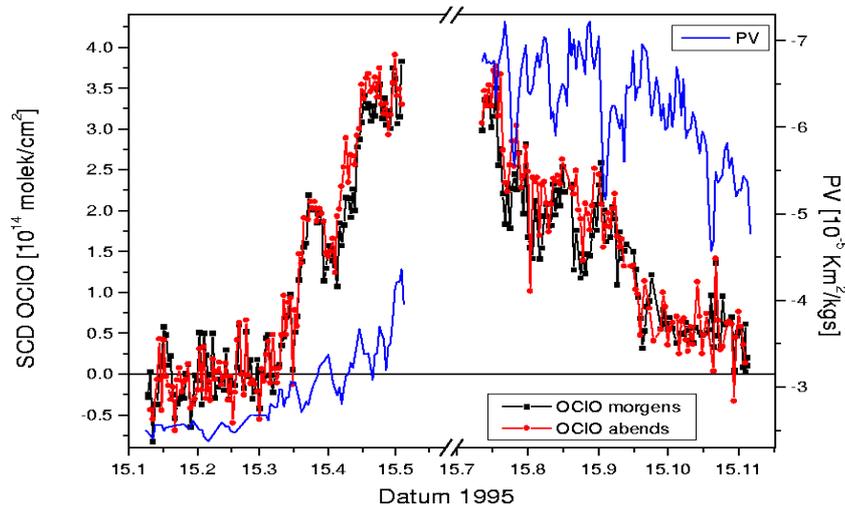


Abb. 8.5: Schräge OCIO-Säulendichten des Jahres 1995 für einen Sonnenzenitwinkel von 90° (linke Ordinate) sowie die potentielle Vortizität auf dem 475K-Niveau potentieller Temperatur (rechte Ordinate, blau).

Abbildung 2.212 Meßreihe stratosphärischen Chlordioxides, gemessen mit einem Boden-DOAS-Gerät in der Antarktis. Während der Polarnacht und im Frühling zeigen hohe OCIO-Werte eine stratosphärische Chlor-Aktivierung an. (Udo Friß, 1996 Diplomarbeit, IUP)

b) Beispiel Photonendiffusion in Wolken

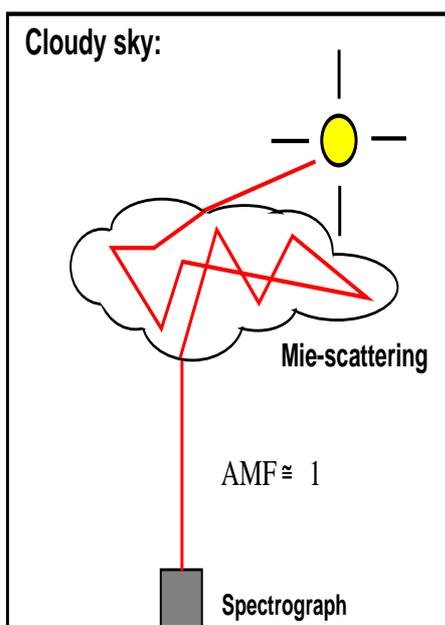
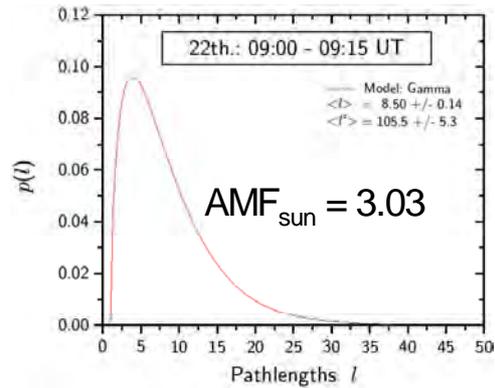
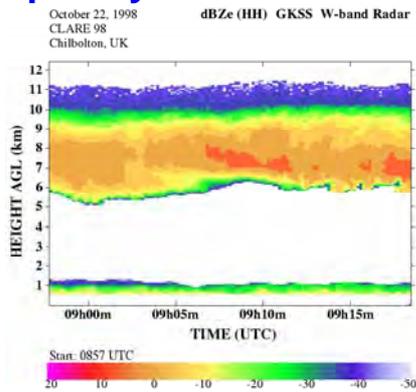


Abbildung 2.22 Mehrfach-Mie-Streuung in Wolken

Optically Thick Clouds Enhance Paths Due To Photon Diffusion



High Optically Thin Clouds Tend To Reduced Photon Paths

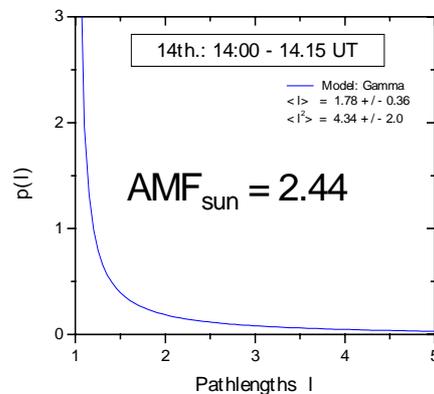
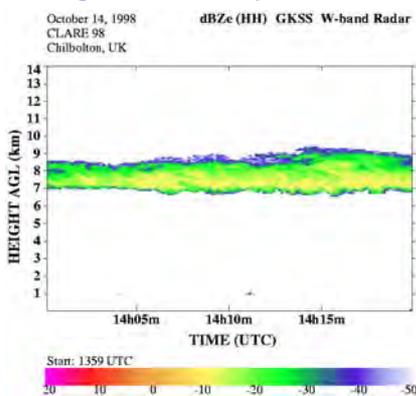


Abbildung 2.23 Photonenweglängenverteilungen für verschiedene Wolken (Von K. Pfeilsticker et al., 2001)

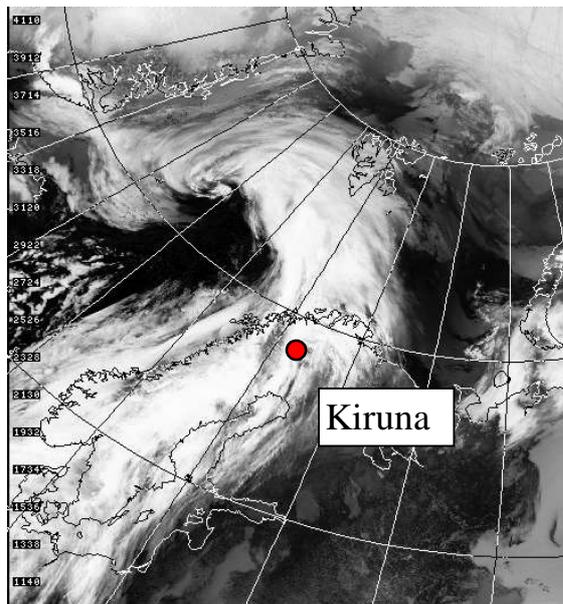


Abbildung 2.24

Satellitenbild im infraroten Spektralbereich, 05.03.1994, 13:23, Dundee Satellite Receiving station. An diesem Tag überquert ein dichtes Wolkenband die Stadt Kiruna, in der Bodenmessungen durchgeführt wurden.

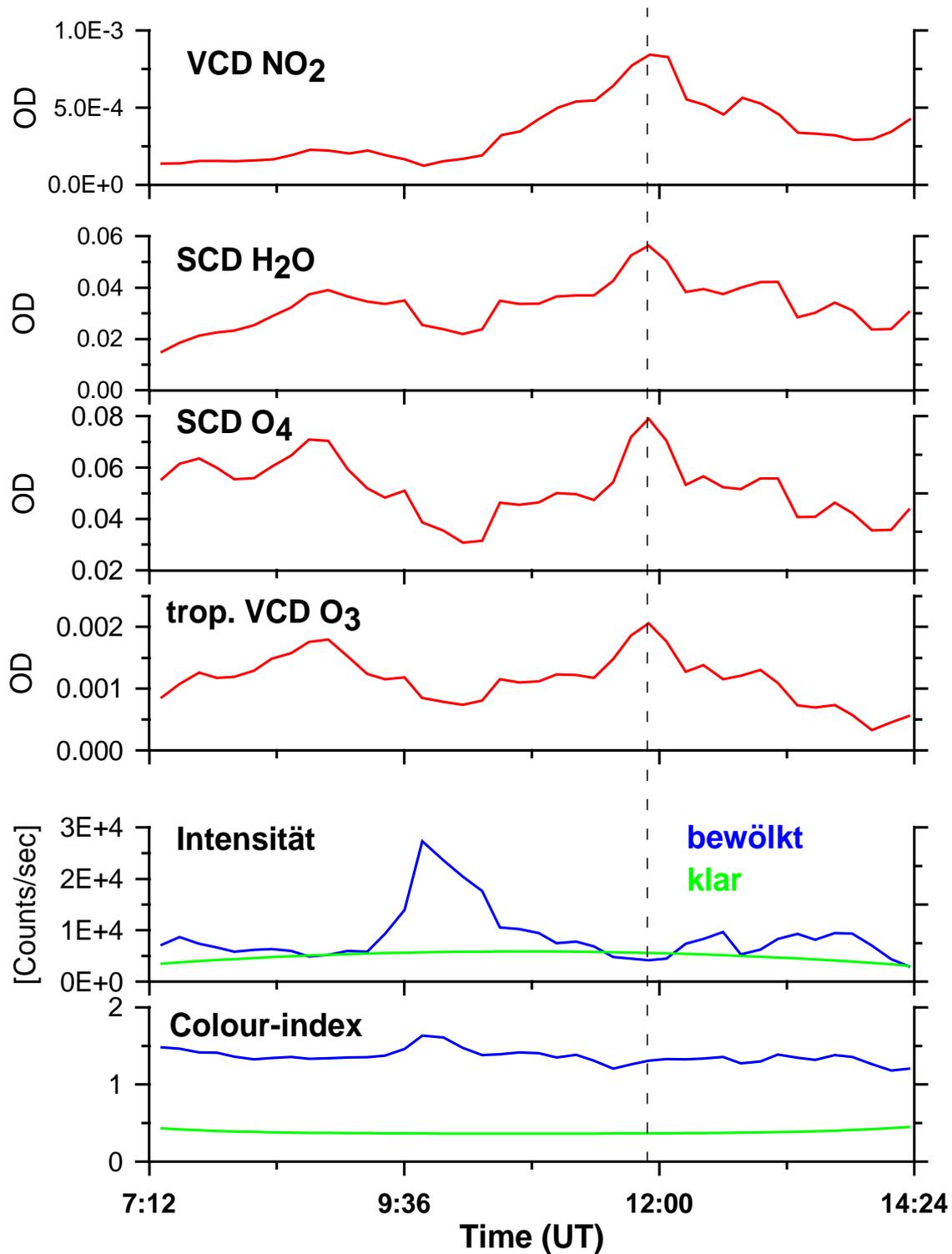


Abbildung 2.25

Boden-DOAS-Messungen verschiedener Spurenstoffe sowie der aus dem Zenith gestreuten Intensität bzw. Intensitätsquotient (Colour index). Während des Durchzugs des mächtigen Wolkenbandes (gestrichelte Linie, siehe auch Abbildung 2.25) erhöhen sich die Spurenstoffabsorptionen aufgrund von Mehrfach-Streuung in der Wolke. Gleichzeitig erreicht die gemessene Intensität ein Minimum. Der Colour Index (Quotient von langwelliger und kurzwelliger Intensität) ist während des gesamten Tages erhöht; die ist charakteristisch für bewölkte Tage. (Aus Wagner et al., 1998)

2.5 Strahlungsbilanz des Systems Erde, (natürlicher) Treibhauseffekt

Energetische Betrachtungsweise:

Grundannahme: Im Gleichgewicht muß gelten:

Solare Einstrahlung = Terrestrische Ausstrahlung (Stefan Boltzmann-Gesetz)

Es können verschiedene Fälle unterschieden werden:

a) Planet ohne Atmosphäre (bzw. mit im vis & IR transparenter Atmosphäre):

=> globale mittlere Bodentemperatur: 270 K
(mittlere Bodenalbedo: $\approx 12\%$)

b) Planet ohne Atmosphäre (aber Bodenalbedo wie für Erde mit Wolken: 30%):

=> globale mittlere Bodentemperatur: 255 K

b) Planet mit im IR absorbierender Atmosphäre:

=> globale mittlere Bodentemperatur: 287 K (mittlere Bodentemperatur der Erde)
(Bodenalbedo mit Wolken: 30%):

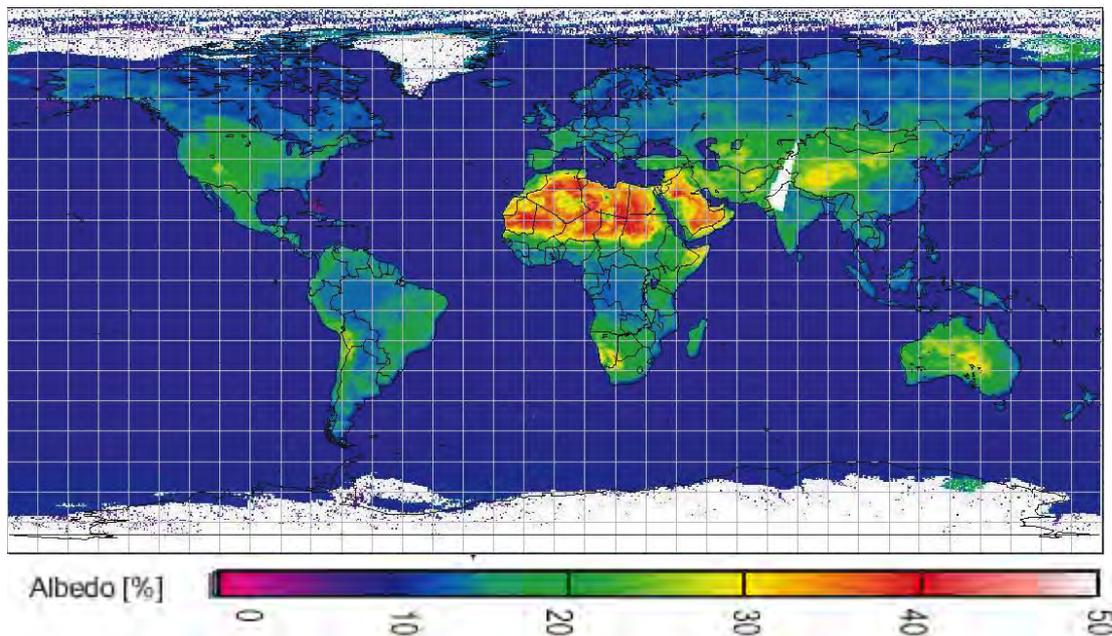


Abbildung 2.26 Bodenalbedo aus GOME-Messungen für 450 nm (M. Wenig, 2001)

‘Mechanistische’ Betrachtungsweise

Terrestrische Abstrahlung wird in der Atmosphäre ständig absorbiert und re-emittiert, bis die Atmosphäre (für die einzelnen Spektralbereiche) durchlässig wird. Vom Weltraum aus betrachtet werden im IR also kältere Schichten weit über dem (warmen) Erdboden ‘gesehen’. (siehe auch Abbildungen 2.16 & 2.18)

Was ist der Treibhauseffekt und warum heißt er so?

Warum wird es im Treibhaus warm? Oft 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, durch die die Wärme im Falle eines offenen Daches entweichen könnte.

Ist der atmosphärische Treibhauseffekt in diesem Sinne ein Treibhauseffekt?

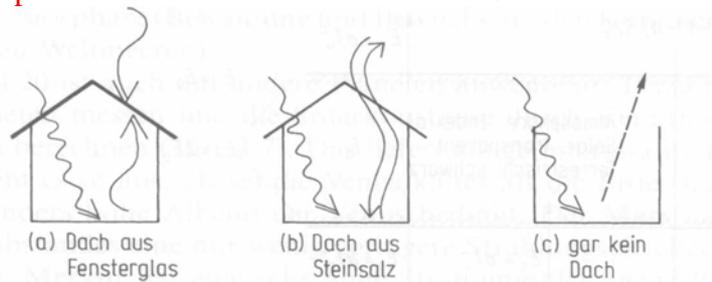


Abb. 4.22 Zum „Treibhauseffekt“: a) Fensterglas ist durchlässig für solare Strahlung (kurze Wellensymbole), jedoch undurchlässig für IR-Strahlung (lange Wellen); b) Steinsalz ist durchlässig für IR-Strahlung; c) Treibhaus ohne Dach (gestrichelt: Konvektion).

Abbildung 2.27 (Aus Bergmann Schaefer, Erde und Planeten, IUP 1688)

Energieflüsse in der Atmosphäre

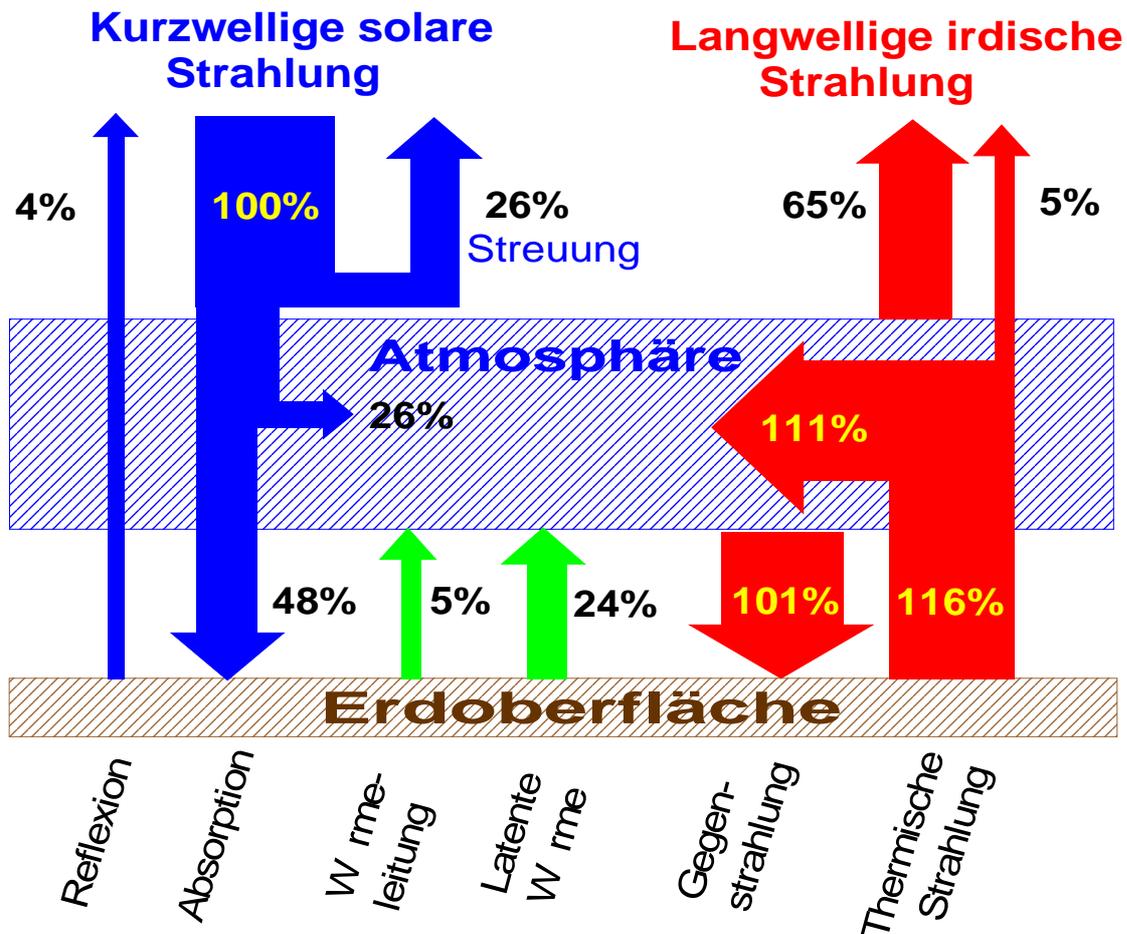


Abbildung 2.28 kurzwellige (solare) und langwellige (terrestrische) Strahlungsflüsse.

Die Rolle von Treibhausgasen und Wolken

Spurengase absorbieren und (re-) emittieren Strahlung bei bestimmten Wellenlängen; außerdem haben unterschiedliche Spurenstoffe verschiedene Höhenprofile in der Atmosphäre. Daher tragen sie je nach Höhe sehr unterschiedlich zum Treibhauseffekt bei.

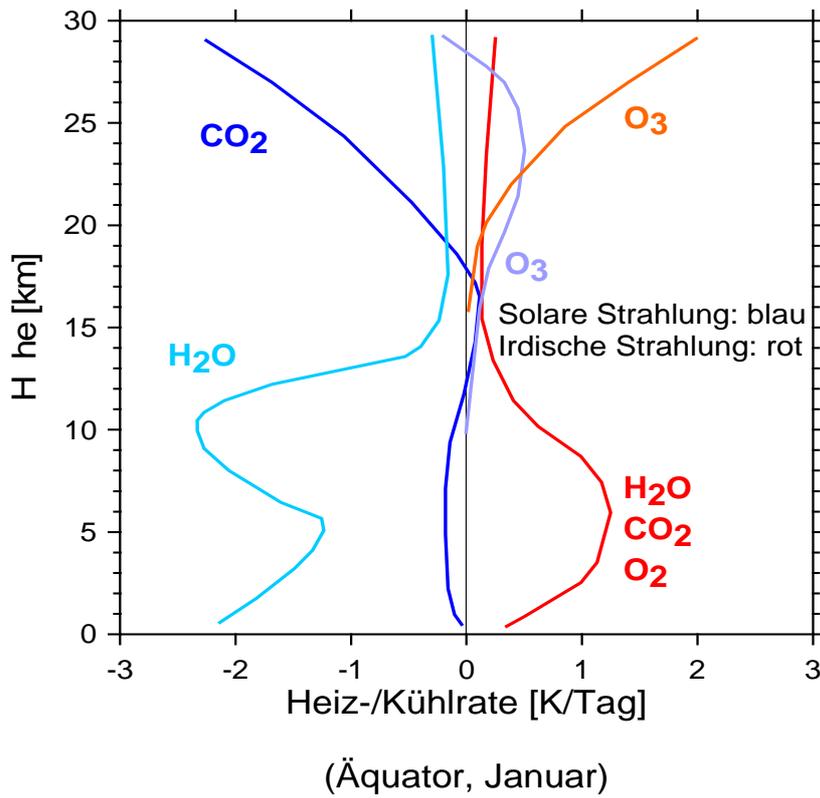


Abbildung 2.29 Beiträge zur Strahlungsheizung und -Kühlung von verschiedenen Spurenstoffe in der Atmosphäre (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

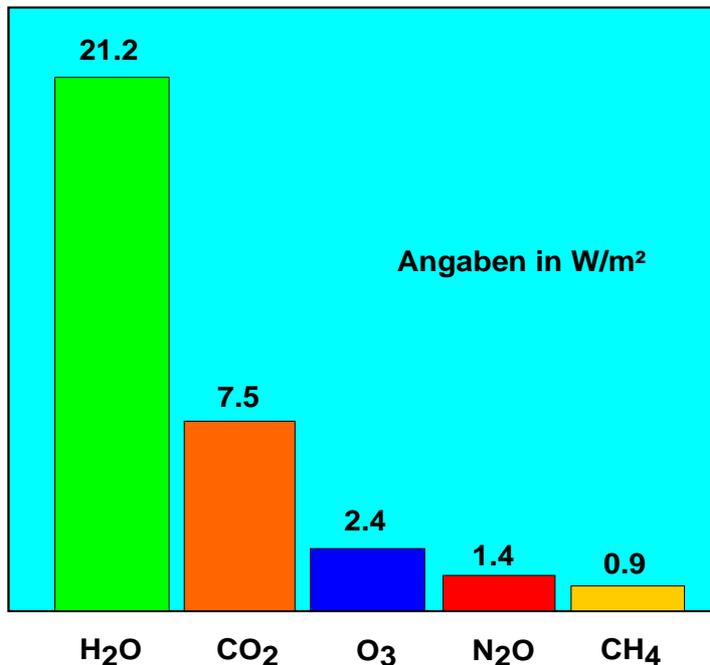


Abbildung 2.30 Anteil verschiedener Spurenstoffe am natürlichen Treibhauseffekt (Daten aus Climate Change 1995, Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change, Cambridge University Press, 1996, Seite 17, sowie aus W. Roedel)

Tabelle 2.2 (Aus Graedel und Crutzen, Atmospheric Change, IUP 1724)

TABLE 1.2 Attenuation of Solar Radiation by the Atmosphere as a Function of Altitude

Wavelength Regions									Altitude	
0.12 to 0.20 μm	0.20 to 0.29 μm	0.29 to 0.32 μm	0.32 to 0.35 μm	0.35 to 0.55 μm	0.55 to 0.9 μm	0.9 to 2.5 μm	2.5 to 7 μm	7 to 20 μm		
O_2 Absorbs almost completely			Solar irradiation intensity approximates extra-atmospheric; attenuation by scattering increases markedly toward shorter wavelengths.							Above 60 km
	0.20 to 0.21 μm absorption by O_2 ; absorption by O_3 appreciable	O_3 absorption not important					Energy small	Energy very small	60 km to 33 km	
	No radiation penetrates below about 11 km	O_3 absorption attenuates more than loss by scattering	O_3 absorption significantly attenuates radiation	Irradiation diminished mostly by scattering by permanent gases in atmosphere	H_2O responsible for major absorption; CO_2 absorbs slightly at 2 μm ; water vapor (or ice crystals) is found up to about 20 km			Strong O_3 absorption at 9.6 μm ; strong CO_2 absorption at 12–17 μm	33 km to 11 km	
			Highly variable aerosol responsible for attenuation in regions 0.32 to 0.7 μm	Energy transmitted with small loss down to 2 km	Energy penetrates to sea level only through "windows" at approximately 1.2, 1.6 and 2.2 μm	No significant penetration below 2 km except in "windows" at approximately 3.8 and 4.9 μm	Energy transmitted with moderate loss; many absorption bands due to atmospheric gases		11 km to 2 km	
		Appreciable penetration through "clear" atmosphere to sea level About 7% About 30%	Penetration through "clear" atmosphere to sea level about 40%	Dust scattering and absorption					2 km to sea level	

Wolken spielen für den Strahlungstransport in beiden Spektralbereichen (solar, terrestrisch) eine bedeutende Rolle (die Treibhausgase absorbieren hauptsächlich im IR). Die Rolle von Wolken hängt wie die der Spurenstoffe von ihrem Höhenprofil ab; dieses ist allerdings weitaus variabler als das der Treibhausgase. Hinzu kommt, daß auch die horizontale Struktur von Wolken sehr inhomogen sein kann. Aus diesen Gründen stellen Wolken nach wie vor die größte Unsicherheit in der Klimamodellierung dar. Ihr Einfluß kann sowohl kühlend als auch heizend sein. Dies hängt vor allem von der Höhe, aber auch von der (optischen) Dicke der Bewölkung ab. In den Tropen haben Wolken vorwiegend kühlende, in den Polarregionen heizende Wirkung.

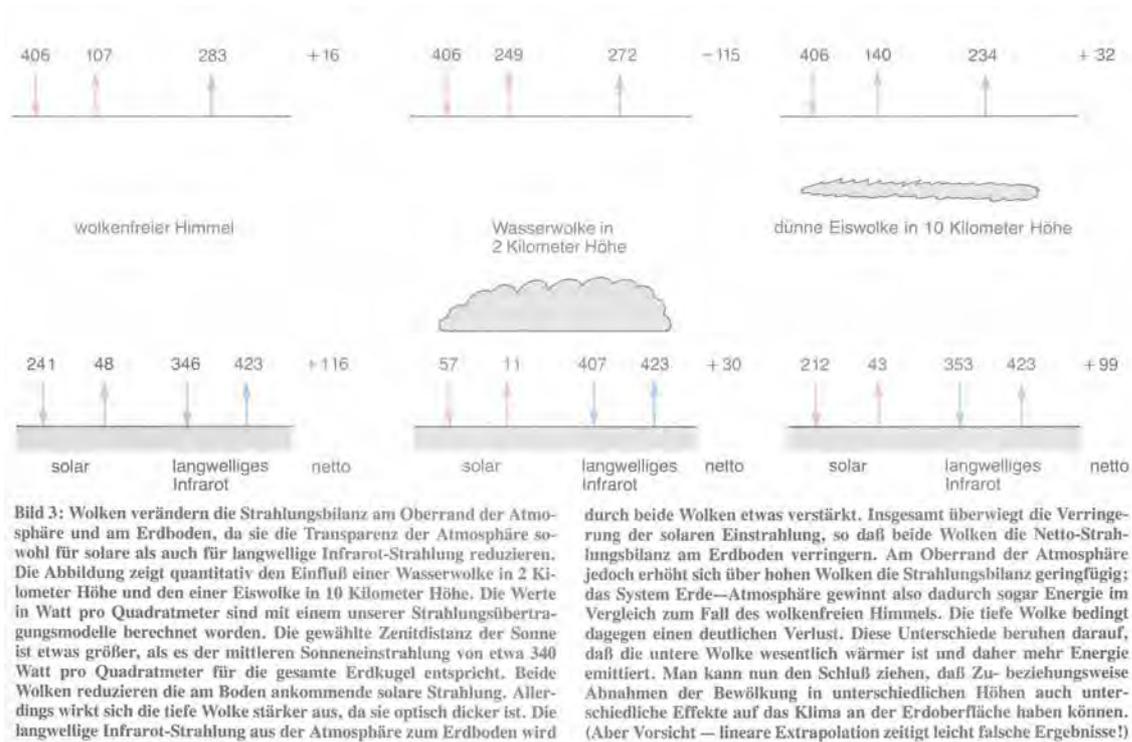


Abbildung 2.31 Beispiele für den Einfluß von Wolken auf die Strahlungsbilanz (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

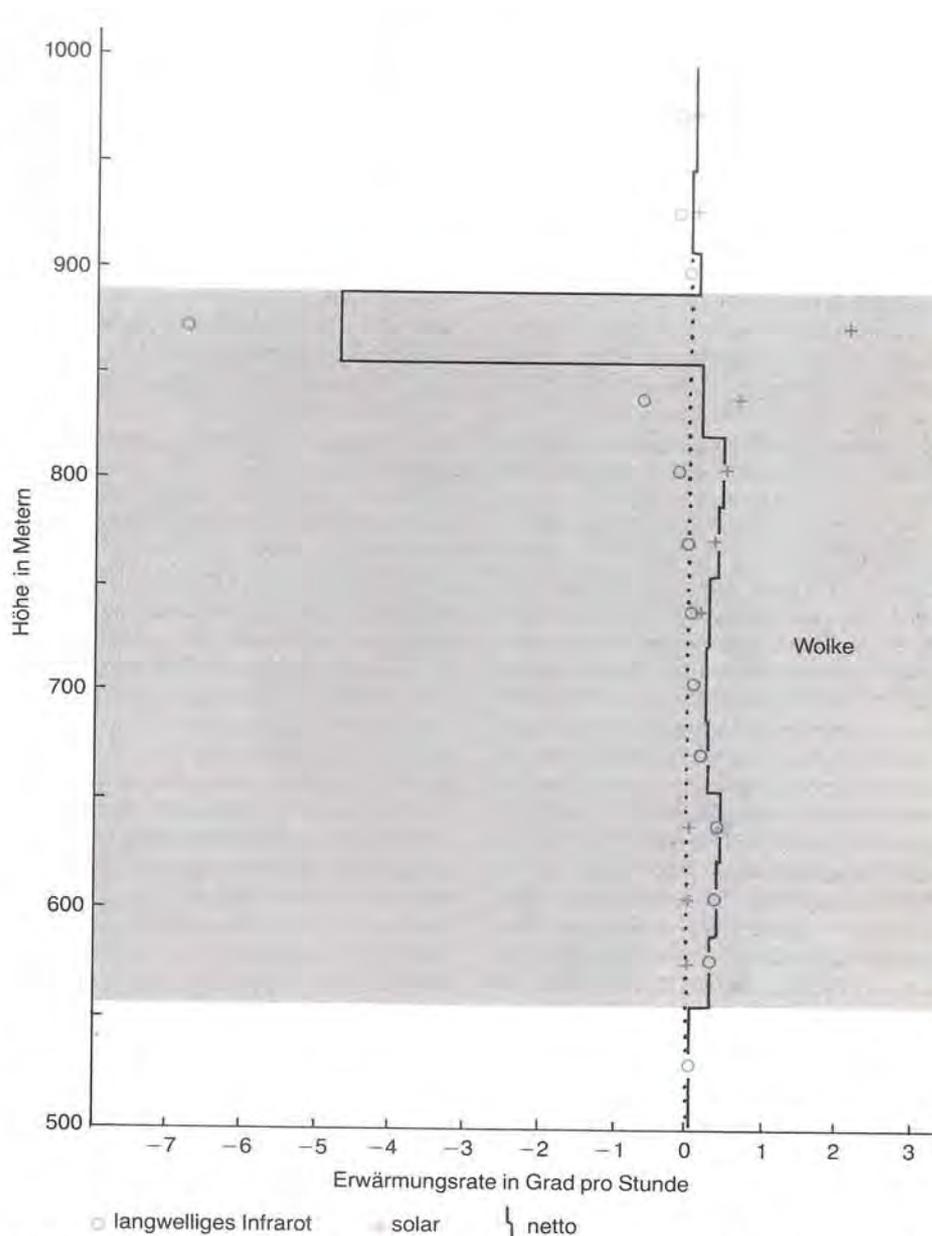


Bild 4: Eine Wolke absorbiert solare Strahlung: Für die hier schematisch gezeigte Schichtwolke mit einer vertikalen Mächtigkeit von etwa 330 Metern wurde ein Betrag von etwa 6 Prozent der einfallenden solaren Strahlung errechnet. Im langwelligen Spektralbereich finden sowohl Absorption als auch Emission statt. Die Abbildung basiert auf Modellrechnungen für eine Wolke, die wir mit dem Flugzeug bezüglich ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften sowie ihres Strahlungsfeldes vermessen haben. Rechnung und Messung zeigen dabei gute Übereinstimmung. Absorption und Emission der Wolke sind in eine Erwärmungsrate (in Grad pro Stunde) umgerechnet worden. Die Sonnenhöhe beträgt 45 Grad. Das Maximum der solaren Erwärmung befindet sich am Oberrand; tiefer in die Wolke hinein nimmt die solare Erwärmungsrate ab. Im

langwelligen infraroten Spektralbereich finden wir eine starke Abkühlung am Wolkenoberrand und eine leichte Erwärmung an der Wolkenbasis. Der Netto-Effekt beider Spektralbereiche wird durch die Wärmestrahlung im Infrarot dominiert. Die infrarote Auskühlung im oberen Teil der Wolke wird auch nicht durch die solare Erwärmung kompensiert. Diese Abkühlung macht das System labil, da kältere Luft schwerer ist als warme. Die kalten Luftpakete sinken allerdings ungeordnet ab. Diese kleinskalige turbulente Diffusion wirkt dem Aufbau überadiabatischer Temperaturgradienten entgegen. Außer der Turbulenz — beim Durchfliegen einer Wolke deutlich zu merken — kann auch ungeordnete Zellularkonvektion am vertikalen Wärmeaustausch beteiligt sein. Solche Strukturen sind häufig am Oberrand ausgedehnter Schichtwolken zu beobachten.

Abbildung 2.32 Beispiel einer Höhenverteilung der Strahlungsheizung und -Kühlung (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

3-D-Effekte von Wolken: Eine besondere ‘Herausforderung’ stellt durchbrochene Bewölkung dar. Hier spielen horizontale Photonenflüsse eine wichtige Rolle (30 - 50% der Wolken sind durchbrochene Bewölkung).

z.B.: Warum sind Gewitterwolken so dunkel?

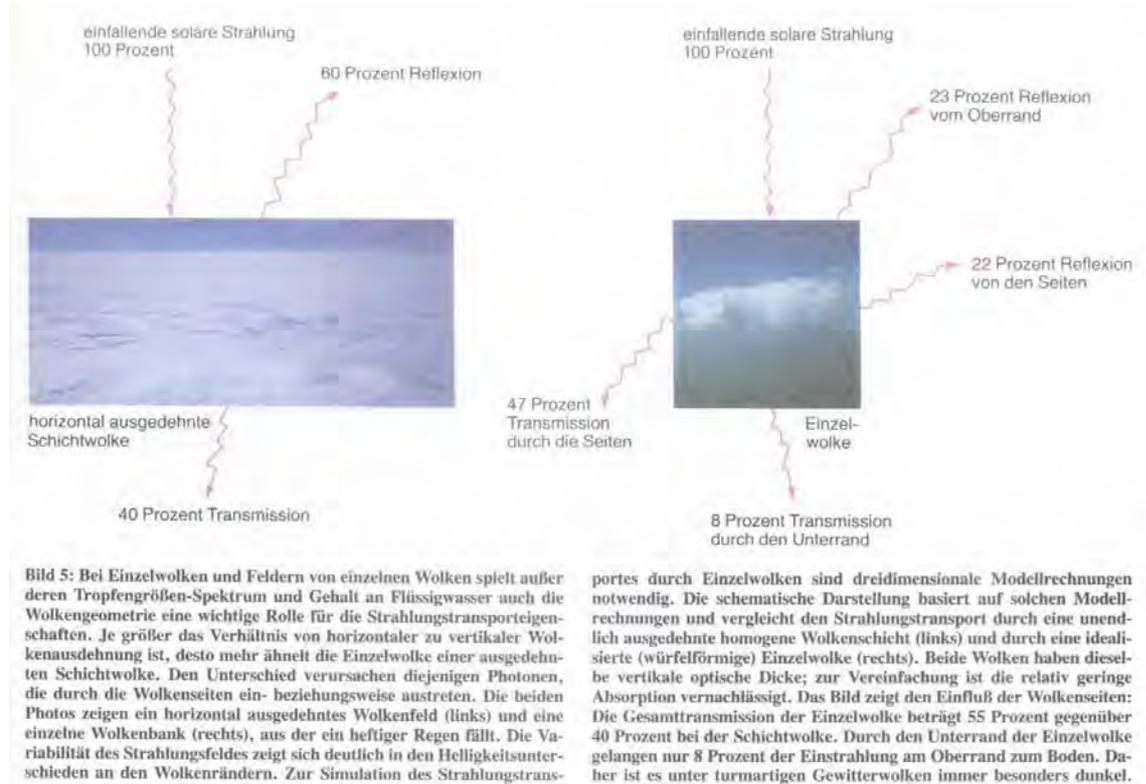


Abbildung 2.33 Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338.

2.6 Die Evolution der Atmosphäre der solaren Einstrahlung und des Erdklimas. Die Atmosphären von Venus, Erde und Mars.



Abbildung 2.34 Größenvergleich von Venus, Erde und Mars (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

Tabelle 2.3 Vergleich wichtiger Eigenschaften von Venus, Erde und Mars.

Planet	Abstand zur Sonne [10 ⁶ km]	Quadratisch er Abstand (Erde = 1)	Albedo	T _e [K]	T _s [K]	Radius [km]
Venus	108	0.52	0.78	227	750	6050
Erde	150	1	0.3	255	288	6378
Mars	228	2.31	0.17	217	225	3400

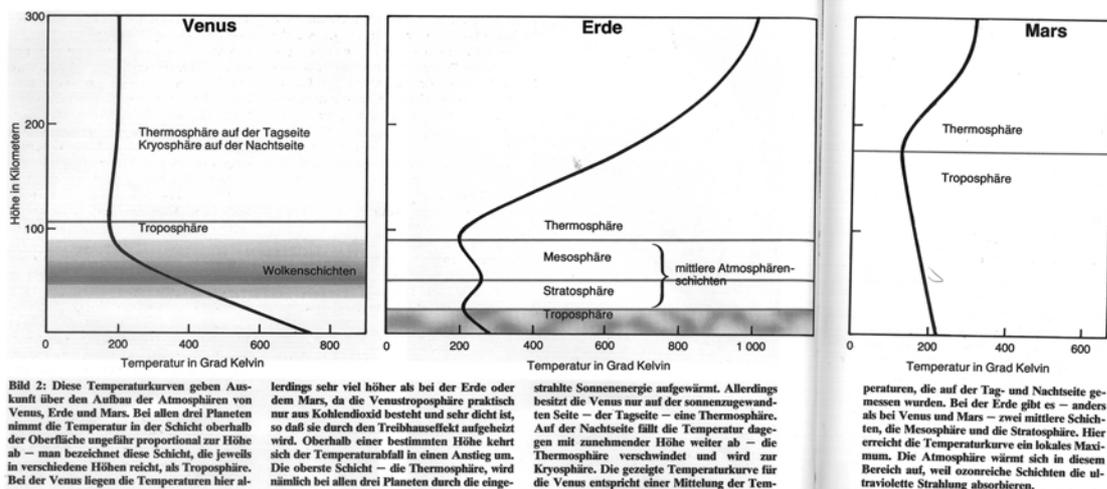


Abbildung 2.35 Temperaturprofile von Venus, Erde und Mars (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

Primäre Atmosphären:

Es wird allgemein angenommen, daß die heutige Erdatmosphäre eine 'sekundäre' Atmosphäre ist. Die Annahme, daß es davor eine primäre Atmosphäre gab, stützt sich auf verschiedene Beobachtungen:

- Die gegenwärtige Atmosphäre weist keine reduzierende Eigenschaften auf und ist daher für die Entstehung des Lebens ungeeignet. (Auch die gegenwärtigen Atmosphären der Nachbarplaneten Venus und Mars (vor allem CO₂) sind nichtreduzierend.)
- Die sekundären Atmosphären der inneren Planeten sind bezüglich bestimmter Isotope primärer Edelgase (³⁶Ar um 10⁶, ²⁰Ne um 10⁷) gegenüber der kosmischen Häufigkeit verarmt.

Schon um 1900 schlugen die schwedischen Wissenschaftler Högbom und Arrhenius vor, daß die derzeitige Erdatmosphäre auf einen sekundären Entgasungsursprung zurückzuführen sei. Heute wird allgemein angenommen, daß die sekundären Atmosphären von Mars, Erde und Venus durch vulkanische Entgasung aus dem oberen Mantel, der Differenzierung des Planeteninneren sowie durch Zulieferung während der frühen Impaktphase entstanden sind. Aufheizung führte zur Dissoziation von H₂O- und CO₂-haltigen Mineralien und zur Verflüchtigung von in Hohlräumen enthaltenen Gasen. Die Hauptbestandteile der sekundären Atmosphären waren H₂O, CO₂ und N₂.

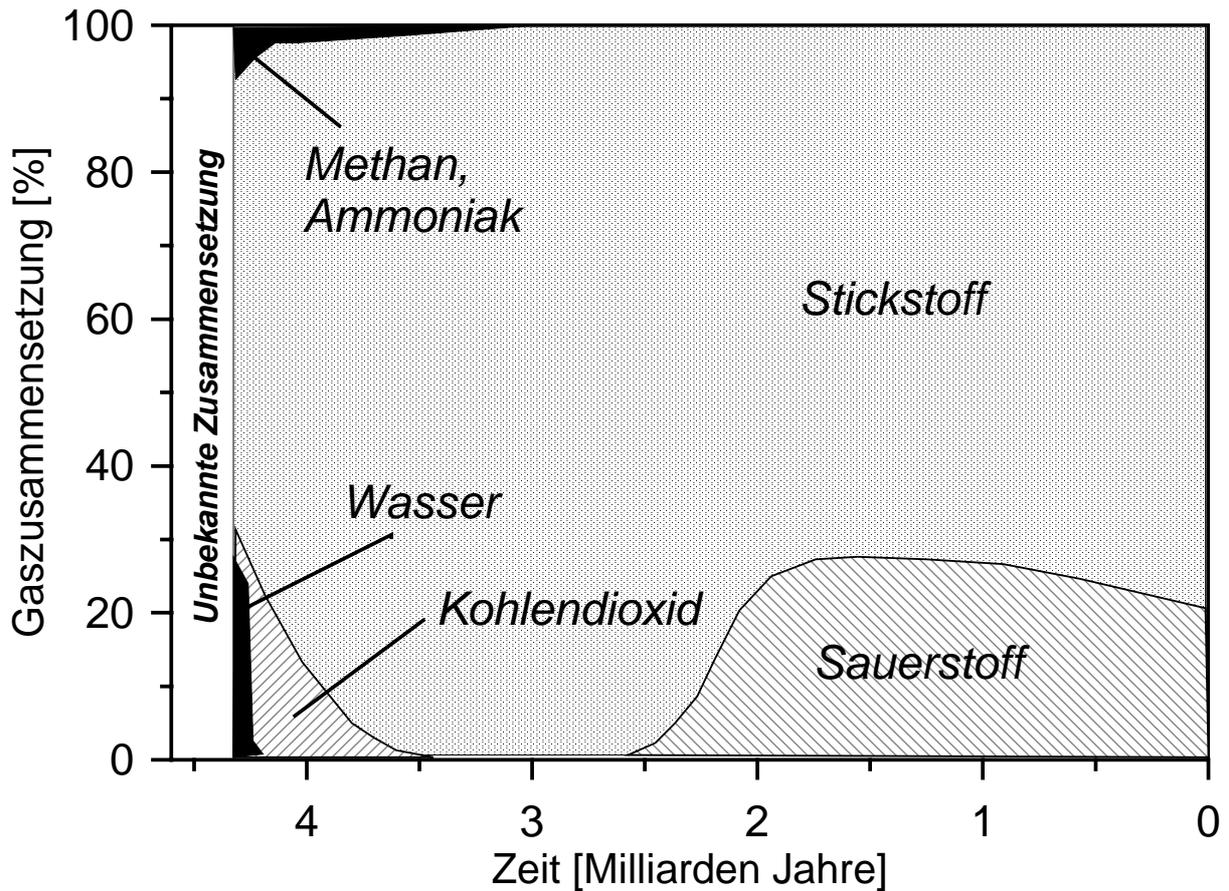


Abbildung 2.36 Evolution der (sekundären) Erdatmosphäre (nach Grädel und Crutzen, 1994)

Tabelle 2.4 Relative Atmosphärenzusammensetzung der terrestrischen Planeten

	Venus	Erde	Mars
CO ₂	98%	0.3%	95%
N ₂	1.8%	78%	2.6%
O ₂	-	21%	-
Ar	0.2%	1%	1.6%
Bodendruck	90 bar	1013 mbar	6.1 mbar

Einfluß der schwankenden solaren Einstrahlung Paradox der schwachen Sonne

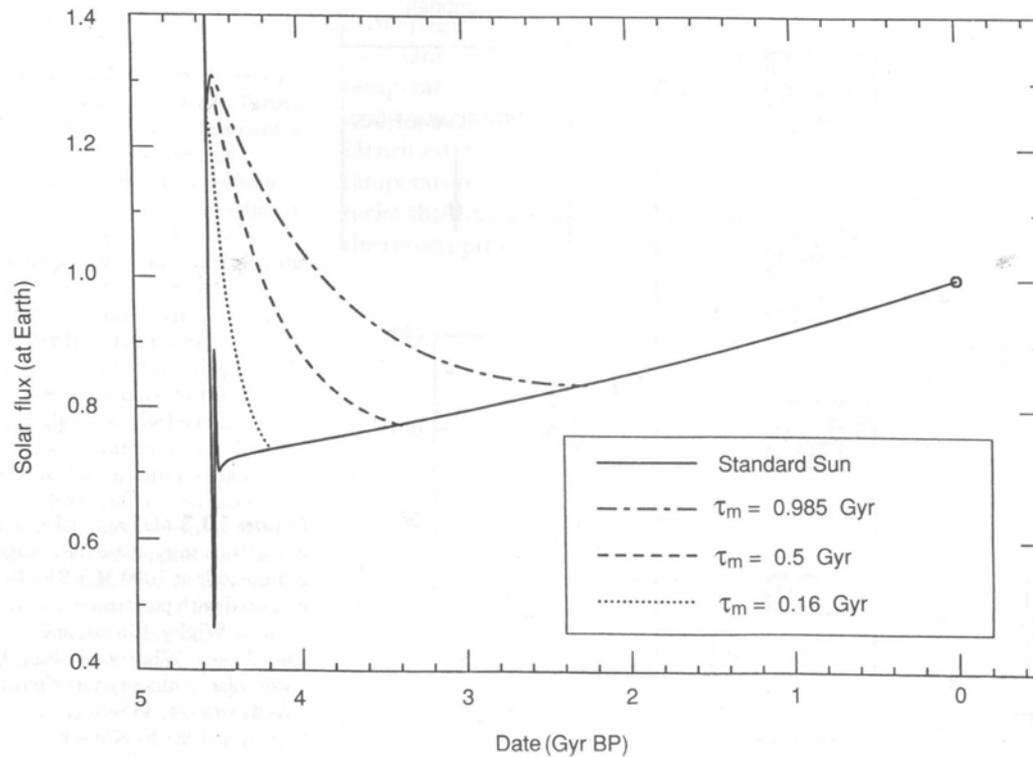


Abbildung 2.37 Zeitliche Entwicklung der solaren Einstrahlung (aus Graedel und Crutzen, Atmospheric Change, IUP 1724, 1994)

Figure 10.4 The solar flux (energy per unit area and time) at the distance of Earth (relative to the present solar radiation) resulting from a standard Sun model and from three models all beginning with a mass 1.1 times that of the present Sun and allowing mass loss. Three different time scales of mass loss (τ_m) are shown because of a lack of constraints to choosing among them. (T. E. Graedel, I.-J. Sackmann, and A. I. Boothroyd, Early solar mass loss: A potential solution to the weak sun paradox, *Geophysical Research Letters*, 18, 1881–1884, 1991.)

Milankowić-Zyklen (ca. 1930)

- Variation der Erdachsen-Neigung zwischen 21.5 und 24.5° (41000 Jahre)
 - Variation der Exzentrizität der Erdumlaufbahn (100 000 Jahre)
 - Variation der Präzession der Erdachse (23000 Jahre)
- => Schwankungen der sommerlichen solaren Einstrahlung in nördlichen Breiten um bis zu 20%

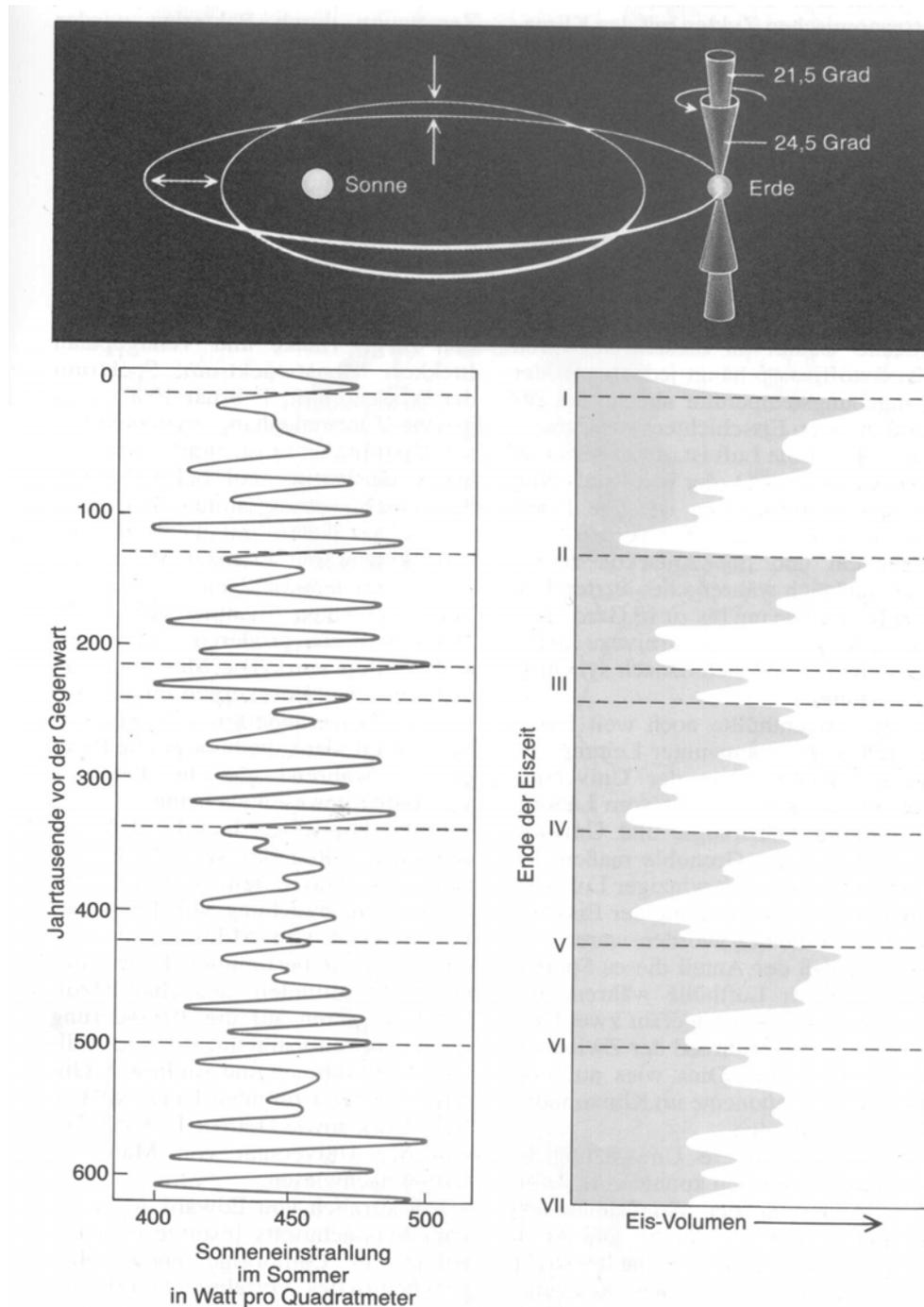


Bild 2: Periodische Schwankungen in den Bahnelementen der Erde verursachen letztlich die zyklisch wiederkehrenden Eiszeiten. Die Exzentrizität der Erdbahn sowie die Orientierung und Neigung der Erdachse variieren mit Periodenlängen von 23 000 bis 100 000 Jahren (oben). Diese Schwankungen ändern die Sonneneinstrahlung – hier dargestellt für hohe Breiten auf der Nordhalbkugel der Erde (links). Geochemische Untersuchungen von Meeressedimenten gaben Aufschluß über das Volumen der Eisschilde im

gleichen Zeitraum (rechts). Während die Sonneneinstrahlung harmonisch schwankt, verläuft die Vereisungskurve sägezahnartig: Innerhalb von etwa 100 000 Jahren vergrößert sich das Eisvolumen allmählich und nimmt in der spätglazialen Phase rasch ab – in Zeiten zunehmender sommerlicher Sonneneinstrahlung in nördlichen Breiten. Die Intensität der Jahreszeiten variiert auf der Südhalbkugel in anderer Weise, so daß man annehmen muß, daß die Ausprägung der nördlichen Jahreszeiten für die Eiszeiten verantwortlich ist.

Abbildung 2.38 Variation der solaren Einstrahlung aufgrund der Schwankung der Erdbahnparameter (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

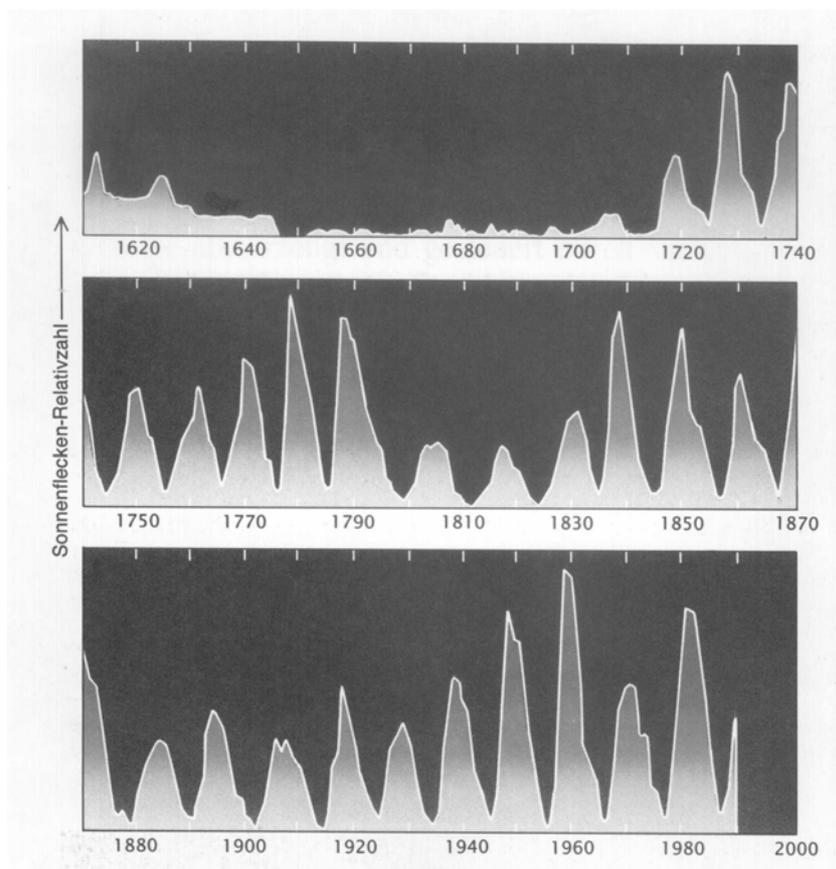


Abbildung 2.39 Zeitliche Entwicklung der Sonnenfleckenrelativzahl (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338). Während des 17. Jahrhunderts waren die Temperaturen in Europa deutlich geringer als im langjährigen Mittel („kleine Eiszeit“)

146

6 Der 11jährige Sonnenfleckenzyklus

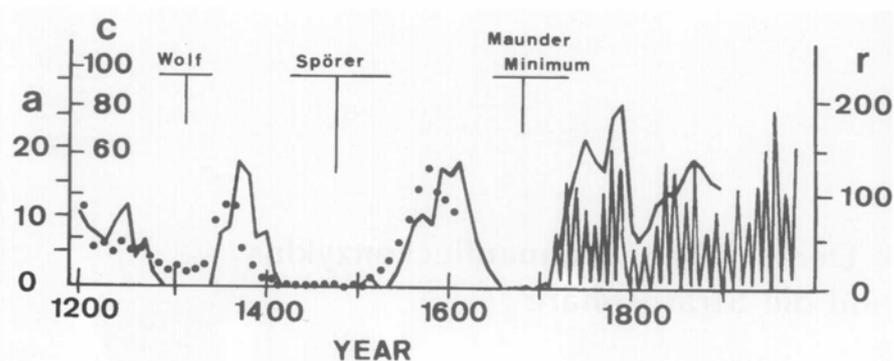


Abb. 6.1: Drei Parameter, die die Sonnenaktivität seit dem Jahr 1200 beschreiben: r = der seit 1650 beobachtete 11jährige Sonnenfleckenzyklus, Jahresmittel (rechte Skala); C = aus ^{14}C -Daten entwickelte „Ersatz-Sonnenaktivität“ ab 1200, (linke Skala); a = Auftreten von Polarlichtern (Punkte, Beobachtungen pro Dekade bis 1600, linke Skala, außen (nach Eddy 1976))

Abbildung 2.40 (Aus Labitzke, Die Stratosphäre, IUP 1727)

Das Jahr 'ohne Sommer'

- 1815 Ausbruch des Indonesischen Vulkans Tambora (weitaus stärker als der des Vulkans Kratakau 1883). => 150 Kubikkilometer Asche
- Sommer 1816 war bis zu 5 Grad kälter



Bild 2: Der Kälteeinbruch im Juni 1816 ist in dieser Temperaturkurve für New Haven deutlich zu erkennen. Eingetragen sind jeweils die durchschnittlichen Junitemperaturen, die sich aus den meteorologischen Jahrbüchern des Yale Colleges ergeben. Die Mittelwerte beziehen sich dabei

auf die Mittagstemperaturen um 14 Uhr. Sie lagen 1816 mit etwa 16 Grad Celsius um vieles niedriger als in den Jahrzehnten davor und danach. Während der Kälteeinbrüche kamen die Mittagstemperaturen an einigen Tagen sehr nah an die Null-Grad-Marke heran (Bild 3).

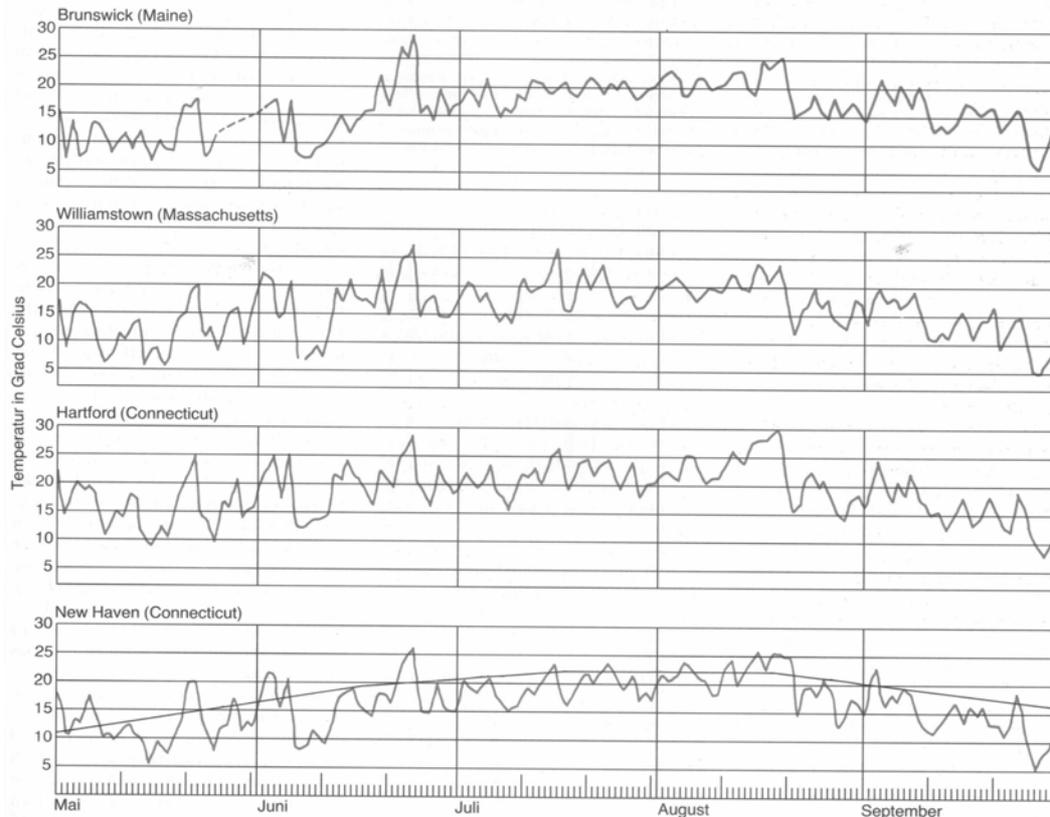


Bild 3: Mittagstemperaturen unter 5 Grad Celsius kennzeichnen die Kältezeiten in Neuengland – die erste im Mai, eine weitere im Juni und die beiden letzten im späten August. Das waren die Tage mit Nachfrösten, denen vor allem die Maispflanzen zum Opfer fielen. Auch insgesamt

lagen die Temperaturen deutlich unter dem, was normalerweise in dieser Jahreszeit für Neuengland zu erwarten wäre – für New Haven ist zum Vergleich der durchschnittliche Temperaturverlauf in normalen Jahren eingezeichnet (schwarze Kurve).

Abbildung 2.41 (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

Carbonat-Silikat-Zyklus: Rückkopplungsmechanismus für den CO₂-Gehalt der Erdatmosphäre

(Austauschzeit ca. 500 000 Jahre!)

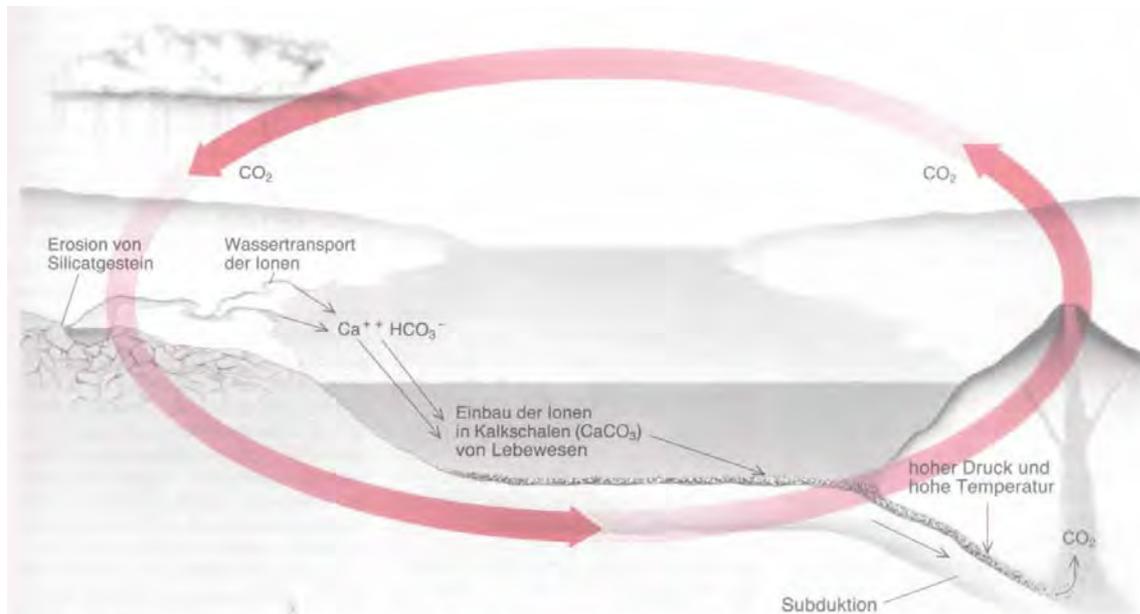


Bild 2: Der geochemische Carbonat-Silikat-Zyklus, der sich über Zeitspannen von jeweils mehr als 500 000 Jahren erstreckt, entfernt Kohlendioxid aus der Atmosphäre, speichert es in Carbonatgestein und führt es schließlich wieder der Atmosphäre zu. Carbonate entstehen, wenn Kohlendioxid sich in Regenwasser löst und chemisch mit Gesteinen reagiert, die Calcium-Silicium-Mineralen (Verbindungen aus Calcium, Silicium und Sauerstoff) enthalten. Durch solche Reaktionen gelangen Calcium- und Bicarbonat-Ionen (Ca⁺⁺ und HCO₃⁻) in das

Grundwasser, das sie dann über Bäche und Flüsse ins Meer transportiert. Dort bauen Plankton- und andere Organismen diese Ionen in ihre Schalen aus Calciumcarbonat (CaCO₃) ein; wenn sie sterben, lagern sich die Schalen in den Sedimenten des Meeresbodens ab. Dieser bewegt sich von den mittelozeanischen Rücken her langsam auseinander; schließlich schiebt er sich unter die Kontinente und in größere Tiefen. Dort geben die Sedimente unter hoher Temperatur und großem Druck gasförmiges Kohlendioxid frei, das wieder in die Atmosphäre gelangt.

Abbildung 2.42 (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

28 Earth and Its Driving Forces

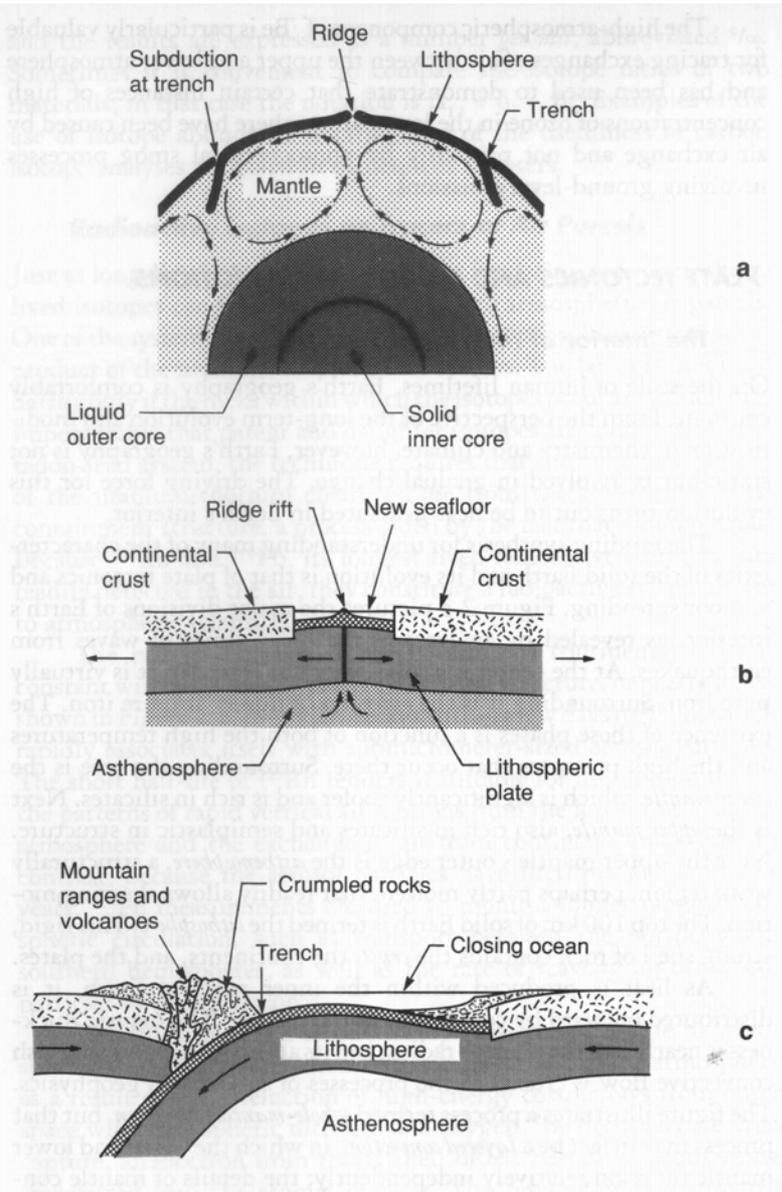
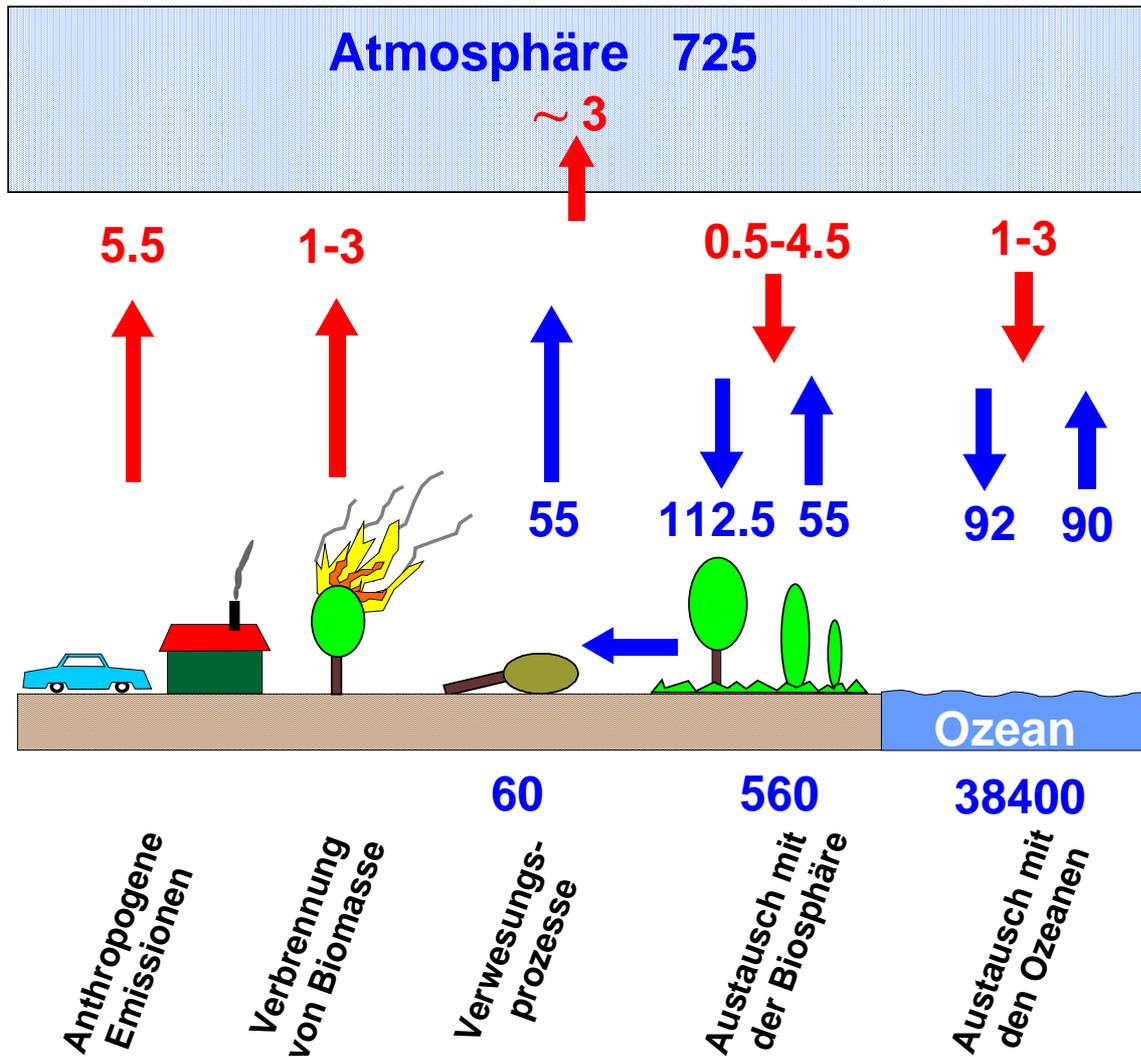


Figure 2.3 Modern plate tectonics processes. (a) Convection currents in the mantle produce molten material (magma), which ascends under a structurally weak ocean ridge, rises through rifts, and flows away, carrying the plates along. As the plates cool and become denser, they may sink at subduction zones. (b) The seafloor spreading process. (c) When plates collide, one plate usually buckles downward. The overriding plate is crumpled and uplifted. Deep-sea trenches (sites of the greatest ocean depths), high mountain chains, volcanoes, and the greatest earthquakes are associated with such regions of plate convergence.

Abbildung 2.43 (Aus Graedel und Crutzen, Atmospheric Change, IUP 1724)



Kreislauf des Kohlendioxids.

Angaben in $1e15$ g C (Reservoir) und $1e15$ g C / Jahr (Flüsse)

Daten aus: The Major Biogeochemical Cycles and their interactions,
 B. Bolin, R.B. Cook, eds., SCOPE 21, John Wiley & Sons, Chichester, UK.
 Copyright 1983 by Scientific Committee on Problems of the Environment.

Abbildung 2.44 Kohlenstoffkreislauf (ohne Berücksichtigung der Plattentektonik, daher für Zeiträume deutlich unter 500 000 Jahren, siehe Abbildung 2.42 und 2.43).

Szenario der weißen Erde

Hier wird ein Szenario diskutiert, dessen tatsächliches Vorkommen umstritten ist. Gleichwohl ist es seit wenigen Jahren in der aktuellen wissenschaftlichen Diskussion präsent. Insbesondere wird an diesem Beispiel deutlich, wie labil das Erdklima auf lange Zeiten gesehen ist (siehe auch Paradoxon der schwachen Sonne, Abbildung 2.37).

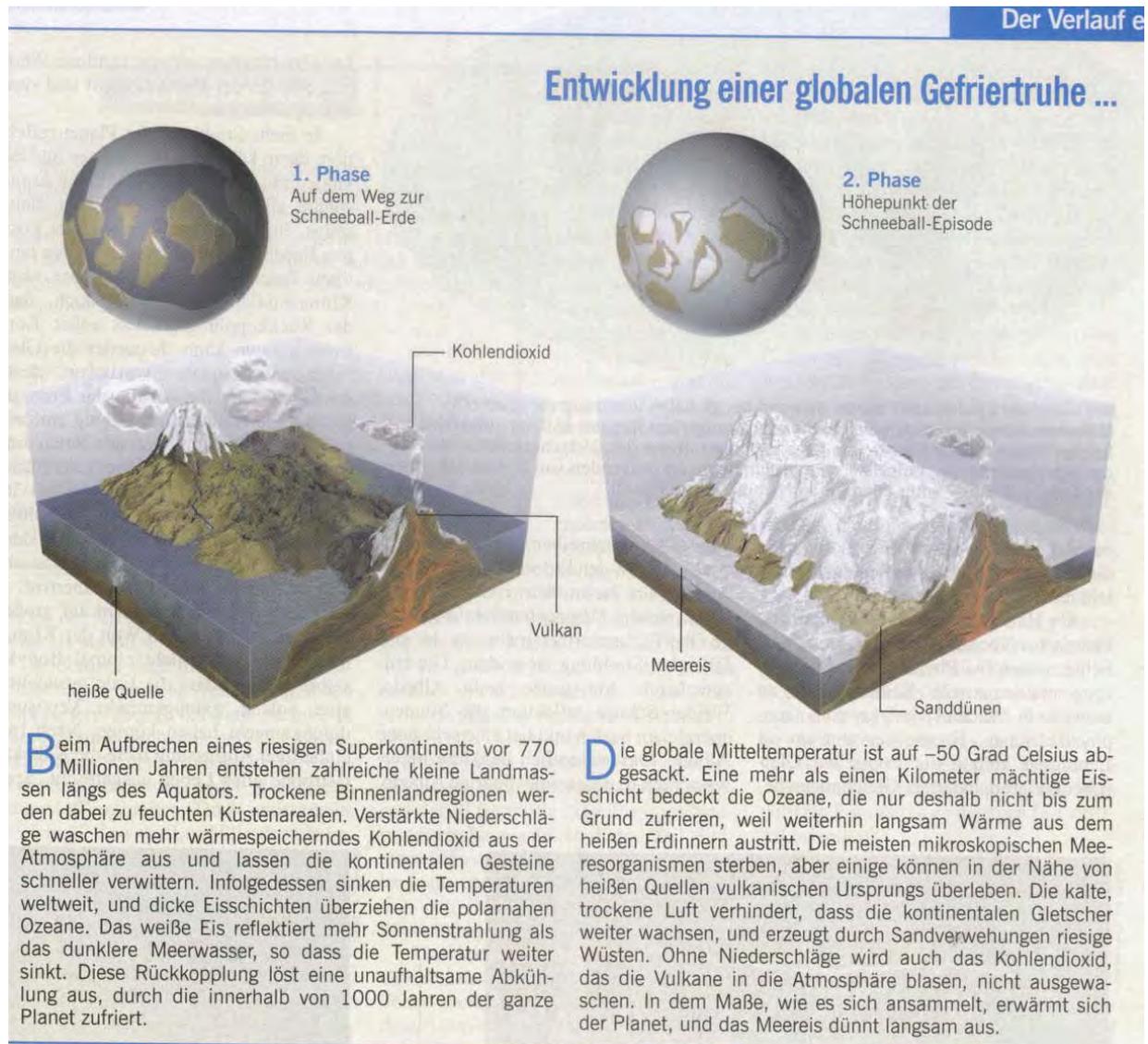


Abbildung 2.45a Szenario der weißen Erde, Vereisungsphase (Aus Spektrum der Wissenschaft, April 2000)

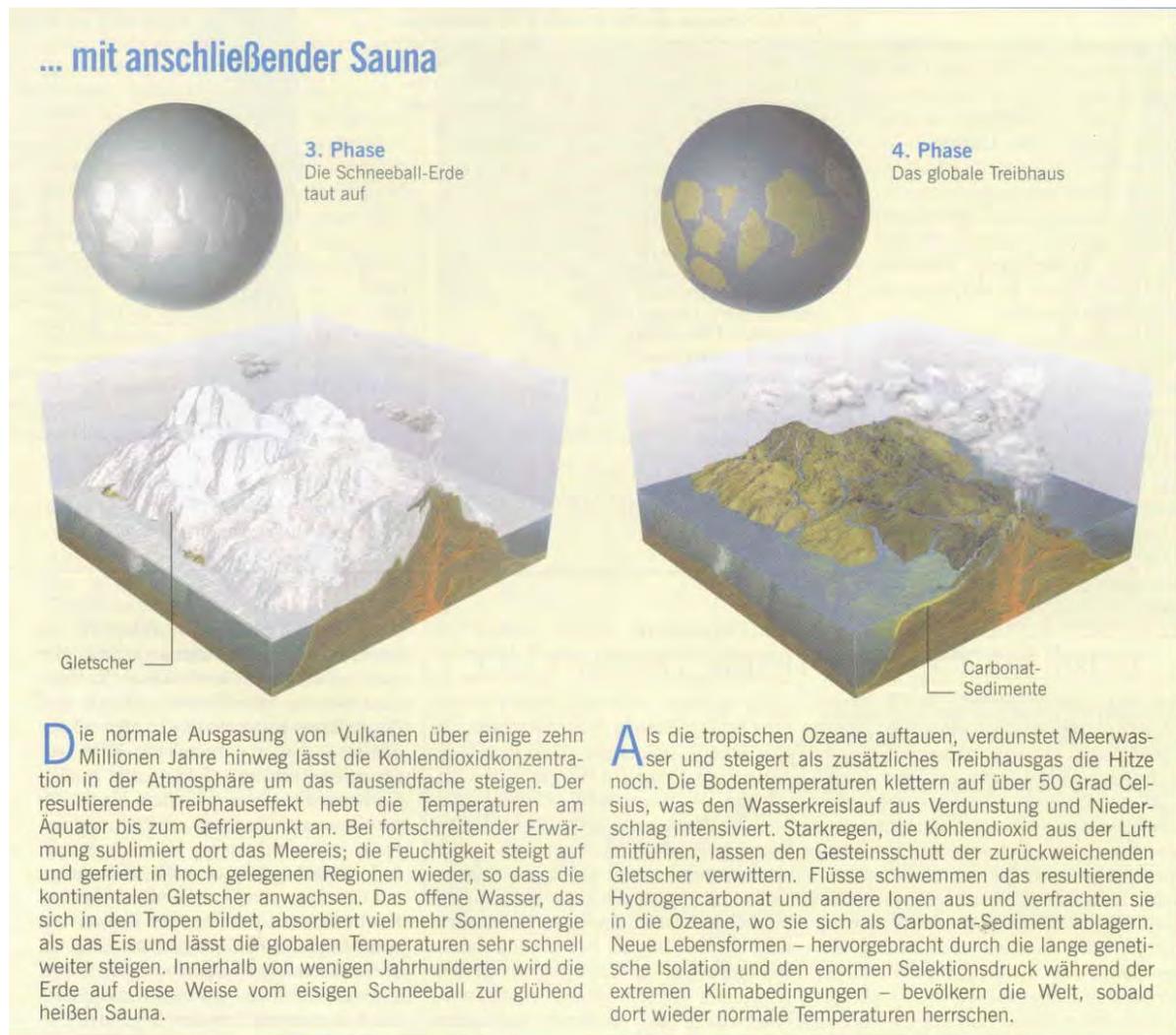


Abbildung 2.45b Szenario der weißen Erde, Schmelzphase (Aus Spektrum der Wissenschaft, April 2000)

Während das Erdklima heute lebensfreundliche Eigenschaften hat und wohl auch über die meiste Zeit der Erdhistorie gehabt hat, zeigen die Atmosphären von Venus und Mars, wie trotz sehr ähnlicher Ausgangsbedingungen völlig unterschiedliche klimatische Bedingungen entstehen konnten. Die heutigen Kenntnisse über die terrestrischen Planeten sollen im folgenden beschrieben werden.

Entwicklung der Venusatmosphäre

Eventuell existierte zu Beginn flüssiges Wasser, aber ein sich selbst verstärkender Treibhauseffekt und eine hohe Tropopause führten zum Entweichen von H (aus H_2O photolysiert) in den Weltraum. Dadurch erfolgte der Verlust des Wassers nach ca. 30 Millionen Jahren. Nach Verschwinden des flüssigen Wassers wird kein CO_2 mehr in Sediment gebunden, dadurch reichert es sich in der Atmosphäre an.

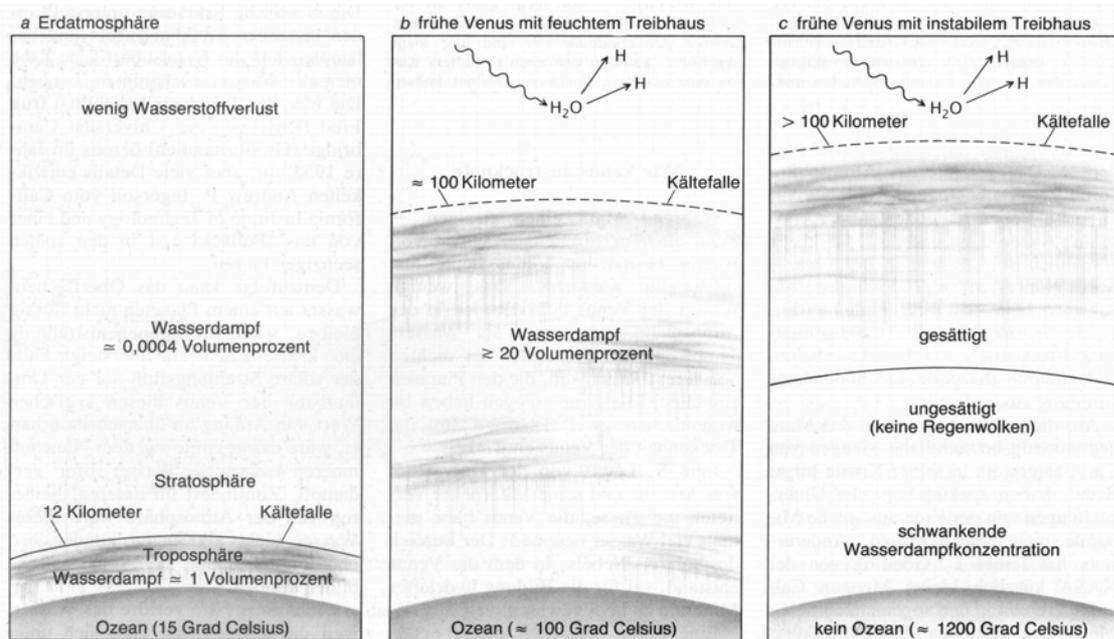


Bild 5: Wasserdampf neigt kaum dazu, die Erdatmosphäre zu verlassen; dies gilt aber nicht für das Frühstadium der Venus. Auf der Erde (a) wird das in der Troposphäre vorhandene Wasser daran gehindert, die Stratosphäre zu erreichen. Dafür ist die sogenannte Kältefalle verantwortlich: ein Bereich, wo zugleich tiefe Temperatur und relativ hoher Luftdruck herrschen und die Konzentration des Wasserdampfs sehr niedrig halten. In der Kältefalle kondensiert der Wasserdampf fast vollständig aus. Auf der Venus war die untere Atmosphäre, verglichen mit der Erde, zwar anfangs warm, aber dennoch wahrscheinlich kühl genug, um Wasser zu kondensieren und einen Ozean zu bilden. Dieses Meer hätte sich im Laufe der Zeit jedoch verflüchtigt und ein sogenanntes

feuchtes Treibhaus erzeugt (b); es entsteht, wenn hohe Oberflächentemperaturen bewirken, daß die untere Atmosphäre zu mehr als 20 Prozent aus Wasserdampf besteht. Die Kältefalle verlagert sich dann in große Höhe und ist nicht mehr fähig, den Wasserdampf am Aufsteigen in die obere Atmosphäre zu hindern. Obwohl der Wasserdampf teilweise als Regen auskondensiert, dissoziiert der Dampf in den obersten Schichten, und der abgespaltene Wasserstoff entkommt in den Weltraum. Venus könnte aber auch so heiß gewesen sein, daß sich statt dessen ein instabiles Treibhaus entwickelt hat (c): Das gesamte aus dem Planeten austretende Wasser verwandelte sich sofort zu Dampf und konnte nie einen Ozean bilden. Das Wasser wanderte also im wesentlichen nur aufwärts.

Abbildung 2.46 (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

Entwicklung der Marsatmosphäre

Eventuell war auf dem Mars zu Beginn flüssiges Wasser und ein ähnliches Klima vorhanden wie auf der Erde. Wegen fehlender oder nachlassender Plattentektonik existierte aber ein zu schwacher ‚CO₂-Regelkreis‘ (siehe Abbildungen 2.42, 2.43). Deshalb reicherte sich wahrscheinlich CO₂ in abgelagerten Gestein ein und entschwand aus der Atmosphäre. Heute existiert auf dem Mars ein nur noch schwacher Treibhauseffekt (8 Kelvin). Somit ist der wahrscheinliche Grund für das kalte Marsklima nicht mangelnde solare Einstrahlung, sondern die geringe Größe, die somit geringe innere Energie des Mars und das Fehlen einer Plattentektonik.

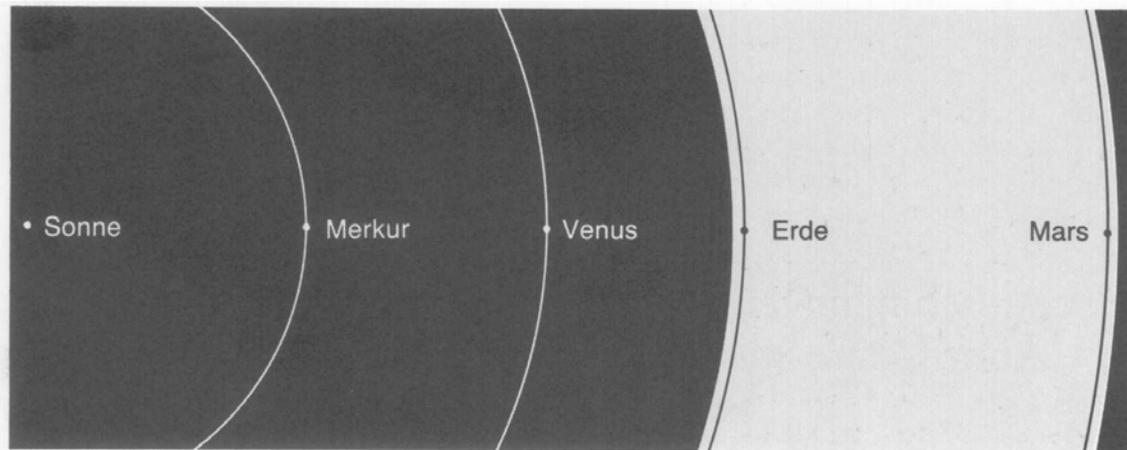


Bild 6: Die dauernd bewohnbare Zone (hellblau) ist der Weltraumbereich, in dem ein Planet theoretisch ein erdähnliches Klima so lange aufrechterhalten kann, daß Leben zu gedeihen vermag. Eine frühere Abschätzung kam zu dem Ergebnis, diese Zone sei ziemlich schmal

und erstrecke sich von 0,95 bis zu 1,01 astronomischen Einheiten, also nur knapp beiderseits der Erdumlaufbahn. Aus neueren Arbeiten geht hervor, daß die äußere Grenze vielleicht sogar bei 1,5 astronomischen Einheiten liegt – jenseits der Umlaufbahn des Mars um die Sonne.

Abbildung 2.47 (Aus Spektrum der Wissenschaft, Atmosphäre, Klima, Umwelt, IUP 1338)

2.7 Anthropogener Einfluß auf das Erdklima, Klimaänderungen

Der erste Teil dieses Abschnitts zitiert eine Essay-Artikel von Thomas Wagner, der 1999 für das Lexikon der Physik (Spektrum Akademischer Verlag) verfaßt wurde.

Im zweiten Teil werden die Ergebnisse aus dem neuesten Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) vorgestellt (siehe auch <http://www.ipcc.ch/>)

Zusammenfassung

Dieser Übersichtsartikel beschreibt die natürliche Variabilität sowie die systematischen Veränderungen des Erdklimas. Außer der Neugierde, die Entwicklung unseres Lebensraumes hin zu seiner heutigen Ausprägung zu verstehen, steht dabei im Vordergrund vor allem die berechtigte Sorge, ein vom Menschen verursachter Wandel des Klimas könnte unsere Lebensbedingungen in der Zukunft dramatisch verändern. Zur Einordnung der möglichen Entwicklung des Erdklimas in der Zukunft beginnen wir diesen Artikel mit einem Rückblick auf das Klima in früheren Zeitabschnitten. Wir stellen die sogenannten 'Klimaarchive' vor, anhand derer Information über das historische Erdklima gewonnen werden können. Die folgenden Kapitel dienen der Beschreibung der menschlichen Einflüsse auf das Klimasystem sowie der Beurteilung ihrer Wirkung auf das Klima der Zukunft anhand von Klimamodellen. Abschließend diskutieren wir aktuelle Ergebnisse der Klimaforschung. Im Mittelpunkt steht dabei die Frage, wie signifikant schon heute ein anthropogener Einfluß auf das Erdklimas nachzuweisen ist, und wie stark sich das Erdklima der Zukunft von unseren heutigen Lebensbedingungen unterscheiden wird.

Einführung und Übersicht

Das Klima beschreibt die langfristigen Mittelwerte der Witterung anhand von sogenannten Klimaelementen wie z.B. Temperatur, Niederschlag oder Windstärke. Anhand solcher Klimaelemente ist es möglich, die Lebensbedingungen eines Ortes, einer Gegend oder gar der gesamten Erde zu charakterisieren. Insbesondere läßt sich anhand ihrer zeitlichen Veränderungen der Wandel der Lebensbedingungen für Menschen, Flora und Fauna darstellen. Eine solche Beschreibung stellt zwangsläufig eine starke Beschränkung der vielfältigen Eigenschaften unserer komplexen Umwelt auf nur einige wenige Zahlenwerte dar. Gleichwohl steht damit eine geeignete Methode zur Verfügung, - und oftmals auch die einzige - Informationen über lange zurückliegende Zeitabschnitte zu gewinnen, zu beschreiben oder aber über in der Zukunft liegende Perioden vorherzusagen. Für die vollständige Beschreibung des Klimas muß neben der Atmosphäre auch deren Wechselwirkungen mit anderen 'Sphären' betrachtet werden. Dazu zählen die Wassergebiete der Erde (Hydrosphäre), die Eisgebiete (Kryosphäre), die Böden (Pedosphäre), die Gesteinsschicht (Lithosphäre) sowie die Flora und Fauna (Biosphäre). Die Wechselwirkungen zwischen diesen einzelnen Komponenten des Klimasystems werden als interne Einflüsse auf das Klimasystem bezeichnet. Im Gegensatz dazu wirken die sogenannten externen Einflüsse einseitig auf das Klimasystem. Hierzu zählen beispielsweise die Stärke der solaren Einstrahlung oder der Vulkanismus.

Das Wissen über mögliche Klimaveränderungen dient dem Menschen dazu, seine Lebensbedingungen in der Zukunft kennenzulernen und zu bewerten. Dies ist gerade deswegen von großer Bedeutung, da der Mensch viele klimarelevante Größen wie z.B. die stoffliche Zusammensetzung der Erdatmosphäre, die Verdunstungsrate oder die Reflektivität der Erdoberfläche stark und nachhaltig verändert hat. Die Anzeichen verdichten sich immer

mehr, daß solche anthropogenen Einflüsse zu einer Klimaänderung und somit zu einem möglicherweise dramatischen Wandel unserer Lebensbedingungen führen werden oder schon geführt haben.

Paleoklimatologie - die Archive des Erdklimas.

Um beurteilen zu können, ob sich beobachtete oder prognostizierte Klimaveränderungen innerhalb der natürlichen Variationsbreite des Erdklimas bewegen, ist es wichtig, die Entwicklung des Erdklimas während früherer Zeitabschnitte zu untersuchen. Dabei besteht jedoch das Problem, daß die sicherste Informationsquelle der Klimatologie, die systematische physikalische Messung von Klimadaten, nur kurz in die Vergangenheit zurückreicht. Die frühesten heute verfügbaren Messungen des Luftdruckes und der Lufttemperatur z.B. stammen aus der Mitte des 17ten Jahrhunderts. Klimatologisch verwertbare Daten, d.h. solche, die an mehreren Orten und über längere Zeitspannen gemessen wurden, liegen sogar erst ab Ende des 18ten Jahrhunderts vor. Glücklicherweise steht in der indirekten Erfassung von Klimadaten mit Hilfe der Paleoklimatologie eine Möglichkeit zur Verfügung, unser Wissen über das Klima auch weit zurückliegender Zeitabschnitte zu erweitern. Diese Methode beruht auf der Analyse von Materieproben, deren Eigenschaften während vergangener Zeitabschnitte vom damals herrschenden Klima geprägt wurden. So lassen sich beispielsweise aus eingeschlossenen Luftblasen in Eisbohrkernen die Spurenstoffzusammensetzung der Atmosphäre und aus dem Sauerstoffisotopenverhältnis des Niederschlags Rückschlüsse über die atmosphärische Temperatur extrahieren. Paleoklimatologische Methoden erlauben es, Informationen über das Erdklima bis vor etwa 4.3 Milliarden Jahre zu gewinnen (siehe Tabelle 2.5). Dabei gilt allerdings generell, daß die Verfügbarkeit und die Genauigkeit der bestimmten Klimadaten abnehmen, je weiter die betreffenden Zeiträume zurückliegen. Auch ermöglichen paleoklimatologische Daten oftmals nur qualitative oder relative Aussagen, deren Genauigkeit nicht vergleichbar ist mit der moderner physikalischer Meßmethoden.

Die Atmosphäre der frühen Erde, natürliche Variationen des Erdklimas.

Die Methoden der Paleoklimatologie erlauben uns einen weiten Blick zurück bis kurz nach der Entstehung unseres Planeten (siehe Tabelle 2.5). Hier soll ein kurzer Überblick gegeben werden über die starken Veränderungen, die die Erdatmosphäre während dieser Zeit erfahren hat. Dazu wollen wir zuerst die stoffliche Zusammensetzung der Atmosphäre betrachten. Es wird heute angenommen, daß die erste 'Uratmosphäre' der Erde in den Weltraum 'entschwunden' ist, bevor sich während der Zusammenballung der planetaren Masse ein genügend starkes Gravitationsfeld entwickeln konnte. Man schließt dies daraus, daß die Konzentration von Edelgasen in der heutigen Erdatmosphäre äußerst gering ist im Vergleich zu deren typischem Vorkommen im Kosmos, zumal kein Prozeß bekannt ist, der diese unreaktiven Gase aus der Erdatmosphäre hätte entfernen können. Nach heutigem Wissensstand entwickelte sich eine zweite Uratmosphäre durch Ausgasen aus der komprimierten Planetenmaterie. Es wird angenommen, daß sich die Atmosphäre vor etwa 4.3 Milliarden Jahre (soweit reicht der Blick der Paleoklimatologie derzeit zurück) hauptsächlich aus Stickstoff, Wasser, Methan, Kohlendioxid und Ammoniak bestand, sie aber keinen nennenswerten Anteil an Sauerstoff enthielt (siehe Abbildung 2.36). Im Laufe der Zeit wurde das Kohlendioxid durch Gesteinsverwitterung aus der Atmosphäre entfernt. Auch bildete sich eine geringe Konzentration an Sauerstoff aus der photolytischen Spaltung von Wassermolekülen in der hohen Atmosphäre; der freigesetzte leichte Wasserstoff konnte in den

Weltraum entweichen. Ein bedeutender Mechanismus zur Freisetzung atmosphärischen Sauerstoffs etablierte sich schließlich mit der Umstellung des Pflanzenstoffwechsels auf die Photosynthese. Während anfangs der entstandene Sauerstoff noch mit in den Ozeanen gelöstem Eisen reagierte und so der atmosphärische Sauerstoffgehalt gering blieb, stieg er vor etwa 2.5 Milliarden deutlich an, um schließlich vor etwa 1.5 Milliarden Jahren in etwa seine heutige Konzentration zu erreichen. Neben der Bedeutung des Sauerstoffs als Atmungsgas war seine Präsenz in der Erdatmosphäre auch die Voraussetzung zur Bildung der Ozonschicht, die erst die Entwicklung höherer Lebensformen außerhalb des Ozeans ermöglichte. Allgemein wird angenommen, daß die Zusammensetzung der Erdatmosphäre (im Gegensatz etwa zu den Nachbarplaneten Mars und Venus) seit etwa 3.5 Milliarden Jahre durch die Biosphäre 'kontrolliert wird'.

Außer über die stoffliche Zusammensetzung der frühen Erdatmosphäre lassen sich auch Informationen über andere Klimaelemente wie Temperatur und Niederschlag gewinnen. In Abbildung 2.48 ist die Entwicklung der mittleren Lufttemperatur der Nordhemisphäre während der letzten 1 Milliarden Jahre dargestellt, bestimmt aus paleoklimatologischen Daten. Es wird deutlich, daß die Temperatur der Erde in der Vergangenheit starken Schwankungen unterlag. Insbesondere traten häufig Perioden tiefer Temperaturen, sogenannte Eiszeitalter, auf, die ihrerseits wieder in Eiszeiten und Warmzeiten untergliedert waren. Gegenwärtig befindet sich das Erdklima in einer solchen Warmzeit während des letzten Eiszeitalters, des sogenannten Quartären Eiszeitalters, das das Klima der letzten 1 Million Jahre bestimmte. Tatsächlich war das Erdklima in der Vergangenheit häufiger von warmen Zeitabschnitten als von Eiszeitaltern geprägt. Die Temperaturen während eines solchen Warmklimas waren um bis zu 10°C höher als die der heutigen 'Warmzeit', insbesondere aber war auf der Erde jegliches Eis geschmolzen und der Wasserspiegel der Ozeane lag um etwa 80 Meter höher als heute.

Häufig wird versucht, aus der Untersuchung der Klimaschwankungen der Vergangenheit generelle Fragen bezüglich der Stabilität des Klimas zu beantworten, etwa ob sich unter (angenommenen) konstanten externen Einflüssen ein bestimmter stabiler Zustand des Klimasystems einstellt, dem das Klimasystem auch nach Störungen immer wieder zustrebt. Ein solches Klima wird als transitives Klima bezeichnet. Können dagegen bei konstanten externen Einflüssen allein durch interne Autovariationen des Klimasystems mehrere quasistabile Klimazustände eintreten, so spricht man von einem fast-transitiven Klima. Kennt das Klima dagegen überhaupt keinen stabilen Zustand, so wird es als intransitiv bezeichnet. Es wird davon ausgegangen, daß der (bisher noch nie eingetretene) Klimazustand einer völlig vereisten Erde einen transitiven Klimazustand darstellt. Das derzeitige Klima hingegen wird meist als fast-transitiv eingestuft.

In diesem Zusammenhang soll noch die sogenannte Gaia-Hypothese erwähnt werden, wonach sich das irdische Klima während der letzten 3.5 Milliarden Jahre durch die Wechselwirkung mit Flora und Fauna immer zu einem Optimum für diese Lebensformen hin entwickelt habe. Im Rahmen dieser Hypothese ist insbesondere von Interesse, ob und in welchem Maß der Mensch heute in der Lage ist, das Erdklima über die Möglichkeiten eventueller 'Gaia-Reparaturmechanismen' hinaus zu verändern.

Ursachen natürlicher Klimaschwankungen.

Die während der Entwicklung der Erde beobachteten Klimaschwankungen beruhen auf der Veränderung einer Vielzahl von Einflüssen auf das Klimasystem. In Tabelle 2.6 ist eine Übersicht gegeben. Die extraterrestrischen und auch einige terrestrische Einflüsse, die

sogenannten externen Einflüsse, wirken einseitig auf das Klimasystem. Eine Vielzahl der terrestrischen Ursachen für Klimaschwankungen stellen hingegen interne Einflüsse dar. Da ihre Variation über Rückkopplungsmechanismen andere Klimaeinflüsse verändern kann, ist ihre Wirkung auf das Klimasystem vergleichsweise schwer zu quantifizieren. Eine besondere Klasse stellen noch solche externen Einflüsse wie Vulkanismus oder der Einschlag kosmischer Boliden dar, die nur statistisch vorhersagbar sind. Im folgenden sollen als Beispiele die Einflüsse der Sonnenaktivität, der Erdbahnparameter und des Vulkanismus auf das Erdklima näher beschrieben werden.

Die auf die Erde treffende regional und jahreszeitlich gemittelt solare Strahlung beträgt rund 1370 Watt pro Quadratmeter (Solarkonstante). Die Solarkonstante schwankt während eines etwa elfjährigen Zyklus, der für das Klima jedoch kaum relevant ist. Im Gegensatz dazu wird angenommen, daß längerfristige Variationen der solaren Aktivität trotz ihrer geringen Amplitude (aber verstärkt durch interne Rückkopplungseffekte) das Klima signifikant beeinflussen können. Insbesondere gilt als wahrscheinlich, daß die sogenannte 'kleine Eiszeit' um etwa 1600 bis 1800 im Zusammenhang mit einem Minimum der solaren Aktivität steht, auf die anhand des Rückgangs der Sonnenfleckenzahl während dieser Zeit geschlossen wird.

Die Menge der auf der Erde eintreffenden solaren Strahlung unterliegt nicht nur aufgrund der Variation der solaren Aktivität sondern auch aufgrund der Veränderung der Erdbahnparameter gewissen (periodischen) Schwankungen. Zum einen variiert der Zeitpunkt von Perihel und Aphel, dem sonnennächsten bzw. sonnenfernsten Punkt der Erdumlaufbahn, mit einer Periode von etwa 21000 Jahren. Weiterhin verändert sich die Neigung der Erdachse gegenüber der Erdumlaufbahn (zwischen 21.8° und 24.4°) mit einer Periode von etwa 40000 Jahren. Schließlich unterliegt auch die Exzentrizität der Erdumlaufbahn einer Variation mit einer Periode von etwa 96000 Jahren. Die Perioden aller drei sich verändernder Erdbahnparameter finden sich in der Temperaturhistorie wieder, wie sie beispielsweise aus Tiefseebohrkernen bestimmt wurde.

Während der Erdgeschichte gab es immer wieder starke Vulkanausbrüche. Die Folgen finden sich z.B. als Staubablagerungen in bestimmten Schichten von Tiefseebohrkernen. Die Klimawirksamkeit von Vulkanen besteht darin, daß die in die Atmosphäre geschleuderten Staubpartikel und Aerosole den Strahlungshaushalt der Atmosphäre beeinflussen. Bei starken Eruptionen können Staub und Asche bis in die Stratosphäre, manchmal sogar bis in die Mesosphäre, gelangen. Dort können sie über lange Zeiträume hinweg verweilen (typischerweise 1 bis 3 Jahre) und reflektieren und absorbieren die Sonnenstrahlung. Als Folge erreicht weniger Energie die Erdoberfläche und die untere Atmosphäre kühlt ab. In der Klimahistorie gibt es einige Beispiele für das Zusammentreffen von Kälteperioden und starker Vulkantätigkeit. Es wird beispielsweise auch vermutet, daß die während der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts beobachteten relative hohen Temperaturen mit der vergleichsweise geringen Vulkantätigkeit in Zusammenhang stehen könnte.

Der Einfluß des Menschen auf das Erdklima.

Der Mensch ist Teil der Biosphäre und nimmt durch seine bloße Existenz natürlicherweise Einfluß auf das Klimasystem. Beispielsweise war das Sesshaftwerden des Menschen vor einigen tausend Jahren und der damit verbundene Übergang vom Nomadentum zum Ackerbau und Viehzucht von erheblichem Einfluß auf das Klima, weil er mit der Rodung von Waldflächen verbunden war. Die ersten systematischen großflächigen Rodungen fanden dann zur Zeit des Römerreiches im Mittelmeerraum statt; in Deutschland hat zwischen 800 und 1200 n.Chr. der Waldanteil vom 90% auf 20% abgenommen. Eine neue 'Qualität' der

anthropogenen Beeinflussung des Klimasystems fand schließlich im Laufe der industriellen Revolution statt. Neben der weiteren Veränderung der Erdoberfläche etwa durch das Stadtwachstum und die ‘Versiegelung’ der Böden begann der Mensch nun auch, die stoffliche Zusammensetzung der Erdatmosphäre global zu verändern. Beispielsweise kann aus Eisbohrkernen die Zunahme an Kohlendioxid und Methan während der letzten 200 Jahre nachgewiesen werden. Insbesondere gelangen durch den Menschen sogar neue, künstliche Verbindungen wie zum Beispiel die FCKWs in die Atmosphäre, für deren Klimawirkung bisher jedes Beispiel fehlt. Die anthropogene Veränderung der stofflichen Zusammensetzung der Erdatmosphäre beeinflusst neben den chemischen vor allem auch die physikalischen Eigenschaften des Klimasystems. Prominente Beispiele hierfür sind z.B. das Ozonloch über dem Südpolargebiet und die Veränderung des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre durch die anthropogene Emission von Treibhausgasen. Ein Überblick über diese und weitere Eingriffe des Menschen in das Klimasystem findet sich in Tabelle 2.7.

Klimaveränderungen - in der Zukunft oder schon heute?

Schon 1896 postulierte der schwedische Physikochemiker Arrhenius eine mögliche Veränderung des Klimas durch die anthropogene Freisetzung von Kohlendioxid. Heute besteht kein Zweifel mehr an der Klimawirksamkeit von Kohlendioxid sowie anderer anthropogen freigesetzter Treibhausgase. Ebenfalls unumstritten ist, daß eine erhöhte Einstrahlung auf die Erdoberfläche eine Erhöhung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes zur Folge hat und es gilt als sicher, daß bei einer Erhöhung der Temperatur neben dem möglichen Abschmelzen der Polkappen schon allein die thermische Ausdehnung des Wassers der Ozeane zu einem Anstieg des Meeresspiegels führen wird. Gleichwohl liegen die vorhergesagten systematischen Veränderungen des Klimas bisher in der Größenordnung der natürlichen Schwankungen, so daß ein signifikanter Nachweis zur Zeit noch äußerst schwierig ist. Sollte sich der während der letzten Jahrzehnte beobachtete sowie von Klimamodellen vorhergesagte Anstieg der mittleren bodennahen Temperaturen in den nächsten Jahren wie prognostiziert fortsetzen, so ist mit einem baldigen Überschreiten der Signifikanzgrenze zu rechnen. Bevor wir auf die Modellierung des Erdklimas näher eingehen, soll noch auf die Häufungen einer Vielzahl von Phänomenen hingewiesen werden, wie z.B. extremer Wettersituationen, die mit einer Klimaveränderung in Verbindung gebracht werden. Tabelle 2.8 gibt einen Überblick über solche Beobachtungen.

Die einzige Möglichkeit, Einblick in das Klima der Zukunft zu gewinnen, stellen Computersimulationen des Klimasystems dar. Zur Klimavorhersage werden derzeit sogenannte gekoppelte ‘Global Circulation Models’ (GCM) von Atmosphäre und Ozeanen verwendet. Dabei werden sowohl die Atmosphäre, als auch die Ozeane durch ein eigenes globales Zirkulationsmodell beschrieben, beide Modelle aber bezüglich Stoff- und Energieaustausch miteinander gekoppelt. Ein gängiges Problem solcher Modelle besteht jedoch in einer zeitlichen Drift, die künstlich durch eine sogenannte Flußkorrektur unterdrückt werden muß. Derzeit werden die ersten Modelle getestet, die ohne eine solche Flußkorrektur auskommen. Dennoch besteht derzeit eine Vielzahl weiterer Einschränkungen:

- Häufig besitzen GCMs kein interaktives Chemie-Modell.
- Die horizontal Auflösung ist noch sehr grob (typischerweise 100 bis 500 Km), kleinskalige Prozesse wie z.B. die Bewölkung müssen parametrisiert werden.
- Typischerweise besitzen GCMs keine interaktive Kopplung an Modelle der Pedo-, Litho- und Hydrosphäre. Die Ergebnisse separater Modell für diese Sphären dienen lediglich als Randbedingungen

- Rückkopplungsprozesse sind häufig nur unzureichend implementiert, z.B. Wolken-Strahlungs-Rückkopplungen.
- Es existiert ein sogenanntes Kaltstartproblem: Aufgrund der Beschränkung der Rechenkapazitäten wird häufig nur ein kurzer Zeitabschnitt modelliert, dessen Anfangsbedingungen selbst schon von anthropogenen Veränderungen beeinflusst waren. Zu diesen Zeiten war z.B. das Gleichgewicht zwischen Atmosphäre und Ozean schon gestört.
- Selbst die Beschreibung des heutigen Klimas durch Klimadaten ist noch sehr lückenhaft. Speziell fehlen detaillierte Kenntnisse über die Ozeane, z.B. deren Tiefenzirkulation. Es hat sich gezeigt, daß Klimamodelle sehr empfindlich gegenüber einer Variation der Anfangsbedingungen reagieren.
- Es bestehen naturgemäß große Unsicherheiten bezüglich der Szenarien für die zukünftigen Emissionen von Spurengasen sowie der übrigen anthropogenen Einflüsse auf das Klimasystem.

Trotz dieser Einschränkungen ist es schon jetzt möglich, wesentliche Aussagen über das zukünftige Klima zu machen. Insbesondere sind heutige Klimamodelle schon in der Lage, die natürliche Variabilität gut zu simulieren. Auch stimmen schon eine Vielzahl verschiedener Klimamodelle in ihren Prognosen bezüglich einer Erwärmung der Atmosphäre innerhalb der nächsten 100 Jahre von 1 bis 5°C überein. In Abbildung 2.49 ist ein Vergleich der beobachteten sowie der simulierten bodennahen Lufttemperatur während der letzten 150 Jahre dargestellt wie sie vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg für das IPCC-Szenario 'business as usual' berechnet wurde (IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change). Beide Kurven zeigen übereinstimmend eine Zunahme der Temperatur während der letzten 25 Jahre um etwa 0.3°C, die Simulation berechnet darüber hinaus eine Zunahme von etwa 3°C bis zum Jahr 2100. Das Klimaänderungssignal kann dann als signifikant angesehen werden, wenn sich die Kurven der Temperaturänderung sowie des Kontrollperiments inklusive ihrer Fehlerbereiche nicht mehr überlappen. Dies wird für etwa um das Jahr 2020 erwartet. Doch schon heute haben die Hamburger Forscher eine Wahrscheinlichkeit von 97% dafür berechnet, daß der beobachtete globale Temperaturanstieg auf menschliche Ursachen zurückzuführen ist. Weitere Klimavorhersagen beinhalten eine zu erwartende Zunahme der Verdunstungsrate und der Niederschläge sowie einen Anstieg des Meeresspiegels. Viele Klimaforscher rechnen auch mit einer Zunahme extremer Wettersituation, z.B. starker Regenfälle, starker Stürme, großer Fluten, ausgeprägter Dürren sowie Warm- und Kaltperioden. Es scheint so, als ob diese Vermutungen durch viele Ereignisse der vergangenen zwei Jahre, die im Zusammenhang mit dem bisher stärksten ENSO-Ereignis stehen, bestätigt worden seien.

Literatur

- C. Schönwiese: "Klimaänderungen", Springer, Berlin-Heidelberg-New York 1995.
 W. Roedel: „Physik unserer Umwelt, die Atmosphäre“, 2.Auflage, Springer, Berlin-Heidelberg-New York 1994.
 T.E. Graedel, P.J. Cruzten: „Atmospheric Change“, Freeman, New-York, 1993.
 G. Brasseur, S. Solomon: „Aeronomy of the Middle Atmosphere“, D Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1986.
 E. P. Röth: „Ozonloch, Ozonsmog, Grundlagen der Ozonchemie“, BI-Taschenbuchverlag, Mannheim 1994.
 J.J. Houghton, L.G. Meiro Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell: „Climate Change 1995, Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change“, Cambridge University Press, 1996.

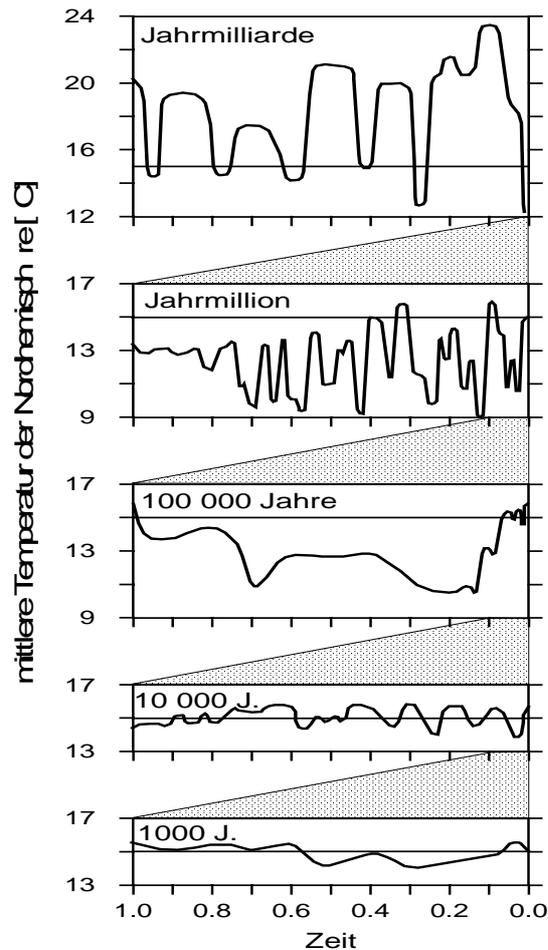


Abbildung 2.48: Mittlere, bodennahe Temperatur der nördlichen Hemisphäre während der letzten 1 Milliarden Jahre (nach Schönwiese 1995).

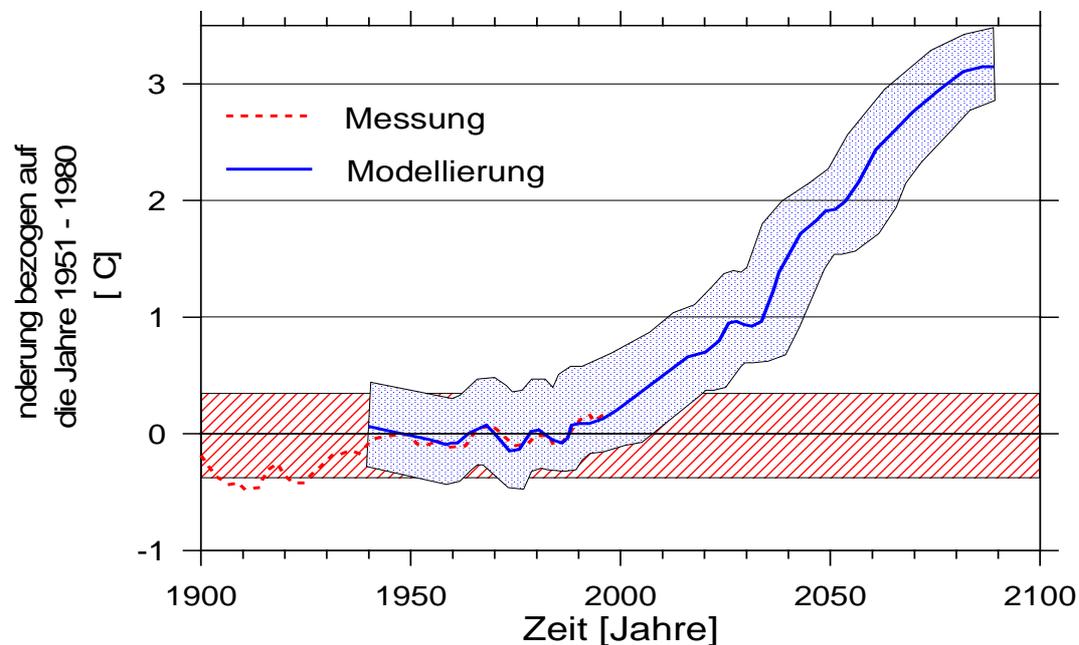


Abbildung 2.49: Vergleich der beobachteten (gestrichelte Linie) sowie der simulierten (durchgezogene Linie) bodennahen Lufttemperatur während der letzten 150 Jahre, berechnet vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg für das IPCC-Szenario 'business as usual' (IPPC: Intergovernmental Panel on Climate Change) 'business as usual'. Schattiert dargestellt sind die Unsicherheiten der Modellierten Temperaturen sowie der Temperaturen des Kontrollexperimentes.

Tabelle 2.5: Überblick über Paleoklimatologische Methoden.

Paläoklimatologische Informationsquelle	Ausgewertete Phänomene	potenziell erfaßbare Regionen	Rekonstruierbare Klimaelemente ^a	Zeitintervall I	Bestmögliche Zeitauflösung ^b
Bändertone als Sedimente aus Gletscherabflüssen	Sedimentation	Kontinente (soweit glazial beeinflusst)	Sommertemperatur, Niederschlag	5 kJ	1 J
Gebirgsgletscher	Schichtung, Isotopenverhältnisse, Partikeldeposition, Gaseinschlüsse	Kontinente (vergletscherte Gebirgsregionen)	Niederschlag, Vulkantätigkeit, Gaskonzentration (insbes. CO ₂ , CH ₄)	10 kJ	1 J
Baumringe	Jahreszuwachs, Dichte, Isotopenverhältnisse	Kontinente (mittlere und boreale Breiten)	Temperatur, Bodenfeuchte, Sonnenaktivität	10 kJ	1 J
Geschlossene Seebecken	Merkmale für Seespiegellhöhe	Kontinente (mittlere und subtropische Breiten)	Verdunstung, Temperatur, Niederschlag	50 kJ	1 J
Inlandeis (polare Eisschilde)	Schichtung, Isotopenverhältnisse, Partikeldeposition, Gaseinschlüsse	Antarktis, Grönland	Niederschlag, Vulkantätigkeit, Gaskonzentration (insbes. CO ₂ , CH ₄)	200 kJ	1 J
Fossile Pflanzenpollen	Häufigkeit von Pollenarten	Kontinente (außerpolare Breiten)	Temperatur, Bodenfeuchte, Wind	200 kJ	100 J
Küstenlinien der Ozeane	Küstenmerkmale	Weltozean (eustatisch stabile Regionen)	Volumen der Kontinentalvereisung, Temperatur	400 kJ	-
Fossile Böden und Schotter	Bodenarten	Kontinente (außerpolare Regionen)	Temperatur, Niederschlag	5 MJ	100 J
Ozeanische Sedimente	Isotopenverhältnisse, Art der Sedimentation, Beimengungen	Weltozean (bei hinreichend regelmäßiger Sedimentation)	Meeresoberflächentemperatur, Salzgehalt, Meereisbedeckung	10 MJ	500 J
Mineralogisch - petrographische Phänomene	Vorkommen von Mineralien	heutige Kontinente	Temperatur, Niederschlag	1 GJ	-
Geomorphologische Phänomene	Moränen oder andere 'Zeugen' für Gletscherbewegungen	heutige Kontinente	Temperatur, H ₂ O- und CO ₂ -Gehalt der Atmosphäre	4.2 GJ	-

^aHäufig beinhalten die Informationen bezüglich der verschiedenen Klimaelemente nur sehr grobe Aussagen, etwa im Sinne von 'relativ kaltes bzw. warmes Klima'.

^bDie bestmögliche Zeitauflösung wird für viele Methoden nur in besonderen Fällen erreicht, häufig ist sie dagegen deutlich größer.

Tabelle 2.6: Die wichtigsten natürlichen Ursachen für Klimaveränderungen. Interne Einflüsse auf das Klimasystem sind *kursiv* geschrieben.

Terrestrisch	Extraterrestrisch
<i>Zusammensetzung der Atmosphäre</i>	Langfristiger Trend der Sonnenaktivität
<i>Atmosphärische Zirkulation</i>	Kurzfristige Variation der Sonnenaktivität
<i>Ozeanzirkulation</i>	Variation der Erdbahnparameter
<i>Eis- und Schneebedeckung</i>	Einschlag von Meteoriten und Meteoriten
<i>Bewölkung</i>	Gezeitenkräfte
<i>Vegetation</i>	
Vulkanismus	
Kontinentaldrift, Gebirgsbildung	

Tabelle 2.7: Anthropogene Veränderungen und ihre Wirkung auf das Klimasystem.

Anthropogene Veränderung	Wirkung auf das Klimasystem
Brandrodung	Veränderung der Erdoberfläche, Emission von Spurengasen, z.B. CO ₂ , CO, NO _x ¹ , CH ₄ , CH ₃ Cl und Aerosolen.
Ackerbau	Veränderung der Erdoberfläche, Emission von Spurengasen, z.B. CH ₄ , N ₂ O, NH ₃ .
Viehzucht	Emission von Spurengasen, z.B. CH ₄ , NH ₃ , H ₂ S.
Verbrennung fossiler Energieträger	Emission von Spurengasen, z.B. CO ₂ , SO ₂ , NO _x ¹ , CO, HCl und Aerosolen.
Mülldeponierung	Emission von Spurengasen, z.B. CO ₂ , CH ₄ .
Künstliche Bebauung	Veränderung der Erdoberfläche (z.B. Veränderung der Albedo, der oberflächennahen Luftströmungen sowie des Wasserhaushalts).
Industrielle Prozesse	Emission einer Vielzahl von zum Teil künstlichen Spurenstoffen sowie Aerosolen.
Flugverkehr	Emission von Spurengasen, z.B. CO ₂ , SO ₂ , NO _x ¹ , direkte Veränderung der Bewölkung.
Regulierung von Binnengewässern	Veränderung des Wasserhaushalts.

¹NO_x = NO + NO₂.

Tabelle 2.8: Veränderungen von Phänomenen wie z.B. extremer Wettersituationen, die mit einer Klimaveränderung in Zusammenhang stehen könnten. Die hochgestellten Zahlen bezeichnen die Informationsquellen, die am Ende des Artikels aufgelistet sind.

- Rückgang der Alpenen Gletscher während der letzten Jahrzehnte um bis zu 30 Meter pro Jahr¹.
- Zunahme der Temperatur in 3.5 km Höhe um 0.07°C pro Dekade während der letzten 19 Jahre².
- Zunahme der global gemittelten Niederschläge um 2.4 mm/pro Dekade seit 1900³.
- Schrumpfung der Thermosphäre um 8 Kilometer während der letzten 40 Jahre⁴.
- Zunahme des mittleren Bedeckungsgrades des Himmels durch Kondensstreifen auf mittlerereweile 1.1% über Europa und 1.8% über Nordamerika⁵.
- 1996/97 stärkstes ENSO-Ereignis (El Niño-Southern Oscillation) seit dem Beginn der Beobachtungen⁶.
- Starke Zunahme der Häufigkeit von Orkantiefs (mit einem Luftdruck von unter 950 Hektopascal) in der nördlichen Westwinddriftzone von 1899 bis 1994 bei gleichzeitiger Abnahme des mittleren Kerndrucks⁷.
- Verringerung der Eisdecke der Arktis um 2 Meter während der letzten 20 Jahre⁸.
- Abbruch eines 200 Quadratkilometer großen Stückes vom 'Larsen B-Schelfeis' in der Antarktis⁹.
- Verdrei- bis Vervierfachung der Sturmschäden während der letzten 30 Jahre¹⁰.
- 1997 war wie 9 der 11 Vorgängerjahre wärmstes Jahr des Jahrhunderts¹¹, 1998 war das wärmste Jahr der letzten 600 Jahre¹².
- Anstieg der mittleren Temperaturen von 5400 Wetterstationen zwischen 1961 und 1985: Die Tageshöchsttemperaturen stiegen während dieses Zeitraumes um +0.88°C, die Tiefsttemperaturen um +1.86°C¹³.
- Zunahme der Flutkatastrophen¹⁴.
- Zunehmende Häufigkeit von Tornados in den USA¹⁵.
- Abnahme der Niederschläge in Mittelmeerraum seit Ende des 19. Jahrhunderts¹⁶

¹ Mitteilung des Österreichischen Alpenvereins, Nr. 2, 1998.

² Nature, Band 394, S. 661, 1998.

³ NASA-Mitteilung, 1998.

⁴ Journal of Geophysical Research, Band 103, S. 2774, 1998.

⁵ Rubrik Wissenschaft, taz, 31.Jan. 1998.

⁶ Science, Band 298, S. 522, 1998.

⁷ Spektrum der Wissenschaft, S. 32, Nr7, 1994.

⁸ Bericht über Messungen des Scott-Institutes, Cambridge und des Nansen-Instituts, Bergen, Süddeutsche Zeitung, 1998.

⁹ Nature, Band 391, S. 778, 1998.

¹⁰ Stürme, Münchner Rückversicherungsgesellschaft, München, 1993.

¹¹ Science, Band 279, S. 315, 1998.

¹² Abschlußdokument der CLIVAR-Konferenz (CLImate VARIability and predictability, internationales Klimaforschungsprogramm), 2. bis 6. Dezember 1998, UNESCO Headquarter, Paris.

¹³ Science, Band 277, S. 364, 1997.

¹⁴ Weltkatastrophenbericht der Föderation der Gesellschaften des Roten Kreuzes und des Roten Halbmondes, vorgelegt am 11.06.1997, Genf.

¹⁵ WMO, Genf, 1992.

¹⁶ Journal of Geophysical Research, Band 94, S. 1195, 1989.

Die folgenden Abbildungen sind entnommen aus dem neuesten Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>

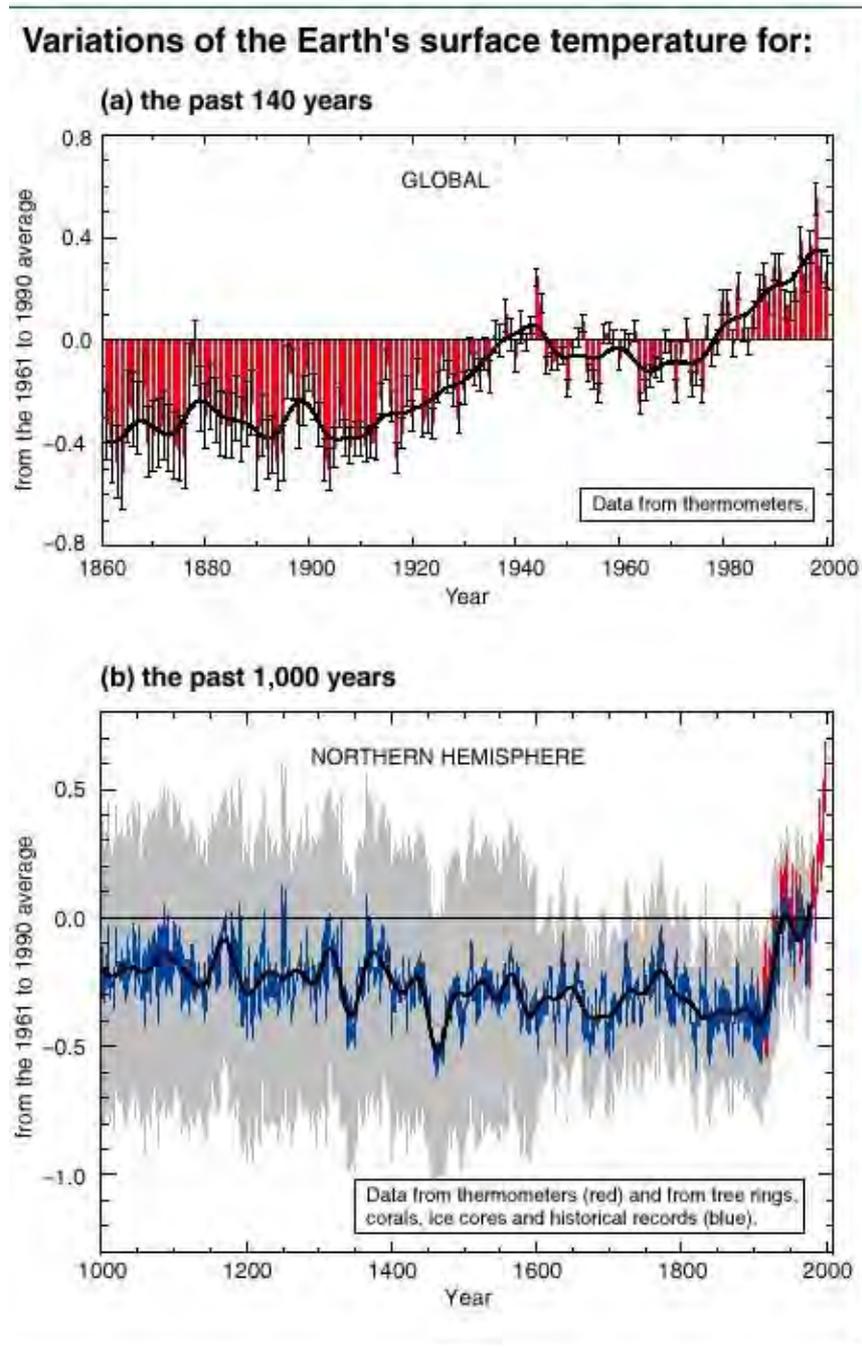


Figure 1: Variations of the Earth's surface temperature over the last 140 years and the last millennium.

(a) The Earth's surface temperature is shown year by year (red bars) and approximately decade by decade (black line, a filtered annual curve suppressing fluctuations below near decadal time-scales). There are uncertainties in the annual data (thin black whisker bars represent the 95% confidence range) due to data gaps, random instrumental errors and uncertainties, uncertainties in bias corrections in the ocean surface temperature data and also in adjustments for urbanisation over the land. Over both the last 140 years and 100 years, the best estimate is that the global average surface temperature has increased by $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$.

(b) Additionally, the year by year (blue curve) and 50 year average (black curve) variations of the average surface temperature of the Northern Hemisphere for the past 1000 years have been reconstructed from "proxy" data calibrated against thermometer data (see list of the main proxy data in the diagram). The 95% confidence range in the annual data is represented by the grey region. These uncertainties increase in more distant times and are always much larger than in the instrumental record due to the use of relatively sparse proxy data. Nevertheless the rate and duration of warming of the 20th century has been much greater than in any of the previous nine centuries. Similarly, it is likely⁷ that the 1990s have been the warmest decade and 1998 the warmest year of the millennium.

[Based upon (a) Chapter 2, Figure 2.7c and (b) Chapter 2, Figure 2.20]

Abbildung 2.50 (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)

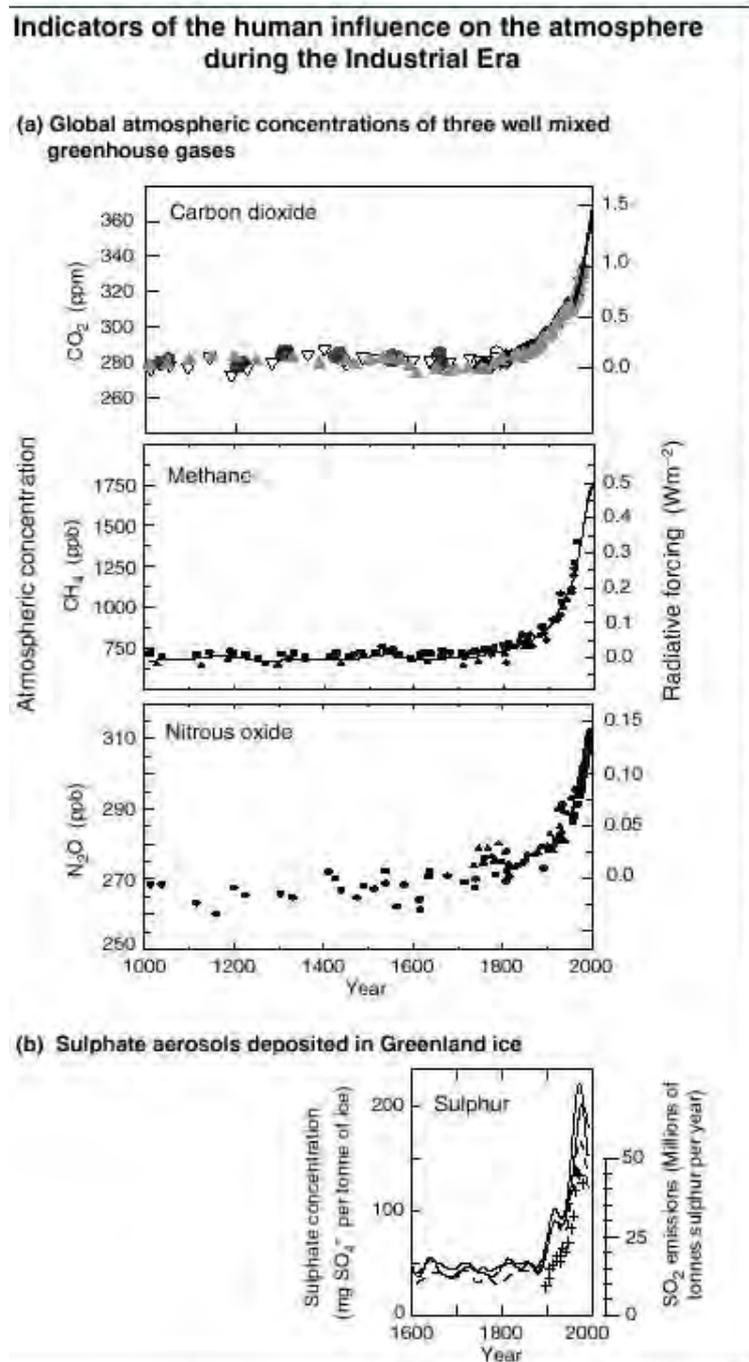


Figure 2: Long records of past changes in atmospheric composition provide the context for the influence of anthropogenic emissions.

(a) shows changes in the atmospheric concentrations of carbon dioxide (CO_2), methane (CH_4), and nitrous oxide (N_2O) over the past 1000 years. The ice core and firn data for several sites in Antarctica and Greenland (shown by different symbols) are supplemented with the data from direct atmospheric samples over the past few decades (shown by the line for CO_2 and incorporated in the curve representing the global average of CH_4). The estimated positive radiative forcing of the climate system from these gases is indicated on the right-hand scale. Since these gases have atmospheric lifetimes of a decade or more, they are well mixed, and their concentrations reflect emissions from sources throughout the globe. All three records show effects of the large and increasing growth in anthropogenic emissions during the industrial era.

(b) illustrates the influence of industrial emissions on atmospheric sulphate concentrations, which produce negative radiative forcing. Shown is the time history of the concentrations of sulphate, not in the atmosphere but in ice cores in Greenland (shown by lines; from which the episodic effects of volcanic eruptions have been removed). Such data indicate the local deposition of sulphate aerosols at the site, reflecting sulphur dioxide (SO_2) emissions at mid-latitudes in the Northern Hemisphere. This record, albeit more regional than that of the globally-mixed greenhouse gases, demonstrates the large growth in anthropogenic SO_2 emissions during the industrial era. The pluses denote the relevant regional estimated SO_2 emissions (right-hand scale).

[Based upon (a) Chapter 3, Figure 3.2b (CO_2); Chapter 4, Figure 4.1a and b (CH_4) and Chapter 4, Figure 4.2 (N_2O) and (b) Chapter 5, Figure 5.4a]

Abbildung 2.51 (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)

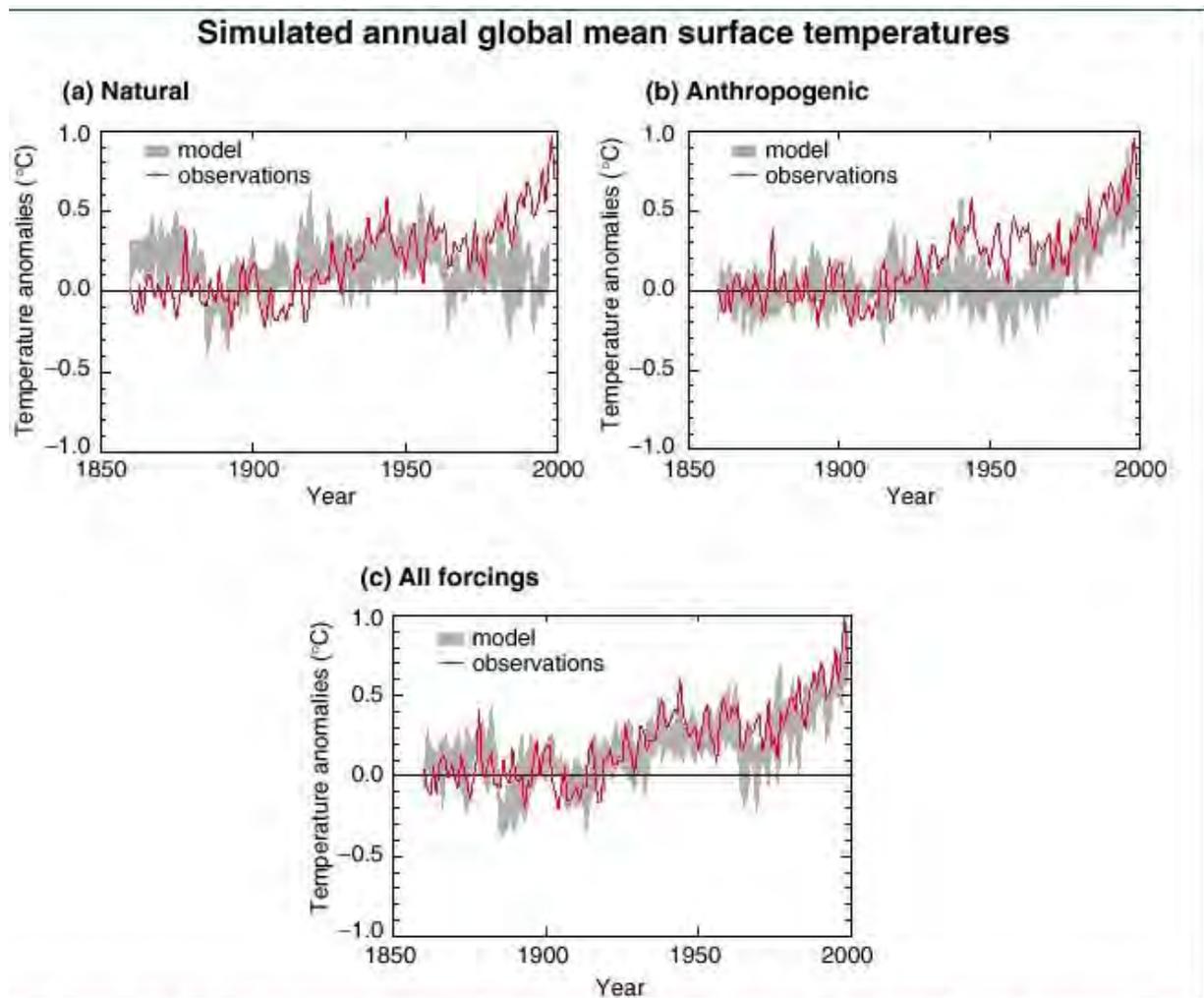


Figure 4: Simulating the Earth's temperature variations, and comparing the results to measured changes, can provide insight into the underlying causes of the major changes.

A climate model can be used to simulate the temperature changes that occur both from natural and anthropogenic causes. The simulations presented by the band in (a) were done with only natural forcings: solar variation and volcanic activity. Those encompassed by the band in (b) were done with anthropogenic forcings: greenhouse gases and an estimate of sulphate aerosols, and those encompassed by the band in (c) were done with both natural and anthropogenic forcings included. From (b), it can be seen that inclusion of anthropogenic forcings provides a plausible explanation for a substantial part of the observed temperature changes over the past century, but the best match with observations is obtained in (c) when both natural and anthropogenic factors are included. These results show that the forcings included are sufficient to explain the observed changes, but do not exclude the possibility that other forcings may also have contributed. The bands of model results presented here are for four runs from the same model. Similar results to those in (b) are obtained with other models with anthropogenic forcing. [Based upon Chapter 12, Figure 12.7]

Abbildung 2.52 (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)

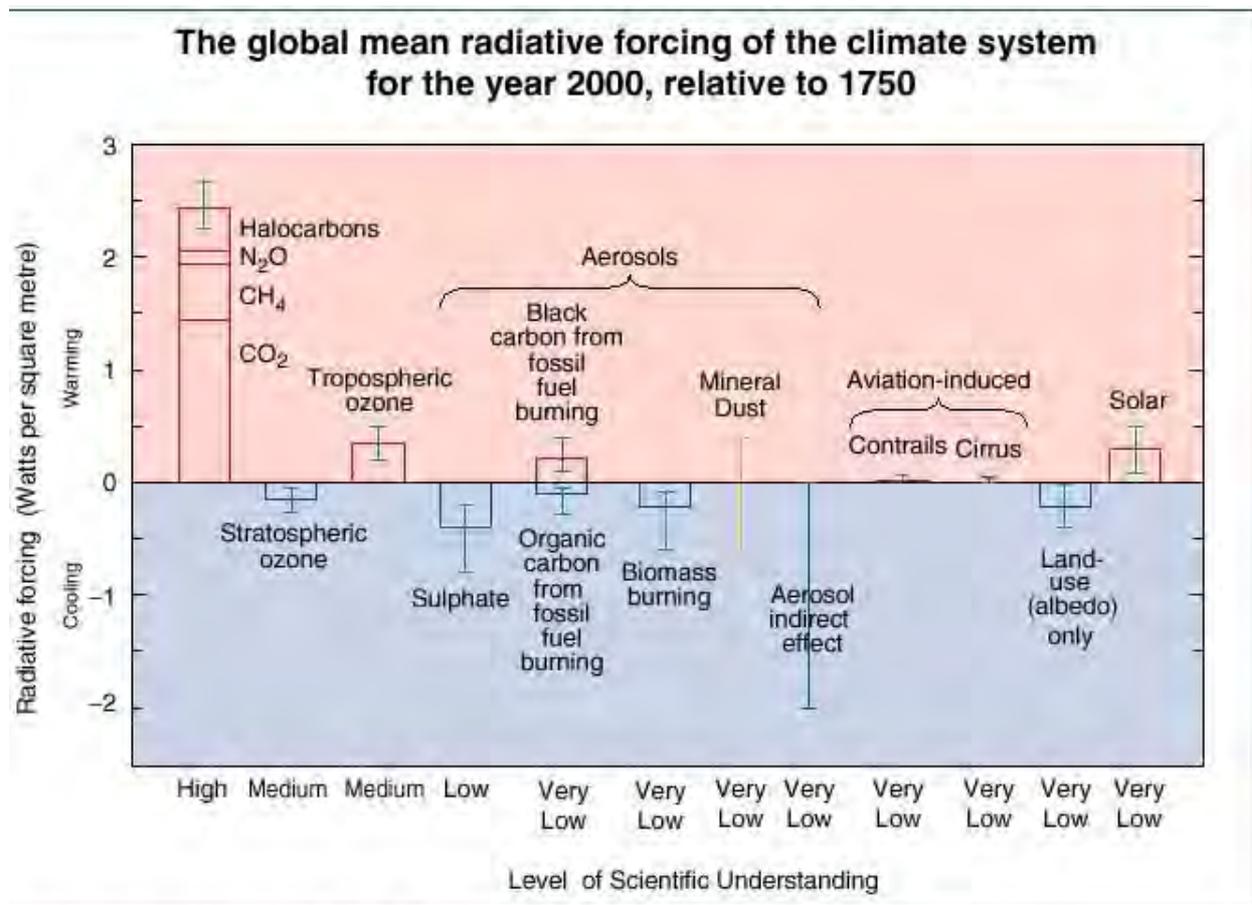


Figure 3: Many external factors force climate change.

These radiative forcings arise from changes in the atmospheric composition, alteration of surface reflectance by land use, and variation in the output of the sun. Except for solar variation, some form of human activity is linked to each. The rectangular bars represent estimates of the contributions of these forcings – some of which yield warming, and some cooling. Forcing due to episodic volcanic events, which lead to a negative forcing lasting only for a few years, is not shown. The indirect effect of aerosols shown is their effect on the size and number of cloud droplets. A second indirect effect of aerosols on clouds, namely their effect on cloud lifetime, which would also lead to a negative forcing, is not shown. Effects of aviation on greenhouse gases are included in the individual bars. The vertical line about the rectangular bars indicates a range of estimates, guided by the spread in the published values of the forcings and physical understanding. Some of the forcings possess a much greater degree of certainty than others. A vertical line without a rectangular bar denotes a forcing for which no best estimate can be given owing to large uncertainties. The overall level of scientific understanding for each forcing varies considerably, as noted. Some of the radiative forcing agents are well mixed over the globe, such as CO₂, thereby perturbing the global heat balance. Others represent perturbations with stronger regional signatures because of their spatial distribution, such as aerosols. For this and other reasons, a simple sum of the positive and negative bars cannot be expected to yield the net effect on the climate system. The simulations of this assessment report (for example, Figure 5) indicate that the estimated net effect of these perturbations has warmed the global climate since 1750. [Based upon Chapter 6, Figure 6.6]

Abbildung 2.53 (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)

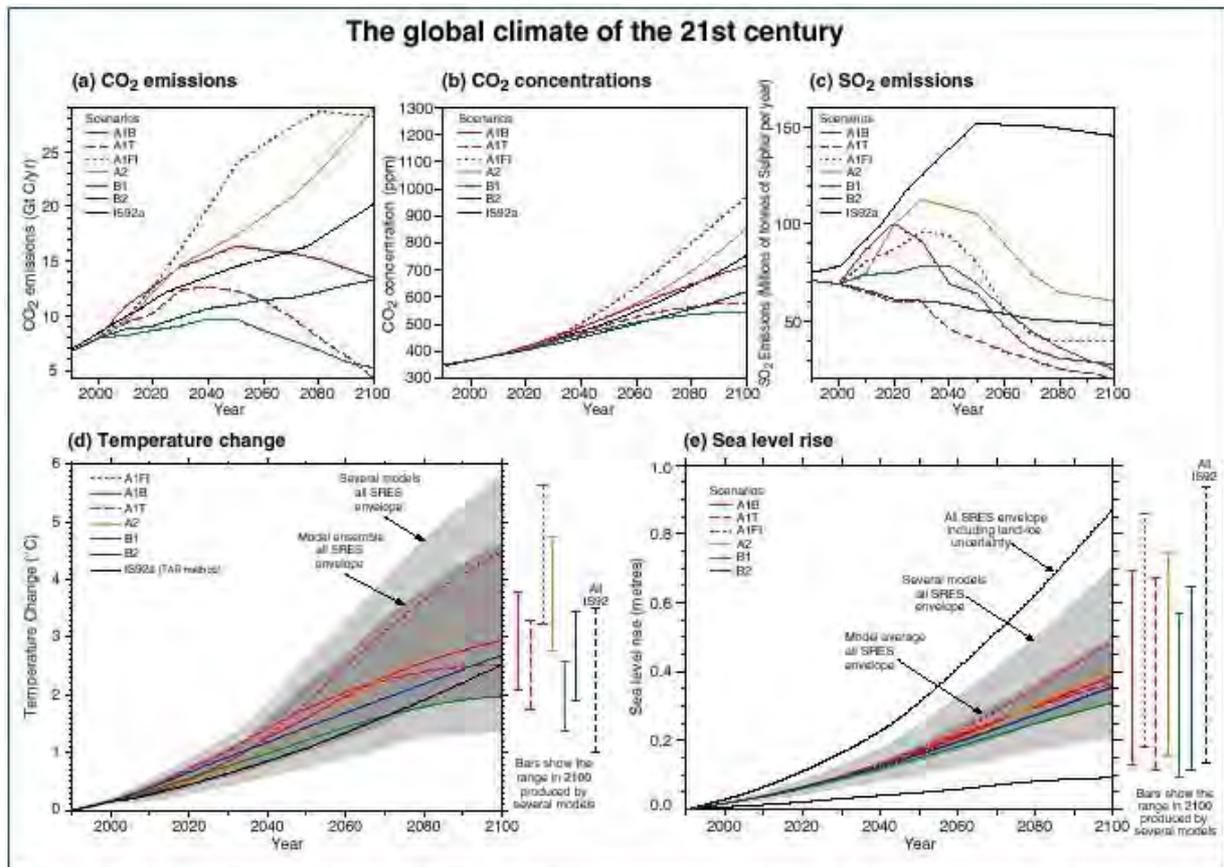


Figure 5: The global climate of the 21st century will depend on natural changes and the response of the climate system to human activities.

Climate models project the response of many climate variables – such as increases in global surface temperature and sea level – to various scenarios of greenhouse gas and other human-related emissions. (a) shows the CO₂ emissions of the six illustrative SRES scenarios, which are summarised in the box on page 18, along with IS92a for comparison purposes with the SAR. (b) shows projected CO₂ concentrations. (c) shows anthropogenic SO₂ emissions. Emissions of other gases and other aerosols were included in the model but are not shown in the figure. (d) and (e) show the projected temperature and sea level responses, respectively. The "several models all SRES envelope" in (d) and (e) shows the temperature and sea level rise, respectively, for the simple model when tuned to a number of complex models with a range of climate sensitivities. All SRES envelopes refer to the full range of 35 SRES scenarios. The "model average all SRES envelope" shows the average from these models for the range of scenarios. Note that the warming and sea level rise from these emissions would continue well beyond 2100. Also note that this range does not allow for uncertainty relating to ice dynamical changes in the West Antarctic ice sheet, nor does it account for uncertainties in projecting non-sulphate aerosols and greenhouse gas concentrations. [Based upon (a) Chapter 3, Figure 3.12, (b) Chapter 3, Figure 3.12, (c) Chapter 5, Figure 5.13, (d) Chapter 9, Figure 9.14, (e) Chapter 11, Figure 11.12, Appendix II]

Abbildung 2.54 Klimaberechnungen verschiedener Modelle für verschiedene Szenarien (siehe Tabelle 2.9) (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)

The Emission Scenarios of the Special Report on Emission Scenarios (SRES)	
<p>A1. The A1 storyline and scenario family describes a future world of very rapid economic growth, global population that peaks in mid-century and declines thereafter, and the rapid introduction of new and more efficient technologies. Major underlying themes are convergence among regions, capacity building and increased cultural and social interactions, with a substantial reduction in regional differences in per capita income. The A1 scenario family develops into three groups that describe alternative directions of technological change in the energy system. The three A1 groups are distinguished by their technological emphasis: fossil intensive (A1FI), non-fossil energy sources (A1T), or a balance across all sources (A1B) (where balanced is defined as not relying too heavily on one particular energy source, on the assumption that similar improvement rates apply to all energy supply and end use technologies).</p>	
<p>A2. The A2 storyline and scenario family describes a very heterogeneous world. The underlying theme is self-reliance and preservation of local identities. Fertility patterns across regions converge very slowly, which results in continuously increasing population. Economic development is primarily regionally oriented and per capita economic growth and technological change more fragmented and slower than other storylines.</p>	
<p>B1. The B1 storyline and scenario family describes a convergent world with the same global population, that peaks in mid-century and declines thereafter, as in the A1 storyline, but with rapid change in economic structures toward a service and information economy, with reductions in material intensity and the introduction of clean and resource-efficient technologies. The emphasis is on global solutions to economic, social and environmental sustainability, including improved equity, but without additional climate initiatives.</p>	
<p>B2. The B2 storyline and scenario family describes a world in which the emphasis is on local solutions to economic, social and environmental sustainability. It is a world with continuously increasing global population, at a rate lower than A2, intermediate levels of economic development, and less rapid and more diverse technological change than in the B1 and A1 storylines. While the scenario is also oriented towards environmental protection and social equity, it focuses on local and regional levels.</p>	
<p>An illustrative scenario was chosen for each of the six scenario groups A1B, A1FI, A1T, A2, B1 and B2. All should be considered equally sound.</p>	
<p>The SRES scenarios do not include additional climate initiatives, which means that no scenarios are included that explicitly assume implementation of the United Nations Framework Convention on Climate Change or the emissions targets of the Kyoto Protocol.</p>	

Tabelle 2.9 Szenarien, die den Klimaberechnungen (Abbildung 2.54) zugrundegelegt wurden.

Confidence in observed changes (latter half of the 20th century)	Changes in Phenomenon	Confidence in projected changes (during the 21st century)
Likely ⁷	Higher maximum temperatures and more hot days over nearly all land areas	Very likely ⁷
Very likely ⁷	Higher minimum temperatures, fewer cold days and frost days over nearly all land areas	Very likely ⁷
Very likely ⁷	Reduced diurnal temperature range over most land areas	Very likely ⁷
Likely ⁷ , over many areas	Increase of heat index¹² over land areas	Very likely ⁷ , over most areas
Likely ⁷ , over many Northern Hemisphere mid- to high latitude land areas	More intense precipitation events^b	Very likely ⁷ , over many areas
Likely ⁷ , in a few areas	Increased summer continental drying and associated risk of drought	Likely ⁷ , over most mid-latitude continental interiors. (Lack of consistent projections in other areas)
Not observed in the few analyses available	Increase in tropical cyclone peak wind intensities^c	Likely ⁷ , over some areas
Insufficient data for assessment	Increase in tropical cyclone mean and peak precipitation intensities^c	Likely ⁷ , over some areas

^a For more details see Chapter 2 (observations) and Chapter 9, 10 (projections).

^b For other areas, there are either insufficient data or conflicting analyses.

^c Past and future changes in tropical cyclone location and frequency are uncertain.

⁷ In this Summary for Policymakers and in the Technical Summary, the following words have been used where appropriate to indicate judgmental estimates of confidence: *virtually certain* (greater than 99% chance that a result is true); *very likely* (90–99% chance); *likely* (66–90% chance); *medium likelihood* (33–66% chance); *unlikely* (10–33% chance); *very unlikely* (1–10% chance); *exceptionally unlikely* (less than 1% chance). The reader is referred to individual chapters for more details.

Tabelle 2.10 Einschätzung bereits erfolgter oder zukünftiger Klimaveränderungen (Aus dem Report des Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>)