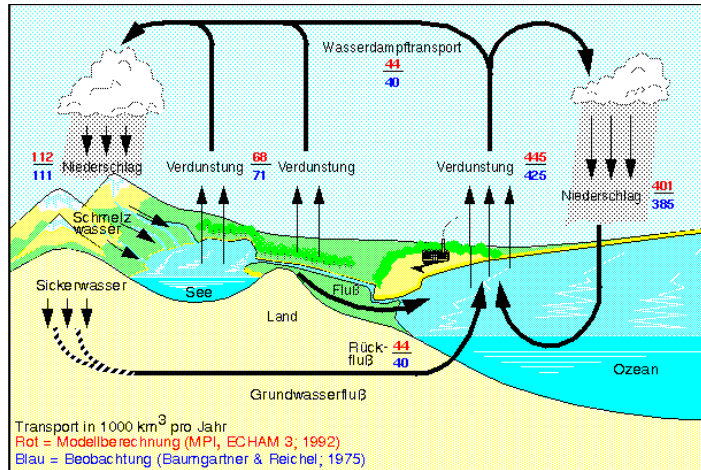


## Globaler Wasserkreislauf



Niederschlag – Evaporation = Abfluss / Speicherverminderung (*D*)



Wasserkreislauf der Erde aus: <http://www.dkrz.de>

## Globaler Wasserkreislauf



Niederschlag – Evaporation = Abfluss / Speicherverminderung (*D*)

	<i>Land</i> ( $148.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ )			<i>Meer</i> ( $361.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ )			
	<i>N</i>	<i>E</i>	<i>D</i>	<i>N</i>	<i>E</i>	<i>D</i>	
Wassermengen	111.1	71.4	39.7	385.0	424.7	-39.7	[10 <sup>3</sup> km <sup>3</sup> ]
Wasserhöhen	746	480	266	1066	1176	-110	[mm]

Erde gesamt:  $496.1 \cdot 10^3 \text{ km}^3 / (510 \cdot 10^6 \text{ km}^2) = 973 \text{ mm}$

nach Baumgartner und Reichel, 1975

## Globaler Wasservorrat



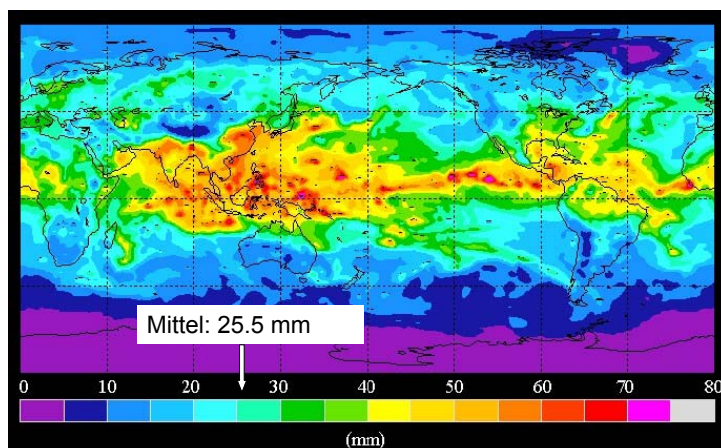
	<i>Wassermenge</i> [10 <sup>3</sup> km <sup>3</sup> ]	<i>Anteil</i> [%]	
Salzwasser	1348120	97.4	
Süßwasser	36020	2.6	
<b>Gesamt</b>	<b>1384140</b>	<b>100.0</b>	→ nur rund 0,036% des Wassers befinden sich im Kreislauf
als Eis gebunden (Pole, Gletscher)	27820	77.23	
tiefes Grundwasser (unter 800 m)	4430	12.30	
Grundwasser	3566	9.90	
Seen und Flüsse	127	0.35	
Bodenfeuchte	61	0.17	
Wasser in der Atmosphäre	13	0.04	→ entspricht etwa 0,001% des gesamten Wasservorrates
Lebewesen und Mineralien	2	0.006	

aus Marcinek & Rosenkranz, 1996; Daten nach Baumgartner und Reichel, 1975

## Wasserdampf – Verteilung



Im globalen Durchschnitt beträgt der **Wasserdampfgehalt der Atmosphäre** etwa **2.6 Vol-%**. Das entspricht einer mittleren Wasserhöhe von 25.5 mm.



Global water vapour measurements in July with the satellites SSM/I, TOVS und TRIOS  
Source: David L. Randel et.al., BAMS - June, 1996 Vol 77, No 6

## Mittlere Verweilzeiten des Wassers



verdunstendes Regenwasser	s - min
biologisches Wasser	einige h
<b>Atmosphäre</b>	<b>9.5 d</b>
Flusswasser	16 d
Bodenfeuchte	1 a
"Sumpfwasser"	5 a
Seewasser	17 a
Oberflächengrundwasser	1400 a
außerpolare Gletscher	1600 a
Weltmeere	2500 a
polare Eiskappen	9700 a
Tiefengrundwasser	10000 a
Eis im Permafrost	10000 a

mittl. jährl.  $NS_{glob.}$  / mittl.  $WDG_{atm.}$

$$496.1 \cdot 10^3 \text{ km}^3 / 13 \cdot 10^3 \text{ km}^3 = 38.15$$

bezogen auf die Erdoberfläche:

$$973 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1} / 25.5 \text{ mm} = 38 \text{ a}^{-1}$$

Der **Wasserdampfgehalt (WDG)** der Erde wird pro Jahr also rund **38 mal umgesetzt**, oder anders ausgedrückt: die mittlere **Verweildauer** des Wassers in der Atmosphäre beträgt **9.5 Tage**.

aus Marcinek & Rosenkranz, 1996; Daten nach Baumgartner und Reichel, 1975

## Beitrag zum natürlichen Treibhauseffekt

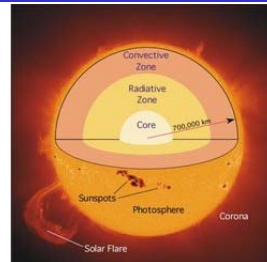


Gas	atmospheric content (% vol)	Temperature increase (°C)	Specific temperature increase per mol relativ to CO <sub>2</sub>
H <sub>2</sub> O	2.6	20.6	0.04
CO <sub>2</sub>	0.035	7.2	1
O <sub>3</sub>	0.000003	2.4	3000
N <sub>2</sub> O	0.00003	1.4	150
CH <sub>4</sub>	0.00017	0.8	25
other	<0.000001	0.8	

Ein Teil der von der Erdoberfläche abgestrahlten Wärme, etwa 14 %, wird von den sogenannten Treibhausgasen absorbiert und führt zu einer Aufheizung der Erdatmosphäre. Würde die abgestrahlte Wärme direkt in den Weltraum entweichen, läge die mittlere Oberflächentemperatur der Erde bei - 18 °C. Erst durch das Vorhandensein von Treibhausgasen in der Atmosphäre, welche eine Temperaturerhöhung von 33 °C bewirken, wird eine „lebensfreundliche“ mittlere Oberflächentemperatur von 15 °C auf der Erde überhaupt erst möglich.

<http://www.hyweb.de/Wissen/Vapour.htm>

## Exkurs - Die Sonne



- mittlere Distanz zur Erde:  
 $d = 1.5 \cdot 10^{11} \text{m}$
- Radius  
 $r = 6.69 \cdot 10^8 \text{m}$
- Strahlungsstromdichte an der Atmosphärenobergrenze:  
 $1368 \pm 7 \text{ W m}^{-2} = \text{Solarkonstante}$  (im Mittel:  $1373 \text{ W m}^{-2}$ )
- Gesamtenergieabstrahlung in Erddistanz d:  
 $E_{\text{ges}} = 4\pi d^2 \cdot 1373 = 3.88 \cdot 10^{26} \text{ W};$
- als schwarzer Körper ist ihre effektive Temperatur:  
 $\sigma T^4 = 3.88 \cdot 10^{26} / (4r^2\pi) \rightarrow T = 5770^\circ \text{K}$   
 $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} [\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}] \dots \text{Stefan-Boltzmann Konstante}$

Strahlungsgesetze – Kurzfassung

Erdrevolution und Jahreszeiten

## Exkurs - mittlere Strahlungsbilanz der Erde



	☀ solare Strahlung	☁ terrestrische Strahlung	Strahlungsbilanz	Wärmeflüsse
fiktive Obergrenze der Atmosphäre	+4 = 342 W m <sup>2</sup> -100 +6 +20	+6 +38 +26	0	0
Atmosphäre	+16 +3	-38 -26	-30	+7 +23
Erdoberfläche	-4 +55 (Globalstrahlung)	-11.4 -93 (effektive terrestrische Ausstrahlung)	+30	-7 -23 Wärmeleitung und Schmelzen

Grafik aus: Schönwiese (1994): Klima – Grundlagen, Änderungen, menschliche Eingriffe

Global und jahreszeitlich gemittelt !

Der **Ausgleich** zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre erfolgt über den **sensiblen und latenten Wärmestrom**.

**Kurzwellige Einstrahlung** ist nur über die Querschnittsoberfläche wirksam ( $r^2\pi$ ):

$$I_0/4 = 1370 / 4 = 342.5 [\text{W m}^{-2}] \quad I_0 \dots \text{Solarkonstante } 1368 \pm 7 [\text{W m}^{-2}]$$

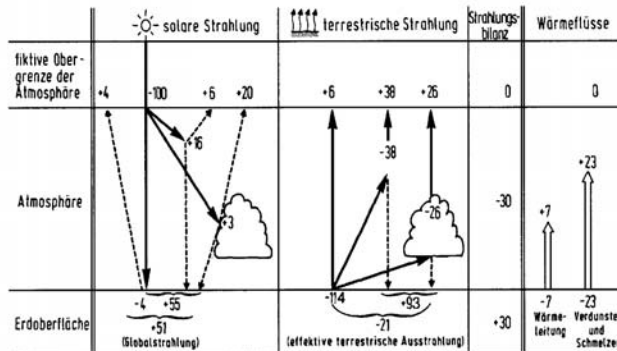
**Langwellige Ausstrahlung** ( $T_m = 15^\circ \text{C}$ ) über die gesamte Kugeloberfläche ( $4r^2\pi$ ):

$$E_{\text{Erde}} \approx 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot (273.15 + 15)^4 = 390.1 [\text{W m}^{-2}], \text{ d.h. } 114\% \text{ der Globalstrahlung}$$

## Strahlung – Wärmefluss



Strahlung ↔ Wärmefluss



Global und  
jahreszeitlich  
gemittelt !

Grafik aus: Schönwiese (1994): Klima – Grundlagen, Änderungen, menschliche Eingriffe

Differenzierung zwischen Strahlung und Wärmefluss!

**Strahlung** ist eine Energieübertragung, die **ohne Medium** abläuft, während **Wärmefluss** in einem **Medium** stattfindet. Die Wärmeleitung in einem Medium ist **stark von den Wärmeeigenschaften des Mediums abhängig** (spez. Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit).

## Energieumsatz bei Phasenübergängen



$$\text{Spez. Wärme}_{\text{H}_2\text{O}} (c_p \text{H}_2\text{O}) = 4.1868 [\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}] = 1.00 [\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}]$$

$$\text{Spez. Wärme}_{\text{Luft}} (c_p \text{Luft}) = 1.0048 [\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}] = 0.24 [\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}]$$

$$\text{Spez. Wärme}_{\text{Wasserdampf}} (c_p \text{Dampf}) = 1.880 [\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}] = 0.45 [\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}]$$

$c_p$ .....bei konstantem Druck;  $c_v$ ..... bei konstantem Volumen

**Für Wasser:**

**Verdampfungswärme (flüssig ↔ gasförmig):**  $L_v$

2496.7 [ $\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ] bei 0°C; Abnahme von 2.266 [ $\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ] pro Grad Temperaturanstieg

**Schmelzenergie (flüssig ↔ fest):**  $L_{\text{Sch}}$

333.1 [ $\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ]

**Sublimationsenergie (fest ↔ gasförmig):**  $L_{\text{Sub}} = L_v + L_{\text{Sch}}$

2829.8 [ $\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ]

→ Die Energie, die in die Verdunstung von einem Gramm Wasser fließt, würde ausreichen, um 1 Kilogramm Luft um 2.5 °C zu erwärmen!

Dichte von Luft bei Normalluftdruck und 17 °C:  $1.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \rightarrow 1 \text{ kg} = 0.83 \text{ m}^3$



**Wasserdampf wird als DAS Betriebsmittel des globalen Wärmehaushalts bezeichnet**

## Strahlungsgesetze in Kurzform



- **Kirchhoff** zeigte, dass das Absorptionsvermögen  $\alpha(\lambda)$  eines Körpers (einer Oberfläche) für eine bestimmte Wellenlänge  $\lambda$  gleich dem Emissionsvermögen  $\varepsilon(\lambda)$  ist. Ein Körper mit Emissionsvermögen 1 wird als "schwarzer Körper" bezeichnet.
- Innerhalb des terrestrischen Temperaturbereiches (um 300°K) ist fast die gesamte emittierte Strahlung auf den Wellenlängenbereich zwischen 3 und 100  $\mu\text{m}$  beschränkt (=langwellige oder thermische Strahlung).

- **Wien** verglich die Spektren von schwarzen Körpern bei verschiedenen Temperaturen und fand heraus, dass die Wellenlänge  $\lambda_m$ , bei der die transportierte Energie pro Wellenlängeneinheit  $E(\lambda)$  ein Maximum erreicht, umgekehrt proportional zur Temperatur des Körpers ist, so dass das Produkt  $\lambda_m \cdot T$  einen konstanten Wert von 2897 ergibt.

$$\lambda_m = 2897/T$$

[Wien'sches Verschiebungsgesetz](#)

- **Stefan und Boltzmann** zeigten, dass die Energie  $E$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ], die von einem Körper abgestrahlt wird, proportional zur 4. Potenz seiner oberflächlichen Absoluttemperatur [ $^{\circ}\text{K}$ ] ist :

$$E = \sigma T^4 \cdot \varepsilon$$

$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} [\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}]$  .....Stefan-Boltzmann Konstante

## Strahlungseigenschaften natürlicher Oberflächen



Surface	Remarks	Albedo $\alpha$	Emissivity $\epsilon$
Soils	Dark, wet	0.05–	0.98–
	Light, dry	0.40	0.90
Desert		0.20–0.45	0.84–0.91
Grass	Long (1.0 m)	0.16–	0.90–
	Short (0.02 m)	0.26	0.95
Agricultural crops, tundra		0.18–0.25	0.90–0.99
Orchards		0.15–0.20	
Forests	Bare	0.15–	0.97–
		0.20	0.98
Coniferous		0.05–0.15	0.97–0.99
Water	Small zenith angle	0.03–0.10	0.92–0.97
	Large zenith angle	0.10–1.00	0.92–0.97
Snow	Old	0.40–	0.82–
	Fresh	0.95	0.99
Ice	Sea	0.30–0.45	0.92–0.97
	Glacier	0.20–0.40	

Sources: Sellers (1965), List (1966), Paterson (1969) and Monteith (1973).

## Modifikation der Sonnenstrahlung



Beim Durchtritt durch die Erdatmosphäre wird die Strahlung verändert, und zwar hinsichtlich:

- Intensität
- Wellenlängen-zusammensetzung
- Richtung

durch :

- Absorption
- Streuung (Rayleigh, Mie)

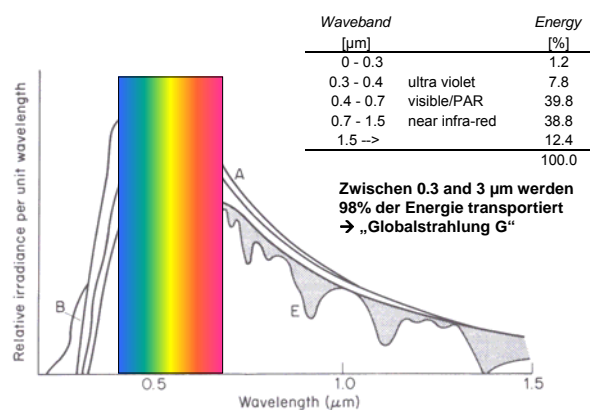
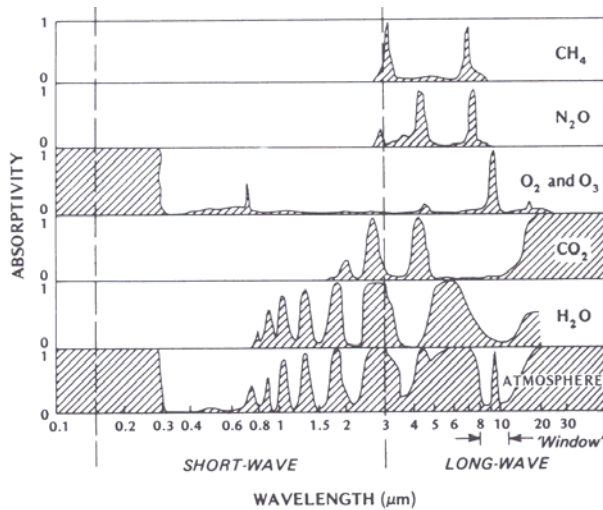


Fig. 4.1 Successive processes attenuating the solar beam as it penetrates the atmosphere. A—extraterrestrial radiation. B—after ozone absorption. C—after molecular scattering. D—after aerosol scattering. E—after water vapour and oxygen absorption (from Henderson, 1977).

## Absorptionsmuster atmosphärischer Gase



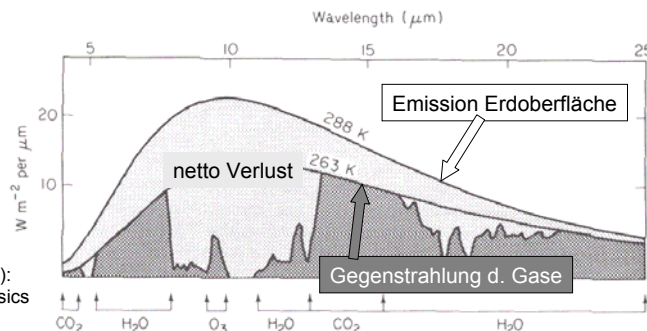
Mehr als die Hälfte des langwelligen Strahlungsstromes wird von Gasen der untersten 100 m Atmosphäre emittiert, ca. 90% vom untersten Kilometer. Der langwellige Strahlungsstrom wird somit stark von bodennahen Temperaturgradienten gesteuert

Figure 1.6 Absorption at various wavelengths by constituents of the Atmosphere, and by the Atmosphere as a whole (after Fleagle and Businger, 1963).

## Terrestrische Strahlung – wolkenlose Situation



Die atmosphärische Gegenstrahlung ist im Zenith am kleinsten und nahe dem Horizont am größten, weil die Weglänge durch die Atmosphäre, und damit durch Wasserdampf und Kohlendioxid, die beiden Hauptemittenten langwelliger Strahlung unter den Gasen in der Atmosphäre, mit dem Zenithwinkel zunimmt (Bemporad'sche Luftmassen). Mehr als die Hälfte des langwelligen Strahlungsstromes stammt von Gasen der untersten 100 m, etwa 90% stammen aus dem ersten Kilometer Atmosphäre. Der langwellige Strahlungsstrom wird also sehr stark von Temperaturgradienten in Bodennähe bestimmt.



aus: Monteith & Unsworth (1990): Principles of Environmental Physics



## Wasser- und Energiebilanz von Waldbeständen



### Wasserbilanz:

$$\text{Input} - \text{Output} = \text{Vorratsänderung}$$

$$N_0 + GW + ZF - (E_{Bd} + I + T_{veg} + AF + S) = \Delta BW$$

$N_0$ .....Freilandniederschlag  
 $GW$ ..... Entnahmen aus dem  
           im Grundwasser  
 $ZF$ ..... Zufluss

$E_{Bd}$ ..... Bodenevaporation  
 $I$ ..... Interzeptionsverdunstung  
 $T_{veg}$ ..... Transpiration  
 $AF$ ..... Abfluss  
 $S$ ..... Tiefenversickerung  
 $\Delta BW$ ..... Bodenwasservorratsänderung

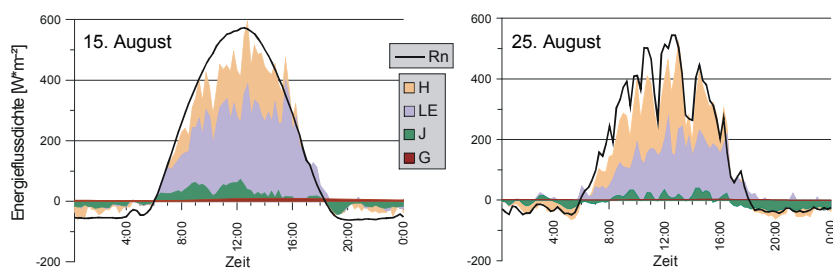
### Energiebilanz:

$$R_n = G + J + \Phi + H + LE$$

$$H/LE = \beta \dots \text{Bowen-Verhältnis}$$

$R_n$ .....Nettostrahlung  
 $G$ .....Bodenwärmestrom  
 $J$ ..... Bestandeswärmestrom  
 $\Phi$ .....photosynthetischer Wärmestrom  
 $H$ ..... fühlbarer Wärmestrom  
 $LE$ .....latenter Wärmestrom

## Energieflüsse in einem Buchen-Fichten – Mischwald



$\Phi$ : ~ 2.0%  
 $H$ : 24.7%  
 $LE$ : 55.8%  
 $J$ : 7.1%  
 $G$ : 1.9%  
 **$\beta = 0.44$**

$\Phi$ : ~ 2.0%  
 $H$ : 37.7%  
 $LE$ : 43.1%  
 $J$ : 1.8%  
 $G$ : 0.7%  
 **$\beta = 0.87$**

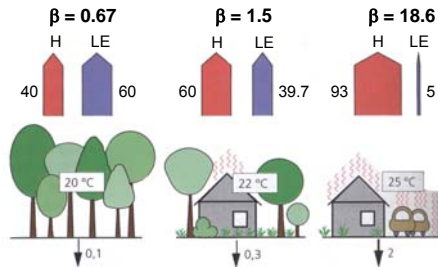
**Schlussgrad: 91.5%**

**85.3%**

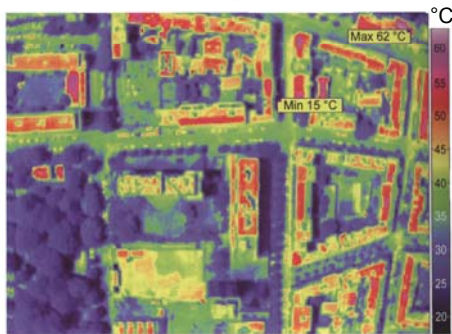
Mittlere Bowen Verhältnisse von 27 europäischen und amerikanischen FLUXNET Standorten:  
**0.42 für Laubwälder und 1.07 für Nadelwälder (Juni bis August)**

Aus: Wilson et al. 2002: Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. Water Resour Res 38(12): 1294–1305

## Effekt von Grünflächen in der Stadt



Das Bowen-Verhältnis ist eine gute Maßzahl zur **Charakterisierung des Energieumsatzes an Oberflächen**.



Infrarotwärmebild einer Stadtlandschaft (Basel) im Hochsommer.

aus: Strasburger (2008): Lehrbuch der Botanik; Daten von Leutinger, Vogt und Körner

## Verweilzeiten in der Atmosphäre – "Global warming potential"



Global Warming Potentials (GWPs) are intended as a quantified **measure of the globally averaged relative radiative forcing impacts of a particular greenhouse gas**. It is defined as the **cumulative radiative forcing** – both direct and indirect effects – **integrated over a period of time** from the emission of a unit mass of gas **relative to some reference gas** (IPCC 1996). **Carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) was chosen as this reference gas**.

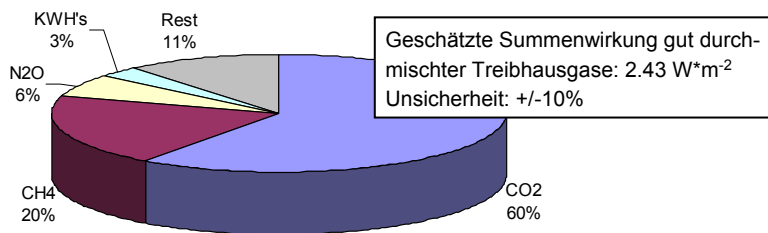
Gas	Lifetime (years)	GWP <sub>100yrs</sub>
H <sub>2</sub> O	0.026	
CO <sub>2</sub>	50-200	1
CH <sub>4</sub>	12	23
N <sub>2</sub> O	114	296

[http://yosemite.epa.gov/OAR/globalwarming.nsf/UniqueKeyLookup/RAMR5CZKVE/\\$File/ghgbrochure.pdf](http://yosemite.epa.gov/OAR/globalwarming.nsf/UniqueKeyLookup/RAMR5CZKVE/$File/ghgbrochure.pdf)  
[http://www.globalchange.umich.edu/globalchange1/current/lectures/samson/global\\_warming\\_potential/](http://www.globalchange.umich.edu/globalchange1/current/lectures/samson/global_warming_potential/)

## ”Radiative forcing“ der wichtigsten Treibhausgase



The term “radiative forcing” has been employed in the IPCC Assessments to denote an **externally imposed perturbation in the radiative energy budget of the Earth’s climate system**. Such a perturbation can be brought about by secular **changes in the concentrations of radiatively active species** (e.g. CO<sub>2</sub>, aerosols), **changes in the solar irradiance** incident upon the planet, or other **changes that affect the radiative energy absorbed by the surface** (e.g. changes in surface reflection properties e.g. by land-use change).



Geschätzte Summenwirkung gut durchmischter Treibhausgase: 2.43 W\*m<sup>-2</sup>  
Unsicherheit: +/-10%

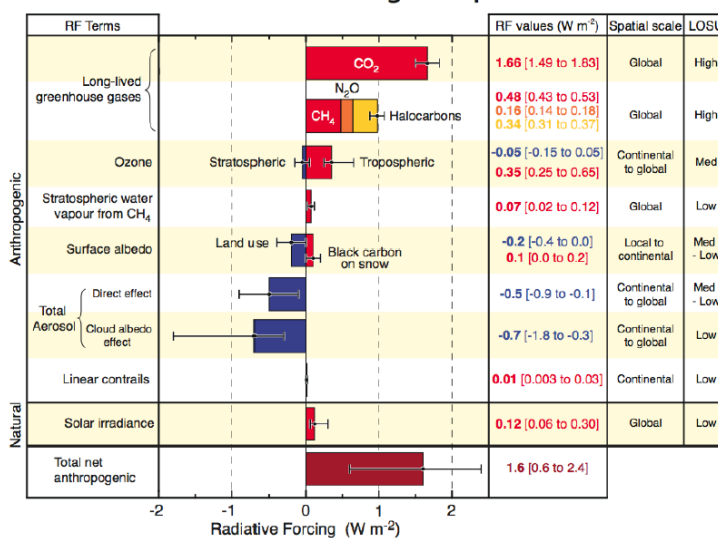
Werte laut Second Assessment Report (SAR) des IPCC (2001)

[Climate Change 2001: The Scientific Basis](#)

## Beiträge zum Treibhauseffekt – Schätzung 2005

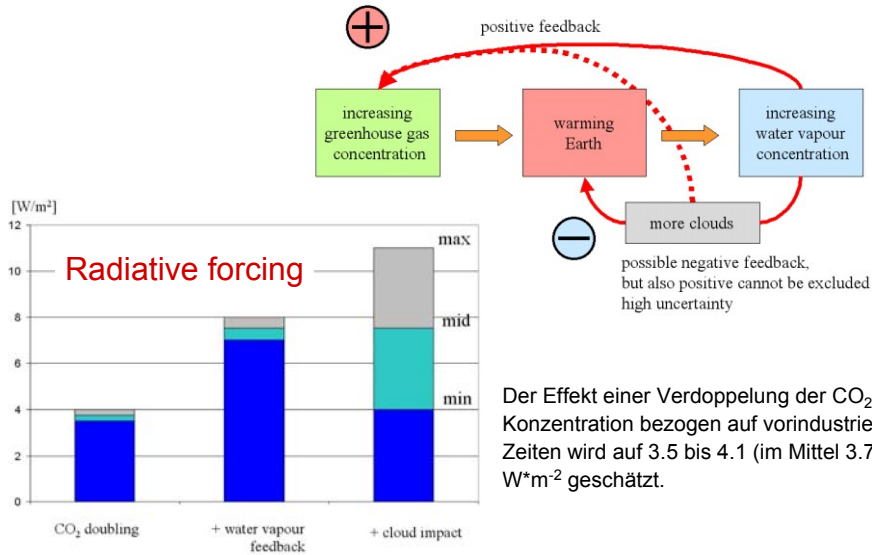


### Radiative Forcing Components

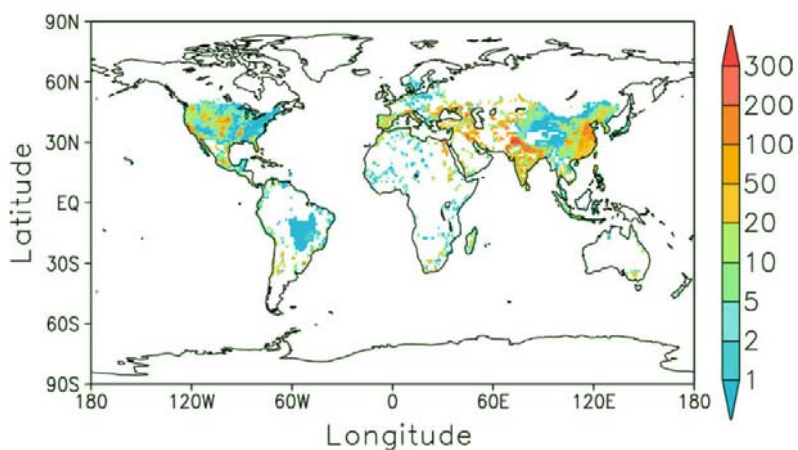


IPCC WGI Fourth Assessment Report (2007)

## Treibhauseffekt – Szenarien



## Künstliche Bewässerung weltweit



Räumliches Muster der Wasserdampffreisetzung infolge künstlicher Bewässerung in  $[kg \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}]$

Quelle: Boucher et al. (2004): Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics* 22, 597-603.

## Künstliche Bewässerung – einige Zahlen



Autoren	Bedarf in 19xx als Berechnungsbasis	Entnahme für Bewässerung	ET infolge Bewässerung	
Seckler et al. (1998)	90	2353	1006	[km <sup>3</sup> ]
Döll und Siebert (2002)	95	2452	1092	[km <sup>3</sup> ]

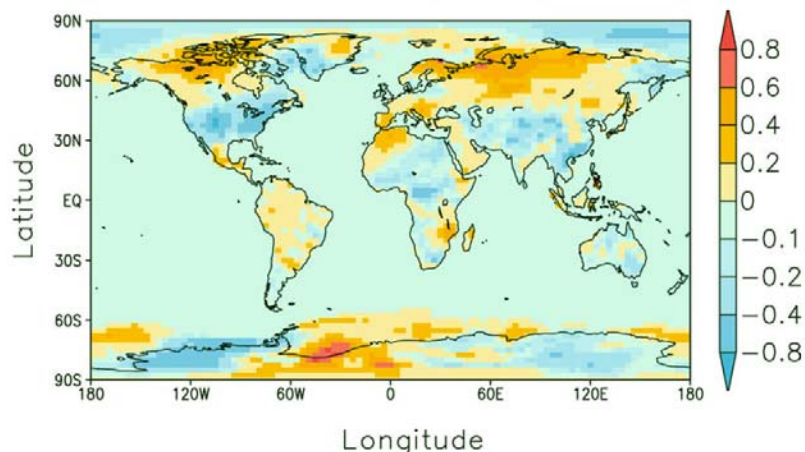
- 70% der künstlich bewässerten Fläche liegt in Asien
- Rund 70% des globalen Süßwasserverbrauches gehen in künstliche Bewässerung

**Table 1** Increase in the water vapour tropospheric column and radiative forcings due to increase in water vapour from irrigation as inferred from four idealised experiments (1–4) and the CONTROL and IRRIG simulations (5)

Estimate number	Short description of method	Increase in water vapour column	Shortwave radiative forcing (Wm <sup>-2</sup> )	Longwave radiative forcing (Wm <sup>-2</sup> )	Net radiative forcing (Wm <sup>-2</sup> )
1	Global uniform column increase in tropospheric water vapour by 0.18%	0.18%	0.004	0.024	0.028
2	Column increase in tropospheric water vapour in proportion to irrigation evaporation flux	0.18%	0.013	0.079	0.092
3	Water vapour treated as a tracer and soluble as sulfate aerosols	0.13%	0.008	0.091	0.099
4	Water vapour treated as a "more soluble" tracer than in experiment 3	0.12%	0.006	0.068	0.074
5	Water vapour increase modelled using the LMDZT climate model (IRRIG-CONTROL)	0.14%	0.004	0.026	0.030

Quelle: Boucher et al. (2004): Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics* 22, 597-603.

## Künstliche Bewässerung – Auswirkungen



Berechnete Veränderung der Erdoberflächentemperatur [°K] infolge künstlicher Bewässerung.

Quelle: Boucher et al. (2004): Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics* 22, 597-603.

## Künstliche Bewässerung – Landnutzung



Quelle: Adegoke et al. (2003): Impact of irrigation on mid-summer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: a regional atmospheric model study of the U.S. high plains. Amer. Met. Soc. 131, 556-564.

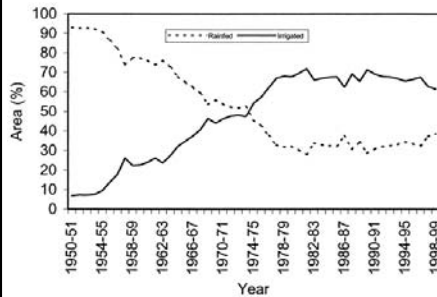
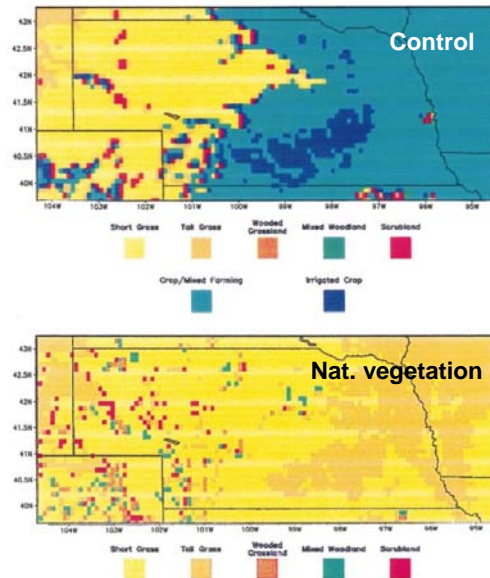


FIG. 1. Area (%) of rain-fed and irrigated corn farming in Nebraska (1950–98).



## Künstliche Bewässerung – Landnutzung



Quelle: Adegoke et al. (2003): Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: a regional atmospheric model study of the U.S. high plains. Amer. Met. Soc. 131, 556-564.

TABLE 1. Inner-domain area-averaged model parameters for 7–15 Jul 1997, including scenario comparisons (% change).

	Control	OGE (wet)	OGE (dry)	Natural vegetation
Temp. (°C)	24.1	24.9 (0.8)	25.5 (1.4)	27.6 (3.5)
Surface sensible heat ( $W m^{-2}$ )	76.2	79.8 (4.7%)	86.9 (15%)	98.4 (29%)
Latent heat ( $W m^{-2}$ )	102.4	98.2 (4%)	74.5 (35%)	71.98 (42%)
Vapor flux at 500 m ( $g kg^{-1} m s^{-1}$ )	11.1	10.4 (7%)	9.1 (22%)	8.2 (34%)

*Control:* tatsächliche Landnutzung und bewässerte landwirtschaftliche Fläche 1997

*OGE (Olson Global Ecosystem Vegetation Dataset):*

*wet* – starke Bewässerung unter trockenen klimatischen Bedingungen

*dry* – mäßige Bewässerung

*Natural vegetation:* potentielle Vegetation vor der europäischen Besiedelung



im wesentlichen eine Neuaufteilung der Energie auf latenten und sensiblen Wärmestrom. Temperatureffekt und geänderte Wasserdampf Flüsse sind Folgen davon.

## „Regional climate change potential“



„Klimaveränderungspotential“ durch Veränderung der Landnutzung kann regional sehr unterschiedlich sein. In Gebieten intensiver Landnutzung (Europa, Nordamerika und besonders Südostasien) wird vermutet, daß es die Wirkung aller Treibhausgase zusammen übersteigt (IPCC).

Wirkungsweise:

Albedo der Landoberfläche wird durch flächenwirtschaftliche Maßnahmen stark verändert, z.B durch **Bewässerung** → prärieartige Landstriche tragen plötzlich grüne Vegetation mit einer wesentlich **geringeren Albedo**. Dadurch kommt **netto mehr energiereiche kurzwellig Strahlung ins lokale/global Klimasystem**.

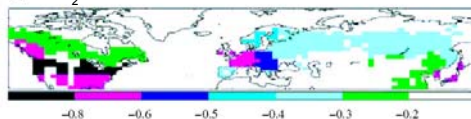
So kann etwa durch Aufforstung (dunkel grüner Nadelwald in Gebiet mit langer Schneedeckendauer) der positive Effekt der CO<sub>2</sub>-Fixierung in Biomasse und Böden durch eine geringere Albedo und das damit verbundene „radiative forcing“ mehr als aufgehoben werden, und zu einer Nettoerwärmung führen (im Kyotoprotokoll nicht berücksichtigt).

Quelle: Pielke et al. (2002): The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 360, 1705-1719.

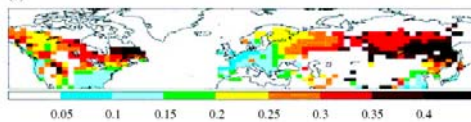
## Modellierte Auswirkung von Aufforstung



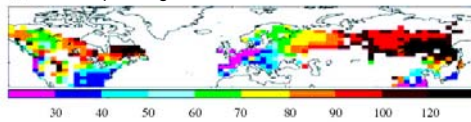
(a) CO<sub>2</sub>-removal effect



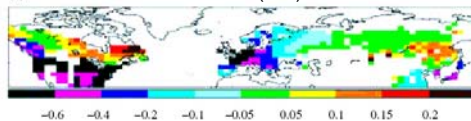
(b) Albedo effect



(c) Corresponding carbon emissions



(d) Net effect of afforestation (a+b)



**Radiative forcing of climate by afforestation**, considering illustrative 1 ha plantations in the **temperate and boreal forest zones**.

Calculations apply to the time at the end of one forestry rotation period, relative to the start of the rotation period with plantation areas unforested.

(a) Global mean longwave radiative forcing due to CO<sub>2</sub> removal through sequestration (nW m<sup>-2</sup> ha<sup>-1</sup>).

(b) Global mean shortwave radiative forcing due to albedo reduction (nW m<sup>-2</sup> ha<sup>-1</sup>).

(c) Carbon emissions that would give the same magnitude of radiative forcing as the albedo reduction (tC ha<sup>-1</sup>).

(d) Net radiative forcing due to afforestation, found by summing (a) and (b) (nW m<sup>-2</sup> ha<sup>-1</sup>).

Positive forcing implies a warming influence; where (d) shows positive values, afforestation would warm climate rather than cooling it, as would be expected by considering carbon sequestration alone (Betts 2000).

Quelle: Pielke et al. (2002): The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of green-house gases. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 360, 1705-1719.