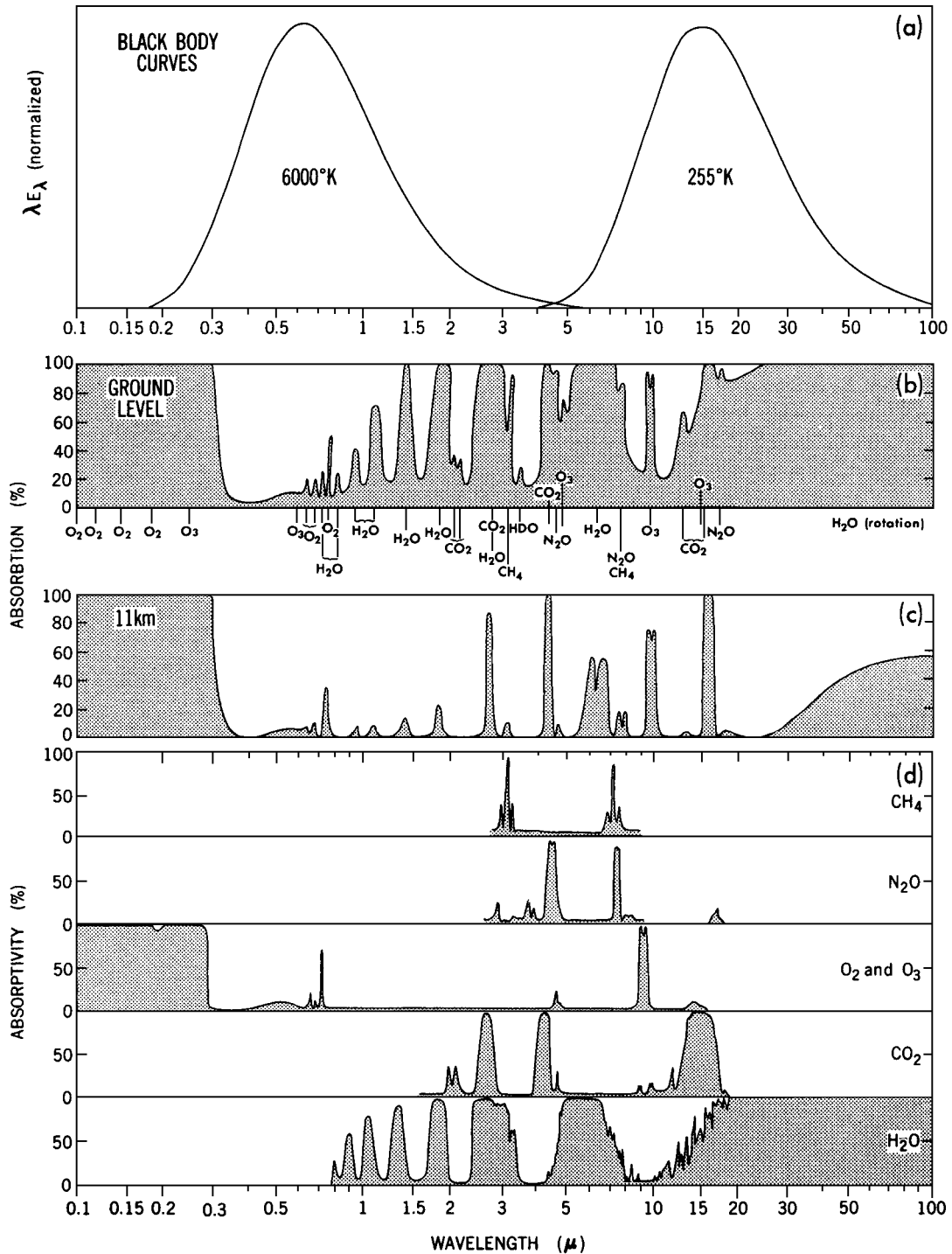


3. Die Strahlungsbilanz

3.1 Die Energieflussdichte S_0 solarer Strahlung am Oberrand der Atmosphäre (TOA = top of the atmosphere) beträgt zur Zeit etwa 1370 W/m^2 .

Die untenstehende Abbildung (Abb. 6.2 aus Peixoto und Oort) zeigt die Spektren der Schwarzkörperstrahlung im solarer und terrestrischen Bereich, die Absorptionsspektren und die Absorptionsbanden der wichtigsten Treibhausgase.

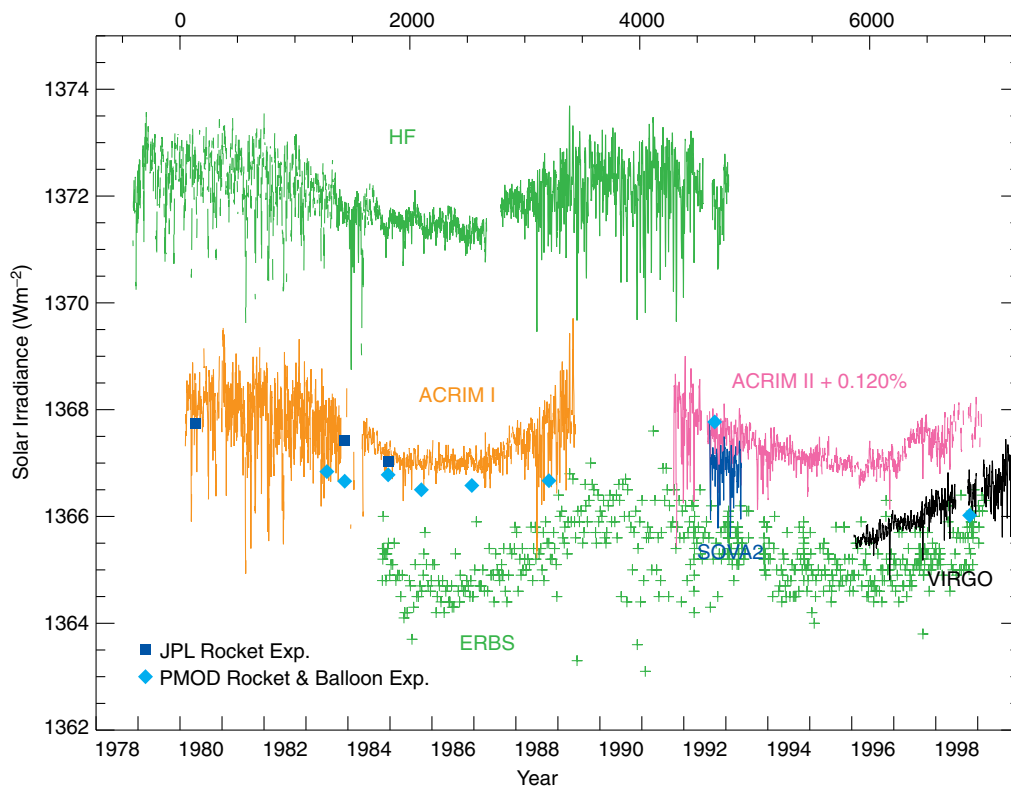


Die Leuchtkraft der Sonne, und damit S_0 , nimmt im Laufe der Zeit langsam zu. Im Archaikum (4.5 -2.5 Milliarden Jahre vor heute) war sie vermutlich 30% schwächer als heute.

Die geographische Verteilung der solaren Einstrahlung ändert sich auf Grund von Änderungen der Erdbahn um die Sonne. (Perioden von etwa 19000, 23000, 41000, 100000 und 400000 Jahren - die sogenannten Milankovitch-Zyklen: Thema der Paläoklimatologie)

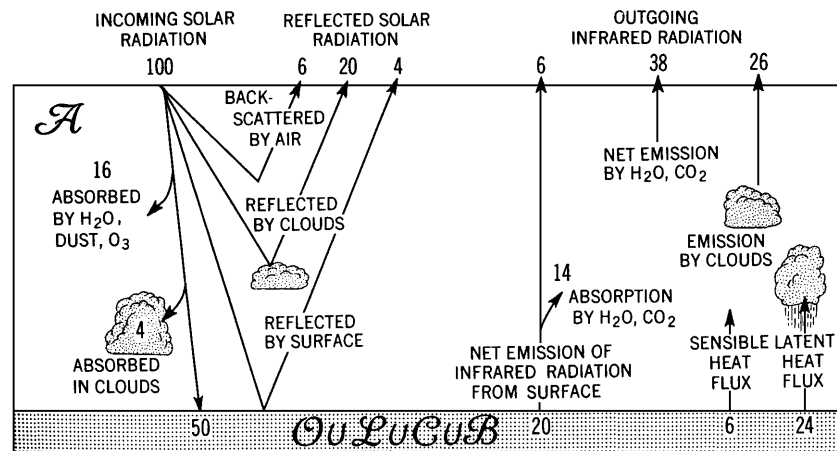
Änderungen von S_0 mit dem Sonnenfleckenzyklus (etwa 11 Jahre) zeigen gelegentlich eine lineare Korrelationen mit einigen Klimaelementen, z.B. Wasserstand des Viktoriasees, Winter-temperatur in Warnemünde, ... nachzuweisen sind sie deutlich in der Stratosphäre, da die stärkste Änderung im UV-Bereich des Spektrum auftritt. Dies ist Thema der historischen Paläoklimatologie.

Messen lässt sich die Solarkonstante erst seit etwa 1978 wobei die relativen Änderungen wesentlich genauer gemessen werden können als der Absolutwert.



3.2 Die globale Strahlungsbilanz

(Abbildung 6.3 aus Peixoto und Oort)



Probleme: Direkt gemessen werden können nur die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre. Die anderen 'Beobachtungen' sind aus Daten und Modellabschätzungen zusammengesetzt.

3.3 Treibhauseffekt und "Radiative Forcing"

Das einfachste Klimamodell beschreibt die global und zeitlich gemittelte Temperatur des Klimasystems als Funktion der Strahlungsbilanz:

$$\int (F_u - F_i) dA = 4\pi R^2 \sigma T_0^4 - \pi R^2 S(1 - \alpha) = 0$$

Mit den heutigen Werten der Solarkonstanten und der planetaren Albedo ergibt sich:

$$T_0 = \left(\frac{S(1 - \alpha)}{4\sigma} \right)^{1/4} \cong 255K \cong -18^\circ C$$

Die Temperatur in Bodennähe ist deutlich höher, $T_g \cong 288K \cong 15^\circ C$. Um die Temperatur der Erdoberfläche zu berechnen wird daher zwischen der Strahlungsbilanz der Atmosphäre und der Erdoberfläche unterschieden. Angenommen, die Atmosphäre sei eine homogene Luftmasse mit konstanter Dichte. Im solaren Spektralbereich sei sie durchsichtig und im thermischen grau (d.h. die Atmosphäre hat ein Emissionsvermögen $\epsilon_a \leq 1$). Dann folgt für die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche (untere Gleichung) und für die Atmosphäre (obere Gleichung):

$$0 = \epsilon_a \sigma T_g^4 - 2\epsilon_a \sigma T_a^4$$

$$0 = \frac{S}{4}(1 - \alpha) + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \sigma T_g^4$$

mit der Lösung:

$$T_g = \left(\frac{2}{2 - \varepsilon_a} \right)^{1/4} T_0$$

$$T_a = \left(\frac{1}{2 - \varepsilon_a} \right)^{1/4} T_0 = \left(\frac{1}{2} \right)^{1/4} T_g$$

Bei schwarzer Atmosphäre ($\varepsilon_a = 1$) ergibt sich $T_g \cong 303K$. Realistische Werte erhält man für $\varepsilon_a \cong 0,77$. Die Differenz zwischen T_g und T_0 wird als Treibhauseffekt bezeichnet. Zu beachten ist, dass der Treibhauseffekt in diesem 2-Komponenten-Klimamodell stark vereinfacht dargestellt wird.

Ein Vergleich zwischen berechneter Gleichgewichtstemperatur und beobachteter Temperatur der erdnahen Planeten liefert eine grobe Abschätzung des Treibhauseffektes:

Strahlungsdaten einiger Planeten

	Mittl. Abstand zur Sonne [10^6 km]	Planetare Albedo	T_0 [K/°C]	T_g [K/°C]
Merkur	58	0.06	441/168	
Venus	108	0.78	225/-48	750/477
Erde	150	0.30	255/-18	288/+15
Mars	228	0.17	216/-57	225/-48
Jupiter*	778	0.45	105/-168	134/-139*

* T_g bedeutet hier die Temperatur der Wolkenoberfläche; bei der Berechnung der Strahlungstemperatur wurde der relativ große Energiefluss aus dem Planeteninneren vernachlässigt.

3.4 Strahlungsgleichgewicht

Mit dem einfachen 2-Komponenten-Klimamodell können wir abschätzen, wie lange es dauert, bis die Atmosphäre nach einer Störung ins Strahlungsgleichgewicht kommt. Nehmen wir an, dass die Erdoberfläche keine Wärmekapazität besitzt, dass aber für die Atmosphäre gilt

$$c \frac{dT_a}{dt} = \varepsilon_a \sigma T_g^4 - 2\varepsilon_a \sigma T_a^4$$

$c = \frac{c_p p_s}{g}$ ist die volumetrische Wärmekapazität einer Luftsäule.

Da uns nur kleine Abweichungen (Störungen) vom Gleichgewicht T_{a0} interessieren, suchen wir Lösungen des linearen Problems $T_a' = T_a - T_{a0}$, $T_a' \ll T_{a0}$. Die linearisierte Gleichung lautet:

$$\frac{d}{dt} T_a' = \frac{4\varepsilon_a(2\varepsilon_a - 1)\sigma T_{a0}^3}{c} T_a' = \left(-\frac{1}{\tau_R}\right) T_a'$$

mit der Lösung

$$T_a' \approx \exp\left(-\frac{t}{\tau_R}\right)$$

τ_R ist die Relaxationszeitkonstante. In einer "schwarzen" Atmosphäre ($T_{a0} = T_0$) ergibt sich für τ_R etwa 30 Tage. D.h. es dauert fast einen Monat, bis Störungen des Strahlungsgleichgewichtes bis auf $1/e$ abgeklungen sind. Da die typische Advektionszeit in der Atmosphäre (z.B. Durchzug von Tiefdruckgebieten) wesentlich kürzer ist, kann man davon ausgehen, dass sich die Atmosphäre selten im Strahlungsgleichgewicht befindet.

3.5 Treibhauseffekt und Wechselwirkung (feedback):

Angenommen, die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre sei eine Funktion externer Größen E_i und interner Größen I_j sowie der Temperatur T der Erdoberfläche.

$$F_{TOA} = F_{TOA}(E_i, I_j, T)$$

Angenommen, die internen Einflussfaktor ließen sich als Funktion von T darstellen, $I_j = I_j(T)$, dann gilt für kleine Änderungen in F_{TOA} :

$$\Delta F_{TOA} = \sum_i \frac{\partial F_{TOA}}{\partial E_i} \Delta E_i + \left(\frac{\partial F_{TOA}}{\partial T} + \sum_j \frac{\partial F_{TOA}}{\partial I_j} \frac{dI_j}{dT} \right) \Delta T$$

oder abkürzend:

$$\Delta F_{TOA} = \Delta Q - G_f^{-1} \Delta T$$

ΔQ wird oft als Strahlungs-Antrieb oder "radiative forcing" bezeichnet. Das Klimasystem wird auf den Strahlungsantrieb, z.B. eine anthropogene CO_2 -Emission

$$\Delta Q = \frac{\partial F_{TOA}}{\partial \text{CO}_2} \Delta \text{CO}_2 \text{ mit einer Abnahme des langwelligen Strahlungsflusses am Oberrand der}$$

Atmosphäre reagieren. Dies führt zu einer Temperaturerhöhung $\Delta T > 0$ reagieren, die wiederum eine verstärkte Ausstrahlung nach sich zieht, so dass $\Delta F_{TOA} = 0$, oder:

$$\Delta T = G_f \Delta Q$$

Die Transferfunktion G_f wird auch als Zuwachs (gain) oder Sensitivitätsfaktor bezeichnet. G_f enthält sämtliche Wechselwirkungsprozesse (feedbacks), mit denen das Klimasystem auf den Strahlungsantrieb reagiert. Deshalb wird G_f aufgespalten in einen Zuwachs G_0 ohne Wechselwirkung (zero-feedback gain) und Wechselwirkungsfaktoren F_j (feedbacks):

$$G_0 = - \left(\frac{\partial F_{TOA}}{\partial T} \right)^{-1}, F = \sum_j F_j = \sum_j \frac{\partial F_{TOA}}{\partial I_j} \frac{dI_j}{dT}$$

also

$$\Delta T = \left(\frac{G_0}{1 - G_0 F} \right) \Delta Q = \left(\frac{G_0}{1 - f} \right) \Delta Q = G_0 J = G_0 (\Delta Q + F \Delta T).$$

Die Reaktion (output) ΔT des Klimasystems hängt also vom Antrieb (input) J ab, der sich aus dem Strahlungsantrieb ΔQ abhängt sowie dem Beitrag aus den Wechselwirkungsfaktoren $F \Delta T$ zusammensetzt. Die Größe $f = G_0 F$ wird als Wechselwirkung (feedback) bezeichnet. $f > 0$ bedeutet eine positive (verstärkende) Wechselwirkung, da $G_f / G_0 = 1 / (1 - f) > 1$ und $f < 0$ eine negative (dämpfende) Wechselwirkung, wg. $G_f / G_0 < 1$.

Anmerk.: Dies ist eine lineare Analyse, die eventuellen Synergieeffekten zwischen einzelnen Wechselwirkungsprozessen keine Rechnung trägt!!!

Beispiel:

Für eine CO₂-Verdoppelung ergibt sich aus Modellrechnungen (IPCC: Climate Change 1995, Cambridge Univ. Press, 1996): $\Delta Q \approx -4 \text{ W/m}^2$ im kartesischen System, bzw. $\Delta Q \approx 4 \text{ W/m}^2$ wenn die abwärtsgerichtete Strahlungsflüsse positiv und die aufwärtsgerichteten negativ gerechnet werden wie in der unten zitierten Abbildung der historischen Strahlungsantriebe.

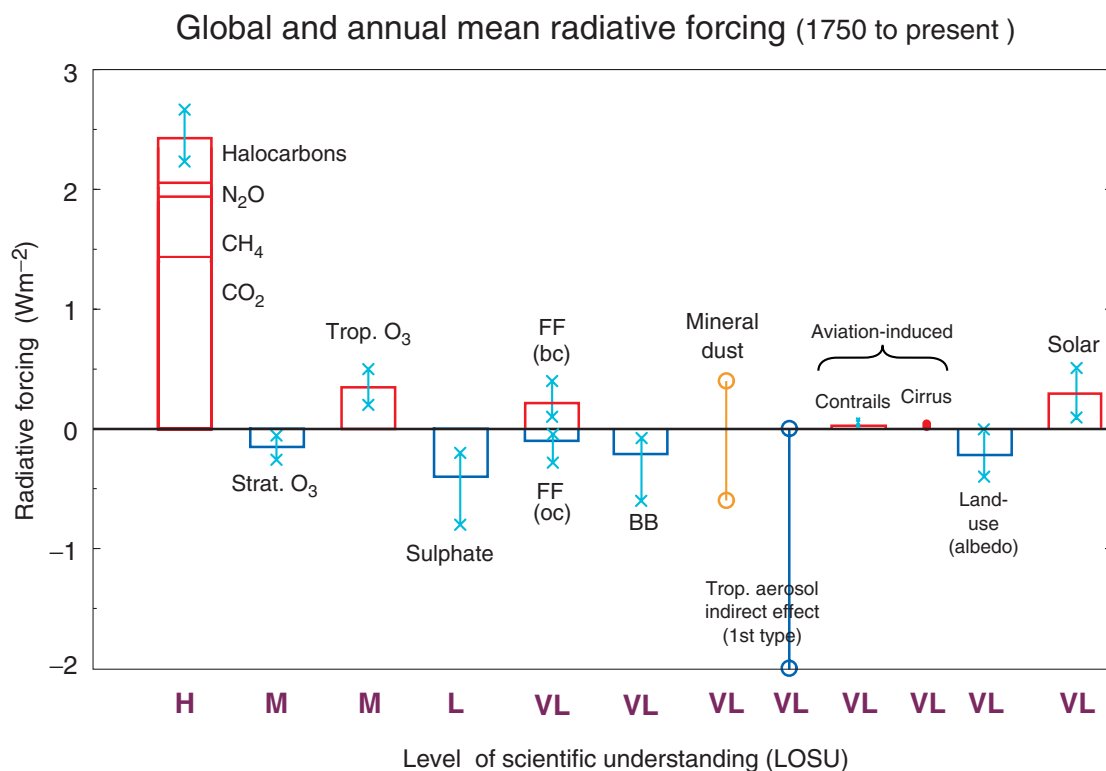
Ohne Wechselwirkung wird eine globale Erwärmung von $\Delta T_{2xCO_2} \approx 1.2 \text{ K}$ berechnet, d.h. der "zero-feedback gain" beträgt $G_0 \approx -0.3 \text{ K/(W/m}^2)$.

Unter Berücksichtigung sämtlicher Wechselwirkungen liefern gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle etwa $\Delta T_{2xCO_2} \approx 3 \text{ K}$. D.h. $G_f \approx -0.75 \text{ K/(W/m}^2)$

Wechselwirkungsprozesse im Klimasystem verstärken also den anfänglichen Treibhauseffekt: $f = 0.6$.

Ein großen Anteil an der Verstärkung hat die Wasserdampfrückkopplung mit etwa $f_{H_2O} = 0.4$. Die Unsicherheit in den obigen Angaben für f ist im Wesentlichen auf die Beschreibung von Wolkenprozessen zurückzuführen.

Zum Vergleich der Strahlungsantrieb ΔQ (in W/m^2) verschiedener Komponenten abgeschätzt für den Zeitraum 1850 - 1990 (aus IPCC-TAR, 2001):



3.6 Räumliche Verteilung der Strahlungsbilanzgrößen (typische Werte)

Hintergrund-Albedo (diffuse Reflexion)

Neuschneedecke	0.75 - 0.95
Altschneedecke	0.4 - 0.7
heller Dünensand, Brandung	0.3 - 0.6
reines Gletschereis	0.3 - 0.45
unreines Gletschereis	0.2 - 0.3
Sandboden	0.15 - 0.4
Wiesen und Felder	0.12 - 0.3
Siedlungen	0.15 - 0.25
Wälder	0.1 - 0.15
Meer	0.06

Planetare Albedo

Wolkenfreie Gebiete über subtropischen Ozeanen	< 0.1
bewölkte tropische Regionen	0.3 - 0.4
Polargebiete	> 0.6

Nettoenergieflussdichte solarer Strahlung am Oberrand der Atmosphäre

Wolkenfreie Gebiete über subtropischen Ozeanen	350 W/m ²
bewölkte tropische Regionen	250 - 300 W/m ²
Polargebiete	100 W/m ²

Langwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre (global: 240 W/m²)

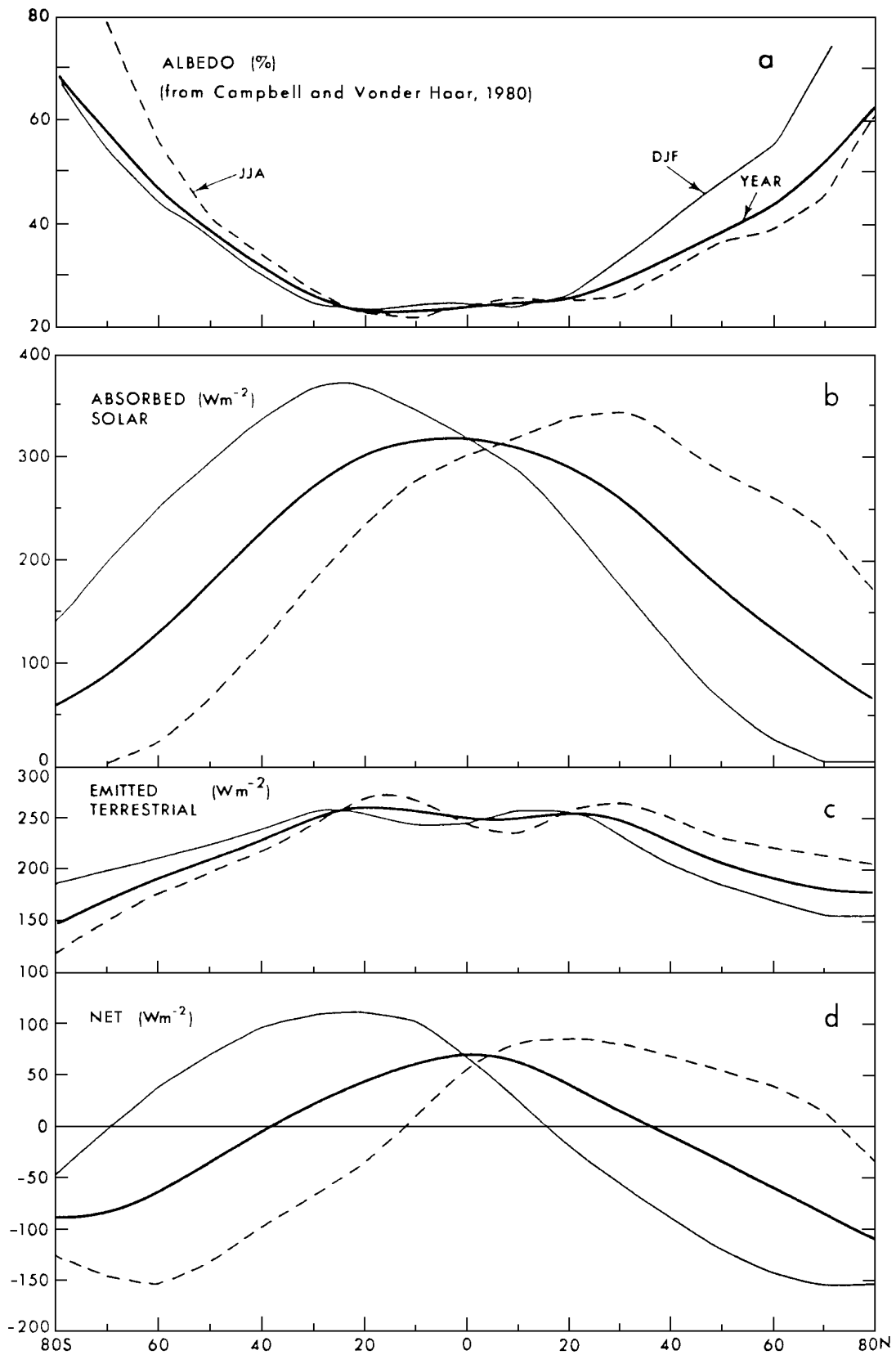
Wüstengebiete, Subtropen	bis 300 W/m ²
ITCZ	200 - 240 W/m ²
Arktis	180 W/m ²
Antarktis	100 - 150 W/m ²

- (negative Korrelation mit der Bewölkung)

Bilanz (TOA):

- Nahezu gleichmäßiger Äquator - Pol-Gradient: 100 W/m² - (-100) W/m²
- Atmosphäre erhält netto mehr Energie über den Ozeanen als über den Kontinenten
- Ausnahme: Sahara wirkt als Kältequelle für die Atmosphäre (wg. hoher Albedo und hoher Emission).

Die Abbildung 6.14 aus Peixoto und Oort zeigt die Zonal-Mittel der wichtigsten Strahlungsbi-
lanzgrößen:



Die regionale Verteilung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre im Mittel über 5 Jahre (in W/m^2) zeigt eine nahezu zonal-symmetrische Verteilung. Als Anomalien stehen heraus: die Sahara, die australische Wüste, die Kalahari und das kalte Auftriebsgebiet des Humboldt-Stromes.

Abbildung nach Grassl (1995): Klima und Mensch: Entsprechen sich Wissen und Handeln? Blick in die Wissenschaft. Forschungsmagazin der Universität Regensburg, 4:22-30 and 69.

