

Kapitel 2

Die Erdatmosphäre: Ihre chemische Zusammensetzung, vertikale Struktur und Physik

Um herauszufinden, was zwischen dem Himmel und der Erde schwebt, müssen wir uns zunächst mit der Erdatmosphäre, d. h. der Dampf- bzw. Gashülle (griech. $\alpha\tau\mu\omicron\zeta$ = Dampf, $\sigma\varphi\epsilon\iota\rho\alpha$ = Kugel) unseres Planeten befassen und folgende Fragen beantworten:

- Warum besitzt unsere Erde eine Atmosphäre?
- Wieso verflüchtigt sich diese nicht?

Die Erde verdankt ihre derzeitige vierte Atmosphäre dem Gleichgewicht zwischen der Gravitation (Schwerkraft) und den Eigenbewegungen der Moleküle und Atome, die in der Lufthülle enthalten sind. So hält die Gravitationskraft die Gase, die sich infolge ihrer thermisch bedingten Bewegung durch Diffusion rasch in den Weltraum verflüchtigen und dort gleichmäßig verteilen würden, nahe der Erdoberfläche fest.

Die exponentielle Abnahme der Luftdichte und damit des Luftdrucks mit der Höhe bewirkt aber andererseits, dass Gasmoleküle mit kleinen Massen (Wasserstoff, Helium) bei geringen Drücken eine höhere thermische Geschwindigkeit als Moleküle mit größeren Massen (Stickstoff, Sauerstoff, Kohlendioxid) besitzen und damit oberhalb 500 km Höhe in den materiearmen Weltraum, die Exosphäre, entweichen können. Diese Moleküle folgen ballistischen Trajektorien, wenn ihre Geschwindigkeit $11,2 \text{ km s}^{-1}$ überschreitet (vgl. Karttunen 1994, Paus 1995). Damit kommt es zu einem rapiden Verlust von (atomarem) Wasserstoff in der oberen Atmosphäre, der in Bodennähe zunächst in molekularer Form durch die Verdunstung von Wasser über den subtropischen Ozeanen und durch Vulkanausbrüche nachgeliefert wird.

Betrachtet man die chemische Zusammensetzung der Erdatmosphäre, beginnt der Himmel oberhalb 500 km Höhe, wo unter normalen Bedingungen die Temperatur 1500 K, in Phasen erhöhter Sonnenaktivität 2000 K beträgt und nur noch wenige Wasserstoffatome vorhanden sind. Zu beachten ist hierbei, dass die Erdatmosphäre in Abhängigkeit von der Sonnenaktivität sowie Jahres- und Tageszeit pulsiert.

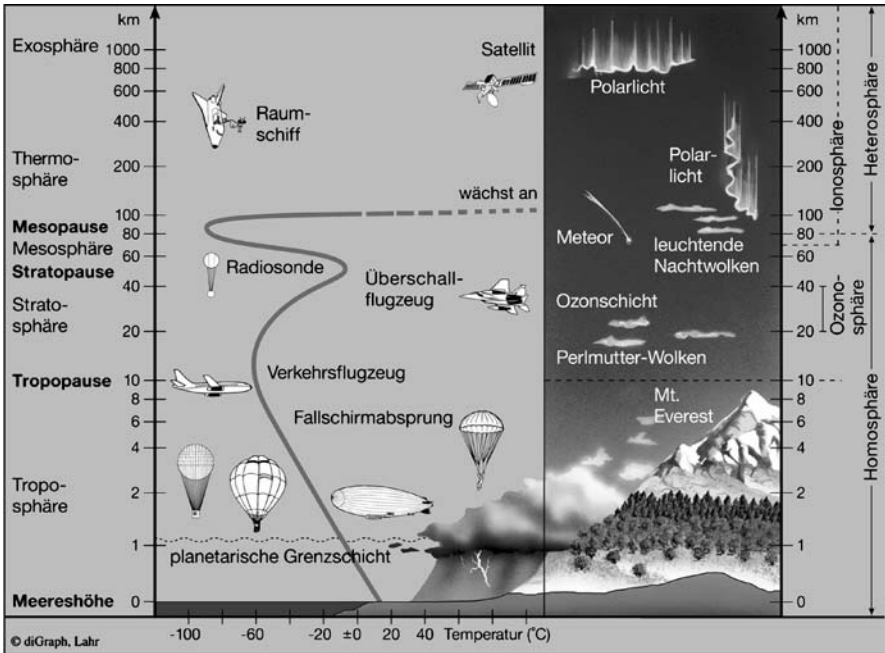


Abb. 2.1 Aufbau der Atmosphäre. Quelle: Fontner-Forget, diGraph Lahr/FC I Frankfurt/M.

Berücksichtigt man darüber hinaus, dass die im Bereich der Exosphäre auftretenden Teilchen im Mittel geladen sind und deshalb durch das Magnetfeld der Erde festgehalten werden, dann befindet sich der Himmel oberhalb der Magnetopause, die einige zehn Erdradien hoch liegt (s. auch Abb. 2.1).

2.1 Zusammensetzung der Erdatmosphäre

Unsere Erdatmosphäre ist eine relativ dünne Hülle aus Gasen und suspendierten Partikeln, die bis ca. 100 km Höhe ihre stoffliche Zusammensetzung beibehält. Dabei sind 99% ihrer Masse in einer Schicht konzentriert, die etwa 0,25% des Erddurchmessers ausmacht. Bildlich gesprochen gleicht sie damit der Schale unseres „Erdapfels“.

Hinsichtlich ihrer Zusammensetzung unterscheidet man zwischen permanenten Hauptbestandteilen (N_2 , O_2 , Ar) und permanenten Spurengasen (alle anderen Edelgase, H_2 , N_2O) und sehr variablen, stark räumlich und zeitlich schwankenden Anteilen (besonders H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 , SO_2 , CO sowie andere anthropogene Spurengase). Den größten Volumenanteil an der trockenen Luft besitzt gemäß Tab. 2.1 der molekulare Stickstoff (78%), gefolgt vom molekularen Sauerstoff (21%), dem Edelgas Argon (0,9%) und dem Treibhausgas Kohlendioxid (0,04%). Die in den

Tabelle 2.1 Zusammensetzung der Atmosphäre bis in ca. 100 km Höhe (Hauptbestandteile)

Hauptbestandteile				
Gas	Chemisches Symbol	Molmasse ($10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$)	Volumenanteil	Parts per Million (ppm)
Stickstoff	N ₂	28,013	0,7808	780 800,0
Sauerstoff	O ₂	31,999	0,2095	209 500,0
Argon	Ar	39,948	0,0093	9 300,0
Kohlendioxid	CO ₂	44,010	0,0004	400,0
trockene Luft	ohne	28,965	1,0000	1 000 000,0

Tabelle 2.2 Zusammensetzung der Atmosphäre bis in ca. 100 km Höhe (nicht variable Spurengase)

Spurengase				
Gas	Chemisches Symbol	Molmasse ($10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$)	Volumenanteil	Parts per Million (ppm)
Neon	Ne	20,183	$1,8 \cdot 10^{-5}$	18,000
Helium	He	4,003	$5,2 \cdot 10^{-6}$	5,200
Krypton	Kr	83,800	$1,1 \cdot 10^{-6}$	1,100
Wasserstoff	H ₂	2,016	$5,0 \cdot 10^{-7}$	0,500
Distickstoffoxid	N ₂ O	44,013	$3,1 \cdot 10^{-7}$	0,310
Xenon	Xe	131,300	$8,7 \cdot 10^{-8}$	0,087

Tabellen 2.1 und 2.2 angegebenen Werte wurden gemäß Landolt-Börnstein 1988, Guderian 2000a und Kraus 2001 ausgewählt.

Die Menge der Edelgase Argon, Neon, Helium, Krypton und Xenon sowie der anderen variablen oder nicht variablen Spurengase ist insgesamt so gering, dass man sie nicht mehr in Prozent, sondern als Anteil der Anzahl der Moleküle in einer Luftprobe angibt. Allgemein verwendete Einheiten sind millionstel Anteile ppm (parts per million = 10^{-6}), milliardstel Anteile ppb (parts per billion = 10^{-9}) und trillionstel Anteile ppt (parts per trillion = 10^{-12}). Neben einer Konzentrationsangabe in Volumenprozent (ppm(v)) werden auch Massenmischungsverhältnisse (ppm(m)) bzw. $m_{i,\text{mass}}$ verwendet. Die hierfür notwendigen Umrechnungen sind in Tafel 2.1 enthalten.

Von den Spurengasen beeinflussen insbesondere der Wasserdampf, das Kohlendioxid, Methan und Ozon die Energiebilanz der Erde in bedeutendem Maße. Außerdem enthält unsere Lufthülle noch feste und flüssige Bestandteile unterschiedlicher Natur und Herkunft als Schwebeteilchen und Staubpartikel. In Tab. 2.3 sind die variablen Spurengase bis in Höhen von etwa 100 km enthalten.

Die Zusammensetzung der Erdatmosphäre kann sich in Abhängigkeit von vorhandenen Senken und Quellen besonders hinsichtlich ihrer Spurengaskonzentration sowohl räumlich als auch zeitlich ändern, aber turbulente horizontale und vertikale Austauschprozesse bewirken eine gleichmäßige chemische Zusammensetzung

$$m_{i,\text{mass}} = \rho \frac{M_i}{M_{\text{Luft}}} m_{i,\text{vol}}$$

mit:

M_i : molare Masse der Substanz (g mol^{-1})

M_{Luft} : mittlere molare Masse der Luft (g mol^{-1})

STP: Standardatmosphäre (Standard Pressure: $101\,325\text{ N m}^{-2}$
and Temperature: $273,15\text{ K}$)

ρ : Luftdichte bei STP ($1,293\text{ kg m}^{-3}$)

$m_{i,\text{vol}}$: $10^{-6} = 1\text{ ppm}$

$10^{-9} = 1\text{ ppb}$

$10^{-12} = 1\text{ ppt}$

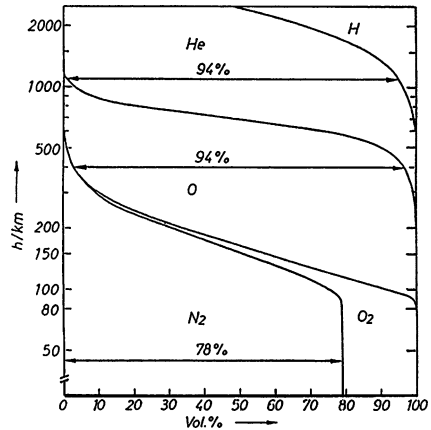
Tafel 2.1 Umrechnungsfaktoren für Konzentrationsangaben

Tabelle 2.3 Zusammensetzung der Atmosphäre bis in ca. 100 km Höhe (variable Spurengase)

Spurengase Gas	Chemisches Symbol	Molmasse ($10^{-3}\text{ kg mol}^{-1}$)	Volumenanteil	Parts per Billion (ppb)
Methan	CH ₄	16,043	$1,7 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^3$
Kohlenmonoxid	CO	28,011	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$0,09 \cdot 10^3$
Ozon	O ₃	47,995	$5,0 \cdot 10^{-8}$	15 – 50
Schwefel- wasserstoff	H ₂ S	34,076	Spuren	$5 - 90 \cdot 10^3$
Schwefeldioxid	SO ₂	64,063	Spuren	2 – 0,05
Ammoniak	NH ₃	17,031	Spuren	4 – 0,01
Stickstoffdioxid	NO ₂	44,013	Spuren	2 – 0,03
Methanal	CH ₂ O	30,063	Spuren	2 – 0,20

bis in etwa 100 km Höhe. Man bezeichnet diese gut durchmischte Schicht deshalb auch als HOMOSPHERE (griech. homos = gleich). In diesem Höhenbereich ist die mittlere freie Weglänge der Moleküle so klein, dass der turbulente Austausch durch molekulare Diffusion nur wenig gedämpft wird. Innerhalb der Homosphäre befinden sich 99,999% der irdischen Luft. Sie wird durch die TURBO- bzw. HOMOPAUSE begrenzt, an die sich die HETEROSPHERE (griech. hetero = anders, fremd) anschließt. Hier ist die mittlere freie Weglänge der Moleküle größer als die turbulente Verschiebungslänge, so dass der diffuse Transport dominiert. Folglich tritt eine Entmischung der Gase auf Grund ihrer unterschiedlichen molaren Massen ein. An der Atmosphärenobergrenze sind nur noch die leichten Gase wie Helium und Wasserstoff vorhanden. Beide machen zwar nur verschwindend geringe Bruchteile an der Gesamtzahl der atmosphärischen Gasmoleküle aus, nehmen aber wegen ihrer kleinen Molekülmasse nur außerordentlich langsam mit der Höhe ab.

Abb. 2.2 Änderung der Zusammensetzung der Erdatmosphäre. Quelle: Referenzatmosphäre COSPAR 1972



Atomgewichte:

- H $1,008 \text{ g mol}^{-1}$
- He $4,003 \text{ g mol}^{-1}$
- N $14,007 \text{ g mol}^{-1}$
- O $15,999 \text{ g mol}^{-1}$

Oberhalb 150 km Höhe dominiert bereits der atomare Sauerstoff, da hier die Photodissoziation (Aufbrechen von Molekülen durch kurzwellige Strahlung) neben der molekularen Diffusion eine bedeutende Rolle spielt. In 400 km Höhe bildet er 94% des gesamten Gasgemisches, wie man Abb. 2.2 entnehmen kann.

2.1.1 Atmosphärischer Wasserdampf

Die Atmosphäre enthält wechselnde Anteile von Wasser (1 bis 4 Volumenprozent) in allen Aggregatzuständen, so in der Form von Wasserdampf (unsichtbares Gas), winzigen Eiskristallen und Wassertröpfchen (sichtbar als Wolken). Da der Wasserdampfgehalt temperaturabhängig ist, verringert sich seine Konzentration infolge der vertikalen Temperaturabnahme rasch mit der Höhe. So sind rund 50% des Wasserdampfgehaltes in Bodennähe konzentriert, 90–95% treten unterhalb 5 km Höhe auf, und 7–5% werden zwischen 5–10 km Höhe beobachtet. In der unteren Stratosphäre ist ihrer tiefen Temperaturen wegen weniger als 1% Wasserdampf enthalten. Hauptquelle des atmosphärischen Wasserdampfes sind die tropischen Ozeane, aus denen er durch Verdunstung in die Atmosphäre gelangt, wo er durch Quellwolkenbildung bzw. advective Prozesse auf- bzw. polwärts transportiert wird. Da die natürliche Verdunstung aber sehr viel größer als die anthropogene Emission durch Verbrennungsprozesse bzw. infolge des Flugverkehrs ist, dominiert er den natürlichen Treibhauseffekt (s. Guderian 2000a,b).

2.1.2 Atmosphärisches Ozon

Der dreiatomige Sauerstoff O_3 – das Ozon – gehört neben dem Wasserdampf, Kohlendioxid und Methan zu den wichtigsten Spurengasen in der Atmosphäre. Es wurde 1839 durch den deutschen Chemiker Schönbein (1799–1868) entdeckt, der zur Charakterisierung seines stechenden Geruchs das Wort „das Riechende“ (griech. = ozono) einführte. Auf Grund seiner chemischen Struktur wirkt es stark oxidierend und zerstört nahezu alle organischen Verbindungen.

Zu 75% entsteht Ozon auf natürlichem Wege aus gewöhnlichem Sauerstoff unter der Einwirkung von ultravioletter Strahlung zwischen etwa 15 und 35 km Höhe. Sein Volumenmischungsverhältnis beträgt hier bis zu 10 ppm, d. h., auf eine Million Luftmoleküle entfallen maximal 10 Moleküle Ozon. In der Troposphäre beträgt die Ozonkonzentration nur 15 bis 50 ppb, in stark verschmutzter Luft auch bis zu 500 ppb. Für praktische Belange erfolgt die Angabe der Ozonkonzentration meist im Massenmischungsverhältnis $\mu\text{g m}^{-3}$ (s. Tafel 2.2 in Anlehnung an Warneck 1988).

Der Ozongesamtgehalt der Atmosphäre wird dagegen in DOBSON-Einheiten (DU) bestimmt. Hierzu nimmt man an, dass alle in einer vertikalen Luftsäule von 1 cm^2 Grundfläche enthaltenen Ozonmoleküle auf Normaldruck (1013,25 hPa) und -temperatur (273,15 K) gebracht würden und anschließend die Höhe der auf diese Weise gewonnenen Ozonschicht gemessen wird. Einer DU entsprechen $2,6868 \cdot 10^{16}$ Ozonmoleküle in dieser Luftsäule, was eine Schichtdicke von 0,01 mm Ozon ergibt. 1000 DU bedeuten folglich 1 cm O_3 -Säule, und der in der Regel beobachtete Ozongesamtgehalt von 200 bis 600 DU eine Ozonschicht von 2 bis 6 mm Dicke. Vergleicht man das stratosphärische mit dem troposphärischen Mischungsverhältnis (10 ppm zu 10 ppb), dann resultiert, dass sich etwa 90% des Ozongehaltes einer vertikalen Luftsäule in der Stratosphäre befinden. Bei 400 DU entfallen somit 3,6 mm Ozonsäule auf die Stratosphäre und 0,04 mm auf die Troposphäre.

Das troposphärische Ozon besitzt zwei unterschiedliche Quellen. Einerseits gelangt es durch Transportvorgänge aus der Stratosphäre in die darunter gelegenen Schichten, andererseits entsteht es durch photochemische Oxidation von Kohlenmonoxid, Methan und anderen Kohlewasserstoffen unter Beteiligung von Stickoxiden und Wasserdampf (vgl. Graedel 1994).

$$m_{i,\text{mass}} = 1,293 \frac{47,997}{28,965} \cdot 10^{-9} = 2,14 \cdot 10^{-9} (\text{kg m}^{-3}) = 2,14 (\mu\text{g m}^{-3})$$

$$1 \text{ ppb(v)}(O_3) = 2,14 \mu\text{g m}^{-3}(O_3)$$

$$1 \mu\text{g m}^{-3}(O_3) = 0,467 \text{ ppb(v)}(O_3)$$

$$10^3 \text{ DU} = 1 \text{ cm } O_3\text{-Säule}$$

Tafel 2.2 Konzentrationsangaben für das Ozon

Da Stickoxide als sogenannte Vorläufersubstanzen durch den motorisierten Verkehr und die Industrie freigesetzt werden, ergibt sich ein deutlicher Unterschied zwischen der Ozonkonzentration auf der Nord- und Südhalbkugel. Darüber hinaus besteht eine ungleiche Ozonverteilung zwischen dem Äquator und den Polen auf beiden Halbkugeln. Obwohl die Hauptmenge des Ozons beiderseits des Äquators aufgrund eines nahezu senkrechten Strahleneinfalls erzeugt wird, sorgen Transportvorgänge dafür, dass auf der Nordhalbkugel Höchstwerte von über 440 DU im Frühjahr zwischen 60 und 90 Grad Breite über Nordamerika und Kanada sowie 30 und 90 Grad Breite über Asien erreicht werden (s. Farbtafel 1), während im Südfrühling maximale Konzentrationen von über 360 DU bei 60 Grad südlicher Breite auftreten. In Äquatornähe werden dann nur ca. 280 DU beobachtet (s. Cubasch 2000, Sandermann 2001).

Die zeitlichen Trends des strato- und troposphärischen Ozons waren in den letzten Jahrzehnten gegenläufig. Während das stratosphärische Ozon zwischen 1980 und 1994/95 um nahezu 3% je Dekade abgenommen hat, erhöhte sich insbesondere auf der Nordhalbkugel der troposphärische Ozongehalt um etwa 1% pro Jahr. Als Nettobilanz ergibt sich dennoch eine globale Ausdünnung der Ozonschicht, die z. B. gemäß Claude 2005 nach den Messungen des Observatoriums Hohenpeißenberg 2,1% je Dekade ausmacht.

Die Abnahme des stratosphärischen Ozons, das als vollständiger Absorber der UVC-Strahlung (200–290 nm) wirkt und UVB (290–320 nm) noch teilweise absorbiert (vgl. Abb. 2.3), führt zu einer Zunahme der UVC-Strahlung am Erdboden und damit zu erhöhtem Hautkrebsrisiko. Gleichzeitig erfolgt mit dem Ozonrückgang in der unteren Stratosphäre eine verringerte UV-Absorption und somit eine Abnahme der Temperatur von 0,35 K pro Jahrzehnt seit den 1970er Jahren (vgl. Cubasch 2000). In der Troposphäre haben sich dagegen die Temperaturen um 0,4 K seit 1958 erhöht.

Die Zunahme des Ozons in der Troposphäre ist mit einer Verstärkung des Treibhauseffektes verknüpft, da es infolge seiner Absorptionsbanden im nahen Infrarot bei $\lambda = 4,8, 5,8$ und $6,7 \mu\text{m}$ sowie bei $\lambda = 9,6 \mu\text{m}$ im thermischen Infrarot insbesondere die von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Strahlung zurückhält.

Die Ozonkonzentration als Funktion der Höhe wurde erstmals 1930 durch den britischen Wissenschaftler Chapman (1888–1970) beschrieben. Es ergab sich eine Ozonverteilung, die in ihrer Form der Realität sehr nahe kam, jedoch die Ozonmenge um den Faktor 2 überschätzte. Erst die Hinzunahme katalytischer Zerfallsreaktionen führte zu Modellergebnissen, die der beobachteten Ozonverteilung entsprechen (vgl. auch Abb. 2.4 und Farbtafel 2).

2.1.2.1 Stratosphärisches Ozon

Ozon entsteht in der Stratosphäre oberhalb 20 km Höhe durch Photodissoziation des molekularen Sauerstoffs O_2 , ein Prozess, der auf der Absorption kurzwelliger UV-Strahlung beruht. Nach der Theorie von Chapman (vgl. Mégie 1989) erfolgt die Ozonbildung in zwei Stufen.

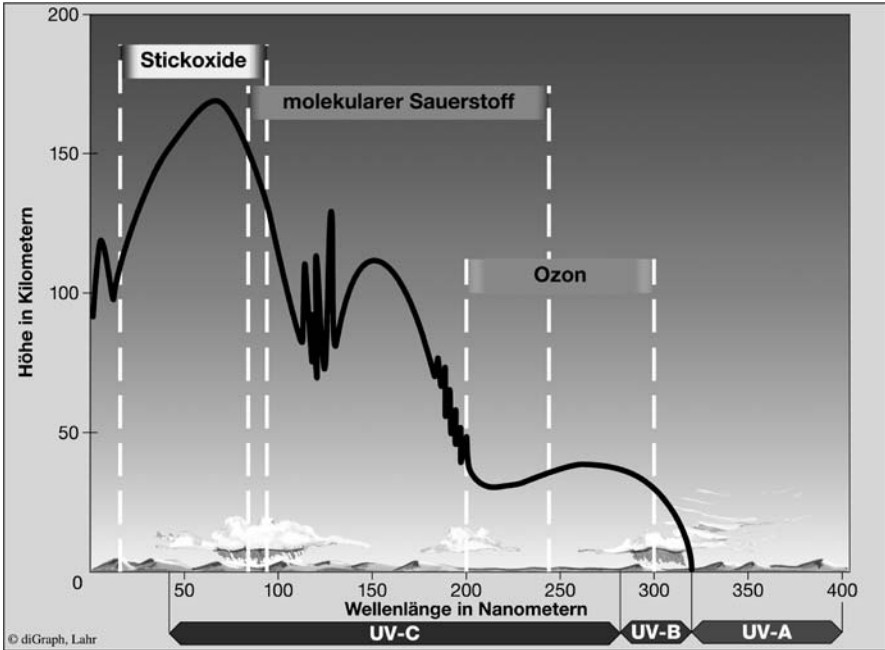


Abb. 2.3 Eindringtiefe schädlicher Strahlung bei Absorption durch Gase. Quelle: Fontner-Forget, diGraph Lahr/FC I Frankfurt/M.

Zunächst wird ein Sauerstoffmolekül durch Absorption energiereicher Photonen in zwei Sauerstoffatome gespalten (Photolyse des molekularen Sauerstoffs). Auf Grund der hohen Bindungsenergie des Moleküls ist kurzwellige UV-Strahlung $\lambda \leq 240$ nm (s. Abb. 2.3; Feister 1990, Schmidt 1992, Graedel 1994) erforderlich:



Jedes der gebildeten Sauerstoffatome kann sich an ein zweiatomiges Sauerstoffmolekül anlagern. Für diese Reaktion wird jedoch ein Stoßpartner M (ein Stickstoff- oder Sauerstoffmolekül) benötigt, der die bei der Reaktion freigesetzte Energie (10^3 kJ) aufnimmt und zu einem Ausgleich der Impulsbilanz führt:



Die Dissoziation des Sauerstoffs erfolgt durch kurzwellige Sonnenstrahlung, die durch Extinktionsvorgänge in der Atmosphäre stark geschwächt wird, so dass nur oberhalb 20 km Höhe die Strahlungsflussdichte genügend groß ist, um eine Photolyse des molekularen Sauerstoffs zu bewirken. Weil die Strahlungsflussdichte jedoch von der jeweils durchstrahlten Masse abhängt, findet der überwiegende Teil der Ozonbildung in der tropischen Stratosphäre statt. Darüber hinaus existiert in etwa 25 km Höhe ein optimales Verhältnis zwischen der Sauerstoffkonzentration und der Intensität der UV-Strahlung, so dass sich hier ein Maximum der Ozonproduktion einstellt (s. Abb. 2.4).

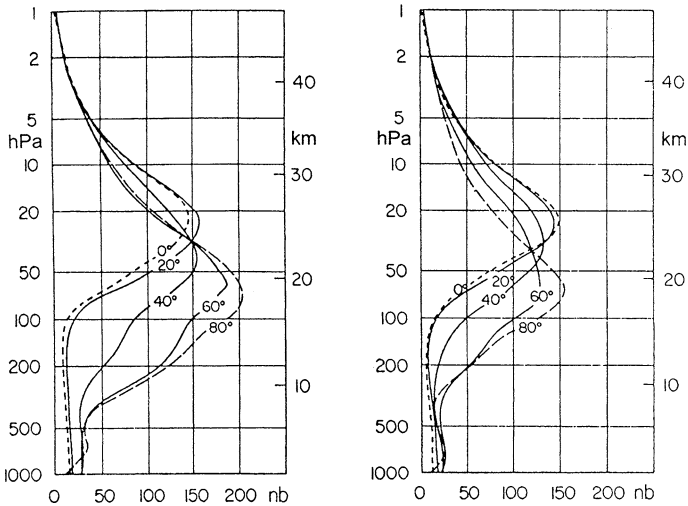


Abb. 2.4 Vertikale Ozonprofile für April (*links*) und Oktober (*rechts*) in Abhängigkeit von der Breite. Quelle: Kraus 2001

Der Abbau des Ozons geht ebenfalls in zwei Stufen vor sich und wird als thermischer Zerfall infolge von Stoßprozessen bezeichnet. Durch Einwirkung von Strahlung mit Wellenlängen zwischen 200 und 300 nm, die tiefer in die Atmosphäre eindringen kann, wird das Ozonmolekül in ein Sauerstoffatom und ein Sauerstoffmolekül gespalten. Eine Photolyse des Ozons ist bei größeren Wellenlängen möglich, weil die Bindungsenergie des Ozonmoleküls wesentlich geringer als die des Sauerstoffmoleküls ist:



Die Photolyse allein führt jedoch nicht zu einem Nettoverlust des Ozons, da sich die gebildeten Sauerstoffatome sofort wieder an ein Sauerstoffmolekül anlagern können und somit erneut Ozon produziert werden kann. Ein effektiver Abbau erfolgt erst bei einer Stoßreaktion mit einem Ozonmolekül, nämlich



Die Reaktion (4) verläuft bei den relativ niedrigen Temperaturen in der unteren Stratosphäre jedoch verlangsamt ab, so dass sie nicht allein für den Ozonabbau verantwortlich sein kann.

2.1.2.2 Katalytischer Ozonabbau

Anfang der sechziger Jahre wurde entdeckt, dass in der Atmosphäre noch zusätzliche katalytische Reaktionen einen Ozonabbau bewirken. Durch sie wird das Ozon reduziert, ohne die Konzentration des Katalysators X zu verändern. Als Katalysato-

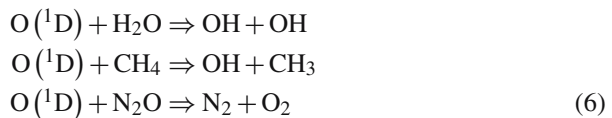
ren kommen NO, H, OH, Cl oder Br in Frage, wobei es üblich ist, für die reaktionsfreudigen Radikale Sammelbegriffe zu benutzen.

Diese Radikale werden durch photochemische Reaktionen aus so genannten Quellgasen (N_2O , H_2O , CH_4 und Chlorfluormethane) gebildet, die infolge natürlicher chemischer oder biologischer Prozesse an der Erdoberfläche oder in zunehmendem Maße durch die Tätigkeit des Menschen seit den 1950er Jahren freigesetzt werden. Sie gelangen in Verbindung mit turbulenten Transportprozessen in die Stratosphäre und reagieren hier zunächst nicht mit dem Ozon. Durch Photolyse und Reaktionen mit angeregten Sauerstoffatomen entstehen jedoch reaktive Spezies, die zum Ozonabbau beitragen. Diese Quellgase haben eine außerordentlich geringe Konzentration von 10^{-4} bis 10^{-12} Volumenanteilen, die sich häufig stark mit der Höhe ändert. Die stratosphärische Ozonschicht wird in besonderem Maße durch den Gehalt an brom- und chlorhaltigen Verbindungen (besonders Chlormonoxid ClO) gefährdet. Gegenwärtig beträgt die Chlorkonzentration ca. 4 ppb, wobei ein weiterer Anstieg erwartet wird. Dem natürlichen Chlorniveau würden nur 0,6 ppb entsprechen.

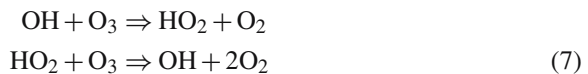
Die katalytische Ozonzerstörung ist möglich, da bei der Ozonphotolyse angeregte Sauerstoffatome (sog. ^1D) entstehen (vgl. Graedel 1994, Zellner 2000), die mit den Quellgasen chemische Verbindungen eingehen. Hierbei werden reaktionsfreudige Radikale gebildet, wofür Strahlung der Wellenlänge <310 nm notwendig ist, die zumindest tagsüber in der Stratosphäre auftritt und die Reaktion (5) bewirkt:



Die angeregten Sauerstoffatome reagieren anschließend mit dem Quellgas:



Dabei entsteht folgende Reaktionskette:



Generell werden hierbei 2O_3 in 3O_2 übergeführt.

Der katalytische Abbau, der durch homogene chemische Reaktionen ein niedriges Gleichgewichtsniveau bewirkt, kann mit dem Radikal X (hier NO, H, OH und Cl) in allgemeiner Form wie folgt dargestellt werden:



Hierbei durchläuft der Katalysator X den chemischen Reaktionszyklus 10^2 - bis 10^7 -mal, so dass ein merklicher Abbau des Ozons eintritt, obgleich die Spurengase in der Atmosphäre sehr geringe Konzentrationen aufweisen.

Im Normalfall herrscht photochemisches Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau in der Stratosphäre oberhalb des Ozonmaximums, während unterhalb 20 km Höhe die Herstellung des Gleichgewichts 3 bis 4 Jahre erfordert. D. h., wenn Ozon in diese Schichten gelangt, wird es zu einer konservativen Eigenschaft und kann durch Transportprozesse verteilt werden (vgl. auch Abb. 2.4).

2.1.2.3 Das Ozonloch

Besondere chemische Reaktionen, bei denen innerhalb weniger Tage die Ozonschicht stark reduziert wird, treten an der Oberfläche von Partikeln bzw. Tröpfchen im Frühjahr (September/Oktober) in der unteren antarktischen Stratosphäre auf. Das hierbei entstehende Ozonloch bedeutet eine Verringerung des atmosphärischen Gesamt ozonegehaltes von im Mittel 300 DU um mehr als die Hälfte, also auf 120 – 150 DU. In extremen Jahren betragen die lokalen Verluste in Höhen zwischen 15 und 20 km sogar mehr als 90%, in einzelnen Fällen kann das Ozon praktisch vollständig verloren gehen. Das Ozonloch wird seit 1979 beobachtet, wobei es seit den 1990er Jahren eine horizontale Ausdehnung von 25 Millionen Quadratkilometer und darüber erreichte, also mehr als 10% der Gesamtfläche der Südhalbkugel (Guderian 2000a, Zellner 2000) einnahm. Rekordwerte traten mit 27,45 Millionen Quadratkilometern Fläche im Jahr 2006 auf (s. Abb. 2.5).

Auslöser der Ozonzerstörung sind die anthropogen halogenierten Kohlenwasserstoffe (FCKWs) und die während der Polarnacht sehr kalte und stabile winterliche antarktische Stratosphäre mit Temperaturen unter -80°C . Es bilden sich sogenannte polare stratosphärische Wolken (PSCs) durch Kondensation von Wasserdampf auf Aerosolteilchen (vgl. dazu Farbtafel 3 und 4). An der Oberfläche dieser Eis-Salpetersäure-Teilchen (Radius 10 bis 100 μm) laufen heterogene chemische Reak-

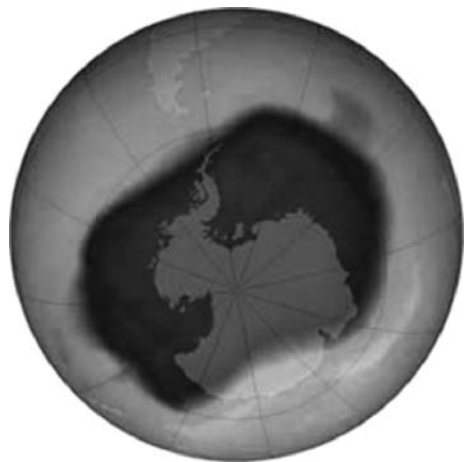
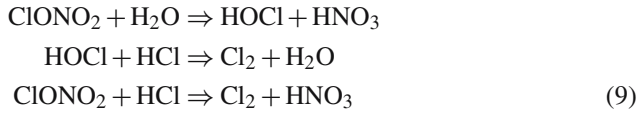
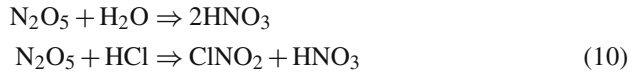


Abb. 2.5 Ozonloch 2006.
Quelle: Internet 1

tionen ab, bei denen Chlor aus den Reservoirgasen (HCl und ClONO₂) aktiviert wird:



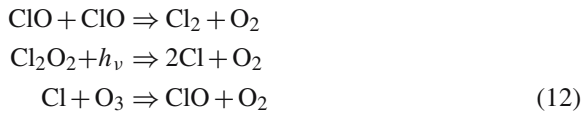
Gleichzeitig entsteht aus Stickoxiden HNO₃, das in den Eispertikeln gebunden bleibt:



Im Frühjahr, wenn die Sonne wieder aufgeht, werden die Chlormoleküle rasch photolytisiert, und die sich bildenden Chloratome stehen nun zur Reaktion mit dem Ozon zur Verfügung:



Das bei diesem Prozess in großen Konzentrationen freigesetzte Chlormonoxid (ClO) treibt den katalytischen Ozonabbau weiter voran:



Die Ozonerstörung schreitet solange ungehindert fort, bis infolge der stärker werdenden Sonneneinstrahlung die polaren stratosphärischen Wolken verdunsten. Außerdem löst sich der polare Wirbel langsam auf, so dass ozonreichere Luft aus den mittleren Breiten einströmen kann.

Die auf Grund des Montrealer Protokolls seit Mitte der 1990er Jahre eingetretene Chlorreduktion macht sich leider noch nicht bemerkbar. Erst wenn ein Chlorniveau von 2 ppb wieder unterschritten wird, kann mit dem Verschwinden des Ozonlochs gerechnet werden, denn bei diesem Chlorgehalt wurde es auch zum ersten Mal dokumentiert.

Über der Arktis beobachtet man modifizierte atmosphärische Bedingungen. So ist die Winterzeit infolge abrupter Erwärmungen zwischen 20 und 50 km Höhe durch eine große Variabilität des Wind- und Temperaturregimes geprägt, wodurch es zu einem stärkeren Luftmassenaustausch mit den niederen Breiten kommen kann (s. Labitzke 1999). Außerdem ist der Polarwirbel infolge des Aleutenhochs häufig vom Pol deplaziert und darüber hinaus um etwa 10 K wärmer. Dennoch treten von Dezember bis März nachweisbare Ozondefizite auf. Im Frühjahr 1996 ergaben sich z. B. nach Messungen im Rahmen des europäischen Projektes SESAME (s. Acevedo 1994) auch im arktischen Polarwirbel zwischen 14 und 22 km bzw. im Kernbereich

bei 18 km Höhe um rund 30% bzw. 50% verringerte Ozonkonzentrationen, so dass man auch von einem arktischen Ozonloch sprechen kann.

2.1.2.4 Troposphärisches Ozon

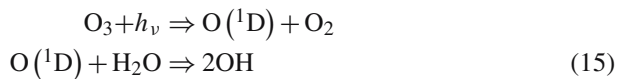
Beobachtungen zeigen, dass die bodennahen Ozonkonzentrationen bei Smogsituationen häufig 100 ppb(v) und mehr betragen, d. h., neben der erwähnten natürlichen Quelle des troposphärischen Ozons muss ein weiterer Mechanismus zur Ozonproduktion existieren. Eine einfache Reaktionsfolge stellt die photochemische Bildung von Ozon durch freie Sauerstoffradikale dar, die durch die Photolyse von Stickstoffdioxid NO_2 als Vorläufersubstanz unter Einwirkung solarer Strahlung ($\lambda < 410 \text{ nm}$) entstehen und sich mit Sauerstoffmolekülen zu O_3 verbinden.



Häufig steht NO_2 in unbelasteter Luft jedoch nicht direkt zur Verfügung, sondern muss erst durch Oxidation von Stickstoffmonoxid NO gebildet werden. Dies geschieht teilweise durch eine Reaktion, bei der Ozon abgebaut wird, nämlich durch

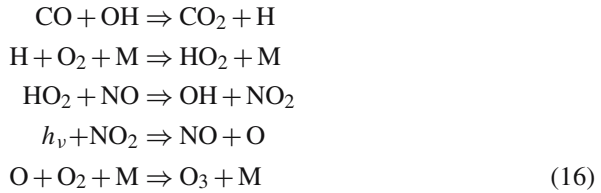


Wichtig für die in den letzten 100 Jahren beobachtete Verdopplung der mittleren troposphärischen Ozonkonzentration in Europa sind deshalb Prozesse, bei denen eine Oxidation von NO ohne Verbrauch von O_3 erfolgt. Sie werden in der überwiegenden Zahl der Fälle aufgrund von Reaktionen natürlicher und anthropogener Spurengase mit dem in winzigen Konzentrationen vorhandenen Hydroxylradikal OH eingeleitet, das durch das Auftreffen von solarer UV-Strahlung ($\lambda < 310 \text{ nm}$) auf Ozon beim Vorhandensein von Wasserdampf entsteht (Graedel 1994):



Das so gebildete Hydroxylradikal reagiert nicht mit Sauerstoff, jedoch mit den meisten troposphärischen Spurengasen, so den Kohlenwasserstoffen, Aldehyden, Stickoxiden (NO , NO_2) und Kohlenmonoxid. Im Falle der Ozonbildung fungieren hauptsächlich Nichtmethankohlenwasserstoffe, Methan und Kohlenmonoxid als Reaktionspartner. Die Rolle der Kohlenwasserstoffe bei den ablaufenden chemischen Reaktionen besteht in der Bildung organischer Fragmente, die die benötigte Oxidation von Stickstoffmonoxid NO zu Stickstoffdioxid NO_2 bewirken. Kohlenmonoxid, das entweder durch die Methanreaktion entsteht oder durch die Verbrennung fossiler Stoffe abgegeben wird, trägt dagegen nur zur Ozonbildung bei, wenn das Verhältnis NO zu O_3 den Wert von 1:4000 übersteigt, was in der Nähe anthropogener Quellen stets der Fall ist. Beim Bildungsprozess von Ozon aus Kohlenmon-

oxid läuft dabei folgende Reaktionskette ab:



Wesentlich für die Bildung troposphärischen Ozons ist damit die Verfügbarkeit von NO und NO₂ als Katalysatoren, von Hydroxylradikalen sowie von biogenen und anthropogenen Kohlenwasserstoffen. Der Zusammenhang zwischen Ozonproduktion und der Konzentration der genannten Vorläufersubstanzen ist jedoch hochgradig nichtlinear. Durch die rasche Konversion der Stickoxide zu Salpetersäure und deren Auswaschen mit dem Regen ist ihre atmosphärische Lebensdauer auf wenige Tage begrenzt. Damit weisen städtische Regionen als Emissionsgebiete hohe NO_x-Werte, ländliche dagegen meist nur geringe auf. Eine Folge hiervon ist, dass in den Nachtstunden im Zentrum von Ballungsgebieten niedrigere Ozonkonzentrationen als in der ländlichen Umgebung beobachtet werden, und dass das absolute Maximum tagsüber in der Umgebung der Stadt höher als in ihrem Zentrum ist. Generell sind daher die Gebiete mit höchster Ozonkonzentration urbanen Ballungsräumen mit starken NO_x-Quellen benachbart. Auf dem Lande ist außerdem der Tagesgang des Ozons wesentlich geringer ausgeprägt, da hier nachts allein die Deposition wirkt, während in städtischen Bereichen die Reaktionen zwischen NO₂ und O₃ gleichfalls erheblich zum Ozonabbau beitragen.

Die Hauptquelle von Stickoxiden und Hydrokarbonaten bildet der Autoverkehr. Nach Warneck 1988 entspricht die Massenzusammensetzung von Abgasen aus benzinbetriebenen Kraftfahrzeugen ungefähr 78% Stickstoff, 12% Kohlendioxid, 5% Wasserdampf, 1% Sauerstoff, 2% Kohlenmonoxid, 2% Wasserstoff, 0,08% Kohlenwasserstoffe, 0,06% Stickstoffmonoxid und einige hundert ppm (teilweise oxidierte) Kohlewasserstoffe.

Das Verunreinigungspotential der Luft wird in Europa durch die Grenzwerte der Europäischen Union klassifiziert, die durch die 22. Verordnung zum Bundes-Immissionsschutzgesetz im Jahr 2002 in deutsches Recht umgesetzt wurden und ab 2005 bzw. 2010 eingehalten werden müssen. Bis dahin ist es erlaubt, die Grenzwerte (GW) noch innerhalb einer Toleranzmarge (TM) zu überschreiten (vgl. Tab. 2.4).

2.1.3 Atmosphärisches Kohlendioxid

Mit derzeit nahezu 0,040 Volumenprozent zählt das Kohlendioxid zu den Hauptbestandteilen der Erdatmosphäre. Es ist im Wesentlichen durchlässig für das Sonnenlicht, absorbiert aber einen Teil der Strahlungsenergie, der von der Erde im IR-Bereich abgegeben wird, d. h., es hält die Wärme des Sonnenlichtes nahe der Erdoberfläche in Form einer langwelligen Gegenstrahlung fest. Ohne Treibhauswir-

Tabelle 2.4 Grenzwerte und Toleranzmargen für Luftverunreinigungen

Schadstoff ($\mu\text{g m}^{-3}$)	GW + TM 2003 ($\mu\text{g m}^{-3}$)	Zeitbezug	pro Kalenderjahr erlaubte Überschrei- tungen in Tagen	Gültig ab
SO ₂	350 + 45	1 h	24	1. 1. 2005
	125 + keine	24 h	3	1. 1. 2005
	20 + keine (für Ökosysteme)	Jahr/Winter	–	19. 7. 2001
NO ₂	200 + 70	1 h	18	1. 1. 2010
	40 + 14	Jahr	–	1. 1. 2010
NO _x	30 + keine	Jahr	–	19. 7. 2001
	(für Ökosysteme)			
PM 10	50 + 10	24 h	35	1. 1. 2005
Benzol	5 + 5	Jahr	–	1. 1. 2010
CO (mg m^{-3})	10 + 4 (mg m^{-3})	8 h	keine	1. 1. 2005
O ₃	120 + keine	8 h	25	Zielwert 2010
	(Zielwert) 180 + keine (Information)	1 h	–	sofort

(22. Verordnung zum Bundes-Immissionsschutzgesetz)

Quelle: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg 2004

kung betrüge die mittlere Temperatur unserer Erde -18°C , sie wäre damit im Vergleich zur heutigen Mitteltemperatur von 15°C um 33 K kälter und folglich nicht bewohnbar.

Kohlendioxid gelangt infolge anthropogener Emissionen durch Verbrennung von Kohle, Erdgas und Erdöl (einschließlich des Verkehrs) einhergehend mit der Rodung des tropischen Regen- und borealen Nadelwaldes und der Zerstörung des Bodens in die Atmosphäre und reichert sich dort seit dem Beginn der Industrialisierung in zunehmendem Maße an, so dass sein Anteil von 280 ± 10 ppm um 1800 auf gegenwärtig 400 ppm gestiegen ist, was einer Steigerung von etwa 36% in rund 200 Jahren entspricht. Derartig hohe Konzentrationen entsprechen den CO₂-Werten vor rund 700 000 Jahren, also Zeiten eines wesentlich wärmeren und eisfreien Erdklimas. Nach Häckel 1999a bewegte sich die Steigerungsrate anfangs um 0,2 ppm pro Jahr und ist gegenwärtig auf 1,6 ppm gewachsen. Hält dieser Trend an, wird sich das CO₂ etwa im Jahre 2020 verdoppelt haben. Der CO₂-Anstieg in der Atmosphäre stimmt jedoch nur in den letzten 30 Jahren gemäß Abb. 2.6 mit der Temperaturkurve überein. So hat es bis 1940 zwar einen Temperatur- aber keinen CO₂-Anstieg gegeben, und Anfang der 1950er Jahre ist die Temperatur gefallen, während das CO₂ zunahm.

Derartige Änderungen der Kohlendioxidkonzentration gab es in der Vergangenheit nur in Zeiten extremer Klimaänderungen, so beim Übergang von der letzten Kaltzeit zur gegenwärtigen Warmzeit (vgl. Houghton 2004). Vom gesamten emittierten Kohlenstoff ist seit dem Beginn der industriellen Periode weniger als die

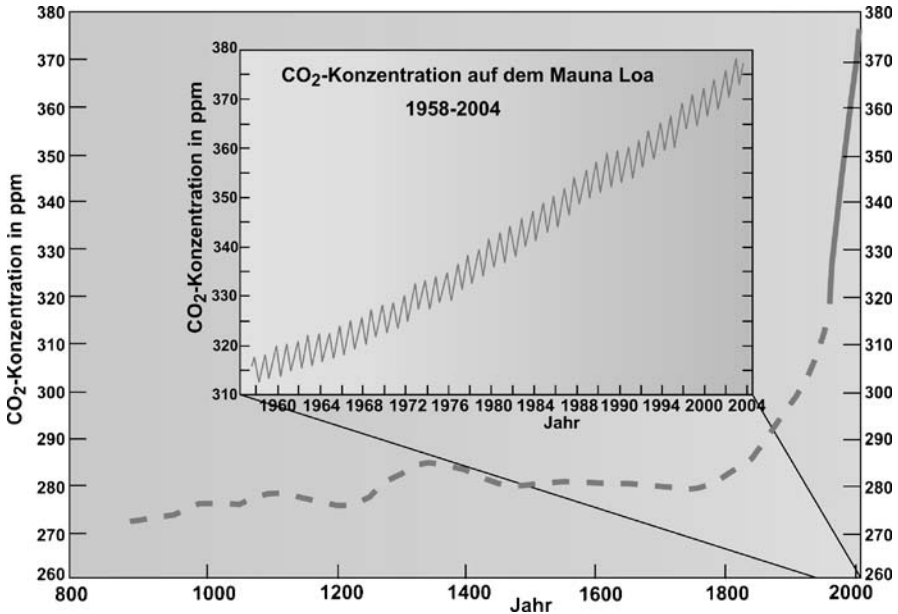


Abb. 2.6 Entwicklung der CO₂-Konzentration der letzten 1000 Jahre. Quelle: Internet 2 (D. Kasang)

Hälfte in der Atmosphäre verblieben, da die Land-Biosphäre und die Ozeane eine wesentliche Senke für das atmosphärische Kohlendioxid darstellen.

Zur Messung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre verwendet man Infrarotspektrometer. Das erste wurde von dem Geochemiker Keeling in den Jahren 1954 bis 1957 im Rahmen der Klimadebatte entwickelt, nachdem 1957 Revelle zusammen mit Suess (1909–1993) einen grundlegenden Artikel über die Anreicherung der Atmosphäre mit CO₂ geschrieben hatte (s. Revelle 1957). Seit 1957 wird der CO₂-Gehalt in La Jolla (Kalifornien) und am Südpol und seit 1958 am Mauna Loa-Observatorium auf Hawaii registriert; gegenwärtig erfolgen Messungen an mehr als einhundert Orten auf der Welt. Sie zeigen ab den 1950er Jahren eine ausgeprägte Tages- und Jahresschwankung der Kohlendioxidkonzentration. So beobachtet man in ländlichen Gegenden eine maximale Konzentrationen nachts und eine minimale am Tage, da die Pflanzen durch Photosyntheseprozesse tagsüber mehr CO₂ aufnehmen als sie durch Respiration wieder abgeben. Nachts findet keine Photosynthese statt, so dass die Luft wieder mit Kohlendioxid angereichert wird. Die Schwankungen des CO₂-Gehaltes sind damit während der Hauptvegetationsperiode am größten.

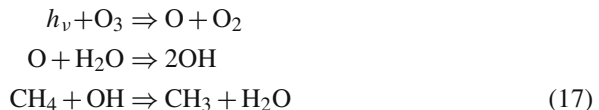
Der Jahresgang erklärt sich aus dem jahreszeitlich wechselnden Wachstumsrhythmus in den außertropischen Breiten der jeweiligen Halbkugel der Erde. Ein Maximum der Kohlendioxidkonzentration tritt in den Monaten März bis April und ein Minimum am Ende der Vegetationsperiode im Oktober bis November auf. Außerdem wird anschließend mit Beginn der Heizperiode verstärkt CO₂ freigesetzt. Auf

der nördlichen Halbkugel, die wesentlich mehr Landflächen als die Südhalbkugel besitzt, ist die Jahresschwankung deutlicher ausgeprägt. Maximale Konzentrationswerte treten während Smog-Situationen auf. Es sei hierbei an den Londoner Nebel oder den Los Angeles Smog mit Werten bis zu 3000 ppm erinnert.

2.1.4 Methan

Methan ist nach dem Kohlendioxid das zweitwichtigste Treibhausgas und weist gegenwärtig eine Konzentration von ca. 1,8 ppm auf. Nach Warneck 1988 betrug seine vorindustrielle Konzentration 0,7 ppm und ist laut IPCC 2001 seither um 145% gestiegen. Seine Wachstumsrate schwankt stark und liegt zwischen 10 bis 17 ppb(v) für die einzelnen Jahre, hat aber seit den 1990er Jahren etwa um den Faktor zwei abgenommen (vgl. Graedel 1994). Gegenwärtig wird ein Zuwachs von 5 bis 8 ppb pro Jahr beobachtet, und Modellrechnungen ergeben nach dem Szenario „weiter wie bisher“ einen Wert von 3,6 ppm für das Jahr 2100. Methan entsteht durch mikrobiologische Prozesse beim Abbau organischer Materialien unter Luftabschluss und gelangt derzeit im verstärkten Maße durch zunehmenden Reisanbau, intensivierte Großviehhaltung, das Wachstum der Weltbevölkerung, die Verbrennung von Biomasse, die wachsende Anzahl von Mülldeponien und das allmähliche Auftauen von Permafrostböden in die Atmosphäre, wo es ca. 12 Jahre verweilt.

Chemisch abgebaut wird Methan vor allem durch Reaktionen mit dem Hydroxyl-Radikal OH in der Troposphäre, das hauptsächlich durch die Wechselwirkung von UV-Strahlung mit dem troposphärischen Ozon entsteht, wobei folgende chemische Reaktionen ablaufen:



Weitere Senken für das Methan resultieren aus chemischen Reaktionen in der Stratosphäre und seinen Abbau durch Bodenbakterien.

2.1.5 Distickstoffoxid

Distickstoffoxid, auch unter dem Namen Lachgas bekannt, ist mit einer Verweildauer von ca. 120 Jahren das viertwichtigste Treibhausgas der Atmosphäre und wird ausschließlich durch Photolyse bzw. durch die Reaktion mit atomarem Sauerstoff in der Stratosphäre reduziert. Seine vorindustrielle Konzentration betrug 275 ppb(v) und ist bei einer Wachstumsrate 0,8 ppb auf gegenwärtig 320 ppb angewachsen. Nach Häckel 1993 stammt der größte Teil des anthropogen freigesetzten Distickstoffoxids aus dem bakteriellen Abbau von Düngemitteln in vernässten oder verdichteten Böden.

2.2 Der Treibhauseffekt

Die Erdatmosphäre enthält eine Reihe von Spurengasen wie Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan, Distickstoffoxid, Ozon und andere mehr, deren Anteil an der Gesamtmasse der Erdatmosphäre weniger als 1% ausmacht (vgl. Tab. 2.2). Sie werden als Treibhausgase bezeichnet, da sie den kurzwelligen Anteil der Sonnenstrahlung nahezu ungehindert passieren lassen, während sie die von der Erde ausgehende langwellige Infrarotstrahlung in bestimmten Wellenlängenbereichen ab etwa $3\ \mu\text{m}$ absorbieren und anschließend wieder emittieren.

Am natürlichen Treibhauseffekt von 33 K sind gemäß Cubasch 2000 der Wasserdampf mit 20,6 K, das Kohlendioxid mit 7,2 K, das bodennahe Ozon mit 2,4 K, das Distickstoffoxid mit 1,4 K, das Methan mit 0,8 K und die FCKW mit 0,6 K beteiligt. Damit ist der Wasserdampf das wichtigste natürliche Treibhausgas, denn er bewirkt nahezu Zweidrittel der Treibhauswirkung.

Der natürliche Treibhauseffekt der Erde lässt sich mathematisch beschreiben, indem man gemäß Lemke 2003 annimmt, dass die Erdatmosphäre vollkommen durchlässig für die solare Strahlung ist, während dagegen ein Teil der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche von der Atmosphäre zurückgehalten, also absorbiert wird, und der andere Teil (ΔS) in den Weltraum entweicht, so dass für die globale Energiebilanz (vgl. Kap. 4.6) mit der Temperatur der Erdoberfläche $T_0 = 288\ \text{K}$, der Solarkonstanten $S = 1368\ \text{W m}^{-2}$, der Stefan-Boltzmann-Konstanten $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}\ \text{W m}^{-2}\ \text{K}^{-4}$ und einer Albedo von $30\% = 0,3$ gilt:

$$\pi r^2(1 - \text{Albedo})S = 4\pi r^2 \Delta S \sigma T_0^4 \quad (2.1)$$

Nach ΔS aufgelöst ergibt sich folgende Beziehung:

$$\Delta S = \frac{(1 - \text{Albedo})S}{4\sigma T_0^4} = \frac{0,7 \cdot 1368}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot (288)^4} = 0,61 \quad (2.2)$$

Damit erhält man für den Treibhauseffekt 0,61, d. h. 39% der von der Erde ausgehenden Wärmestrahlung werden durch die Atmosphäre vereinnahmt.

Betrachtet man die unterschiedlichen Zeitskalen der Klimageschichte unserer Erde, dann ist das gegenwärtige Klima keineswegs repräsentativ. So leben wir heute in einem Eiszeitalter, das vor etwa 55 Millionen Jahren begann und sich langsam entwickelte. Die antarktische Eiskappe existiert seit 30 Millionen und die arktische Eisbedeckung seit 2,8 Millionen Jahren. Dies ist ein relativ einmaliger erdhistorischer Zustand (vgl. Negendank 2003). Seit etwa 800 000 Jahren treten vergleichsweise schnelle Klimaschwankungen mit einem Rhythmus von 100 000 Jahren auf. So kam es beispielsweise in den vergangenen 400 000 Jahren zu einem markanten viermaligen Wechsel zwischen Eiszeiten (Glazialen) mit einer Dauer von 80 000 bis 90 000 Jahren und Zwischeneiszeiten (Interglazialen) mit einer zeitlichen Spanne von 20 000 bis 10 000 Jahren, wobei wir uns heute in einem Interglazial, dem Holozän, befinden. Das Klima unserer Zwischeneiszeit ist relativ stabil, und die Klimaschwankungen in den ersten beiden Dritteln des Holozäns waren solar und

vulkanisch geprägt, während in den letzten 150 Jahren dagegen in zunehmendem Maße anthropogene Einflüsse wirksam geworden sind, denn seit dem Beginn der industriellen Entwicklung um 1850 sorgt der Mensch für einen zusätzlichen Treibhauseffekt, indem er den Anteil der natürlichen Treibhausgase erhöht und darüber hinaus neue Treibhausgase (FCKW) in die Atmosphäre immittiert hat.

Nach Hansen 2005 sammeln sich diese Gase in der Atmosphäre an und bewirken eine zusätzliche Triebkraft für das Klima, also eine Änderung des so genannten „Klimaforcings“. Das heißt, dass die Erde zum gegenwärtigen Zeitpunkt eine unausgeglichene Energiebilanz von 0,5 bis 1,0 Watt je Quadratmeter besitzt und vorübergehend weniger Energie ins All abgibt als sie von der Sonne erhält, sich also erwärmt. Diese Wärmemenge wird zu etwa 50% in den oberen Schichten (bis 1000 m) der Meere gespeichert, was Messungen von Schiffen und Bojen bestätigen. Nachweisen lässt sich das Ungleichgewicht auch anhand der Daten des Schweizer Strahlungsmessnetzes, die eine Zunahme der auf der Erde ankommenden langwelligen Strahlung dokumentieren (vgl. Philipona 2004). Infolge der großen Wärmekapazität der Ozeane dauert es allerdings ca. 100 Jahre bis sich auf einem höheren Temperaturniveau ein neues Gleichgewicht einstellt.

Prinzipiell scheint es gemäß Rahmstorf 2006 möglich, dass bereits eine neue erdgeschichtliche Klimaepoche, verursacht durch den anthropogenen CO₂-Anstieg, begonnen hat, die die natürlichen Eiszeitzyklen um mehrere hunderttausend Jahre verhindern könnte. Denn anhand der vorliegenden Eisbohrkerne lässt sich eine eindeutige Kopplung zwischen der Änderung der CO₂-Konzentration und dem Temperaturverlauf erkennen: so folgt einer Temperaturvariation (z. B. im Milankovich-Zyklus) nach einer charakteristischen Verzögerung eine CO₂-Änderung und umgekehrt einer CO₂-Änderung wenig später eine Temperaturänderung.

Beim anthropogenen Treibhauseffekt ist das Kohlendioxid das wichtigste Treibhausgas mit einem Anteil von 54%, es folgen das Methan, die FCKW, das Ozon sowie das Distickstoffoxid (vgl. Tab. 2.5). Die Hauptquellen sind weltweit betrachtet der Energiesektor mit 50%, der Chemiesektor mit 20%, die Vernichtung der Wälder mit 15% und die Landwirtschaft ebenfalls mit 15% (Latif 2003a). Aerosole bilden den anderen vom Mensch verursachten wichtigen Einflussfaktor auf das Klima, wobei man allerdings wegen der Komplexität ihrer Wirkung und infolge ungenauer

Tabelle 2.5 Treibhauseffekt der Erde durch die wichtigsten Spurengase

	Konzentration	Temperaturerhöhung	natürlicher	anthropogener
			Treibhauseffekt	Treibhauseffekt
		33 K	prozentual	prozentual
Wasserdampf (H ₂)	0,50 ppm	20,6 K	62%	4%
Kohlendioxid (CO ₂)	400,00 ppm	7,2 K	22%	54%
Methan (CH ₄)	1,72 ppm	0,8 K	2,5%	17%
FCKWs und andere	0,25 ppb	0,6 K	2,5%	14%
Ozon (O ₃)	0,03 ppm	2,4 K	7,0%	7%
Distickstoffoxid (N ₂ O)	0,31 ppm	1,4 K	4,0%	4%

Informationen über ihre Menge das direkte Klimaforcing nur zu etwa 50% abschätzen kann.

2.2.1 Auswirkungen des Treibhauseffektes

Nach statistischen Auswertungen instrumenteller Daten tritt der anthropogene Treibhauseffekt in den letzten 50 Jahren des 20. Jahrhunderts deutlich hervor. So haben die natürliche und anthropogene Treibhauswirkung zu einer raschen Zunahme der globalen Mitteltemperatur geführt, wobei der Trend von 1901–2000 bei 0,6 K/100 Jahre und von 1906–2005 bereits bei 0,74 K/100 Jahre lag, wodurch die globale Mitteltemperatur in etwa wieder das Niveau besitzt, dass sie am Höhepunkt unseres gegenwärtigen Interglazials, dem Holozän, vor etwa 10 000 Jahren hatte, und nach Modellrechnungen ist ein weiterer Anstieg von 1,8 bis 4,0 K bis 2100 wahrscheinlich (vgl. Huch 2001). Damit wird dann das Temperaturniveau des vorangegangenen Eem-Interglazials erreicht, das sich durch einen fünf bis sechs Meter höheren Meeresspiegel als der gegenwärtige auszeichnete.

Der Anstieg der Temperatur und die Dauer der Erwärmung in den vergangenen 1000 bis 2000 Jahren sind nach Moberg 2005 niemals größer gewesen als jetzt, wobei das Jahr 1998 mit 1,7 Grad über dem globalen Mittelwert das wärmste Jahr des vergangenen Jahrtausends gewesen ist. Schon heute gelten die Jahre 2005, 1998, 2002, 2003 und 2004 als wärmste seit Beginn der Aufzeichnungen ab 1861 (s. Rahmstorf 2006). Eine erste Erwärmungsphase trat gemäß Abb. 2.7 zwischen

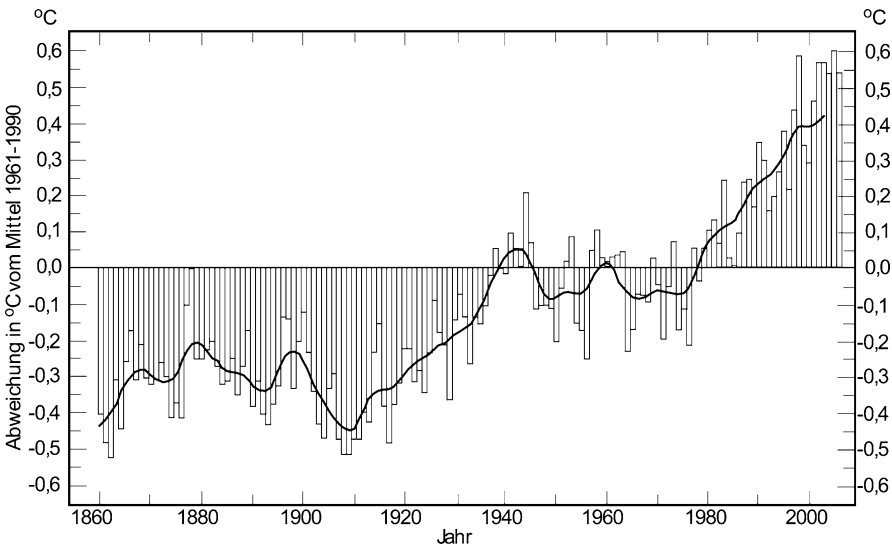


Abb. 2.7 Globale Jahresmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur 1860–2006. Quelle: Internet 3 (D. Kasang)

1910 und 1945 auf, danach stagnierten die Temperaturen bis in die 1970er Jahre, während seit etwa 1976 ein ununterbrochener Erwärmungstrend besteht.

Diese erste Phase könnte durch eine Kombination von Treibhauseffekt, interner Variabilität und erhöhter Sonnenaktivität erklärt werden. Der zweite Abschnitt des Temperaturverlaufs resultiert aus einer Überlagerung des abkühlenden Aerosol- und des erwärmenden Treibhauseffektes, während die letzte Phase eindeutig den menschlichen Einfluss auf die Klimaentwicklung belegt.

Bezüglich des Tagesganges der Temperatur lässt sich eine Erhöhung der nächtlichen Minima um 0,2 K und der Tagesmaxima um 0,1 K je Dekade feststellen (vgl. IPCC 2001 und 2007). Nachgewiesen werden kann dieser Trend auch für die Klimastation Bremen, an der die Tagesmaxima der Lufttemperatur bzw. die nächtlichen Minima in den vergangenen 40 Jahren um 1 K bzw. 0,5 K angestiegen sind (s. Abb. 2.8 und 2.9).

Der Bedeckungsgrad durch Wolken ist um 2% über den mittleren und nördlichen Breiten der Nordhalbkugel gewachsen, was mit der dokumentierten Abnahme der täglichen Temperaturvariation (z. B. für die Station Bremen) in gutem Einklang steht. Zudem hat sich auch die Dauer der frostfreien Periode in diesem Breitenbereich verlängert. Da ein Großteil der überschüssigen Sonnenenergie in den Ozeanen gespeichert wurde, stieg die Oberflächentemperatur der tropischen Ozeane von 1949 bis 1989 um 0,5 K an, wobei sich ihre Verdunstungsrate im selben Zeitraum um 16% erhöhte.

Ein weiterer Hinweis auf eine Erwärmung ist die Zunahme der Troposphären-temperatur um 0,1 K in den Tropen und Subtropen seit den 1950er Jahren. Gleichzeitig kühlte sich aus Kompensationsgründen (s. Labitzke 2005) die untere Stratosphäre (100 hPa- und 50 hPa-Niveau) um ca. 2 K ab, wie Abb. 2.10 verdeutlicht, ausgenommen davon ist die Arktis. Radiosondendaten für Zentraleuropa belegen

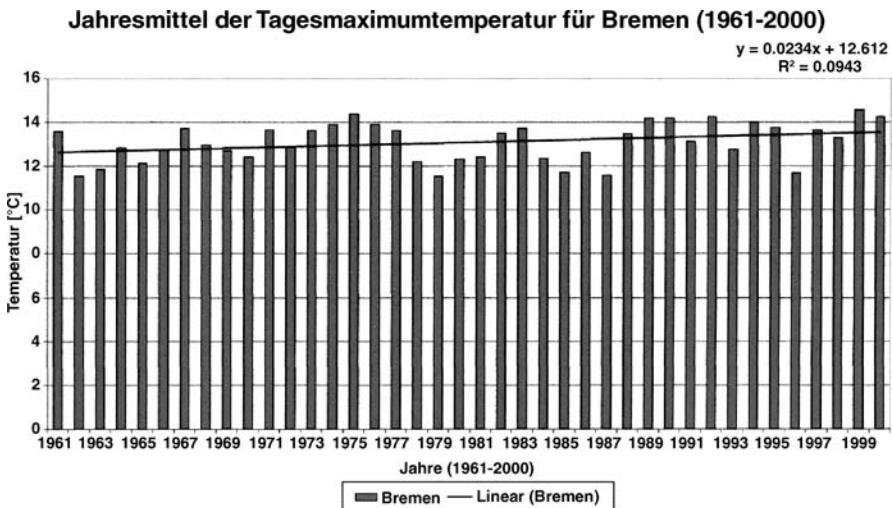


Abb. 2.8 Tagesmaximumtemperatur in Bremen. Quelle: Nußbaumer 2005

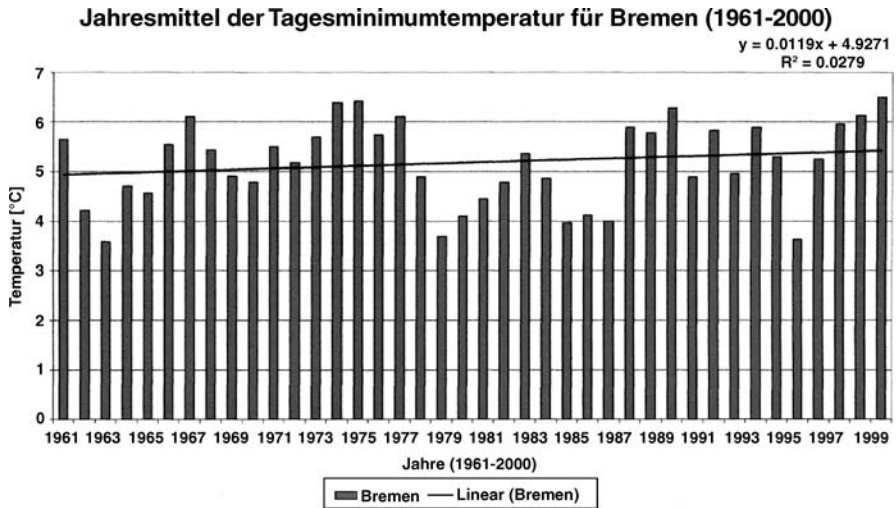


Abb. 2.9 Tagesminimumtemperatur in Bremen. Quelle: Nußbaumer 2005

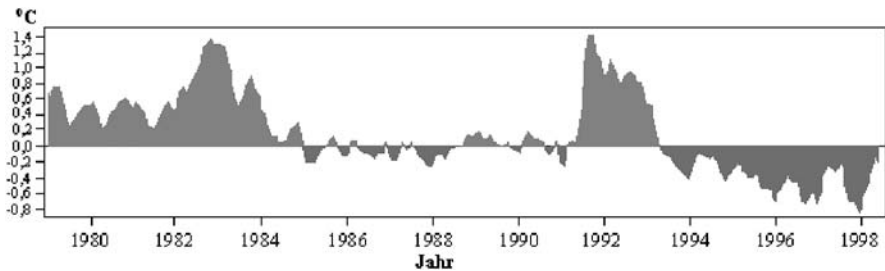


Abb. 2.10 Temperaturveränderung in der unteren Stratosphäre 1979–1998. Quelle: Internet 4 (D. Kasang)

eine troposphärische Erwärmung von 0,6 K und eine stratosphärische Abkühlung von 0,5 K je Dekade (s. Dameris 2005).

Der beobachtete Temperaturanstieg geht mit einem Auftauen der Permafrostböden der Hochgebirge sowie der polaren und subpolaren Gebiete einher. Darüber hinaus hat sich die Schneebedeckung seit Ende der 1960er Jahre um etwa 10% verringert, so dass die Dauer einer Eisdecke auf Seen und Flüssen um zwei Wochen in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel zurückgegangen ist.

Außerdem wird mit wenigen Ausnahmen (maritime Gletscher Norwegens und an der Westküste der Südinsel Neuseelands) ein weltweiter Rückzug der Gletscher beobachtet. Gleiches gilt für die Gletscher an der Ost- und der Westküste Grönlands, deren Dicke seit 2003 um 25 bis 40 m je Jahr abgenommen hat. Einen deutlichen Schwund weist auch die Eiskappe des Kilimandscharo auf, über die Hemingway heute keine Novelle mehr schreiben würde, denn zwischen 1962 und 2000 verringerte sich ihre Dicke um 17 m, wobei sich das Abschmelzen in den vergangenen

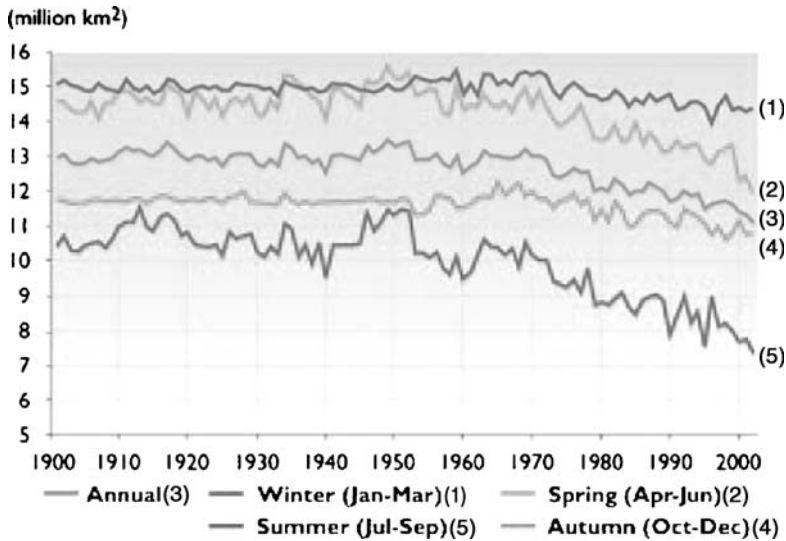


Abb. 2.11 Abnahme der arktischen Meereseisbedeckung. Quelle: Internet 5

Jahren noch beschleunigte. Hält dieser Trend an, wird der höchste Berg Afrikas, der seine Eiskappe seit rund 12 000 Jahren trägt, etwa ab 2015 eisfrei sein.

Der Rückgang des arktischen Meereises (vgl. Abb. 2.11, Lemke 2003) ist eine weitere Folge des Temperaturanstieges. Derzeit schrumpft im Sommer die Dicke des arktischen Eises, die im Mittel 2 m beträgt, um 40–60%. Seine Fläche hat in den vergangenen dreißig Jahren um ca. ein Fünftel abgenommen und ihre geringste Ausdehnung Ende September 2005 erfahren. Modellrechnungen legen nahe (vgl. Rahmstorf 2006), dass gegen Ende des Jahrhunderts der arktische Ozean im Sommer eisfrei sein könnte und damit die Nordwest- und die Nordostpassage bevorzugte Schifffahrtsrouten werden dürften. Außerdem verliert seit 1998 die grönländische Eisdecke, die etwa 3 km dick ist, jährlich 65 Kubikkilometer Eis an ihren Rändern, während im zentralen Teil durch Niederschläge Nachschub erzeugt wird. Bei einer weiteren lokalen Erwärmung um 3 K könnte die gesamte Eisdecke abschmelzen, da sie dann dünner wird und folglich die Oberfläche des Eispanzers in tiefere und wärmere Schichten abrutscht. In der letzten Zwischeneiszeit vor etwa 130 000 bis 116 000 Jahren haben das Abtauen des grönländischen Eisschildes und anderer zirkumpolarer Eisfelder einen Anstieg des Meeresspiegels von wahrscheinlich 2,2 bis 3,4 Metern bewirkt (vgl. Otto-Bliesner 2006).

Der antarktische Eisschild mit im Mittel 4 km Dicke befindet sich in einem Bereich negativer Temperaturen, so dass eine Temperaturerhöhung infolge des Klimawandels wenig Einfluss auf ihn haben dürfte. Erst wenn sich die Wasseroberflächentemperaturen erhöhen, wird das aufs Meer geflossene Schelfeis abgeschmolzen. Im Februar 2002 zerbrach jedoch der jahrtausende alte Larsen-B-Eisschelf vor der antarktischen Halbinsel, so dass sich das Abfließen von kontinentalem Eis seither stark beschleunigt hat. Wesentlich stabiler scheinen hingegen die Eismassen im Bereich der Ostantarktis zu sein.

Pegelmessungen verdeutlichen einen Anstieg des Meeresspiegels um 0,1 bis 0,2 m im 20. Jahrhundert, wobei sich der Wasserstand seit 1990 um 3 mm pro Jahr erhöhte. Davon könnten 1,6 mm auf die thermische Expansion, 0,9 mm auf den Gletscherschwund und 0,2 mm auf den kontinentalen Eisabfluss zurückzuführen sein. Die restlichen Millimeter sind ein Erholungseffekt nach dem Ausbruch des Pinatubo im Jahre 1991, der einen globalen Temperaturrückgang bewirkte (vgl. Rahmstorf 2006). Für die nächsten 1000 Jahre wurden Anstiegsraten von 3,5 mm je Jahr laut IPCC 2001 und 2007 vorhergesagt. Diese sind wesentlich geringer als diejenigen in der Warmphase vor rund 130 000 bis 128 000 Jahren, für die ein Ansteigen des Meeresspiegels von 11 mm je Jahr abgeschätzt wurde. Größere Änderungen des Meeresspiegels sind erst durch das Abschmelzen der Eismassen der Erde zu erwarten, wie uns die Klimageschichte lehrt (s. Overpeck 2006). So ergeben sich Änderungen in der Höhe des Meeresspiegels von rd. 120 m bei Temperaturänderungen von 4 bis 7 K. Gemäß Rahmstorf 2006 sind im West-Antarktischen Eisschild 6 m, im Ost-Antarktischen-Eisschild sogar über 50 m und im Grönlandeis 7 m Meeresspiegelanstieg gespeichert. Nach Modellrechnungen (Gregory 2004) wird die Erde 2100 warm genug sein, um den grönländischen Eisschild zu schmelzen, so dass bis 2300 ein Anstieg von ca. 3 bis 5 Metern eintreten kann.

Sehr wahrscheinlich ist auch, dass die Niederschlagssummen um 0,5 bis 1% je Dekade in den vergangenen 100 Jahren über den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel zugenommen haben, während sie sich etwa um 0,3% über den nordhemisphärischen subtropischen Landgebieten verringerten. Gleichfalls erhöht hat sich die Niederschlagsmenge um 0,1% bis 0,2% je Dekade zwischen 10 Grad Süd und Nord.

Außerdem sind häufiger extreme Niederschlagsereignisse in den mittleren Breiten aufgetreten. Hierzu gehören die Oderflut 1997, die Elbeflut 2002 (s. Abb. 2.12 und Farbtafel 6) und die Rekordniederschläge und Überschwemmungen im Alpenraum im Sommer 2005 und im Winter 2005/06. Insgesamt wird sich die Niederschlagsverteilung gemäß Farbtafel 5 global gesehen stark verändern.

Bezüglich des Windregimes gilt, dass die Lufttemperaturen in 3 bis 6 km Höhe in den Tropen und Subtropen angestiegen sind, in der Arktis jedoch abgenommen haben, wodurch sich die zonalen Winde bzw. der polare Strahlstrom in den letzten 20 Jahren in allen Breiten verstärkten (vgl. Labitzke 2005), und zwar in den mittleren Breiten um 5 bis 10%, in den Tropen sogar um 20%.

Eine besondere Rolle spielt die Windgeschwindigkeit im Luft- und Seeverkehr sowie bei Sturm- und Orkanwarnungen. Gemäß Berz 2003 (s. auch Abb. 4.17) erhöhte sich seit den 1960er Jahren die Häufigkeit von großen Naturkatastrophen sowohl der Anzahl nach als auch im Hinblick auf die volkswirtschaftlichen und versicherten Schäden deutlich. Das wird ebenfalls durch die große Zahl der Winterstürme in den 1990er Jahren veranschaulicht, die in der Tab. 11.2 aufgeführt sind und mit Milliarden Schäden infolge extrem hoher Windgeschwindigkeiten ($>200 \text{ km h}^{-1}$ in Böen) verknüpft waren (s. Kraus 2003).

Eine große Gefahr stellen dabei die mit den Stürmen bzw. Orkanen verbundenen Sturmfluten dar, die besonders 1962 und 1976 die Nordseeküste heimsuchten. Bei

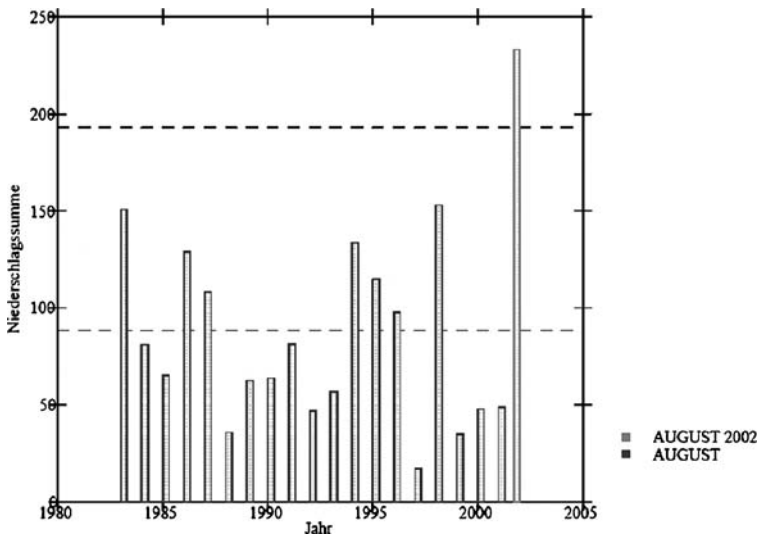


Abb. 2.12 Niederschlagssummen (mm) zwischen 1983 und 2002 für den Monat August in Dresden-Klotzsche. Quelle: Schran 2003

der „Hamburgflut“ vom 16. bis 17. Februar 1962 traten erhebliche Deichschäden im gesamten Küstengebiet auf, während in Verbindung mit dem Capella-Orkan vom 2. bis 4. Januar 1976 an vielen Pegelorten die höchsten Scheitelhöhen gemessen wurden, insbesondere im gesamten Bereich der Elbe. Es brachen rund 20 Deiche und 40 Millionen Kubikmeter Wasser überfluteten das Hinterland. An der tiefsten deutschen Landstelle in Neuendorf (3,54 m unter NN) erreichte am 3. 1. 1976 der Wasserstand 9,89 m.

Auf heftige Sturmfluten mit bisher ungeahnten Wasserständen müssen sich die Menschen an Elbe und Weser sowie an der Nordseeküste auch künftig einstellen, da der derzeitige und geplante Küstenschutz nur bis 2030 ausreicht. Bis Ende 2100 werden aber nach allgemeinen Abschätzungen z. B. die Wasserstände in Hamburg 70 cm höher als bisher auflaufen.

Auch in Deutschland ist der Erwärmungstrend seit drei Jahrzehnten gut ausgeprägt und liegt mit 0,7 bis 1,7 K zu allen Jahreszeiten über dem globalen Mittelwert (s. Schönwiese 2005). So war mit einer durchschnittlichen Lufttemperatur von 9,9 °C das Jahr 2000 das wärmste des 20. Jahrhunderts. Die meisten Gebirgsgletscher der Alpen haben seit 1880 die Hälfte ihrer Masse verloren und die Niederschläge fallen immer seltener als Schnee (s. Schönwies 2003). Alarmierend sind hierbei die Geschwindigkeit des Temperaturanstieges in den letzten zehn Jahren und die in zunehmendem Maße zu beobachtenden Wetterkapriolen. Beispielsweise betrug am 12. August 2002 in Zinnwald im Osterzgebirge die 24stündige Regensumme 312 Liter pro Quadratmeter. Das ist die absolut höchste Summe, die jemals in Deutschland erreicht wurde und deutlich seltener als einmal in 100 Jahren auftritt (s. Farbtafel 6; Malitz 2002).

2.2.2 Thermohaline Zirkulation

Meeresströmungen entstehen entweder durch die Einwirkung des Windes auf die Wasseroberfläche und spiegeln somit als Oberflächenströmungen das Muster der allgemeinen Zirkulation wider, oder sie werden durch Dichte- und damit Druckunterschiede der Wassermassen, die im Wesentlichen von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängen, angetrieben und verursachen die Tiefenzirkulation der Ozeane, die folglich auch als thermohaline Zirkulation bezeichnet wird. Temperaturdifferenzen resultieren aus einer Erwärmung oder Abkühlung der Wasseroberfläche, während eine Zunahme bzw. Abnahme des Salzgehaltes durch Verdunstungsprozesse und die Bildung von Meereis bzw. durch vermehrte Niederschläge und Zuflüsse in die Ozeane sowie das Schmelzen von Eis hervorgerufen wird (vgl. Alley 2005 und Rahmstorf 2002, 2003, 2006).

Beide Zirkulationsformen sind eng miteinander verzahnt und bilden zusammen die so genannte globale „Conveyor-Belt-Zirkulation“, die durch alle drei Ozeane verläuft und das Klima auf der gesamten Erde beeinflusst (vgl. Abb. 2.13).

Ihre Ursache beruht auf der Abkühlung des Wassers in hohen Breiten in Verbindung mit dem einsetzenden Gefrierprozess. Die thermohaline Zirkulation vereint in sich die Produktion von Tiefenwasser in der Norwegisch-Grönländischen See, der Labrador See sowie der Wedell und Ross See in der Antarktis, den Transport von Tiefenwasser als Tiefseeströmung in der Nähe der Ostküste des amerikanischen Kontinents und von Antarktischem Bodenwasser, die dann beide durch den antarktischen Zirkumpolarstrom in den Indischen und Pazifischen Ozean verteilt werden, in denen sie schließlich auf ihrem Weg nach Norden wieder aufquellen, sowie den Transport von Oberflächenwasser zum Schließen der Zirkulationsrings, wozu im

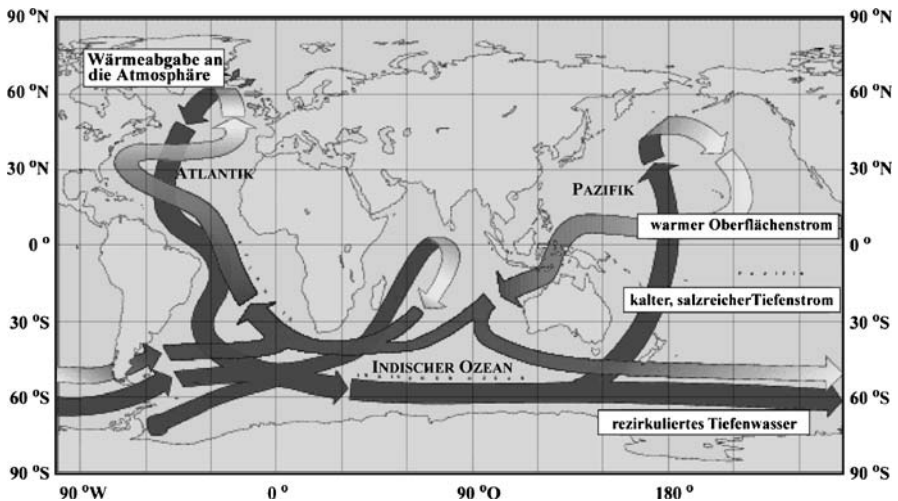


Abb. 2.13 Thermohaline Zirkulation. Quelle: Internet 6 (D. Kasang)

Nordatlantik der Benguelastrom, der Golfstrom und der Nordatlantikstrom gehören.

Der Antrieb des Golfstroms befindet sich seit gut 10 000 Jahren zwischen Grönland und Spitzbergen bei ca. 75°N . Hier sinken jede Sekunde 15 bis 20 Millionen Kubikmeter Wasser in die Tiefe, was etwa der 15fachen Wassermenge aller Flüsse der Erde entspricht. Ursache ist der beginnende Gefrierprozess, der zu einer Erhöhung der Salzkonzentration in den darunter liegenden Wasserschichten führt. Die Dichte des Wassers wird dabei schließlich so groß, dass es allein durch sein Gewicht in die Tiefe „stürzt“. Das dichte und kalte Wasser strömt in 2 bis 3 km Tiefe in einem weit verzweigten Strömungssystem im Atlantik langsam südwärts (mit etwa 100 m je Tag) bis zum Antarktischen Zirkumpolarstrom und steigt erst nach ca. 1000 Jahren im Indischen Ozean wieder an die Oberfläche. Das Absinken im Norden wird durch den Zufluss von warmem Oberflächenwasser aus dem Süden kompensiert, so dass im Atlantik eine gewaltige Umwälzbewegung entsteht, die etwa 10^{15} Watt an Wärme in den nördlichen Atlantikraum bringt. Infolge der globalen Erwärmung kann diese Zirkulation durch die thermische Ausdehnung des Meerwassers und der damit verbundenen Dichteabnahme oder auch durch zunehmende Niederschläge bzw. Schmelzwasserflüsse vom grönländischen Eis und den damit gekoppelten Verdünnungseffekt abgeschwächt und folglich die Tiefenwasserbildung erschwert oder gänzlich unterbunden werden. Damit käme der Nordatlantikstrom zum Erliegen, was eine drastische Abkühlung (um mehrere Grad) des nordatlantischen Raumes zur Folge hätte. Durch die veränderte Strömungssituation würde hier der Meeresspiegel zunächst bis zu einem Meter und nachfolgend um ein weiteres halbes Meter infolge der thermischen Expansion des Tiefenwassers ansteigen.

2.2.2.1 Golfstromverlauf und Klimawandel

Der Golfstrom, der von Benjamin Franklin 1769 erstmals kartographiert wurde (vgl. Trujillo 2005), gehört zum globalen Strömungssystem der Ozeane und stellt gemäß Bearman 2001 eine windgetriebene an die thermohaline Zirkulation gekoppelte Strömung dar. Seinen Ursprung hat er im Südatlantik, wo ein großer Teil der Wassermenge des Südäquatorialstromes an der Küste Brasiliens nordwärts geführt wird und als Guyana Strom den Äquator kreuzt sowie sich hier mit dem Wasser des Nordäquatorialstromes verbindet. Ein Teil des Wassers wird mit dem Karibikstrom durch die Yucatanstrasse in den Golf von Mexiko geführt, ein anderer Teil fließt mit dem Antillenstrom an der Ostseite der Kleinen Antillen vorbei. Das im Golf aufgestaute Wasser entweicht durch die Floridastrasse in den Atlantik und vereinigt sich dort wieder mit dem Antillenstrom zum Floridastrom. Dieser transportiert mit Geschwindigkeiten bis zu $2,5 \text{ m s}^{-1}$ etwa 30 Millionen Kubikmeter rd. 30°C warmen Wassers durch die Floridastraße zunächst an der amerikanischen Ostküste nordwärts und löst sich bei Cape Hatteras (rund 35°N) von der Küste, indem er sich ostwärts wendet. Ab hier wird die Strömung als Golfstrom bezeichnet, da sie zum einen das warme Wasser aus dem Golf von Mexiko abtransportiert und zum anderen zunächst wie ein Fluss gut abgegrenzt ist (vgl. hierzu Farbtafel 26).



Abb. 2.14 Verlauf des Golfstromes. Quelle: Internet 7

Bei der Überquerung des tieferen Nordatlantik beginnt er dann zu mäandrieren, wobei es zur Bildung von Wirbeln mit kaltem bzw. warmem Wasser beiderseitig der Strömung kommt (s. auch Sverdrup 2005 und Wells 1998), verbreitert sich und wird diffus. Südöstlich von Neufundland spaltet sich der Golfstrom in mehrere Arme. Einige davon kühlen sich stark ab, so dass sie unter die Oberfläche sinken. Der Hauptarm setzt aber als Nordatlantikstrom bis vor die Küste Norwegens und umrundet das Nordkap. Ein anderer Hauptast biegt südwärts ab und trifft als Azoren- bzw. Kanarenstrom letztendlich wieder auf den Nordäquatorialstrom, womit sich die Zirkulation schließt (vgl. hierzu Abb. 2.14 und Thurman 2001).

Nach Bearmann 2001 beträgt die durchschnittliche Transportrate des Golfstromes in der Floridastrasse etwa $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und bei Cape Hatteras etwa $(70-100) \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ Wasser. Seine maximale Rate erreicht er etwa bei 065°W mit etwa $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Insgesamt gesehen ist der Golfstrom eine intensive Westrandströmung mit 50 bis 75 km Breite, 1,5 km Tiefe und Stromgeschwindigkeiten von 1 bis 3 m s^{-1} , so dass er die schnellste Ozeanströmung überhaupt darstellt. Seine mittlere Volumentransportrate beträgt $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, was 55 Sverdrup entspricht, womit er 500-mal mehr Wasser als der Amazonas transportiert.

Der Klimaeffekt der thermohalinen Zirkulation beruht gemäß Rahmstorf 2006 auf ihrem Wärmetransport von rund 1 PW, so dass nördlich von 24 Grad Breite auf der Nordhalbkugel der Temperatureffekt 5 K ausmacht. Das entspricht ziemlich genau der Differenz zwischen den Oberflächentemperaturen des Atlantik und Pazifiks, wobei im Atlantik die Seeeisgrenze wesentlich weiter nördlicher als im Pazifik ver-

läuft. Außerdem ist die globale Bodenmitteltemperatur über den drei Hauptproduktionsgebieten von Tiefenwasser bis zu 10 K höher als das Breitenmittel. Ein Aussetzen des Golfstromes würde Modellsimulationen zu Folge eine Abkühlung bewirken, die mit rund 10 K an der Seeeisgrenze über dem Nordmeer ihren höchsten Betrag erreicht.

In der erdgeschichtlichen Entwicklung hat die thermohaline Zirkulation merkliche Änderungen erfahren. Es existieren insgesamt drei Zirkulationstypen, und zwar

- ein Warmmodus (interstadiale mode), der in etwa der heutigen Zirkulation im Nordatlantik entspricht,
- ein Kaltmodus (stadiale mode), bei dem die Produktion von nordatlantischem Tiefenwasser südlich von Island in der Irminger See erfolgt, und
- ein Ausmodus (Heinrich mode), der eintritt, wenn ein starker Frischwassereintrag (z. B. in Verbindung mit dem Abschmelzen der glazialen Eisschilde) erfolgt oder wenn sich Schmelzwasserfluten in den Nordatlantik ergießen.

Nach Rahmstorf 2006 sind der erste und dritte Typ sehr stabil innerhalb einer Warmzeit und instabil unter Eiszeitbedingungen, während der Typ zwei sich invers dazu verhält, also sehr stabil unter Eiszeitbedingungen ist, während er innerhalb einer Warmzeit bisher nicht beobachtet wurde.

Ein Aussetzen des derzeitigen Zirkulationstyps ist nach Modellrechnungen erst für eine globale Erwärmung von 4–5 K zu erwarten (vgl. Schiermeier 2006). Da aber die globale Temperaturerhöhung bis jetzt nur 0,6 K erreicht hat, rechnet man gemäß IPCC 2001 mit einer Abschwächung von 25% bis zum Ende des 21. Jahrhunderts.

Erste Hinweise auf eine Abschwächung der Atlantikzirkulation um 30% bei 25°N in den vergangenen 50 Jahren wurden von britischen Ozeanographen (vgl. Bryden 2005) diskutiert, was jedoch durch weitere Messungen bestätigt werden muss. Seit 1998 strömt mehr warmes Wasser nach Süden zurück als nach Großbritannien, Norwegen und Grönland. Grund könnte der abnehmende Salzgehalt des Nordmeeres infolge verstärkter Niederschläge und zunehmenden Schmelzwassers von Grönland sein, so dass immer weniger kaltes Tiefenwasser entsteht.

2.2.2.2 Daansgard-Oeschger Zyklen

Die Auswertung der grönländischen Eisbohrkerne ergab, dass sehr dramatische Klimaereignisse in Grönland mit den so genannten Daansgard-Oeschger-Zyklen, die im Abb. 2.15 durch die Tiefen- und damit Zeitabhängigkeit der Änderung der Isotopenkonzentration von ^{18}O dargestellt sind, einhergehen. Die Bohrkerne der Expeditionen „Greenland Ice Core Project“ (GRIP) und „Greenland Ice Sheet Project“ (GRISP 2) sind fast drei Kilometer lang und dokumentieren das Klima der letzten 110 000 Jahre (s. Alley 2005 und Houghton 1979). Die „eingefrorenen“ Klimaschwankungen besitzen eine Periode von 1500 bis 3000 Jahren und traten immer dann auf, wenn die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik ihren Modus änderte. In Verbindung damit erhöhte sich in Grönland die Temperatur innerhalb von ein

bis zwei Jahrzehnten um 8 bis 10, maximal 12 K, um nach wenigen Jahrhunderten wieder auf das Eiszeitniveau abzusinken. Mehr als 20 derartige Ereignisse wurden während der letzten Eiszeit, die 100 000 Jahre anhielt, beobachtet (vgl. Rahmstorf 2006).

In der Regel endeten die Zyklen mit einem Heinrich-Ereignis (Abb. 2.15, linke Seite), das im Abstand von mehreren tausend Jahren auftrat, was sich anhand der Tiefseesedimente des Nordatlantik nachweisen lässt. Jedes dieser Ereignisse hinterließ eine bis zu einigen Metern dicke Schicht von Kieselsteinen. Diese Steine sind aber zu schwer, um vom Wind oder der Strömung mitgeführt werden zu können, deshalb müssen sie durch das Schmelzen von Eisbergen in den Atlantik ge-

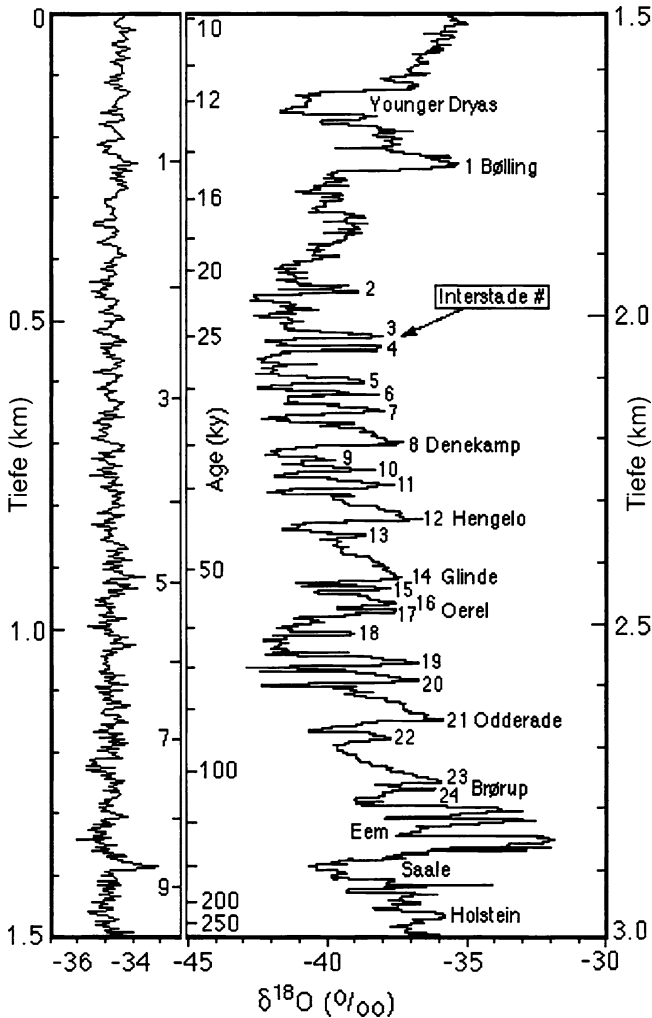


Abb. 2.15 Daansgard-Oeschger-Zyklen und Heinrich-Ereignisse. Quelle: Internet 8 (R. McDuff)

langt sein (vgl. auch Bischof 2000). Sie stammten vom nordamerikanischen kontinentalen Eisschild und drifteten über die Hudson Bay in den Atlantik. Die Abbrüche wurden wahrscheinlich durch Instabilitäten im Eisschild verursacht, der mehrere tausend Meter dick durch Schneefälle geworden war. Während der Heinrich-Ereignisse, bei denen die Produktion von nordatlantischem Tiefenwasser aussetzt, erfolgte ein abrupter Temperaturrückgang in den mittleren Breiten, etwa im Mittelmeergebiet, Grönland war weniger betroffen. In der gegenwärtigen Zwischeneiszeit, dem Holozän, treten weder Dansgaard-Oescher- noch Heinrich-Ereignisse auf, das Klimasystem ist sehr stabil.

Sedimentdaten belegen, dass der Golfstrom bereits einmal versiegt war, und zwar infolge erhöhter Schmelzwasserzufuhr, die vor gut 11 000 Jahren in einer warmen Periode der letzten Eiszeit stattfand. Es strömten gewaltige Mengen Süßwasser mit dem St.-Lorenz-Strom in den Nordatlantik, so dass hier die Salzkonzentration des Meerwassers abnahm, und es trotz kräftiger Abkühlung nicht mehr absinken konnte. Der Golfstrom setzte aus, wodurch weite Bereiche Nordeuropas und Kanadas in der Folge mit Eis bedeckt waren. Dadurch floss aber weniger Schmelzwasser in den Atlantik, so dass die Salzkonzentration durch ständige Verdunstung im Atlantik wieder zunahm und sich das Golfstromsystem regenerierte.

2.3 Vertikale Struktur der Erdatmosphäre

Aus den geometrischen Abmessungen der Erde mit einem Äquatorumfang von 40 076,6 km resultiert, dass die Erdatmosphäre horizontal groß- und vertikal kleinräumig ist, weshalb im Mittel große vertikale Gradienten der meteorologischen Größen auftreten. So ändert sich beispielsweise die Lufttemperatur um 6,5 K auf eine horizontale Distanz von 1000 km, aber auf eine vertikale Distanz von nur einem Kilometer.

Da sich infolge der Wirkung der irdischen Schwerkraft (vgl. Fortak 1971) alle kleinräumigen horizontalen Unterschiede mit zunehmender Höhe ausgleichen, besitzt die Erdatmosphäre einen quasihorizontalen Schichtenaufbau, der sich besonders gut anhand von vertikalen Temperaturprofilen oder auch aus der Änderung ihrer chemischen Zusammensetzung mit der Höhe erkennen lässt. Die an den jeweiligen Schichtgrenzen auftretenden Inhomogenitäten werden zu ihrer Unterteilung in Stockwerke herangezogen (s. Abb. 2.1).

2.3.1 Einteilungsprinzip: Vertikaler Temperaturverlauf

Anhand des mittleren vertikalen Temperaturverlaufs lässt sich eine Unterteilung der Atmosphäre in TROPOSPHÄRE, STRATOSPHÄRE, MESOSPHÄRE, THERMOSPHÄRE und EXOSPHÄRE vornehmen.

Diese Einteilung ist mit den drei Heizflächen der Atmosphäre, d. h. der Erdoberfläche, dem Ozonmaximum und der Ionosphäre, auf engste verknüpft. Ausgehend vom ersten Heizniveau, der Erdoberfläche, wird in der Troposphäre in der Regel eine Temperaturabnahme von 0,65 K je 100 m Höhendifferenz beobachtet, die in den Tropen bis in ca. 18 km, in den mittleren Breiten bis in 12 km und am Pol bis in 8 km Höhe reicht. Die Temperaturen betragen an der tropischen Tropopause -70 bis -80 °C, in den mittleren Breiten $-56,5$ °C und am Pol $-50,0$ °C.

Die Wendepunkte im vertikalen Temperaturverlauf werden als „Pause“, also als TROPOPAUSE, STRATOPAUSE und MESOPAUSE bezeichnet. Der Begriff „Pause“ bedeutet ablassen oder aufhören. So hört z. B. an der Tropopause die vertikale Abnahme der Temperatur von 6,5 K je Kilometer auf. Ihre Höhenlage variiert stark mit der Jahreszeit und der geographischen Breite. Da die obere Stratosphäre wärmer als die Troposphäre ist, unterdrückt sie aufwärts gerichtete Bewegungen, d. h., sie erschwert den Austausch. Folglich können nur Spurengase mit einer Lebensdauer größer als ein Jahr von der Tropo- in die Stratosphäre diffundieren. Die Tropopause ist eine Übergangsschicht und wird in den Radiosondenaufstiegen dort markiert, wo die Temperatur mit der Höhe konstant bleibt oder nur noch geringfügig abnimmt (3 K je 1000 m) bzw. sogar wieder leicht ansteigt.

2.3.1.1 Charakteristika der Troposphäre

An der Obergrenze der Troposphäre beträgt der Luftdruck in Polnähe etwa 300 hPa, in den gemäßigten Breiten im Mittel 200 hPa und in den Tropen rund 100 hPa, so dass sie 70%, 80% bzw. 90% der Masse der gesamten Atmosphäre enthält. Sie ist damit die Schicht, in der sich das Wetter mit Wolken- und Niederschlagsbildung abspielt.

Im Kontakt mit der Erdoberfläche befindet sich die atmosphärische Grenzschicht mit einer vertikalen Erstreckung von einem bis maximal zwei Kilometern über Land und 0,5 km über den Ozeanen (Foken 2003). Ihr thermisches und dynamisches Verhalten wird durch den Umsatz von Strahlungsenergie an der Erdoberfläche und durch die Rauigkeit der Unterlage geprägt. Als Heizfläche gibt sie die vereinnahmte kurzweilige Sonnenstrahlung, die zur Erwärmung des Erdbodens oder der Wasserflächen führt, in Form von Strahlung sowie turbulenten fühlbaren und latenten Wärmeflüssen wieder ab, so dass die meteorologischen Elemente innerhalb der planetarischen Grenzschicht einen Tagesgang aufweisen, dessen Amplitude mit der Höhe abnimmt.

Den unteren Teil der planetarischen Grenzschicht bildet die Boden- oder PRANDTL-Schicht, die im Mittel 20 bis 50 m, maximal 100 m hoch reicht (s. auch Tab. 2.6). Sie weist große vertikale Gradienten der Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit auf. Infolge der Höhenkonstanz der turbulenten Flüsse lassen sich für diesen Höhenbereich die Profile von Wind, Temperatur und Feuchte jedoch in vereinfachter Form berechnen. In der unmittelbar über der Erdoberfläche befindlichen sehr dünnen laminaren oder molekularen Grenzschicht (0,001 m) findet die Energieübertragung von der Erdoberfläche zur Atmosphäre durch Wär-

Tabelle 2.6 Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht

Freie Atmosphäre			Mächtigkeit
Atmosphärische Grenzschicht über Land am Tage	Turbulente Grenzschicht (turbulente Flüsse von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme)	Ekman-Schicht (Oberschicht)	50 – 2000 m
		Prandtl-Schicht (Bodenschicht)	20 – 50 m
		Dynamische Unterschicht	1,0 m
	zähe Zwischenschicht		0,01 m
laminare oder molekulare Grenzschicht			0,001 m

meileitungsprozesse statt. Da Luft ein sehr guter Isolator ist, müssen entsprechend starke Temperaturgradienten vorhanden sein (z.B: 20 K innerhalb einer 2,5 mm dicken Schicht gemäß Warneck 1988). Oberhalb der laminaren Grenzschicht existiert eine zähe Zwischenschicht (0,01 m) mit gemischten Austauschprozessen und darüber eine dynamische Unterschicht (cm-Bereich), in der die atmosphärische Stabilität keinen Einfluss auf die Transportprozesse besitzt. In der Ober- oder EKMAN-Schicht (50 bis 2000 m Höhe) spielen turbulente Flüsse eine außerordentlich große Rolle, wobei deren Intensität jedoch mit der Höhe abnimmt. Das hat einerseits zur Folge, dass z. B. die Tagesmaxima der Lufttemperatur im Vergleich zum Erdboden zeitlich verzögert, also nicht zum Zeitpunkt des lokalen Sonnenhöchststandes eintreten. Sie werden in der Wetterhütte (2 m Höhe) in Abhängigkeit von der Jahreszeit erst zwischen 14 und 15 Uhr Ortszeit registriert. Andererseits nimmt der Windvektor bei annähernder Richtungskonstanz in der Bodenschicht zunächst betragsmäßig sehr rasch zu, um dann im oberen Teil der atmosphärischen Grenzschicht unter dem Einfluss der Corioliskraft allmählich nach rechts zu drehen und sich oberhalb 1000 m Höhe den Windverhältnissen der freien Atmosphäre anzupassen.

2.3.1.2 Charakteristika der Stratosphäre

Oberhalb der Tropopause beginnt die sehr trockene Stratosphäre, in deren mittleren und oberen Teil durch das Ozon ultraviolette Strahlung absorbiert und dabei Wärme freigesetzt wird. Die höchsten Temperaturen treten an der Stratopause in knapp 50 km Höhe auf, wo der Luftdruck etwa 1 hPa beträgt. Gemäß Labitzke 1999 schwankt die Temperatur im Stratopausenbereich zwischen -18 °C am Winter- und $+12\text{ °C}$ am Sommerpol. Außerdem sind im antarktischen Winter die Temperaturen wesentlich niedriger als im arktischen Winter. Darüber hinaus nehmen über dem Winterpol die Temperaturen oberhalb der Tropopause bis in etwa 25 km Höhe weiter ab, so dass sich in Verbindung mit einer hochreichenden Zyklone ein Westwindregime einstellen kann. Im Sommer herrschen dagegen unter Hochdruckeinfluss stratosphärische Ostwinde vor.

Während in der unteren Stratosphäre (bis ca. 16 km Höhe) die jahreszeitlichen Variationen des Wind- und Temperaturregimes noch von der Troposphäre und der

Land-See-Verteilung der Erdoberfläche beeinflusst wird, ist sie in der mittleren und oberen Stratosphäre allein von den Einstrahlungsverhältnissen geprägt. Besonders wirksam sind die extremen jahreszeitlichen Schwankungen der Einstrahlung über den Polargebieten mit den entsprechenden Auswirkungen auf die UV-Absorption des stratosphärischen Ozons. Hohen Sommertemperaturen stehen um ca. 50 K niedrigere Wintertemperaturen gegenüber. Mit dem Einsetzen der Polarnacht beginnt im Herbst eine Abkühlung der Stratosphäre in den hohen Breiten ($0,2-0,3 \text{ K d}^{-1}$ in der Arktis). Bei gleichzeitig unverminderter Einstrahlung in den Tropen entwickelt sich ein ausgeprägter meridionaler Temperaturgradient, der zu einer starken Westströmung, dem sog. „Polarnachtjet“ führt. Es bildet sich ein polarer Wirbel, der bis in die Stratosphäre wächst und eine asymmetrische Lage zum Pol auf der Nordhalbkugel hat (bei den Aleuten liegt meist ein stratosphärisches Hoch). Mit beginnender Einstrahlung im Frühling und nachfolgender Erwärmung löst sich der polare Wirbel allmählich auf. Er wird durch ein hemisphärisches, am Pol zentriertes Hoch abgelöst, so dass im Sommer schwache stratosphärische Ostwinde dominieren.

In der unteren Stratosphäre bleibt die Temperatur zunächst bis in ca. 20 km Höhe konstant, d. h., sie ist isotherm geschichtet und besitzt das Temperaturniveau der Tropopause von rd. -56°C . In der oberen Stratosphäre steigt sie infolge UV-Absorption durch das Ozon wieder an, und zwar auf -3°C im globalen Mittel in 50 km Höhe (-24°C am Winter- und $+12^\circ\text{C}$ am Sommerpol).

Die Stratosphäre ist praktisch wolkenfrei, da infolge der tiefen Temperaturen im Tropopausenniveau (-56 bis -70°C) nur ein verschwindend geringer Wasserdampftransport aus der Tropo- in die Stratosphäre erfolgt. Die Luft besitzt hier eine relative Feuchte von im Mittel 1%. Trotzdem können sich bei stehenden Wellen (Leewellen) hinter Gebirgen bevorzugt in hohen Breiten und bei sehr niedrigen Temperaturen (unter -80°C) Perlmutterwolken zwischen 22 und 27 km Höhe bilden (s. Farbtafel 3 und 4). Dass Perlmutterwolken in wunderbaren Farben irisieren liegt u. a. daran, dass die Eiskristalle in den einzelnen Bereichen unterschiedliche Größe haben und deshalb das Sonnenlicht verschieden stark brechen. In Verbindung mit der Ozonproblematik werden sie neuerdings als „Polar Stratospheric Clouds“ (PSCs) bezeichnet. Sie geben, wie schon früh erkannt, einen Hinweis auf besonders geringe Ozonwerte (s. oben) und sind mit sehr niedrigen Temperaturen über Skandinavien verbunden.

Eine Besonderheit der oberen Stratosphäre stellen die im Winter auftretenden plötzlichen und starken Erwärmungen dar, bei denen z. B. die Temperaturzunahme bei 60°N und 10°E im Winter 1990/91 im 30 hPa-Niveau in den beiden ersten Januarwochen über 50 K betragen hat (vgl. Labitzke 1999).

Ein weiteres Phänomen, das vor allem die Variabilität in der tropischen Stratosphäre bestimmt, ist die QBO (Quasi Biennial Oscillation – quasi zweijährige Schwingung). Grundlage hierfür bildet das Konzept von zwei quasipermanenten, übereinander liegenden globalen Windsystemen in den Tropen, bestehend aus den Krakatau-Ostwinden zwischen 25 bis 35 km Höhe und den Berson-Westwinden in 20 km Höhe (s. Naujokat 2005), wobei die Übergangszone zwischen beiden Windregimen zeitlich mit der Höhe variiert.

2.3.1.3 Charakteristika der Mesosphäre

Für die Mesosphäre ist eine Temperaturabnahme von etwa 3 K je Kilometer typisch, so dass in ca. 85 km Höhe an der Mesopause im Sommer mit -95°C (maximal -130°C) die tiefsten Temperaturen in der Erdatmosphäre gemessen werden. Im Winter liegt die Mesopause in den mittleren und polaren Breiten etwa 100 km hoch und ist deutlich wärmer (vgl. Lübken 2005). Oberhalb der Mesopause, d. h. im kältesten Bereich der Thermosphäre, treten vor allem im Polarsommer polwärts von 50° Breite bei einem Sonnenstand von 5 bis 13 Grad unter dem wahren Horizont leuchtende Nachtwolken auf, ein Phänomen, das seit mehr als 100 Jahren bekannt ist (s. Gadsden 1989). Es handelt sich hierbei um Eiskristalle, die sich an Meteoritenstaub (Sublimationskerne) bilden. Auch nach starken Vulkanausbrüchen sind leuchtende Nachtwolken relativ häufig zu beobachten. In der Mesosphäre existieren außerdem infolge der geringen Dichte und der damit verbundenen geringen Strahlungsabsorption ausgeprägte Tages- und Jahregänge der Temperatur.

2.3.1.4 Charakteristika der Thermosphäre und Exosphäre

Im Anschluss an die Mesopause beginnt die Thermosphäre, in der die Temperatur zunächst isotherm verläuft und dann sehr rasch mit der Höhe bis auf 1000 K ansteigt (rd. 400 km Höhe), während sie darüber nahezu konstant bleibt. Wegen der geringen Teilchendichte und der großen mittleren freien Weglänge werden allerdings keine Temperaturen im gaskinetischen Sinne, sondern Strahlungsenergien bestimmt. Die Gase sind hier dissoziiert bzw. teilweise ionisiert, beides durch Absorption von kurzweiliger UV-Strahlung, Röntgen- und Korpuskularstrahlung aus dem Weltraum. Das Gas ist also ein Plasma, das aus Ionen, Elektronen und neutralen Teilchen besteht. Die große Rolle der Strahlungsabsorption und die geringe Teilchendichte bewirken Tagesschwankungen der Temperatur von mehreren 100 K.

Oberhalb 1000 km Höhe schließt sich als Übergangsschicht zum Weltraum die Exosphäre an, die eine Helium-Ionen-Schicht und in ihrem obersten Bereich eine Schicht von Wasserstoffatomen enthält (siehe Abb. 2.1). Aus ihr entweichen schnelle, ungeladene, dissoziierte Atome in den Weltraum, während geladene Teilchen dem Einfluss des Erdmagnetfeldes, der bis zur Magnetopause reicht, unterliegen. Darüber folgt das Gebiet des solaren Windes, der sich aus schnell bewegenden Sonnenpartikeln (Protonen, Neutronen und Elektronen), die aus der Sonnenkorona stammen, zusammengesetzt. In der Exosphäre befinden sich die geostationären und polumlaufernden Satelliten sowie die Raumschiffe, die infolge geringer Reibungsverluste auf ihren Umlaufbahnen langfristig verbleiben können.

2.3.2 Einteilungsprinzip: Solarer Strahlungsumsatz

Geht man vom solaren Strahlungsumsatz aus, dann stellt die Erdoberfläche das erste Heizniveau der Atmosphäre dar, da an ihr durch Absorption (47% der einfallenden

Sonnenstrahlung) ein primärer Umsatz infraroter und sichtbarer Sonnenstrahlung in Wärme erfolgt, die dann mittels Wärmeleitung sowie durch Strahlungs- und thermodynamische Prozesse weitertransportiert wird.

Oberhalb des Ozonmaximums (25 km Höhe) absorbiert das atmosphärische Gas einen großen Teil der UVC-Strahlung (200–290 nm), die unmittelbar an Ort und Stelle in Wärme umgesetzt wird, und zwar durch Dissoziation. Die Trennlinie zwischen diesen energetisch unterschiedlich ablaufenden Zyklen bildet die STRATONULLSCHICHT (25 km Höhe), die somit die Obergrenze der unteren Atmosphäre bzw. Untergrenze der Hochatmosphäre bildet. In letzter Zeit hat sich für Stratosphäre und Mesosphäre auch der Begriff mittlere Atmosphäre eingebürgert (s. Bergmann 2001).

2.3.3 Einteilungsprinzip: Ionisierungsgrad

Durch die starke Abnahme der Luftdichte mit der Höhe wird etwa oberhalb 70 km die mittlere freie Weglänge der Moleküle und Atome so groß, dass die infolge Ionisation entstandenen Elektronen eine längere Zeitspanne erhalten bleiben, bevor sie wieder von den positiv ionisierten Atomen und Molekülen eingefangen werden (rekombinieren).

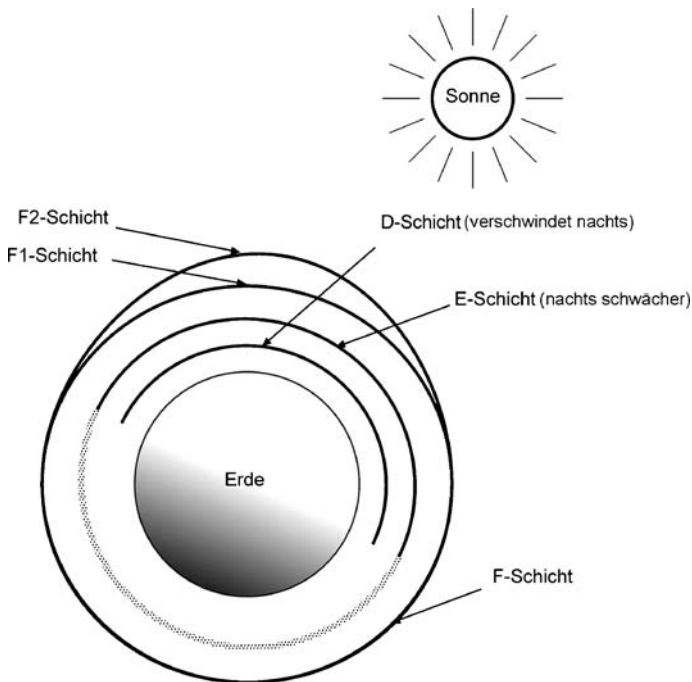


Abb. 2.16 Schichten maximaler Ionenkonzentration

Es bilden sich Schichten maximaler Elektronendichte (vgl. Abb. 2.16), also elektrisch leitende Schichten. So die D-Schicht zwischen 50–90 km ($10^9 - 10^{10} e^- m^{-3}$), in der die am tiefsten eindringende Strahlung (gewöhnlich kosmische Strahlung) durch Stoßprozesse noch eine genügend große Menge von Elektronen-Ionen-Paaren erzeugen kann. Darüber befindet sich die E-Schicht zwischen 90 und 130 km Höhe ($10^{11} e^- m^{-3}$). Die D-Schicht wird durch Rekombinationsprozesse nachts abgebaut und die E-Schicht stark abgeschwächt. Tagsüber treten zwei weitere Maxima der Ionenkonzentration auf, die F1- und F2-Schicht ($10^{12} e^- m^{-3}$) zwischen 170 und 300 km Höhe, die nachts miteinander verschmelzen (vgl. Lilljeqist 1984, Warnecke 1997, Poole 1997 und Barter 2002).

Im Zusammenhang mit der Auswirkung des Treibhauseffektes auf die Thermosphäre wurde gemäß Bremer 2005 ein Absinken der Höhe der E- und F-Schichten sowie eine Zunahme der maximalen Elektronendichte sowohl theoretisch vorhergesagt als auch experimentell nachgewiesen.

Die Ausprägung der einzelnen Schichten hängt von der einfallenden Sonnenstrahlung und damit von der Tages- und Jahreszeit ab (vgl. Abb. 2.16). Weiteren Einfluss haben die Sonnenflecken, da durch sie die Strahlungsemission der Sonne und damit der Ionisierungsgrad zunimmt. In den genannten Höhenbereichen wird die UV-Strahlung durch einzelne Moleküle, die Röntgenstrahlung durch Atome und die γ -Strahlung durch Atomkerne absorbiert, so dass nur ein winziger Bruchteil der „harten“ Strahlung die Erdoberfläche erreicht. An die F-Schicht schließt sich ab etwa 600 km Höhe eine Helium-Ionen-Schicht an (bis ca. 1000 km), der eine Schicht von Wasserstoffkernen (Protonen) folgt. Ausgehend von der getroffenen Einteilung kann man somit zwischen einer Neutro-, Iono- und Protosphäre (etwa ab 2500 km Höhe) unterscheiden.

2.3.4 Polarlichter

Die Ionosphäre ist der Sitz der spektakulären Polarlichter, die man als Nordlichter (*aurora borealis*) bzw. Südlichter (*aurora australis*) bezeichnet, da sie vorwiegend zwischen 20° und 30° Breitenentfernung um den magnetischen Nord- und Südpol der Erde erscheinen. Polarlichter werden durch den Sonnenwind (dünnes Plasma geladener Teilchen) in Wechselwirkung mit dem Erdmagnetfeld getriggert (vgl. Abb. 2.17). Die der Sonne zugewandte Seite der Magnetosphäre ist für die Sonnenwindpartikel undurchdringlich, sie sickern vielmehr beim Vorbeistreichen des Sonnenwindes am Magnetosphärenschweif in die Magnetosphäre und sammeln sich in der so genannten Plasmaschicht, die über Magnetfeldlinien mit der Erde verbunden ist. Entlang dieser Feldlinien werden Elektronen infolge der Lorentz-Kraft spiralförmig zur Erde hin beschleunigt und dringen in ihre Atmosphäre ein.

Die Kollision von Partikeln des Sonnenwindes mit Atomen und Molekülen der Luft führt sowohl zu energetisch angeregten Zuständen als auch zu einer Zunahme der Ionen- und Elektronendichte. Bei Rekombination der Ionen mit den freien Elektronen und beim Abbau des Anregungszustandes wird Strahlung emittiert. Ein

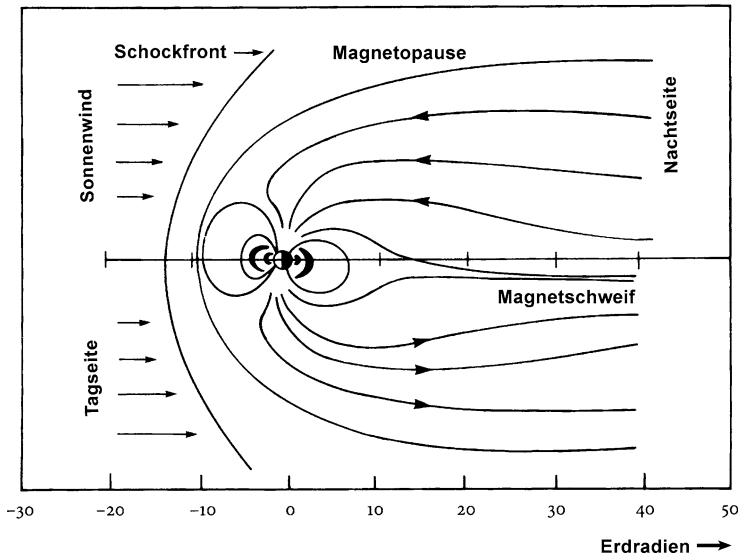


Abb. 2.17 Magnetfeld der Erde. Quelle: Brekke 1983

Teil davon ist sichtbares Licht. So besitzt ionisierter Sauerstoff eine Emissionslinie bei $\lambda = 557,7$ nm (blasses, fahles gelbgrünes Polarlicht in etwa 100 km Höhe), bei $\lambda = 630$ und $636,4$ sowie $639,1$ nm (rotes Polarlicht in etwa 300 km Höhe) und ionisierter Stickstoff bei $\lambda = 470,9$ nm (blaues Polarlicht). Da Polarlichter in etwa 100 bis maximal 400 km Höhe entstehen, sind sie über Hunderte von Kilometern zu sehen (siehe Farbtafel 7). Durch das Wegdrehen der Erde unter der Eindringzone der Feldlinien an den magnetischen Polen ergibt sich ein Auroraoval. Die verschiedenen Formen und Farben des Polarlichts entstehen durch die zeitlichen und räumlichen Schwankungen des einfallenden Partikelstroms in Abhängigkeit von der in der jeweiligen Höhe auftretenden Gasart sowie von der Energie des Partikelstromes (vgl. Kilian 2002).

Dass Polarlichter auch in mittleren Breiten und weiter südlich beobachtet werden, ist eine Folge des 11jährigen Sonnenfleckenzyklus'. In der Phase maximaler Fleckenaktivität erhöht sich die Dichte und Geschwindigkeit des Sonnenwinds durch heftige Sonneneruptionen derart, dass es zu einer Einschnürung des Magnetosphärenschweifs und damit der Plasmaschicht kommen kann und starke Schwankungen des Erdmagnetfeldes auftreten.

2.3.4.1 Ausbreitung von Funkwellen

An den Schichten maximaler Elektronendichte erfolgen eine Dämpfung, Refraktion und Reflexion von Funkwellen (vgl. Poole 1997). So kann durch wiederholte Reflexionen (sowohl an der Erdoberfläche als auch an der Ionosphäre) das Radiosignal

komplett um die Erde wandern. In der Nähe des Senders (Einfallswinkel nahezu Null) durchdringen die Radiowellen aber die Ionosphäre, so dass eine „stille Zone“ bis zu 160 km Entfernung um den Sender existiert, da die Bodenwellen sehr rasch absorbiert werden und auch der Erdkrümmung nicht folgen können.

Die D-Schicht baut sich nach Sonnenaufgang auf, erreicht ihre größte Ionisation mit dem Sonnenhöchststand und löst sich nach -untergang relativ rasch wieder auf. Sie reflektiert die sehr langen Radiowellen, dämpft aber die Mittel- und Kurzwellen. Bezüglich der Ausbreitung von Kurzwellen ist sie eher hinderlich.

Die Intensität der E-Schicht folgt ebenfalls dem Sonnenstand. Ihre Ionisation reicht zur Reflexion und Refraktion von Wellen mit niedrigen Frequenzen. An der Untergrenze der E-Schicht tritt außerdem Dämpfung auf. Signale mit hohen Frequenzen werden weit weniger modifiziert, so dass sie fast verlustfrei geradlinig passieren können.

Die F1- und F2-Schicht oberhalb der E-Schicht sind die für die Kurzwellenausbreitung wichtigsten Schichten. Sie bleiben nämlich nachts infolge der geringen Rekombination in 250–400 km Höhe erhalten. Da hier die Elektronendichte hoch ist, sorgen Brechungs- und Reflexionseffekte für eine Überbrückung sehr großer Distanzen.

Die Ausbreitung von Kurzwellen über große Entfernungen erfolgt allgemein im „Zickzack“-Kurs auf dem Großkreis, d. h., die Welle macht Sprünge von maximal 3000 bis 4000 km Länge, wobei sie abwechselnd an der Ionosphäre und der Erdoberfläche reflektiert wird. Hierbei gilt: die Reflexionseigenschaften werden mit abnehmender Ionisation und zunehmender Frequenz schlechter.

Die Ionosphäre reagiert auf Störungen des Strahlungsflusses der Sonne (z. B. UV-bursts) sehr empfindlich mit Schwankungen der Elektronendichte, was zu einer Störung des Funkverkehrs führt. Sudden ionospheric bursts (SIDs) dauern etwa 15 bis 30 Minuten. Meist bewirken sie eine Verstärkung der D-Schicht und damit eine Zunahme der Absorption von Radiowellen, so dass häufig Funkausfall („black out“) oder eine Störung des Funkverkehrs eintritt.

2.4 Die Lufthülle der Erde als thermodynamisches System

Die Lufthülle der Erde ist ein Gemisch von idealen Gasen, für das das Eigenvolumen der Moleküle sowie die Kraftwirkung zwischen ihnen vernachlässigbar ist, und bildet ein thermodynamisches System. Sein Zustand Z lässt sich durch Zustandsvariable beschreiben, zu denen das Volumen V , der Druck p und die Temperatur T gehören, womit $Z = f(p, T, V)$ gilt. Alle auf eine Masseneinheit m bezogenen Größen heißen spezifisch, so dass man z. B. vom spezifischen Volumen $V/m = 1/\rho$ und der spezifischen Wärme $c = \delta q/dT$ spricht.

Ändert sich der Zustand eines durch die Variablen Volumen, Druck und Temperatur beschriebenen Systems nicht mit der Zeit, dann befindet es sich im Gleichgewicht, wofür man formuliert: $dZ/dt = 0$. Im thermodynamischen Gleichgewicht besitzt somit die Zustandsgleichung die allgemeine Form $f(p, T, V) = 0$,

d. h., jeweils zwei Zustandsvariable legen die dritte Variable eindeutig fest. So bestimmt sich z. B. der Druck p alleinig aus dem Volumen und der Temperatur (Etling 1996).

2.4.1 Gesetze für ideale Gase

Das Verhalten einer Gasmasse m mit N Gasmolekülen, welche unter dem Druck p und der Temperatur T das Volumen V einnimmt, lässt sich durch die nachfolgenden Gasgesetze beschreiben, die aus experimentellen Untersuchungen abgeleitet wurden.

Betrachten wir als erstes die beiden Gesetze von GAY-LUSSAC (französischer Chemiker, 1778–1850), die die Form

$$\begin{aligned} V/T &= \text{const.} & \text{bei } p &= \text{const.} \\ p/T &= \text{const.} & \text{bei } V &= \text{const.} \end{aligned} \quad (2.3)$$

besitzen. Die Interpretation dieser Beziehungen veranschaulicht, dass sich im ersten Fall mit zunehmender Temperatur das Volumen eines Gases ausdehnt, vorausgesetzt der Druck und die Menge des Gases bleiben konstant, und im zweiten Fall bei konstantem Volumen der Druck wie die absolute Temperatur entweder steigt oder fällt. Damit gilt auch:

$$\begin{aligned} V_1/T_1 &= \text{const.} & \text{bzw.} & & V_2/T_2 &= \text{const.} \\ V_1/T_1 &= V_2/T_2 & \text{bzw.} & & V_2/V_1 &= T_2/T_1 \end{aligned} \quad (2.4)$$

Als Gesetz von Boyle-Mariotte (englischer Physiker; 1627–1691, französischer Mönch, 1620 – 1684) wird die nachstehende Beziehung bezeichnet, die einen einfachen Zusammenhang zwischen dem Druck und dem Volumen eines Gases herstellt:

$$pV = \text{const.} \quad \text{bei } T = \text{const.} \quad (2.5)$$

Sie drückt aus, dass mit wachsendem Volumen der Gasdruck abnimmt, vorausgesetzt die Temperatur und die Menge des Gases bleiben konstant, so dass man auch schreiben kann:

$$p_1/V_1 = p_2/V_2 \quad \text{bzw.} \quad p_2/p_1 = V_1/V_2 \quad (2.6)$$

Durch die Zusammenfassung dieser Gesetze lässt sich die Zustandsgleichung für ideale Gase herleiten

$$pV = mRT, \quad (2.7)$$

worin R die spezielle Gaskonstante (bezogen auf die Einheitsmasse 1 kg) darstellt, die für jedes Gas verschieden ist. Dividiert man (2.7) durch die Masse m , so erhält man das spezifische Volumen v , das der reziproken Dichte $1/\rho$ entspricht, und

gelangt letztendlich zu der in der Meteorologie am häufigsten verwendeten modifizierten Form der Zustandsgleichung:

$$pv = RT \quad \text{bzw.} \quad p = \rho RT \quad (2.8)$$

Da sich verschiedene Gase im Idealzustand lediglich durch die Masse ihrer Moleküle unterscheiden, eliminiert man die Molekülmasse aus der speziellen Gaskonstanten R und gelangt zu einer Konstanten R^* , die von der Gasart unabhängig ist (s. Paus 1995). Man betrachtet hierzu statt des spezifischen Volumens v das Molvolumen v_{mol} eines Gases und berücksichtigt, dass $v_{\text{mol}} = v/M$ mit M als Molmasse in Kilogramm gilt, so dass man damit eine thermische Zustandsgleichung in der Form

$$pv_{\text{mol}} = MRT = R^*T \quad (2.9)$$

gewinnt. Hierin entsprechen T gemäß der Kelvin-Skala gemessenen Temperatur und R^* der universellen Gaskonstanten, die für alle Gase denselben Wert von $8,31 \text{ JK}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ hat, weil nach Avogadro (italienischer Chemiker und Physiker, 1776–1836) bei gleicher Temperatur und gleichem Druck alle Gase das gleiche Molvolumen, das proportional der Teilchenzahl N_0 mit einer für alle Gase gleichen Proportionalitätskonstanten k ist, besitzen. Die in einem Molvolumen enthaltene Anzahl von Teilchen N_0 wird als Avogadro-Zahl bezeichnet und beträgt $6,022 \cdot 10^{23}$ Moleküle.

Für ein einzelnes Molekül wird die Gaskonstante durch die Boltzmann-Konstante k , die 1905 von Einstein bestimmt wurde, angegeben:

$$R^* = kN_0 \quad (2.10)$$

Damit erhalten wir als Alternativform zur thermischen Zustandsgleichung der idealen Gase:

$$pv_{\text{mol}} = kN_0T \quad (2.11)$$

Übungen

Aufgabe 1 Berechnen Sie das Molvolumen v_{mol} der Luft für atmosphärische Standardbedingungen ($p_0 = 1013,25 \text{ hPa}$ und $T_0 = 273,15 \text{ K}$)!

Aufgabe 2 Bis zu einer Höhe von 1 km sei die Atmosphäre isotherm. Ein Luftteilchen steigt vom Boden mit $p_0 = 1025 \text{ hPa}$ und einer Temperatur $T_0 = 15^\circ \text{C}$ auf eine Höhe von 900 hPa. Um wieviel dehnt es sich aus?

Aufgabe 3 (nach Orear 1971) Während eine Luftblase mit konstanter Temperatur vom Boden eines Sees an die Oberfläche aufsteigt, verdreifacht sich ihr Volumen. Wie tief ist der See?

Aufgabe 4 Wie groß ist die Dichte trockener Luft bei Standardatmosphärendruck und 0°C ?

Höhe (km)	Temperatur (°C)		
Boden	18	31	5
1	11	25	1
2	6	20	-2
3	1	15	-6
4	-5	10	-12
5	-11	5	-18
6	-17	0	-25
7	-24	-5	-33
8	-31	-11	-41
9	-39	-17	-48
10	-46	-24	-48
11	-50	-32	-46
12	-50	-41	-45
13	-50	-49	-44
14	-49	-58	-44
15	-49	-67	-43
16	-49	-74	-43
17	-49	-77	-42
18	-49	-72	-40
19	-49	-66	-40
20	-49	-62	-40

Aufgabe 5 Charakterisieren Sie anhand der vertikalen Temperaturprofile (Monat Juli) dreier Stationen in unterschiedlichen Breiten den Schichtenbau der unteren Atmosphäre!



<http://www.springer.com/978-3-540-71308-1>

Meteorologie

Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der
Atmosphäre

Klose, B.

2008, Etwa 420 S. 193 Abb., 31 in Farbe., Hardcover

ISBN: 978-3-540-71308-1