

Wärmebilanz der Erde und globale Temperaturänderung

Jürgen Langeheine

Zusammenfassung:

Auf Grund der großen Wassermenge in den Ozeanen der Erde und deren hohe Wärmekapazität ist die Reaktion der Ozeane auf Temperaturänderungen ein wesentlicher Faktor der Klimaentwicklung. Der vom IPCC veröffentlichte Verlauf der globalen Temperatur-Anomalien, der nur Messungen von Stationen auf dem Festland oder auf Inseln berücksichtigt, lässt sich nicht mit dem Anstieg des Kohlendioxids in der Atmosphäre begründen. Trotz ständig steigendem Kohlendioxidgehalt ist in den Jahren 1945 bis 1975 und ab 1998 ein Abfall bzw. eine Stagnation der globalen Temperatur zu beobachten.

In der folgenden Abhandlung wird auf der Basis thermodynamischer Eigenschaften des Ozeans und der Atmosphäre ein Modell vorgestellt, welches den Verlauf der globalen Temperatur-Anomalien erklärt, ohne auf die Kohlendioxidhypothese zurückzugreifen.

Die beobachteten Temperaturänderungen sind auf Änderungen der solaren Einstrahlung verbunden mit einer massiven Störung des Wolkenbildungsprozesses durch die in den Jahren 1945 bis 1963 über die Kernwaffenversuche künstlich in die Atmosphäre eingebrachten radioaktiven Kondensationskeime sowie über die seit 1998 nachlassende Sonnenaktivität zu erklären.

Seit 1998 hat die solare Aktivität erheblich nachgelassen und Werte erreicht, die denen vom Anfang des 20. Jahrhundert entsprechen. Der Abfall der Globaltemperatur in den nächsten Jahren ist vorhersehbar.

Die Erde ist der einzige Planet im Sonnensystem, an dessen Oberfläche Wasser in flüssiger Form bestehen kann und der ausreichend Masse hat, eine Atmosphäre festzuhalten.



Abb.1: Die Erde von der Raumfahrt Apollo (1972) aus gesehen.
(Campus.fortunecity.com/.../pict/erde.jpg)

Die Erdoberfläche von 511 Millionen km² ist zu ca. 75% von Wasser bedeckt. Der Rest sind 3% Polareiskappen und 22% Landmassen, bestehend aus 8,5% Wald, 8,5% Ackerfläche und 5% Industrie- und Besiedelungsfläche.

Dank der enormen Wassermenge in den Ozeanen der Erde und der hohen Wärmekapazität des Meerwassers stellen Änderungen der dort akkumulierten Wärmeenergie die Hauptkomponente der Wärmeenergiebilanz der Erde dar.

Wenn von der Klimaänderung gesprochen wird, wird auf die Darstellung der sog. Temperaturanomalien Bezug genommen, die u.a. von der NASA veröffentlicht wird. Dabei

handelt es sich um Jahresmittelwerte, die ihrerseits auf einen Mittelwert über ein definiertes Zeitintervall bezogen werden. (z. B. 1961-1990). In der folgenden Abb.2 ist der Verlauf der Temperaturanomalien dargestellt:

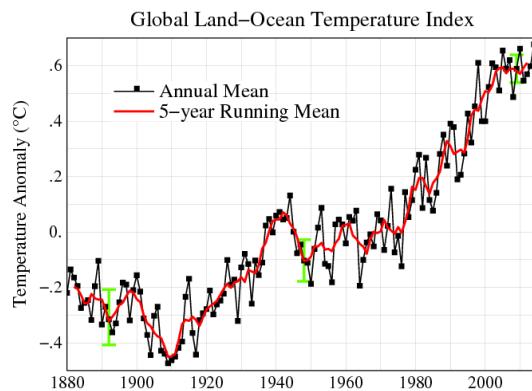


Abb. 2: NASA Angaben über die Anomalie der globalen Jahresmitteltemperaturen
(nach data.giss.nasa.gov/gistemp/station_data/)

Gemessen werden diese Temperaturen von ca. 35.000 meteorologischen Stationen, die über die Landflächen der Erde verteilt sind, wobei die größere Häufigkeit der Messstationen auf der nördlichen Halbkugel der Erde und auf Landoberflächen liegt.

In der Allgemeinheit hat die Meinung Fuß gefasst, dass der Temperaturanstieg der letzten 100 Jahre auf eine Erhöhung des Kohlendioxidgehalts in der Atmosphäre zurückzuführen ist und alles daran getan werden muss, diesen nicht weiter zu erhöhen. Dabei konzentrieren sich die meisten Theorien zur Begründung dieser Hypothese auf Untersuchungen der Atmosphäre, eine thermodynamische Betrachtung des Gesamtsystems aus Ozean und Atmosphäre fehlt.

Die Ozeane spielen auf Grund ihrer großen Oberfläche und ihrer großen Wärmekapazität die Schlüsselrolle in der Klimagestaltung der Erde. Sie enthalten 97% des gesamten Wassers des Planeten, sie sind die Quelle von 86% des auf der Erdoberfläche verdampfenden Wassers. 78% des globalen Niederschlags erfolgt über den Ozeanen und nur 22% erfolgt über den Landmassen.

Wasser verdampft von der Oberfläche der Ozeane, überwiegend in den warmen wolkenfreien subtropischen Gebieten. Dieser Vorgang kühlt die Oberfläche. Der Wasserdampf, kondensiert in den oberen Schichten der Atmosphäre als Wolken und fällt als Regen wieder auf die Oberfläche zurück.

Bei der Kondensation des Wasserdampfes entsteht Wärme, die einmal die Luftzirkulation in den tropischen Gebieten antreibt und auf der anderen eine maßgebliche Größe für den Wärmehaushalt der Erde darstellt.

Die Reaktion der Erdatmosphäre auf Störungen des Wärmehaushalts wird im Wesentlichen vom Temperaturverhalten des Ozeans mit seiner Oberfläche von ca. 385 Millionen km² und seinem Wasserinhalt von ca. 1,3 Trillionen m³ bestimmt. Eine deutlich geringere Rolle spielen die Eigenschaften der Atmosphäre selbst.

Die, die Erdatmosphäre bildende Luft ist ein kompressibles Gas und hat auf Meereshöhe eine Dichte von $1,29 \text{ kg/m}^3$.

Mit zunehmender Höhe nimmt der Luftdruck entsprechend der barometrischen Höhenformel exponentiell ab:

$$P_H = P_0 \cdot \exp(-(\rho_0 \cdot g \cdot H) / P_0) \quad (1)$$

Dabei ist ρ_0 die Dichte der Luft und P_0 der Druck auf Meereshöhe, g die Erdbeschleunigung und H die Höhe über dem Meeresspiegel.

Mit den Werten für die Dichte der Luft von ρ_0 ($1,29 \text{ kg/m}^3$), dem Luftdruck auf Meereshöhe von P_0 (1013 hPa), (Hektopascal) ($1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$, $1 \text{ Pa} = 1 \text{ kg/m}^2 \text{ sec}^2$, $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mbar}$)

der Erdbeschleunigung von $g = 9,81 \text{ m/sec}^2$ und der Höhe H (in m gemessen) lautet die Gleichung (1):

$$P_H = P_0 \cdot \exp(-0,000121 \cdot H)$$

Die Abhängigkeit des Luftdrucks von der Höhe zeigt die Abb. 4:

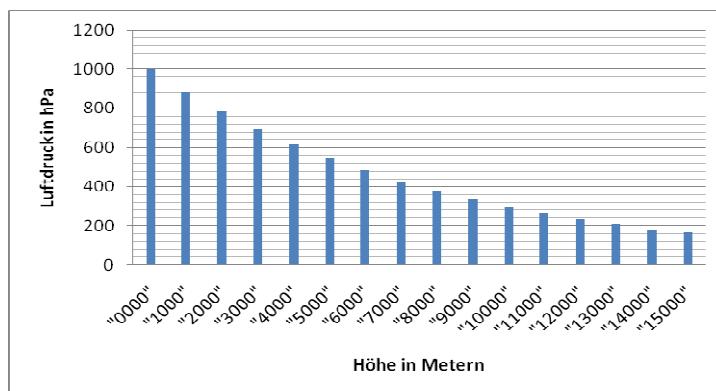


Abb.3: Luftdruck in Abhängigkeit von der Meereshöhe

Bei einer Höhe von ca. 18500 m ist der atmosphärische Druck auf 10% des Ursprungswertes abgesunken, bei ca. 11000 m beträgt er nur noch ca. 25 % des Ursprungswertes und bei ca. 5500 m nur noch 50 % des Druckes auf Meereshöhe.

Damit liegen ca. 50% der Luftmasse der Atmosphäre zwischen 5500m Höhe und dem Meeresspiegel und 75% der Luftmassen unter 11000m Meereshöhe.

Die Gesamtmasse der Lufthülle beträgt $M_L = 5,14 \cdot 10^{18} \text{ kg}$ und der daraus resultierende Luftdruck auf Meereshöhe ist 1013 hPa.

Die Hauptbestandteile der Erdatmosphäre sind Stickstoff N_2 zu 78 %, Sauerstoff O_2 zu 21%, Argon Ar zu 0,9 %, Kohlenstoffdioxid, CO_2 zu 0,035 % und Wasserdampf, H_2O .

Während sich die Zusammensetzung der Luft bezüglich N_2 , O_2 , Ar und CO_2 erst in großer Höhe ändert, ist die Wasserdampfkonzentration stark von der Temperatur und der Höhe abhängig.

Die Grenzwerte der Wasserdampfkonzentration für 100 % rel. Feuchte und einem Luftdruck von 1013 hPa zeigt die folgende Abb. 5:

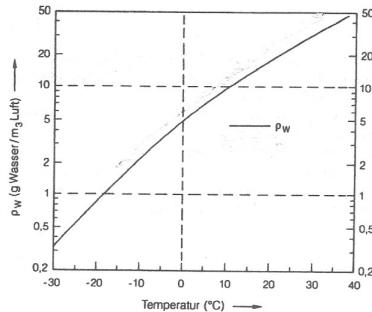


Abb.4: Wasserdampfdichte bei Sättigung über flüssigem Wasser als Funktion der Temperatur. (W. Roedel, Physik unserer Umwelt, die Atmosphäre , Springer Verlag 3. Auflage 2000, S. 70)

Aus dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik lässt sich die adiabatische Druck und Temperaturabhängigkeit eines Gases ableiten:

$$T_0 / T_T = (p_0 / p_T)^{(1-1/\kappa)} \quad (2)$$

Dabei ist κ der Adiabatenexponent. Er ist definiert als das Verhältnis der Wärmekapazität bei konstantem Druck (C_p) zur Wärmekapazität bei konstantem Volumen (C_V) und entspricht der temperaturbedingten Gasausdehnung. $\kappa = c_p / c_v$ und $i = 1 - 1/\kappa$ der Isotropenexponent.

Mit Hilfe der barometrischen Höhenformel (1) ergibt sich daraus:

$$T_0 / T_T = \exp(p_0 \cdot g \cdot H_T) \cdot (\kappa-1) / (P_0 \cdot \kappa) \quad (3)$$

die Abhängigkeit der TroposphärenTemperatur von der Höhe, wie sie in Abb.6 für verschiedene Isotropenexponenten $i = 1-1/\kappa$ mit den Werten:
für die Dichte der Luft, $\rho_0 = 1,29 \text{ kg} / \text{m}^3$,
dem Luftdruck auf Meereshöhe $p_0 = 1013 \text{ hPa}$
sowie der Erdbeschleunigung $g = 9,81 \text{ m} / \text{sec}^2$ dargestellt ist.

Mit dem Adiabatenexponenten $\kappa = 1,4$ bzw. dem Isotropenexponenten $i=0,286$ wird ein ideales Gas (wie trockene Luft) beschrieben. Das Verhalten der Atmosphäre wird jedoch am besten durch den Isotropenexponenten $i= 0,19$ angenähert, dh. mit einem Adiabatenexponenten von $\kappa = 1,23$. Die Abb. 6 zeigt eine geringere Temperaturabhängigkeit wasserdampfhaltiger Luft gegenüber trockener Luft in der Atmosphäre.
Bei feuchter Luft kann es bei Abkühlung zum Wasserausfall kommen. Durch die dabei freiwerdende Kondensationswärme kann κ kleinere Werte als 1,23 annehmen. Damit wird auch i kleiner als 0,19 und die Temperaturabnahme mit der Höhe wird schwächer.

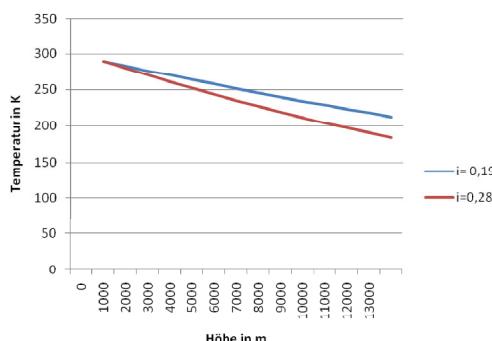


Abb 5: Temperaturverlauf als Funktion der Höhe

Luft von + 40°C kann nach Abb.5 maximal eine Wassermenge von 50g/ m³ und Luft von – 20°C maximal eine Menge von 1 g/ m³ aufnehmen. Luft mit einer Temperatur von 20°C nimmt ca. 17g/m³ auf.

Wird mit Wasser gesättigte Luft von 20°C also in eine Höhe von 5000m transportiert, also um ca. 34 °C auf -10°C abgekühlt, verliert sie aus Temperaturgründen von den ursprünglichen 17g Wasser /m³ 15g Wasser/m³. Entsprechend der Höhe fällt der Partialdruck des Wasserdampfes auf ca. 50% , es bleiben also noch 1g Wasser /m³. 16g/m³ kondensieren unterwegs, bilden dabei Wolken und fallen unter bestimmten Bedingungen als Niederschlag zurück auf die Erde.

Mit Hilfe der in Abb. 5 dargestellten Temperaturabhängigkeit der Wasserdampfdichte und der barometrischen Höhenformel lässt sich der prozentuale Wassergehalt als Funktion der Höhe bei ca. 20°C Oberflächentemperatur berechnen. Die Abb. 7 zeigt die Ergebnisse

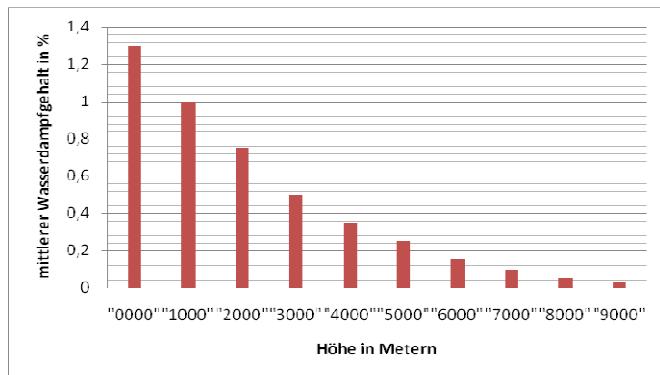


Abb. 6: Wasserdampfgehalt in Abhängigkeit von der Höhe

Ab einer Höhe von 8.000m liegt der mittlere Wasserdampfgehalt der Atmosphäre unter 0,03%. 90 % des Wassergehaltes der Atmosphäre verteilen sich auf die ersten 5500 Höhenmeter .Damit spielen sich die Wetterprozesse im Wesentlichen in einem Höhenbereich bis ca. 5500 m ab.

Die Integration über die Höhe bis 11000m ergibt eine absolute Wassermenge in der Atmosphäre von ca. $M_W = 1,3 \cdot 10^{16} \text{ kg}$.

Ändert sich die Oberflächentemperatur der Erde ändert sich die absolute Wassermenge, die sich in der Atmosphäre befindet kaum, da in entsprechenden Höhen eine Übersättigung eintritt und die entsprechende Wassermenge als Niederschlag ausgeschieden wird.

Die in der Atmosphäre enthaltene Wassermenge entspricht einem kondensierten Volumen von $1,3 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$. In den Ozeanen befindet sich dagegen mit ca. $1,3 \cdot 10^{18} \text{ m}^3$ ca. 100.000 mal mehr Wasser als in der Atmosphäre. Die Pufferwirkung dieser Menge mit einer spezifischen Wärme von 4,18 J/g·K beträgt pro Grad K $5,4 \cdot 10^{24} \text{ J}$ oder $5,4 \cdot 10^6 \text{ EJ}$, ein Energiebetrag der 10.000 mal größer ist als die derzeit von Menschen jährlich erzeugte Energie.

Die Wassermenge der Ozeane, Verteilt auf ihre Fläche ergibt eine durchschnittliche Tiefe von ca. 3500 m. Doch die tieferen Schichten des Ozeans beteiligen sich kaum an den Temperaturänderungen der Oberfläche

Verteilt man das Wasservolumen der Atmosphäre auf die Erdoberfläche von $511 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, so erhält man im Mittel eine Wassersäule von ca.25 mm. Die genaue Verteilung gibt die folgenden Abb. 8 wieder.

Der Wasserdampfgehalt erreicht sein Maximum bei der geographischen Breite von 0 und fällt zu den Polen hin ab. Die Wolkenbedeckung hat im globalen Mittel einen Wert von ca. 60%, die niedrigsten Werte bei kleinen geographischen Breiten und steigt zu den Polen hin auf.

Die Differenz des Wasserdampfgehalts in den geographischen Breiten wird durch Transport ausgeglichen. U.a. stammt der in Mitteleuropa fallende Niederschlag zu einem großen teil aus den subtropischen Regionen des Atlantiks und des Golfs von Mexiko.

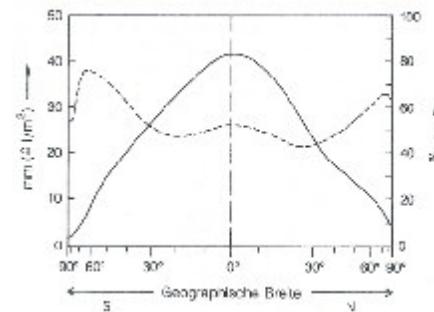


Abb.7 Global Wolkenbedeckung und Wassergehalt nach Sellers
(Sellers WD (1965) Physical Climatology. Univ.Chicago Prtess, Chicago)

Der Bewölkungsgrad drückt den Anteil der Erdoberfläche aus, die mit Wolken bedeckt ist und wird vom Weltall aus von Satelliten über Sensoren wie MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) gemessen.

In reiner Luft (ohne fremde Teilchen) kann die relative Feuchtigkeit bis zu 800 % erreichen, ohne dass Kondensation eintritt. In der Realität kondensiert der Wasserdampf jedoch bei Werten wenige Prozent unterhalb oder oberhalb von 100 %, abhängig von der Natur und Konzentration der Kondensationskeime in der Luft. Als Kondensationskeime dienen Aerosolpartikel aus Bestandteilen der Erdoberfläche. Besonders aktiv sind radioaktive Stäube bzw. Radon- Zerfallsprodukte, deren Anreicherung in Wolkentropfen im Vergleich zu der umgebenden Luft (B.I. Styra et all. Tellus XVIII (1966, 2) auf ihre Mitwirkung bei der Entstehung der Kondensationskeime schließen lässt.

Wolken entstehen wenn Luftmassen abgekühlt werden, die relative Feuchtigkeit soweit steigt dass die Kondensation des Wasserdampfes einsetzt. Das geschieht, wenn z.B. kalte und warme Luftmassen zusammentreffen oder wenn die wärmere Luft in größere Höhen transportiert wird. Wolkenbildung kann auch einsetzen, wenn Luftmassen über ein Gebirge strömen und aus diesem Grund in größere Höhen gehoben werden oder durch reine Konvektion aufsteigen, ausgehend von einer warmen Erdoberfläche. Wolken entstehen ebenfalls, wenn warme Luft über eine kalte Wasseroberfläche strömt.

Wolken werden üblicherweise in zwei Gruppen eingeteilt, Stratus Wolken und Cumulus Wolken.

Die Unterscheidung der Wolken erfolgt nach der Höhe der Wolkenuntergrenze in hohe, mittlere und tiefe Wolken. Mittlere und tiefe Wolken reflektieren hauptsächlich die kurzwellige Strahlung der Sonne, während hohe Wolken diese durchlassen und dagegen die langwellige Strahlung sowohl von der Sonne als auch der Erdoberfläche reflektieren, bzw. zurückstreuen.

Hohe Wolken , die sich im allgemeine oberhalb 6000m bilden und etwa 13-14% der Wolkenbedeckung ausmachen, bestehen aus Eiskristallen .

Mittlere Wolken, die in Höhen zwischen 2000 und 5000 m entstehen und etwa 20% der Wolkenbedeckung ausmachen, bestehen aus Wassertropfen.

Tiefe Wolken bestehen ebenfalls aus Wassertropfen befinden sich in Höhen bis zu 2000m. Sie machen etwa 28-30% der Wolkenbedeckung aus. Wenn diese Wolken den Grund berühren spricht man von Nebel.

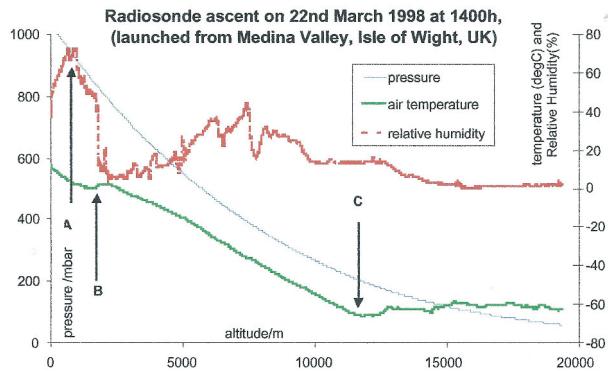


Abb. 8. Temperatur und Druckverlauf sowie Verlauf der rel. Feuchte bei tiefen Wolken
R.G. Harrison <http://cds.cern.ch/record/557170/files/p75.pdf?version=1>

In Bereich der tiefen Wolken wird eine hohe rel. Feuchte beobachtet (A), Der kleine Temperaturanstieg an der Oberseite der Wolke ist auf die solare Einstrahlung zurückzuführen (B). (C) konstante Temperatur an der Tropopause.

Hohe und mittlere oder tiefe Wolken können gleichzeitig auftreten, wie die Aufnahme in Abbildung 9 eindrucksvoll zeigt.

Für den Niederschlag sind im Wesentlichen die mittleren und tiefen Wolken verantwortlich, doch ist eine höhere Bedeckung mit niedrigen Wolken nicht automatisch mit einem höheren Niederschlag verbunden

Sowohl aus barometrischen als auch Strahlungsgründen haben Wolken an der Untergrenze eine höhere Temperatur als an ihrer Obergrenze.



Abb.9: Tiefe und hohe Bewölkung im Westen Schottlands 2008
(www.climate-4you.com/images/CloudCover_Low_Level_Observations_Since1983.gif)

In der folgenden Abb.10 ist der zeitliche Verlauf des Wassergehalts der Atmosphäre sowie der Verlauf der Bewölkung von 1983 bis 2010 dargestellt.

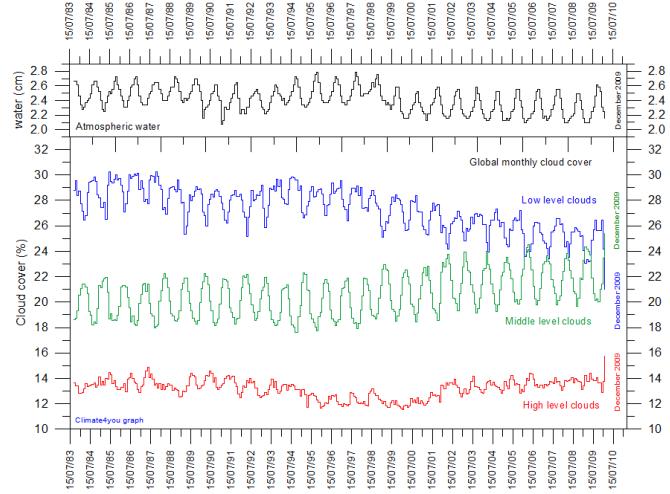


Abb.10. Wolkenbedeckung und Wassergehalt der Atmosphäre von 1983 bis 2010
(www.climate-4you.com/images/CloudCover Low Level Observations Since1983 gif)

Den zeitlichen Verlauf der globalen Niederschlagsmengen zeigt die Abbildung 11.

Ausgangspunkt jedes Niederschlags sind Wolken, die aus feinen Eiskristallen oder Wolkentropfen mit 5 bis 10 μ Durchmesser bestehen. Je nach Höhe und der dort herrschender Temperatur bilden sich die Eiskristalle oder Wolkentropfen mit Hilfe von Kondensationskeimen, die ihrerseits Wasserdampf an sich binden. Diese Primärkörper können, in Abhängigkeit von der Aufenthaltsdauer in der Wolke, weiteren Wasserdampf und andere Wolkentropfen oder Eiskristallen an sich binden und dadurch wachsen. Erreichen Eiskristalle eine wärmere Umgebung, so schmelzen auch sie zu Tropfen. Wird das Gewicht der Tropfen so groß, dass sie von den in einer Wolke vorherrschenden Luftströmungen (Aufwinde) nicht mehr in Schweben gehalten werden können, so beginnen sie auf Grund der Schwerkraft zu Boden zu sinken und Niederschlag setzt ein.

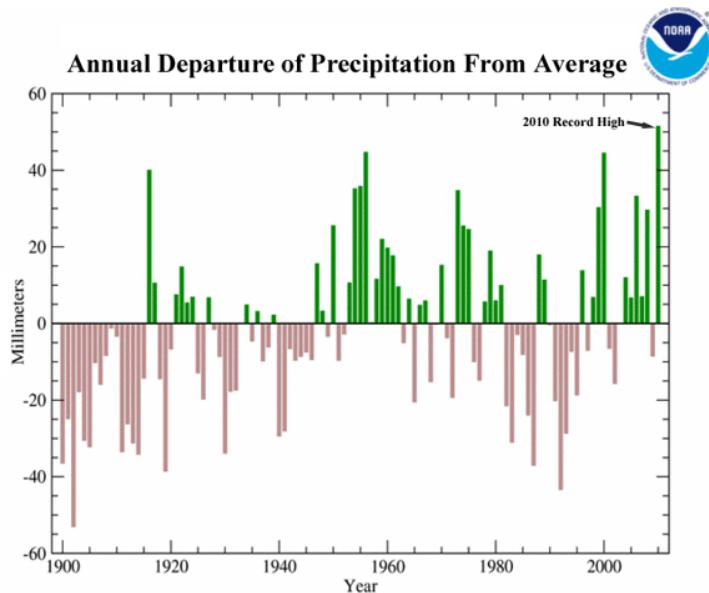


Abb. 11: Global departure of precipitation over land areas from average for 1900 - 2010. The year 2010 set a new record for wettest year over land areas in Earth's recorded history. The difference in precipitation from average in 2010 was about 13% higher than that of the previous record wettest year, 1956. Image credit: NOAA's National Climatic Data Center.

Ein Vergleich der beiden Darstellungen 10 und 11 zeigt einen Anstieg der mittleren Bewölkung und den Abfall der tiefen Bewölkung in den Jahren ab 1998, verbunden mit einem Ansteigen der Niederschlagsrate. Die Gesamtbewölkung mit mittleren und tiefen Wolken bleibt jedoch weitgehend konstant bei 48%. Trotz Niederschlag ändert sich der Wassergehalt der Atmosphäre nur wenig. Ein Abfall wird in den Jahren 1989 bis 1992 beobachtet, dem jedoch ein Anstieg auf die Ausgangswerte bis 1998 folgte. Ab 1998 ist ein sprunghafter Abfall auf 24 mm (Menge Wasserdampf in der Atmosphäre angegeben als Wasser, verteilt auf die Erdoberfläche) zu sehen. Gleichzeitig steigt die mittlere Bewölkung von ca. 20 auf 23 % und die tiefe Bewölkung sinkt von 28 auf 25%. Seit dieser Zeit stagniert die globale Erwärmung.

Ein Vergleich der Abb.11 mit der Abb. 2 macht deutlich, dass eine Stagnation der globalen Temperatur Anomalie in den Perioden hohen Niederschlags auftritt. Sowohl in den Perioden zwischen 1945 bis 1980 als auch ab 1998 bis 2010 ist eine deutlich positive Abweichung der Niederschlagsmenge zu beobachten.

Wolken und Niederschlag sind das Bindeglied der Atmosphäre zum Ozean.

Der flächenbezogene Wärmeinhalt Q_F (J/m^2) einer von h_1 bis h_2 reichenden Wasserschicht wird bei bekanntem Temperaturprofil über das Integral $\int T(z) dz$ bestimmt.

$$Q_F = \rho \cdot c_w \cdot \int T(z) dz \quad (4)$$

Zwischen den Wassertiefen h_1 und h_2

Dabei ist ρ – die Dichte des Wassers, c_w – die spezifische Wärmekapazität, h_2 – die Tiefe unten, h_1 – die Tiefe oben und $T(z)$ das Temperaturprofil.

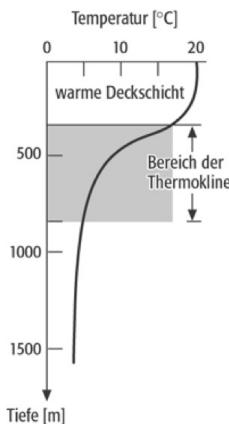


Abb. 12. Durchschnittlicher Verlauf von $T(z)$ und Lage der Thermoklinen

Der durchschnittliche Verlauf eines Temperaturprofils ist in Abbildung 12 dargestellt. Nur die oberen Schichten der Ozeane sind abhängig von Temperatureinflüssen aus der Atmosphäre und Durchmischungsprozessen durch Wind, Wellen und Meereströmungen. Ab einer bestimmten Tiefe, der sog. Thermokline, gleicht sich die Oberflächentemperatur der Tiefentemperatur an. Die Thermokline liegt am Äquator bei 30- 50 m in höheren Breiten bei mehreren 100 m Wassertiefe.

Temperaturänderungen durch klimatische Einflüsse sind damit auf die Wasserschicht oberhalb der Thermoklinen beschränkt.

Die Abbildung 13 zeigt die Veränderung des Wärmeinhalts des Ozeans von 1955 bis 2010

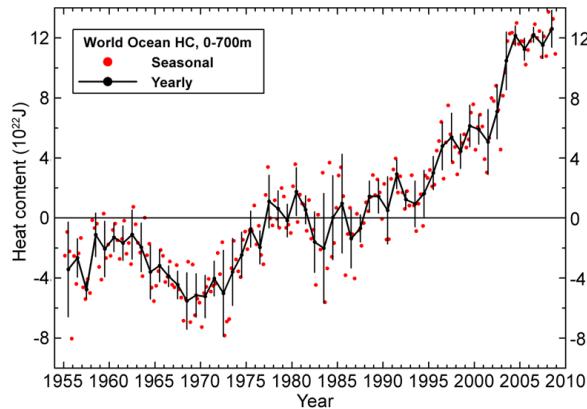


Abb.13 Veränderung des Wärmeinhalts der Ozeane
http://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M_HEAT_CONTENT/

Von 1970 bis 2000 hat der Wärmeinhalt der Ozeane um ca. $1,6 \cdot 10^{23}$ J zugenommen, wie die in Abb. 13 dargestellten Messungen zeigen. Im gleichen Zeitraum stieg die Oberflächentemperatur um $0,4^\circ\text{C}$. Daraus berechnet sich die Lage der durchschnittlichen Thermoklinen bei einer Tiefe von ca. 265m. In dieser Wassertiefe sind ca. 1/13 der Wassermassen des Ozeans betroffen und erfordern für die Aufheizung um 1K ca. $4 \cdot 10^{23}$ J.

Dieser Energieeintrag von $4 \cdot 10^5$ EJ entspricht dem 800 fachen des derzeitigen jährlichen Energieverbrauchs der Weltbevölkerung.

Seit 1900 hat sich das Oberflächenwasser der Ozeane um ca. 0,8K erwärmt.

Die in der Atmosphäre enthaltene Wassermenge entspricht einem kondensierten Volumen von $1,3 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$. Verteilt man das Wasservolumen der Atmosphäre auf die Erdoberfläche von $511 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, so erhält man eine Wassersäule von ca. 25 mm.

Mit der Verdampfungswärme von 2257 kJ/kg Wasser, die zur Überführung des Wassers vom flüssigen in den dampfförmigen Zustand erforderlich ist, ergibt sich eine gesamte im Wasserdampf der Erde enthaltene latente Wärme von ca. $3 \cdot 10^{22}$ Joule, entsprechend $3 \cdot 10^4$ EJ. Sie entspricht damit der innerhalb von 3 Tagen auf die Erde eingestrahlten Sonnenenergie oder dem 60- fachen des gesamten jährlichen Energieverbrauchs der Menschen.

Die mittlere Verdunstungs-, bzw. Niederschlagsrate beträgt etwa 1000 mm Wassersäule pro Jahr. (Baumgartner und Reichel 1975). Das bedeutet, dass der Zyklus Verdampfung-Kondensation pro Jahr ca. 40 mal abläuft. (Verdampfung mit Wärmeaufnahme von der Erdoberfläche, Kondensation mit Wärmeabgabe in die Atmosphäre).

Nach dieser Abschätzung verdunsten so alljährlich 520.000 km^3 Wasser von der Erdoberfläche. Die genaueren Zahlen liegen bei 505.000 km^3 , davon 434.000 km^3 über den Ozeanen und 71.000 km^3 über dem Land.

Bei Berücksichtigung des Landanteils der Erdoberfläche, ist die Verdunstungsrate über Land mit $0,55 \text{ m}^3/\text{m}^2$ deutlich geringer als über der Wasseroberfläche mit $3,4 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

Von diesem Wasser fallen nun jährlich 398000 km^3 auf die Ozeane (998 mm Niederschlagshöhe) und 107000 km^3 (952mm Niederschlagshöhe) auf das Festland als Niederschlag. Die Niederschläge über den Ozeanen sind damit nur etwa 5% höher als die über dem Landbereich.

Die in der Bilanz fehlende Menge von ca. 36.000 km^3 wird den Ozeanen durch die Flüsse wieder zugeführt.

Mit der Verdunstungswärme von 2257 kJ/kg ergibt sich daraus eine Wärmemenge von $9,8 \cdot 10^{23}$ J/a, die den Ozeanen jährlich entzogen wird und eine Wärmemenge von $1,6 \cdot 10^{23}$ J/a für die Landflächen, insgesamt also eine Wärmemenge von $11,4 \cdot 10^{23}$ J/a oder $1,14 \cdot 10^6$ EJ pro Jahr, die im Gleichgewichtszustand wieder durch die Sonneneinstrahlung ausgeglichen wird.

Eine Abweichung der jährlichen Niederschlagsrate um 1% (10mm pro Jahr) verändert diese Energiemenge um ca. $1 \cdot 10^{22}$ J/a. daraus lässt sich eine Veränderung der Wärmeabstrahlungsleistung von $0,86\text{W/m}^2$ und eine theoretische Temperaturveränderung um $0,025\text{K}$ pro 1% Abweichung der Niederschlagsmenge errechnen.

Zwischen 1900 und 1945 wurde dem Ozean eine Energiemenge von $1,6 \cdot 10^{23}$ J zugeführt.

Diese besteht aus der durch die geringeren Niederschlagsrate (im Mittel -1,2%) von ca. 570 mm gewonnenen Wärmemenge von ca. $5,7 \cdot 10^{23}$ J, der auf Grund der Temperaturerhöhung des Ozeans um $0,4^\circ\text{C}$ gestiegenen Wärmeabstrahlung* von ca. $5,7 \cdot 10^{23}$ J und einer bis 1945 um $0,6\text{ W/m}^2$ gestiegenen Wärmeinstrahlung** durch erhöhte Sonneneinstrahlung .

Der Anstieg der Wärmeinstrahlung betrug danach in diesen Jahren pro Jahr ca. $0,013\text{ W/m}^2$.

In der Zeit zwischen 1945 und 1980 stieg diese zusätzliche Sonneneinstrahlung auf $0,93\text{W/m}^2$. In dieser Zeit fielen 350mm mehr Niederschlag als im statistischen Mittel, d.h. im Durchschnitt jedes Jahr 1% mehr als normal. Das führte bis 1970 als die weiter steigende Wärmeinstrahlung den Wert des Wärmeverlustes durch die gestiegenen Niederschläge ($0,86\text{ W/m}^2$) erreichte zu einem Temperaturrückgang und ab dann, in der anschließenden Periode geringerer Niederschläge wieder zu einem jetzt natürlich steileren Temperaturanstieg.

Im Zeitraum 1980 bis 1998 ist wieder eine unterdurchschnittliche Niederschlagsmenge von 1% in jedem Jahr zu verzeichnen, Im gleichen Zeitraum stieg die solare Einstrahlung auf $1,3\text{W/m}^2$, was zu einer Temperaturerhöhung im Jahr 1998 um $0,55\text{ K}$ führte.

Ab 1998 bis 2010 setzt ein um 1,5% stärkerer Niederschlag ein, was zu einer Stagnation weiterer Temperaturerhöhung führte. Seit 1998 ist die globale Temperaturerhöhung zum Stillstand gekommen..

Von 1900 bis 1998 hat sich die solare Einstrahlung damit um ca. $1,3\text{ W/m}^2$ erhöht.

Streuung und Reflektion der von der Sonne auf die Erdoberfläche treffenden Strahlung führt zu einer durchschnittlichen Albedo von 30%. Stärkere Bewölkung führt zu höheren Werten, geringere zu niedrigeren Werten, verbunden mit der dann höheren Einstrahlung auf die Erdoberfläche.

Bei der Streuung von Licht in der Atmosphäre wird zwischen der Rayleigh- Streuung, der Mie – Streuung und der ganz normalen Reflektion an größeren Teilchen unterschieden. Die Rayleigh- Streuung betrifft Streuzentren, die kleiner als die Wellenlänge der einfallenden Strahlung sind ($<0,2\lambda$). Für große Objekte (Objektdurchmesser($>2 - 10\lambda$) nähert sich die

*Die Wärmeabstrahlung berechnet sie wie folgt:

Differenz der Wärmestrahlung zwischen 288,4K und 288K: $2,171\text{W/m}^2$

Verteilt aus 45 Jahre ergibt pro Jahr $0,0482\text{ W/m}^2$ zusätzliche Wärmeinstrahlung

In 45 Jahren also: $45 \cdot 0,0482 / 2 \cdot 31,5 \cdot 10^6\text{ J/m}^2$ die gesamte Wärmeinstrahlung von 1572J/m^2 .

Multipliziert mit der Fläche des Ozeans ergibt das die Energiemenge: $5,74 \cdot 10^{23}\text{ J}$.

** Die Differenz der Energiemenge ist $1,6 \cdot 10^{23}\text{ J}$, verteilt auf die Fläche des Ozeans ergibt sich eine Energiemenge von $4,383 \cdot 10^8\text{ J/m}^2$ oder in 45 Jahren eine Einstrahlung von $13,91\text{ W/m}^2$.

Daraus ergibt sich für die Differenz der Wärmestrahlung $13,91 \cdot 45 / (45 \cdot 23) = 0,6\text{W/m}^2$

Mie-Theorie der klassischen (geometrischen) Lösung der Brechung und Reflektion an einer Kugel. Die Mie-Streuung liegt also vor, wenn sich der Objektdurchmesser im Grenzbereich zwischen Rayleigh-Streuung und klassischer Streuung befindet.

Während für die Rayleigh- Streuung eine umgekehrte Proportionalität zur vierten Potenz der Wellenlänge des einfallenden Lichts besteht (λ^{-4}) wird für die Mie- Streuung eine Proportionalität zu (λ^{-1}) festgestellt. Das bedeutet, je länger die Wellenlänge der Strahlung gegenüber dem streuenden Objekt ist, je weniger wird sie gestreut. (s. Abb. 14)

Nebeltröpfchen in den Wolken haben Durchmesser von $5-10\mu$, Moleküle Abmessungen von $<< 1\mu$. Damit durchläuft der Streuprozess in der Atmosphäre die ganze Kette von Rayleigh über Mie zu normaler Streuung und Reflektion.

Rayleigh und Mie- Streuung führen dazu, dass bei wolkenbedecktem Himmel ein Teil der Wärmestrahlung der Erde (Wellenläng über 2μ) auf die Erdoberfläche zurückgeworfen wird. Deshalb kühlt die Erdoberfläche bei wolkenbedecktem Himmel nachts langsamer ab, wird jedoch am Tag bei wolkenbedecktem Himmel auch langsamer erwärmt.

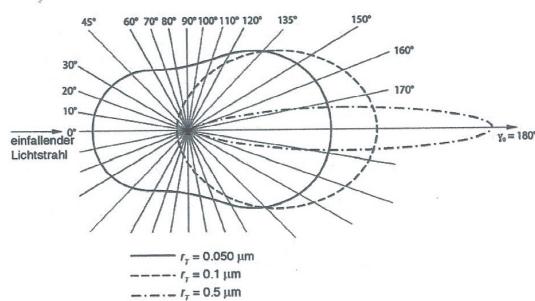


Abb. 14: Polardiagramm der Intensität gestreuten grünen Lichts ($\lambda = 0,5\mu\text{m}$) als Funktion des Streuwinkels γ für Mie-Teilchen verschiedener Größe r (nach Robinson ,N. 1996: Solar radiation. In Warnecke 1997:74)

Wolkenalbedo wird als Reflektivität der Wolken gemessen. Hohe Werte der Albedo bedeuten, eine höhere Reflektion der Sonnenstrahlung. Der Wolkenalbedo variiert von weniger als 10% bis über 90% und hängt von den Tropfendurchmesser, des Flüssigkeits- oder Eisgehalts, der Dicke der Wolke und dem Einstrahlungswinkel der Sonne ab. Je kleiner die Tropfen und je größer der Flüssigkeitsgehalt der Wolke ist, je größer ist der Albedo, wenn alle anderen Eigenschaften gleich sind. Wie die folgende Abb.15 zeigt ist die Erde vor allem in den Wintermonaten weitgehend von Wolken bedeckt.

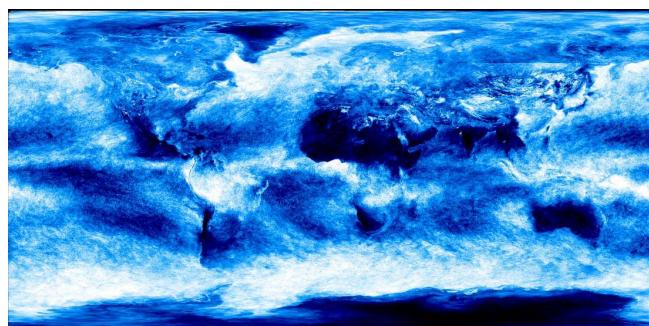


Abb.15.:Erdbewölkung im Januar 2000
www.climate-4you.com /images/CloudCover Low Level Observations Since1983 gif)

Aufbauend auf den Untersuchungen von Palle kann eine Beziehung zwischen Albdo und der Wolkenbedeckung hergestellt werden. Die folgenden Abbildungen 16 und 17 zeigen die Messungen des Erdalbedos der Jahre 1985 bis 2010 im Vergleich zu der weltweiten Wolkenbedeckung von 1983 bis 2010

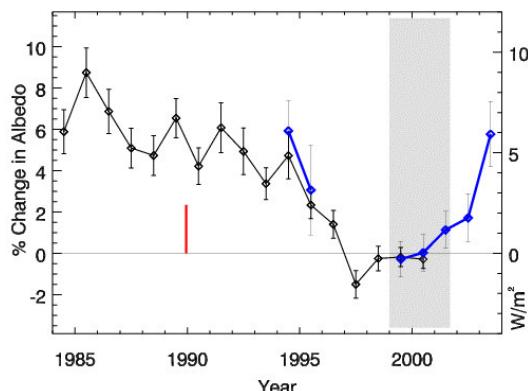


Abb.16 Veränderung der Erdalbedo nach (Palle, E, et all 2004)
http://www.iac.es/galeria/epalle/reprints/Palle_etal_Science_2004.pdf

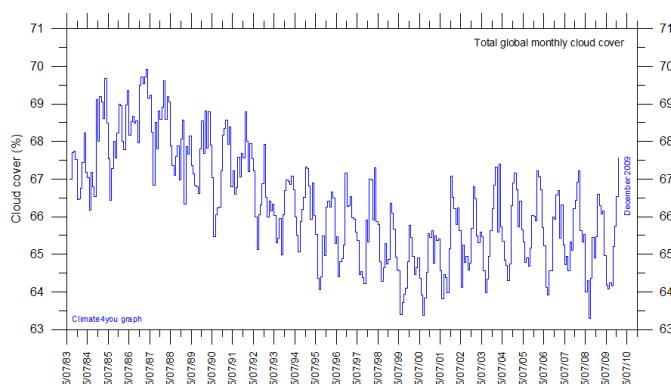


Abb.17 Weltweite Wolkenbedeckung ab 1983
www.climate-4you.com/images/CloudCover_Low_Level_Observations_Since1983.gif

Die Parallelität der Kurvenverläufe ist zu erkennen. Ca. 5% Änderung der gesamten Wolkenbedeckung haben demnach eine Änderung der Erdalbedo um ca. 6% von 30 auf 28,2% zur Folge. Das bedeutet, dass jedes Prozent einer Änderung der Wolkenbedeckung eine Albedoänderung von 1,2 % bewirkt, also auf 29,6% bzw. 30,4%. In diesem Fall verändert sich die solare Einstrahlung um ca. +/- 1,4 W/m² von 239,4 auf 240,8 W/m² bzw. 238 W/m². bei einer Änderung der Wolkenbedeckung um +/- 1%.

Nach der Theorie von Svensmark ist die durch kosmische Strahlung verstärkte Ionenbildung für die Entstehung von zusätzlichen tiefen Wolken verantwortlich.

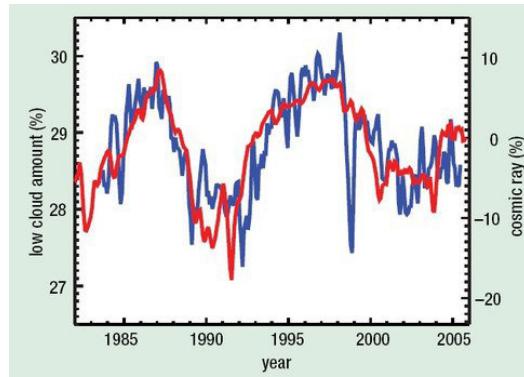


Abb. 18: Kosmische Strahlung und Bewölkung nach Svensmark
Marsh & Svensmark 2003 (DOI: 10.1029/2001JD001264.)

20 % Variation bzgl. der kosmischen Strahlung bedeuten danach 2% Variation in der Wolkenbedeckung.

Die kosmische Strahlung ist eine hochenergetische Teilchenstrahlung, die von der Sonne, der Milchstraße und von fernen Galaxien kommt. Sie besteht vorwiegend aus Protonen, daneben aus Elektronen und vollständig ionisierten Atomen. Auf die äußere Erdatmosphäre treffen zirka 1000 Teilchen pro Quadratmeter und Sekunde. Durch Wechselwirkung mit den Gasmolekülen entstehen Teilchenschauer mit einer hohen Anzahl von Sekundärteilchen, die als Kondensationskeime für die Wolkenbildung dienen können.

Die Intensität der kosmischen Strahlung ist abhängig von der Sonnenaktivität, die durch die Zahl der Sonnenflecken beschrieben wird. Diese sind mit einer starken Wirbelbildung auf der Sonnenoberfläche verbunden und führen dazu, dass geladene oder ungeladene atomare Teilchen die Sonnenoberfläche verlassen und der sog. Sonnenwind entsteht.

Der von der Sonne kommende Sonnenwind, verformt das Magnetfeld der Erde und lenkt, abhängig von seiner Stärke die einfallende kosmische Strahlung anderer Quellen ab bzw. schwächt ihre Intensität, so dass die kosmische Einstrahlung auf der Erde im Rhythmus der Sonnenfleckenzkylen schwankt.

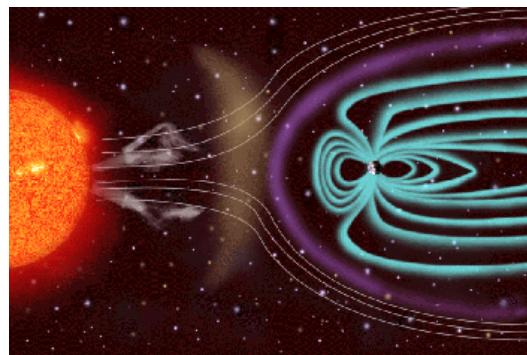


Abb. 19 Sonnenwind, der auf das Magnetfeld der Erde trifft
(Quelle: NASA)

Je mehr Sonnenflecken vorhanden sind, desto geringer ist die Intensität der kosmischen Strahlung, die auf die Erde trifft.

Der Geomagnetische Index, der sog. aa-Index, ist ein Maß für die Einwirkung der Magnetfelder des Sonnenwindes auf das Magnetfeld der Erde und damit auf die Abschirmwirkung gegenüber kosmischer Einstrahlung. Er wird in nT angegeben.

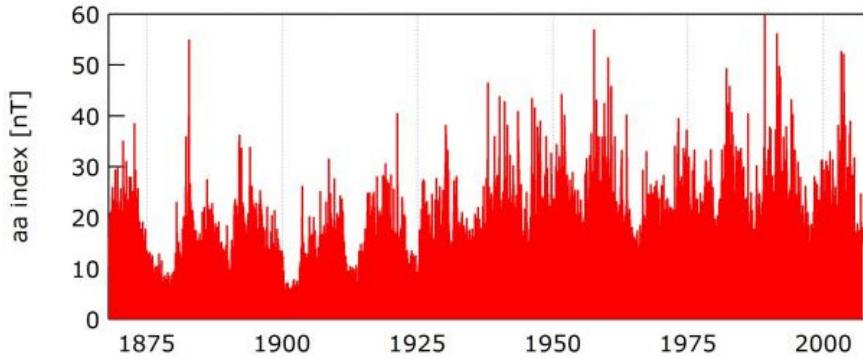


Abb.20: Geomagnetischer Index
[\[http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/aastar.html\]](http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/aastar.html)

Daraus ist erkennbar, dass der geomagnetische Index von einem Tiefpunkt um 1900 bis 2000 ständig gestiegen ist, mit einem kurzen Einbruch um das Jahr 1965.

Der Zusammenhang zwischen Sonnenflecken und aa Index ist in der folgenden Abb.21 dargestellt.

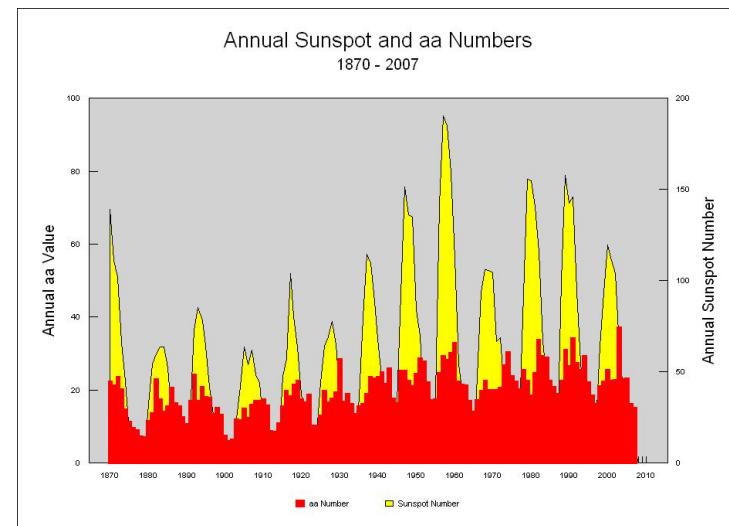


Abb.21: Zusammenhang von Sonnenfleckenzahl und aa Index[
<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/aastar.html>]

Eine historische Aufstellung der Sonnenfleckenbeobachtung befindet sich in Abb. 22. Interessant ist das Ansteigen der Sonnenfleckaktivität in den letzten 100 Jahren und vor allem das sog. Maunder Minimum von 1650 bis ca. 1700, bei dem fast keine Sonnenfleckaktivität beobachtet wurde und sehr niedrige Temperaturen zumindest auf der Erde herrschten.

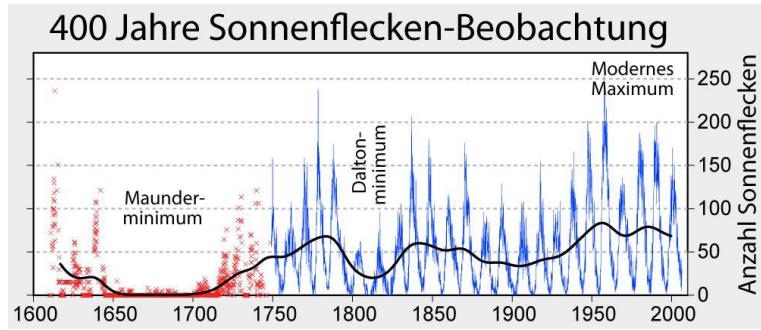


Abb.22: Sonnenfleckenaktivität der letzten 400 Jahre (www.physik.uni-regensburg.de/forschung)

Im Allgemeinen gilt folgender Zusammenhang für die klimatischen Veränderungen auf der Erdoberfläche:

Hohe Sonnenaktivität → Große Störung des Erdmagnetfeldes (hoher aa-Index) → Starke Abschirmung der Erde von kosmischer Strahlung → Geringere Wolkenbildung → Erwärmung der Erde

Geringe Sonnenaktivität → Geringe Störung des Erdmagnetfeldes (kleiner aa-Index) → Geringe Abschirmung der Erde von kosmischer Strahlung → Höhere Wolkenbildung → Abkühlung der Erde.

Die Abb.23 zeigt die Wolkenbedeckung als Funktion der Sonnenfleckenzahl, dem kosmischen Strahlungsfluss und dem aa Index nach Palle.

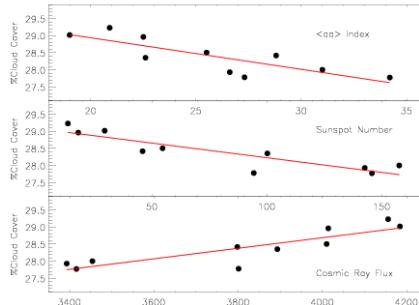


Abb 23. The influence of cosmic rays on terrestrial low clouds and global warming in the years 1984-1993

E. Palle Bago and C. J. Butler: Astronomy & Geophysics, August 2000. Vol 41, Issue 4, pp.18-22.

Aus Abb.23 ist folgender Zusammenhang zwischen dem aa Index und der kosmischen Einstrahlung zu erkennen:

$$CR = 5000 - 45 \langle aa \rangle \quad (5)$$

1900 lag der aa-Index bei 14 nT und stieg bis zum Jahr 1990 auf ca.30 nT gestiegen ist. Damit ist die kosmische Einstrahlung von einem Wert von 4370 im Jahr 1900 auf 3650 im Jahr 1990 gesunken, entsprechend ca. 20%.

Wenn die Theorie von Svensmark zugrundegelegt wird, nahm die Wolkenbedeckung tiefer Wolken von 1900 bis 1990 um ca.2% ab.

Da die Wolkenbedeckung tiefer Wolken etwa 50% der gesamten Wolkenbedeckung ausmacht, kann von einem Abfall der gesamten Wolkenbedeckung bis 1990 um ca. 2% ausgegangen werden, was eine zusätzliche solare Einstrahlung von $1,4 \text{ W/m}^2$ bis 1990 bedeutet.

Seit dem Jahr 2000 geht die Sonnenfleckenaktivität deutlich zurück, wie die folgende Abb.26 zeigt und erreicht mit dem Zyklus 24 Werte, die denen um 1900 entsprechen. Es ist mit einem aa Index von ca. 15nT in den kommenden Jahren zu rechnen, mit entsprechendem Anstieg der kosmischen Einstrahlung.

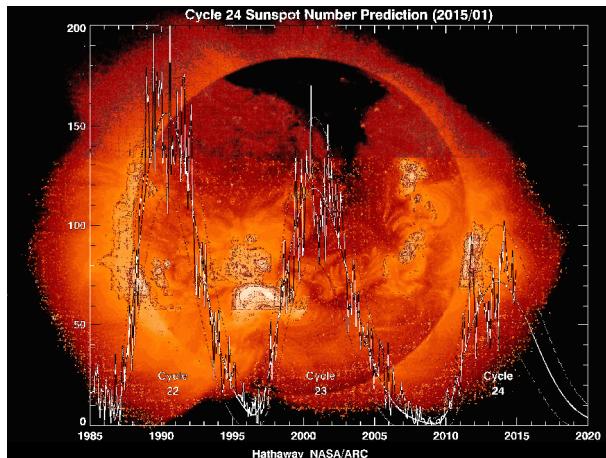


Abb.24: Sonnenfleckenzahl für die Zyklen 22 und 23 sowie die Hochrechnung für Zyklus 24 nach Hathaway
<http://solarscience.msfc.nasa.gov/predict.shtml>

Die seit 1900 gestiegene Sonnenaktivität ist die alleinige Ursache für die Erhöhung der Globaltemperatur bis zum Jahr 1998. Danach sinkt der aa- Index und erreicht 2010 Werte um 15, wie sie Anfang des 19. Jahrhunderts herrschten. Die kosmische Einstrahlung und damit die Wolkenbedeckung steigen und die globale Temperatur stagniert.

Worauf sind nun die Abweichungen von der Temperaturerhöhung in den Jahren 1945 bis 1970 zurückzuführen.

Der erste Lösungsansatz liegt in der Luftverschmutzung durch Kohle, Öl oder Gasverbrennung bzw. Der dabei entstehenden Schwefeldioxidemission. In der folgenden Abbildung ist die globale Schwefeldioxidemission dargestellt, die keinen signifikanten Einbruch in dem genannten Zeitraum aufweist

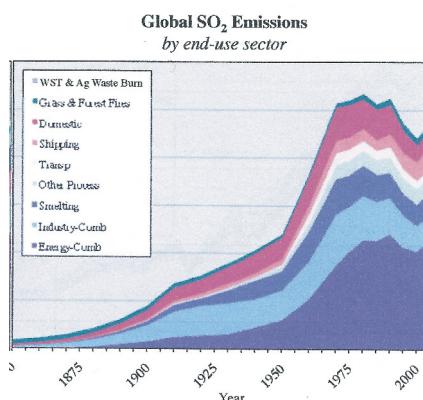


Abb. 25 Globale Schwefeldioxidemission
(S.J.Smith et all. Atmos.Chem. Phys.,11,1101-1116, 2011)

Da zwischen 1945 und 1970 eine stetige Zunahme der Schwefeldioxidemission als Folge steigender Energieerzeugung durch Kohle, Öl und Gasverbrennung erfolgte, scheidet diese Quelle von Kondensationskeimen für eine Erklärung des Temperaturabfalls aus.
Eine Erklärung für die im Zeitraum 1945 bis 1970 verstärkte Niederschlagsmenge liegt in einer zusätzlichen Quelle ionisierender Strahlung, deren Ursprung nicht der Kosmos ist.

In diesem Zeitintervall hat der Mensch durch die Atombomben-Versuche für zusätzliche radioaktive Strahlung und fein verteilte radioaktive Materie in der Atmosphäre gesorgt und damit künstlich die Wolkenbildung unterstützt.

Riesige Mengen radioaktiver Stäube und fein verteilter Materie wurden durch die Explosionen in die Atmosphäre geschleudert, wie die Abb.26 eindrucksvoll zeigt und verteilten sich mit den Luftströmungen weltweit.

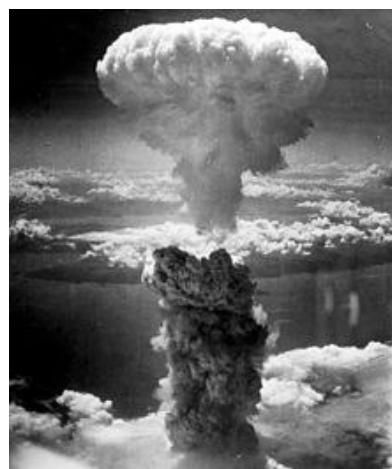


Abb.26 Wolkenpilz der Atombombenexplosion, Nagasaki, Japan, August 9, 1945.

Die großen Megatonnen Kernexplosionen in den 60er Jahren schleuderten radioaktives Material in die Stratosphäre . Dadurch entstand eine ständige Quelle von ionisierendem Mikrostaub für die Bildung von Kondensationskeimen in der Troposphäre.

In der folgenden Abb.27 ist als Beispiel der radioaktive Strontiumgehalt in der Atmosphäre nach den Atombombenversuchen zwischen den Jahren 1950 und 1960 dargestellt

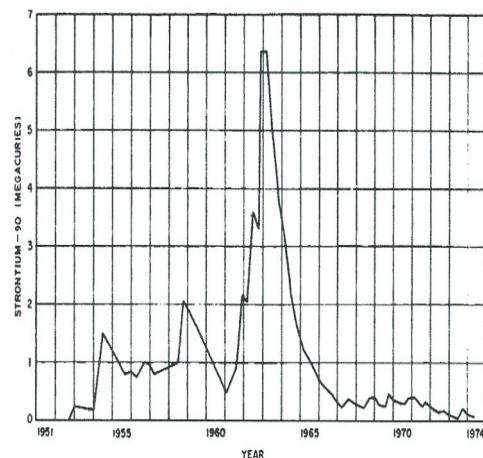


Abb.27 Strontiumgehalt in der Stratosphäre
https://www.fourmilab.ch/etexts/www/effects/eonw_9.pdf

Zwischen 1951 und 1965 stieg der Strontiumgehalt in der Stratosphäre ständig mit entsprechenden Auswirkungen auf das Wettergeschehen und nahm ab 1963 nach dem Atom-Versuchstop langsam bis 1974 wieder ab.

Erst ab dem Jahr 1974 ist diese Quelle radioaktiver Strahlung versiegt und kommt für Wolkenbildung nicht mehr in Frage.

Zwischen 1945 und 1974, wird die Wolkenbildung also von zusätzlicher radioaktiver Einstrahlung beeinflusst, die aus den Atomversuchen stammt. Dieses Ergebnis kann als ein indirekter Beweis für die Theorie von Svensmark angesehen werden. Erst ab 1974 setzt sich der Einfluss der fallenden kosmischen Strahlung wieder als Klimafaktor durch und der Temperaturanstieg geht entsprechend der gestiegenen Sonneneinstrahlung weiter.

Ab 1998 sinkt der aa- Index und erreicht 2010 Werte um 15, wie sie Anfang des 19. Jahrhunderts herrschten. Die kosmische Einstrahlung und damit die Wolkenbedeckung steigen seit dieser Zeit. Die solare Zusatzeinstrahlung sinkt auf Werte, die Anfang des 20sten Jahrhundert herrschten. Das führt zu einem Rückgang der globalen Temperatur. Wann diese Entwicklung zum Stillstand kommt hängt allein vom Verlauf der solaren Aktivität ab.