

Die Erdatmosphäre: Ihre chemische Zusammensetzung, vertikale Struktur und Physik

2

Um herauszufinden, was zwischen dem Himmel und der Erde schwebt, müssen wir uns zunächst mit der Erdatmosphäre, d. h. der Dampf- bzw. Gashölle (griech. ατμός = Dampf, σφαῖρα = Kugel) unseres Planeten, befassen und folgende Fragen beantworten:

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

Die Erde verdankt ihre derzeitige vierte Atmosphäre dem Gleichgewicht zwischen der Gravitation (Schwerkraft) und den Eigenbewegungen der Moleküle und Atome, die in der Lufthölle 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 (atomarer 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 materiewarmen 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.

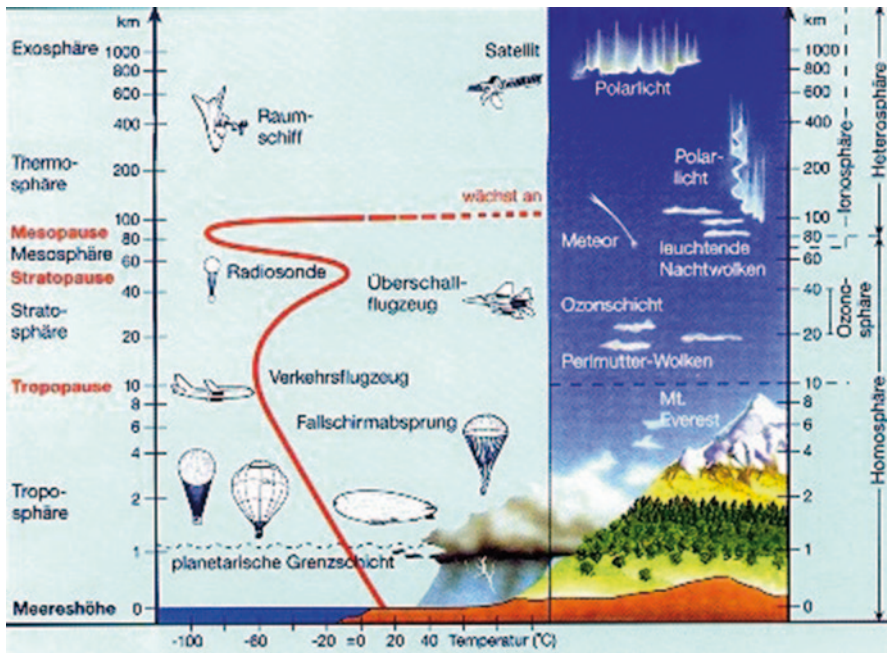


Abb. 2.1 Aufbau der Atmosphäre. (© Fontner-Forget, diGraph Lehr/FC I Frankfurt/M.)

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; rote Kurve: Temperatur).

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 „Erdpfels“.

Hinsichtlich ihrer Zusammensetzung unterscheidet man zwischen permanenten Hauptbestandteilen (N_2 , O_2 , CO_2 , Ar) und permanenten Spurengasen (alle anderen Edelgase, H_2 , N_2O) sowie sehr variablen, stark räumlich und zeitlich schwankenden Anteilen (besonders H_2O , CH_4 , O_3 , SO_2 , CO und 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 Tab. 2.1 und 2.2 angegebenen Werte wurden gemäß Landolt-Börnstein 1988, Guderian 2000a, Kraus 2001 und Möller 2003 ausgewählt.

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

Hauptbestand- teile Gas	Chemisches Symbol	Molmasse (10 ⁻³ 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	9300,0
Kohlendioxid	CO ₂	44,010	0,0004	400,0
trockene Luft	ohne	28,965	1,0000	1000.000,0
Wasserdampf	H ₂ O	18,015	0,01–0,04	Im Mittel 20.000,0

Tab. 2.2 Zusammensetzung der Atmosphäre in ca. 100 km Höhe (konstante Spurengase)

Spurengase Gas	Chemisches Symbol	Molmasse (10 ³ kg · mol ⁻¹)	Volumenanteil	Parts per Million (ppm)
Neon	Ne	20,183	1,82 · 10 ⁻⁵	18,200
Helium	He	4,003	5,24 · 10 ⁻⁶	5,240
Krypton	Kr	83,800	1,14 · 10 ⁻⁶	1,140
Wasserstoff	H ₂	2,016	5,00 · 10 ⁻⁷	0,500
Distickstoffoxid	N ₂ O	44,013	3,10 · 10 ⁻⁷	0,310
Xenon	Xe	131,300	8,70 · 10 ⁻⁸	0,087

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 Gesamtanzahl 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,mass} verwendet. Die hierfür notwendigen Umrechnungen sind in Tafel 2.1 enthalten.

Tafel 2.1 Umrechnungsfaktoren für Konzentrationsangaben

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

- mit
- M_i: molare Masse der Substanz (g · mol⁻¹)
 - M_{Luft}: mittlere molare Masse der Luft (g · mol⁻¹)
 - STP: Standardatmosphäre (Standarddruck: 101,325 N · m⁻² und -temperatur: 273,15 K)
 - ρ_{STP}: Luftdichte bei STP (1,293 kg · m⁻³)
 - m_{i,vol}: 10⁻⁶=1 ppm; 10⁻⁹=1 ppb; 10⁻¹² = 1 ppt

Tab. 2.3 Zusammensetzung der Atmosphäre bis in etwa 100 km Höhe (variable Spurengase)

Spurengase Gas	Chemisches Symbol	Molmasse ($10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$)	Volumenanteil	Parts per Billion (ppb)
Methan	CH_4	16,043	$1,72 \cdot 10^{-6}$	$1,72 \cdot 10^3$
Kohlenmonoxid	CO	28,011	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$0,10 \cdot 10^3$
Ozon	O_3	47,995	$5,0 \cdot 10^{-8}$	15–50
Schwefelwasserstoff	H_2S	34,076	Spuren	$5\text{--}90 \cdot 10^3$
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_2O	30,063	Spuren	2–0,20

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 in der Erdatmosphäre enthaltenen variablen Spurengase bis in eine Höhe von etwa 100 km aufgeführt.

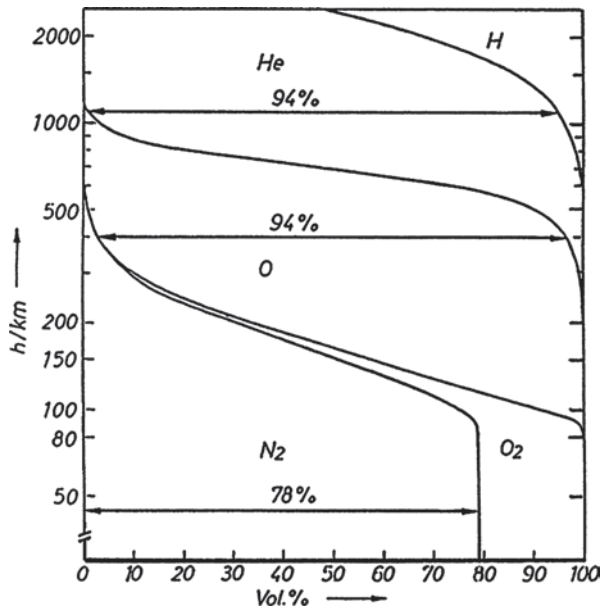
Die Zusammensetzung der Erdatmosphäre kann sich in Abhängigkeit von vorhandenen Senken und Quellen besonders hinsichtlich ihrer Spurengaskonzentration sowohl räumlich als auch zeitlich ändern, aber turbulente horizontale und vertikale Austauschprozesse bewirken eine gleichmäßige chemische Zusammensetzung bis in etwa 100 km Höhe. Man bezeichnet diese gut durchmischte Schicht deshalb auch als Homosphäre (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 Heterosphäre (griech. hetero = anders, fremd) anschließt. Hier ist die mittlere freie Weglänge der Moleküle größer als die turbulente Verschiebungslänge, sodass der diffuse Transport dominiert. Folglich tritt eine Entmischung der Gase aufgrund 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 (s. Atomgewichte) nur außerordentlich langsam mit der Höhe ab.

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 Fotodissoziation (Aufbrechen von Molekülen durch kurzweilige 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.

Abb. 2.2 Änderung der Zusammensetzung der Erdatmosphäre.
(© Referenzatmosphäre Cospar 1972)



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), Wassertropfchen (sichtbar als Wolken) und winzigen Eiskristallen. Da der Wasserdampfgehalt der Luft 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 Wasserdampfs sind die tropischen Ozeane, aus denen er durch Verdunstung in die Atmosphäre gelangt, und durch Quellwolkenbildung bzw. advektive Prozesse auf- bzw. polwärts transportiert wird. Da die natürliche Verdunstung aber sehr viel größer als die anthropogene Emission durch Verbrennungsprozesse bzw. infolge des Flug- und Schiffsverkehrs ist, dominiert er den natürlichen Treibhauseffekt (s. Guderian 2000a, b), denn er stellt das wichtigste infrarotaktive Gas in der Erdatmosphäre dar.

Als Senken für den Wasserdampf wirken Kondensationsprozesse, während das Flüssigwasser durch Niederschlagsbildung aus der Atmosphäre entfernt wird. So verweilt ein Wassermolekül etwa vier bis zehn Tage in der Troposphäre, jedoch 100 bis 500 Tage in der Stratosphäre, da hier keine Niederschlagsprozesse auftreten.

Die bodennahe Wasserdampfkonzentration beträgt in den Polargebieten im Mittel $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ Luft, in den gemäßigten Breiten $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ und im äquatorialen Bereich $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

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. Aufgrund seiner chemischen Struktur wirkt es stark oxidierend und zerstört nahezu alle organischen Verbindungen.

Ozon entsteht auf natürlichem Wege aus gewöhnlichem Sauerstoff unter der Einwirkung von ultravioletter Strahlung (s. Abb. 2.3). Sein Volumenmischungsverhältnis beträgt in der Stratosphäre bis zu 10 ppm, d. h., auf eine 1 Mio. Luftmoleküle entfallen maximal 10 Moleküle Ozon, in der Troposphäre erreicht 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 ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) (s. Tafel 2.2 in Anlehnung an Warneck 1988).

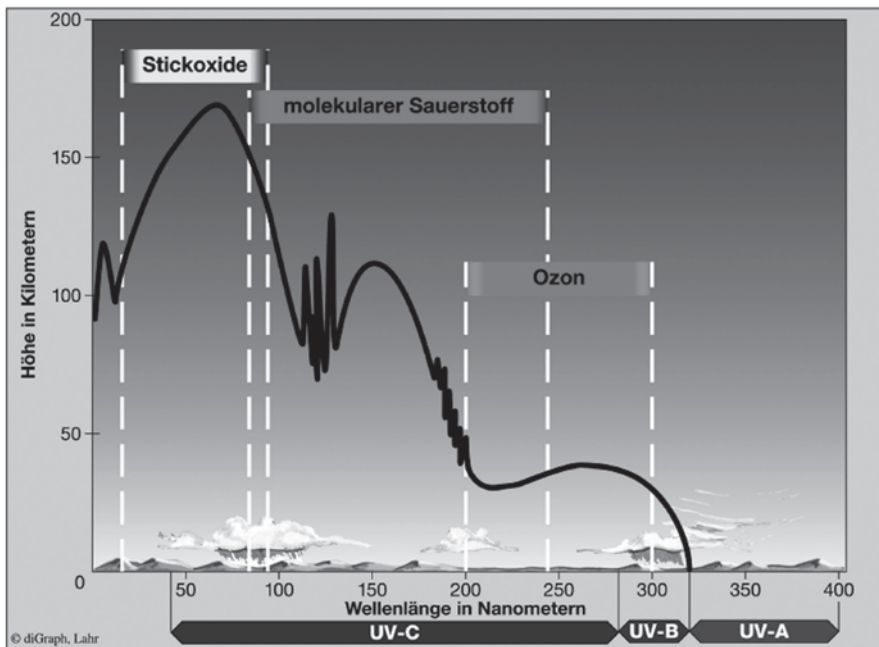


Abb. 2.3 Eindringtiefe schädlicher Strahlung bei Absorption durch Gase. (© Fontner-Forget, diGraph Lahr/FC I Frankfurt/M.)

Tafel 2.2 Konzentrationsangaben für das Ozon

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

$$1 \text{ ppb(v)} (\text{O}_3) = 2,14 (\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}) (\text{O}_3)$$

$$1 \mu\text{gm}^{-3} (\text{O}_3) = 0,467 \text{ ppb(v)} (\text{O}_3)$$

$$10^3 \text{ DU} = 1 \text{ cm O}_3\text{-Säule}$$

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 Normaltemperatur (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 stellen folglich 1 cm O_3 -Säule dar, und der in der Regel beobachtete Ozongesamtgehalt von 200 bis 600 DU entspricht damit einer Ozonschicht von 2 bis 6 mm Dicke.

Vergleicht man das strato- 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 0,4 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 fotochemische Oxidation von Kohlenmonoxid, Methan und anderen Kohlewasserstoffen unter Beteiligung von Stickoxiden und Wasserdampf (vgl. Graedel 1994).

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 der Erde. 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 mehr als 440 DU im Frühjahr zwischen 60 und 90° Breite über Nordamerika und Kanada sowie 30 und 90° Breite über Asien auftreten (s. Abb. 2.4), während für den Südfrühling maximale Konzentrationen von mehr als 400 DU bei 60° südlicher Breite typisch sind. In Äquatornähe werden dann nur ca. 240 bis 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 1994/1995 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 (976 m über NN) 2,1 % je Dekade ausmacht.

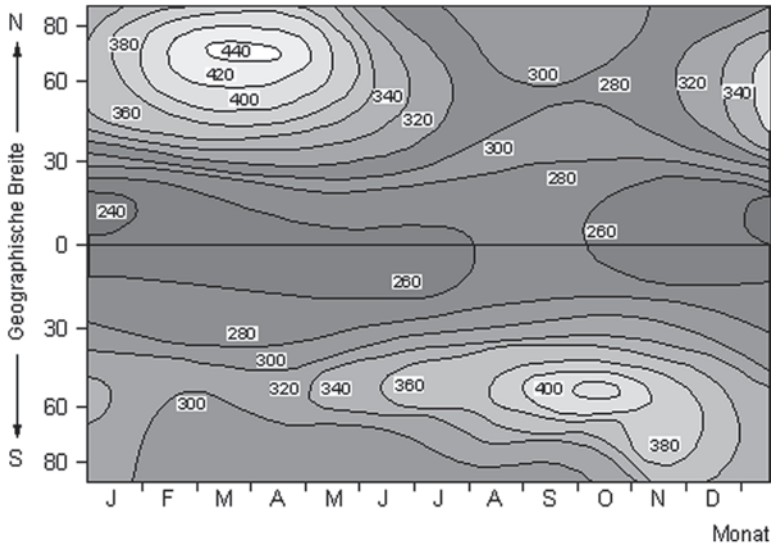


Abb. 2.4 Mittlere Gesamt ozonmenge (in DU) als Funktion der Breite und der Jahreszeit (1957–1975). (© Bundestag, Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin (Internet 3))

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 (s. Cubasch 2000). In der Troposphäre haben sich dagegen die Temperaturen um 0,4 K seit 1958 erhöht (vgl. hierzu Abb. 2.5).

Die Zunahme des Ozons in der Troposphäre ist mit einer Verstärkung des Treibhauseffektes verknüpft, da es infolge seiner Absorptionsbanden im nahen Infrarot bei Wellenlängen von $\lambda=4,8$ sowie bei 5,8, bei 6,7 μm und auch bei $\lambda=9,6$ μm 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. 2.8).

Ozon kommt in allen atmosphärischen Schichten vor, insbesondere aber zwischen dem Boden und mindestens 100 km Höhe. Etwa 90 % seiner Menge befinden sich jedoch in der Stratosphäre in einem Höhenbereich zwischen 15 bis 30 km, in der sogenannten Ozonschicht, wo es in situ auf natürlichem Wege durch die Fotolyse von Sauerstoffmolekülen entsteht. Seine maximale Konzentration beträgt in 25 km

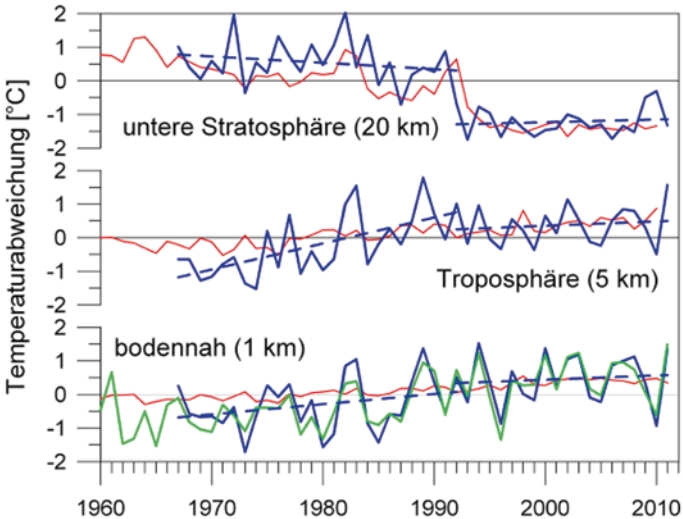


Abb. 2.5 Jahresmittel der Temperatur am Boden (*grüne Kurve*) sowie in 1, 5 und 20 km Höhe (*blaue Kurven*) nach Sondierungen der Station Hohenpeißenberg im Vergleich zur globalen Temperaturentwicklung (*rote Kurven*). (© W. Steinbrecht, DWD)

Höhe $5 \cdot 10^{12}$ Moleküle je cm^3 , was einem Volumenmischungsverhältnis von rund 6 ppm entspricht. Insgesamt gesehen verhält sich die Ozonschicht sehr variabel, und ihre Höhenlage sowie Dicke ändern sich sowohl mit der geografischen Breite als auch der Jahreszeit und den meteorologischen Bedingungen (vgl. Abb. 2.6).

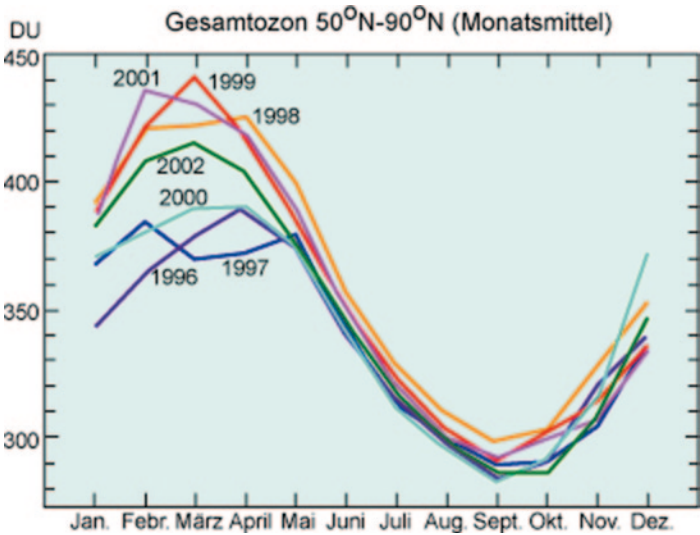


Abb. 2.6 Mittlere Verteilung des Ozongesamtgehaltes im Verlaufe verschiedener Jahre in verschiedenen Breiten. (© DWD/Wiki Bildungsserver (Internet 4))

Eine minimale Ozonschichtdicke existiert in den Tropen, obwohl hier das meiste Ozon produziert wird. Ursache sind die vorherrschenden stratosphärischen Winde, die das Spurengas in die mittleren und hohen Breiten transportieren, sodass im äquatorialen Bereich seine Schichtdicke nahezu über das gesamte Jahr konstant bleibt und gemäß Abb. 2.4 und 2.7 im Mittel nur 225 bis 250 DU beträgt. In den Subtropen bzw. in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel werden hingegen 250 bis 275 DU bzw. 275 bis 375 DU gemessen.

Während auf der Nordhalbkugel infolge von dynamischen Prozessen die Dicke der Ozonschicht praktisch bis zum Pol hin ungehindert zunimmt, erreicht sie auf der Südhalbkugel ihren Maximalwert bereits bei 55° Süd und verringert sich bis zum Südpol wieder. Der höchste Ozongesamtgehalt wird im Verlaufe des Frühlings mit 460 DU auf der Nord- und mit 400 DU auf der Südhalbkugel beobachtet. Dieses Maximum in der Ozonverteilung beruht auf verschiedenen Ursachen. Zum einen hat sich in Polnähe das Ozon angesammelt, das in Verbindung mit der Brewer-Dobson-Zirkulation während des Winters im Polarwirbel absinkt, zum anderen fehlt während der Polarnacht das Sonnenlicht, um Ozon zu dissoziieren, sodass der natürliche Ozonabbau eingeschränkt ist (s. Brewer 1949). Darüber hinaus existiert im Polarbereich eine tief liegende Tropopause, was zu einer Zunahme der vertikalen Mächtigkeit der Stratosphäre mit ihrer hohen Ozonkonzentration und damit der Ozonschichtdicke führt.

Die Variabilität des Ozongesamtgehaltes mit der Jahreszeit kommt ebenfalls deutlich in Abb. 2.6 zum Ausdruck. So ist in allen Breiten mit Ausnahme der Tropen während des Frühjahrs die Ozonkonzentration am höchsten und nimmt im Verlauf des Jahres auf ein Herbstminimum ab, wobei im polaren Bereich eine größere Schwankungsbreite als in den Subtropen beobachtet wird. In der unteren Stratosphäre beträgt die sommerliche Ozonreduktion in den polaren Breiten rund 35 %, d. h., sie ist etwa genauso groß wie die Ozonerstörung im winterlichen Polarwirbel. Einen Überblick über die globale Ozonverteilung während des späten Frühlings gibt Abb. 2.7.

Wie wir heute wissen, wird durch halogene Gase die Ozonschicht in der Antarktis und Arktis seit Beginn der 80er-Jahre ausgedünnt, sodass ihre Dicke zu Frühlingsbeginn bis zu 30 % reduziert ist und in der unteren Stratosphäre das Ozon teilweise komplett verloren geht. Den hierfür wirksamen Mechanismus diskutierten Crutzen 1986 sowie Molina 1987. Als Ursache gilt die Bildung polarer Wolken in der kalten winterlichen Stratosphäre, auf deren Oberfläche durch heterogene chemische Reaktionen Stickstoffverbindungen zeitweise in HNO_3 umgewandelt und durch Sedimentation von Wolkenpartikeln permanent entfernt werden. In der Antarktis, in der die Temperaturen immer genügend tief für heterogene chemische Reaktionen sind, spielt zur Erklärung des Ozonlochs die Denitrifikation dabei keine so große Rolle wie in der Arktis, wo z. B. im Verlaufe des Winters 1994/1995 bis zu 35 % der Gesamtozonverlustes im mittleren Bereich der Ozonschicht von der Partikelsedimentation herrührten (s. Waibel 1999).

Wolkentröpfchen, die Salpetersäure enthalten, haben einen typischen Partikelradius von 0,01 bis 0,4 μm , sodass sie eine Sinkgeschwindigkeit von wenigen Metern pro Tag aufweisen und die Denitrifikation nicht fördern. Feste Partikel können da-

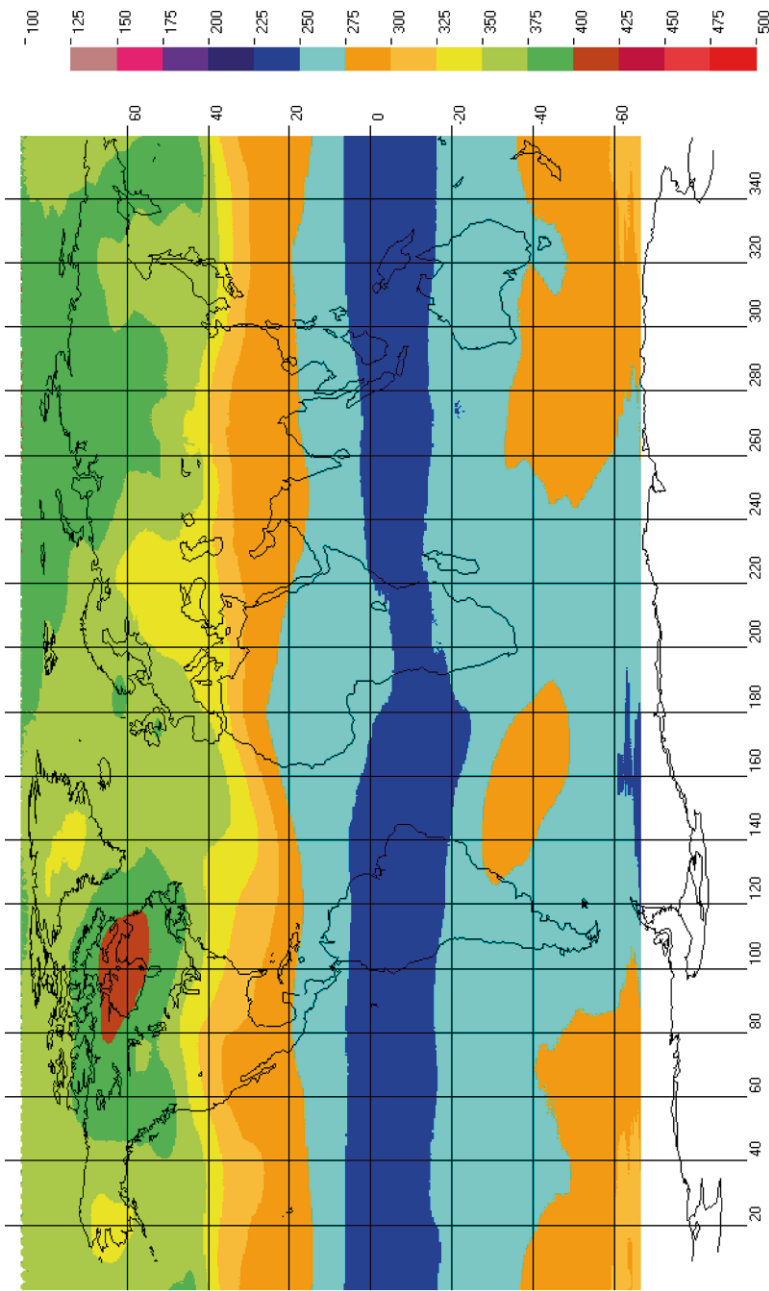
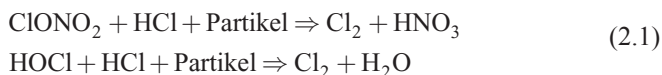


Abb. 2.7 Globale Verteilung des Ozongesamtgehaltes (in DU) für Mai 1996 nach Daten von NASA/GOME. (© DWD (Internet 5))

gegen zu größeren Dimensionen anwachsen und maßgeblich für die Reduzierung von Stickoxyden sein, weil sie während ihres Wachstums auf mehrere Mikrometer vollständig gasförmiges HNO_3 in Form von NAT (*Nitric Acid Trihydrate*) enthalten und etwa 1 km je Tag absinken. Mit der weiteren troposphärischen Erwärmung und stratosphärischen Abkühlung sollten sich die ozonzerstörenden Prozesse auf beiden Halbkugeln einander annähern. Der kalte nordhemisphärische Winter 2010/2011 mit seinem Rekordozonloch über dem Nordpol ist bereits das erste Beispiel für diese These.

Der Abbau der FCKW führt nach dem Durchlaufen weiterer Reaktionen auch zu Chlorradikalen, die mit Stickstoffdioxid NO_2 zu Chlornitrat ClONO_2 oder mit Stickstoffmonoxid NO und Methan CH_4 zu Salpetersäure HNO_3 reagieren. Beide sind relativ stabile Verbindungen und greifen das Ozon nicht an. Unter den Bedingungen der Polarnacht bilden sich bei Temperaturen von etwa -80°C jedoch aus Salpetersäure und Wasser stratosphärische Eiswolken, an deren Oberfläche sich HCl und ClONO_2 chemisch zu Salpetersäure HNO_3 und reinem Chlor Cl_2 umsetzen, wobei HNO_3 sofort in die Wolkenpartikel eingebaut und das entstandene molekulare Chlor rasch in Chloratome bzw. Chloroxide umgewandelt wird, die ozonzerstörend wirken. Nach Brasseur 1999 lassen sich diese Reaktionen wie folgt beschreiben:



2.1.2.1 Stratosphärisches Ozon

Ozon entsteht in der Stratosphäre oberhalb 20 km Höhe durch Fotodissoziation 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.

Zunächst wird ein Sauerstoffmolekül durch Absorption energiereicher Photonen in zwei Sauerstoffatome aufgespalten (Fotolyse des molekularen Sauerstoffs). Aufgrund der hohen Bindungsenergie des Moleküls ist kurzwellige UV-Strahlung $\lambda \leq 242\text{ nm}$ (s. Abb. 2.3; Feister 1990, Schmidt 1992, Acevedo 1994, 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:



Da bei der Aufspaltung des molekularen Sauerstoffs zwei O-Atome entstehen, läuft die Stoßreaktion (2.2) zweifach ab, sodass als Nettobilanz $3\text{O}_2 + h\nu \Rightarrow 2\text{O}_3$ resultiert.

Die Dissoziation des Sauerstoffs erfolgt durch kurzwellige Sonnenstrahlung, die durch Extinktionsvorgänge in der Atmosphäre stark geschwächt wird, sodass nur

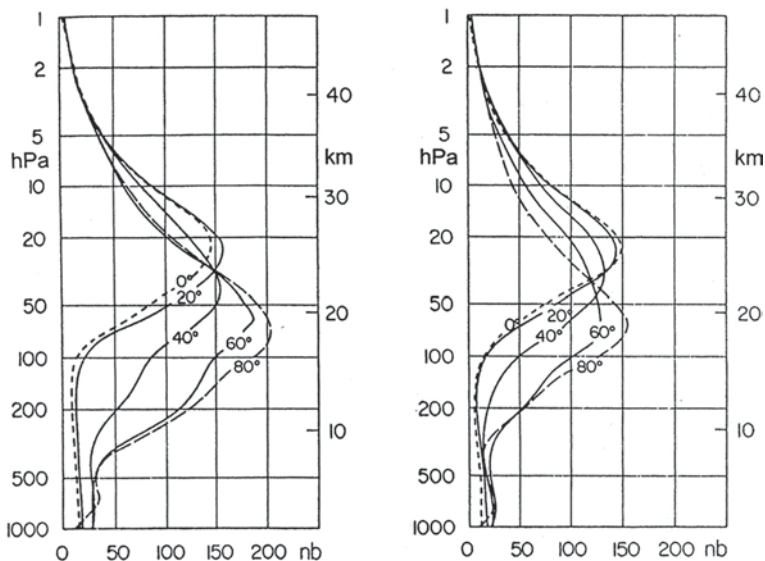
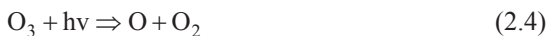


Abb. 2.8 Mittlere vertikale Ozonprofile in Nanobar für April (*links*) und Oktober (*rechts*) in Abhängigkeit von der Breite und Höhe (Ozondruck in Nanobar). (© Dütsch 1980)

oberhalb 20 km Höhe die Strahlungsflussdichte genügend groß ist, um eine Fotolyse 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, sodass sich hier ein Maximum der Ozonproduktion einstellt. Im Normalfall herrscht oberhalb des Ozonmaximums fotochemisches Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau, während unterhalb davon (etwa 10 bis 20 km Höhe) die Herstellung des Gleichgewichts 3 bis 4 Jahre erfordert. D. h., wenn Ozon durch dynamische Prozesse in diese Schichten gelangt, wird es zu einer konservativen Eigenschaft der Atmosphäre und kann verteilt werden. So beobachtet man beispielsweise die größte Dicke der Ozonschicht nicht über dem Äquator, wo die meiste Strahlungsenergie zur Verfügung steht, sondern in den hohen Breiten, wie Abb. 2.8 eindeutig demonstriert.

Die Profile in Abb. 2.8 entsprechen am Äquator einer Ozonverteilung, die sich ohne Transportprozesse ergibt. Man erkennt ebenso, dass oberhalb 25 km Höhe der Ozonpartialdruck von den niederen zu den hohen Breiten hin abnimmt, während er sich in der unteren Stratosphäre zu allen Jahreszeiten, aber insbesondere im Spätwinter, erhöht. Mit wachsender Breite sinkt das Konzentrationsmaximum ab, und die untere Stratosphäre füllt sich aufgrund der atmosphärischen Zirkulation mehr und mehr mit Ozon auf. Hierbei wird das Ozon aus seinem Quellgebiet, der oberen Stratosphäre der Tropen, polwärts und gleichzeitig auf niedrigere Niveaus verfrachtet.

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 um 300 nm, die tiefer in die Atmosphäre eindringen kann, wird das Ozonmolekül in ein Sauerstoffatom und ein Sauerstoffmolekül gespalten. Die Fotolyse des Ozons kann auch bei größeren Wellenlängen erfolgen, weil die Bindungsenergie eines Ozonmoleküls etwa 5-mal geringer als die eines Sauerstoffmoleküls (~ 5 eV) ist:



Die Fotolyse allein führt jedoch nicht zu einem Nettoverlust des Ozons, da sich die gebildeten Sauerstoffatome wieder an ein Sauerstoffmolekül anlagern und somit erneut Ozon bilden können. Ein effektiver Abbau erfolgt erst bei einer Stoßreaktion eines Ozonmoleküls mit einem Sauerstoffatom, nämlich durch



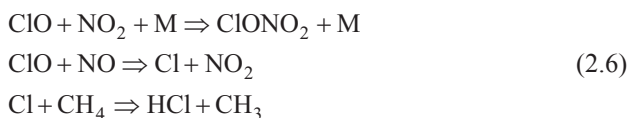
Die Reaktion (2.5) verläuft bei den relativ niedrigen Temperaturen in der unteren Stratosphäre jedoch verlangsamt ab, sodass sie nicht allein für den Ozonabbau verantwortlich sein kann.

2.1.2.1.1 Katalytischer Ozonabbau

Anfang der 1960er-Jahre wurde klar, dass die mittels Chapman-Prozess berechnete und im Vergleich mit Messungen um 30 % zu hohe atmosphärische Ozonmenge auf die in der Bilanz fehlenden katalytischen Prozesse, die einen Ozonabbau bewirken, zurückzuführen ist. Bei diesen Reaktionen wird nämlich das Ozon reduziert, ohne die Konzentration des Katalysators X zu verändern. Als Katalysatoren kommen NO, H, OH, Cl oder Br infrage, wobei es üblich ist, für die reaktionsfreudigen Radikale Sammelbegriffe zu benutzen.

Diese Radikale werden durch fotochemische Reaktionen aus sogenannten 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 Fotolyse und Reaktionen mit angeregten Sauerstoffatomen (Singulett-D oder $\text{O}(^1\text{D})$) 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. In besonderem Maße wird die stratosphärische Ozonschicht durch den Gehalt an brom- und chlorhaltigen Verbindungen wie z. B. CFCl_3 , CFCl_2 , $\text{CF}_2\text{ClCFCl}_2$ und CH_3Br , für die es keine natürlichen Quellen gibt, gefährdet. Gegenwärtig beträgt die Chlorkonzentration ca. 4 ppb, wobei ein weiterer Anstieg erwartet wird. Dem natürlichen Chlorniveau würden nur 0,6 ppb entsprechen. Als einzige natürliche Quelle für Chlor kommt Methylchlorid (CH_3Cl) infrage, das im Ozean gebildet und in die Atmosphäre freigesetzt wird. Seine Lebensdauer beträgt etwa 1,3 Jahre.

Die Anwesenheit von Chlornitradikalen muss jedoch nicht notwendigerweise zum Abbau des stratosphärischen Ozons führen, da z. B. die vorhandenen Stickoxide eine Senke für Chlornitradikale darstellen. Bei diesen Reaktionen entstehen sogenannte Reservoirgase wie Chlornitrat (ClONO_2) und Salzsäure (HCl), in denen das Chlor zwischengelagert wird:



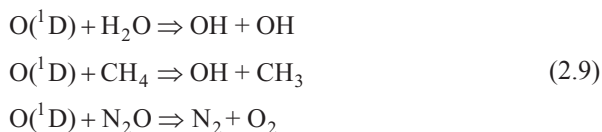
ClONO_2 und HCl verbleiben normalerweise in der Gasphase und werden bei einer mittleren Lebensdauer von ein paar Wochen bzw. rund einem Tag durch die Reaktionen abgebaut, wodurch die Radikale Cl und NO_3 wieder freigesetzt werden.



Eine katalytische Ozonzerstörung ist nur deshalb möglich, weil die Ozonfotolyse zum größten Teil durch UV-Strahlung ($\lambda < 310 \text{ nm}$) stimuliert wird, obwohl sie auch im Bereich des sichtbaren Lichtes bzw. durch Wellenlängen bis zu 1200 nm erfolgen kann, wodurch sich im ersteren Fall angeregte Sauerstoffatome $\text{O}(^1\text{D})$ bilden:



Diese gehen mit den Quellgasen beispielsweise folgende chemische Verbindungen ein (vgl. Graedel 1994, Zellner 2000, Fabian 2002):



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, sodass ein merklicher Abbau des Ozons eintritt, obgleich die Spurengase in der Atmosphäre nur sehr geringe Konzentrationen aufweisen. Die Wirksamkeit der Radikalkette und damit der Ozonabbau werden in der Regel durch eine Abbruchreaktion beschränkt, die für die obigen Hydroxyl-Radikale OH und HO_2 lautet:



2.1.2.1.2 Das Ozonloch

Als Ozonloch bezeichnet man ein Gebiet mit extrem hohen Ozonverlusten, sodass es im Verlauf weniger Wochen zu einer raschen Ausdünnung der Ozonschicht unter 220 DU kommt, was im Mittel eine Verringerung des atmosphärischen Gesamt ozonegehaltes von 300 DU auf 120 bis 150 DU bedeutet. In sehr kalten Jahren können die lokalen Verluste in Höhen zwischen 13 und 20 km sogar mehr als 90 % betragen, in Einzelfällen wird das Ozon kurzzeitig fast vollständig vernichtet.

Voraussetzungen für seine Entstehung sind eine sehr kalte und isolierte winterliche Stratosphäre im polaren Bereich bzw. polwärts von 60° Breite, das Vorhandensein halogener Gase, die Entwicklung polarer stratosphärischer Wolken (PSC), die Freisetzung von Chlor aus Reservoirgasen an der Oberfläche dieser Wolken, die Bildung von reaktivem Chlor und das wiederkehrende Sonnenlicht am Ende der Polarnacht, das zur katalytischen Ozonzerstörung führt.

Das Ozonloch wird seit 1979 beobachtet, wobei es zu Beginn der 1990er-Jahre bereits eine horizontale Ausdehnung von 25 Mio. km^2 und darüber aufwies, also mehr als 10 % der Gesamtfläche der Südhalbkugel einnahm (Guderian 2000a, Zellner 2000). Die Entdeckung des Ozonlochs war eine große Überraschung, obwohl es von Molina 1974 Hinweise gab, dass extreme industrielle Freisetzen großer Konzentrationen von FCKW zu einer Minderung der Ozonschichten führen könnten (s. Fabian 2002). So zeigte der Japaner Cubachi 1985 erstmals auf einem Ozonsymposium ein Poster der Ozonschichtdicke an der Antarktisstation Syowa für September/Okttober 1982, wo diese von normalerweise 300 bis 330 DU auf unter 200 DU abgesunken war (Fabian 2002). Über eine dramatische Abnahme des stratosphärischen Ozons an der Station Halley Bay (76° Süd) berichteten 1985 Farman, Gardiner und Shanklin, die heute als Entdecker des Ozonlochs gelten, und es besteht seit Mitte der 1980er- bzw. 1990er-Jahre kein Zweifel mehr an einer jährlichen Abnahme des Ozongesamtgehaltes auf 220 DU und darunter in den hohen Breiten beider Hemisphären während des Winters und Frühjahrs. In der Regel tritt eine sich jährlich wiederholende rasche Ausdünnung der Ozonschicht im Verlauf weniger Wochen seit den 1980er-Jahren während des späten Winters und südhemisphärischen Frühlings (August und September) in der Antarktis auf und wird seit 1989/1990 auch in der Arktis (Februar und März) beobachtet. Dabei erfolgt, wie aus Abb. 2.9 zu ersehen ist, gegenwärtig im Zentrum des Ozonlochs eine Abnahme des Ozongesamtgehaltes auf 55 bis 44 % der Konzentration in den Jahren vor 1980, wobei kurzzeitig auch Verluste bis zu 70 % auftreten. Allein über der Antarktis beträgt der jährliche Ozonverlust etwa 40 Mio. t.

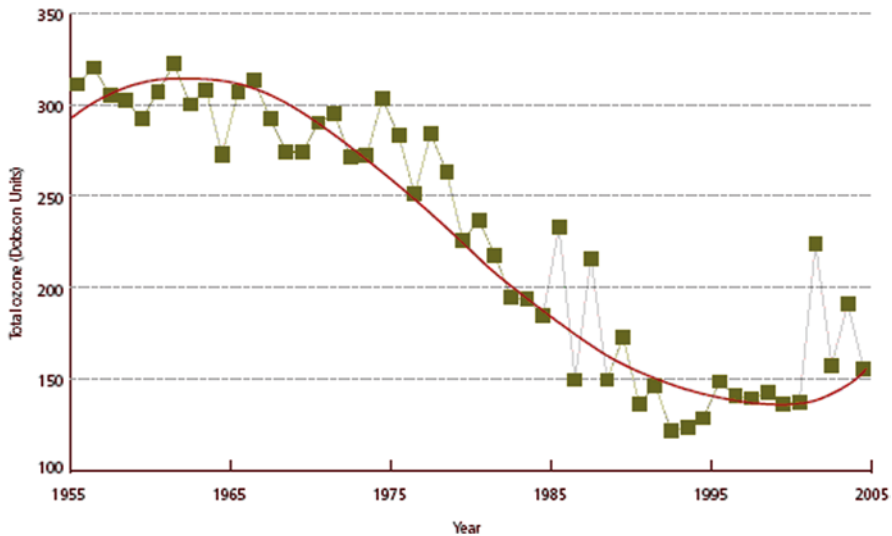


Abb. 2.9 Mittlere Ozonschichtdicke (in DU) im Monat Oktober über der Antarktis seit 1955. (© State of New South Wales through the Office of Environment and Heritage, gov.au (Internet 6))

Der Ballonaufstieg vom 02.10.2001 in der Antarktis (s. Abb. 2.10) dokumentiert z. B. einen totalen Verlust des Ozons (rote Kurve) zwischen 14 und 20 km Höhe, während die durchschnittlichen Oktoberwerte (grüne Kurve) um 90 % geringer als diejenigen der Jahre vor 1980 sind. In der Arktis ist zu diesem Zeitpunkt im Frühling die Ozonschicht noch präsent, unterschritt aber beispielsweise am 30. März 1996 (rote Kurve, rechts) ebenfalls weit ihre mittlere Schichtdicke.

Als Grenzwert zur flächenmäßigen Charakterisierung des Ozonlochs wurden 220 DU gewählt, da in den Ozonsondierungen vor seiner Entdeckung im Jahr 1984 bzw. 1985 noch niemals derartig geringe Konzentrationen aufgetreten waren. Der rapide Ozonverlust zu Frühlingsbeginn ist meist bis zum späten Frühjahr (also bis Dezember bzw. Mai) des betreffenden Jahres durch die Umstellung der hemisphärischen Zirkulation wieder ausgeglichen, obgleich man nicht vergessen darf, dass die stratosphärische Ozonkonzentration weltweit gesehen in den letzten 30 Jahren um 3 bis 4 % je Dekade abgenommen hat.

Die Größe des Ozonlochs wuchs in den 1980er-Jahren um ca. 2 Mio. km² jedes Jahr und während der 1990er-Jahre um ca. 0,5 Mio. km². Bereits 1985 war es mit 25 Mio. km² doppelt so groß wie der antarktische Kontinent, und 1992 erreichte es etwa die Größe der gesamten Südpolarzone. Seine größte Ausdehnung besaß es im Jahr 2006, seine zweitgrößte im Jahr 2000. So waren im antarktischen Winter 2000 lokal bis zu 70 % des Ozons zerstört, was zu einer Reduktion der Dicke der Ozonschicht in Bezug auf die gesamte Fläche um bis zu 30 % führte.

Rekordwerte traten auch während der Messungen zwischen dem 21. bis 30. September 2006 auf, bei denen das Ozonloch im Mittel 27,45 Mio. km² (s. Abb. 2.11) umfasste, am 24.09.2006 wurden sogar 29 Mio. km² erreicht. Das entspricht etwa der Fläche der USA und Russlands zusammengenommen. Die Ozon-

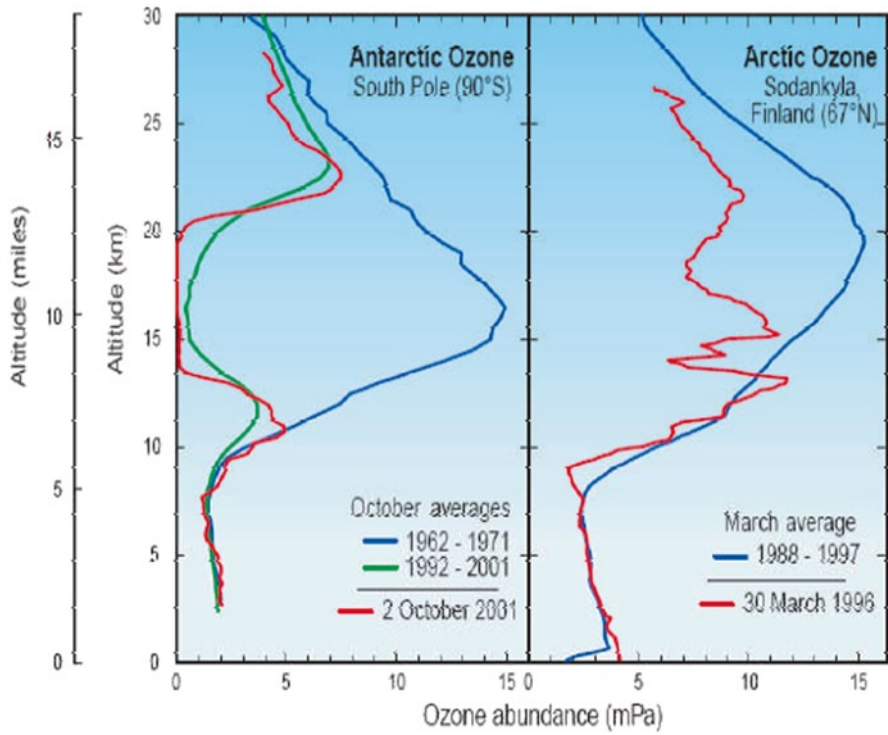


Abb. 2.10 Vergleich zwischen der antarktischen und arktischen Ozonverteilung (Angaben in milli-Pascal). (© gov. Washington.edu (Internet 7))

Abb. 2.11 Antarktisches Ozonloch im September 2006.
(© www.theozonhole.com (Internet 8))

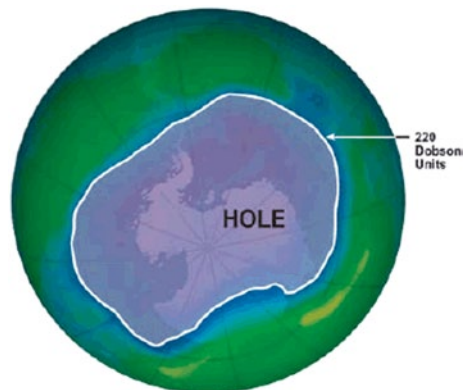
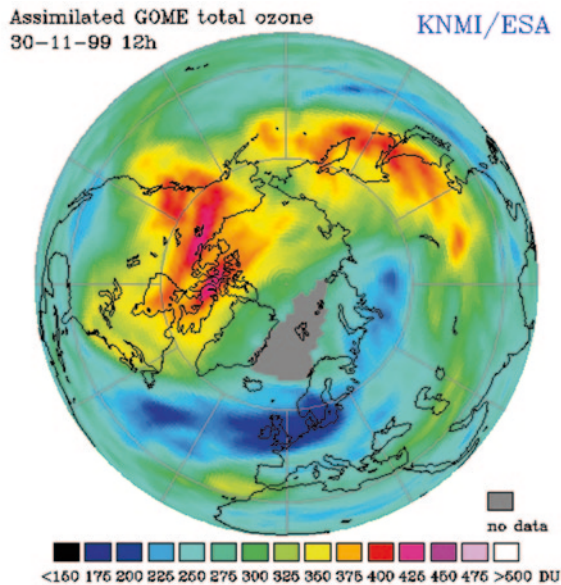


Abb. 2.12 Arktisches Ozonloch am 30.11.1999.
(Quelle: © GOME Fast Delivery Service, KNMI/ESA (Internet 9))



konzentration betrug am 8. Oktober über dem östlichen antarktischen Eisschild nur 85 DU, wobei in einer Schicht von 13 bis 21 km Höhe nahezu das gesamte Ozon zerstört war.

In einzelnen sehr kalten arktischen Wintern wie z. B. 1997, 1999, 2005 und auch 2011 (s. Abb. 2.12) konnten ebenfalls massive Ozonverluste beobachtet werden, die fast an die antarktischen Werte heranreichten. So wuchs 2005 das Ozonloch auf eine Rekordgröße an, wobei in 18 km Höhe etwa 50 % der Ozonschicht zerstört wurden. 2011 war das Ozonloch mit einem ungewöhnlich stabilen und bis zum Frühjahr anhaltenden Luftwirbel über dem Nordpol verbunden, der für enorme Windstärken und sehr tiefe Temperaturen sorgte. Es erreichte eine noch nie beobachtete Größe und führte zu einem mit den antarktischen Werten vergleichbaren Rekordverlust an Ozon (s. Abb. 2.13).

Auslöser der Ozonzerstörung sind die anthropogen halogenierten Kohlenwasserstoffe und andere Spurengase, die durch konvektive Transportprozesse im Verlaufe von mehreren Jahren allmählich in die mittlere und obere Stratosphäre (15 bis 50 km Höhe) gelangen, wo sie durch Fotodissoziation zerlegt werden. Als besonders prädestiniert erweisen sich hierbei die Halogene Chlor, Fluor, Brom und Jod. Neben den Spurengasen gelten als weitere Ursache für seine Entstehung die außerordentlich niedrigen Temperaturen in der stabilen, sehr kalten winterlichen Stratosphäre mit Werten unter -80°C , die die Bildung von polaren stratosphärischen Wolken bewirken, und, wie schon früh erkannt, einen Hinweis auf besonders geringe Ozonwerte geben. So werden ca. 3–6 % des globalen Ozongesamtgehaltes, hervorgerufen durch katalytische Reaktionen an der Oberfläche dieser Wolken, in

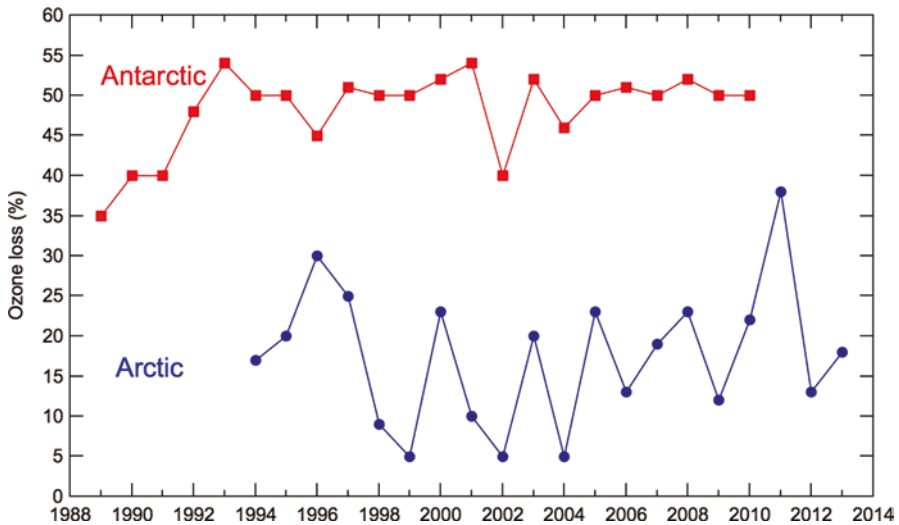


Abb. 2.13 Ozonverlust in der Stratosphäre seit 1989 in Prozent vom Jahresmittel. (© Goutail, Atmos. Chem. Phys. 13(2013), 5299)

jedem Winter zerstört, wobei die Ozonschicht der Arktis besonders empfindlich auf Klimaänderungen reagiert (vgl. AWI 2004, Eyring 1999).

2.1.2.1.3 Polare stratosphärische Wolken

Die Stratosphäre ist mit einem Wasserdampfgehalt von im Mittel 4 ppm(v) extrem trocken, sodass z. B. im 100-hPa-Niveau (16 km Höhe) ein Dampfdruck von $(3\text{--}5) \cdot 10^{-4}$ hPa herrscht, der einem Sättigungsdampfdruck über Eis von 185 bis 190 K entspricht. Damit liegt der Frostpunkt T_{Eis} , also die Temperatur, unterhalb der Eiskristal stabil existieren können, zeitweise unter 190 K (ca. -78 bis -83°C), d. h. bei so tiefen Werten wie sie nur im antarktischen und arktischen Winter beobachtet werden. Aber bereits beim Unterschreiten einer Temperatur, die etwa 5–8 K über dem Frostpunkt liegt, entstehen in natura aus den beiden in ausreichender Menge zur Verfügung stehenden kondensierbaren Gasen Salpetersäure und Wasserdampf an präexistierenden Oberflächen Salpetersäuredihydrat- und Salpetersäuretrihydratwolken. Sinken die Temperaturwerte weiter ab, dann gefrieren die Säuregase und das Wasser zu Eis, und es bilden sich verbreitet polare Stratosphärenwolken, die aus reinen Eiskristallen bestehen, aber Spuren von HNO_3 und HCl enthalten können. Bei Temperaturen über 200 K ist dagegen die Wahrscheinlichkeit für die Bildung von PSCs sehr gering.

2.1.2.1.3.1 Klassifizierung der PSCs

Im Allgemeinen unterteilt man die polaren stratosphärischen Wolken in zwei Typen, wobei Wolken vom Typ I grundsätzlich 5 bis 8 K oberhalb des Frostpunktes entstehen und verschiedene Untertypen aufweisen, während Wolken des Typs II nur unterhalb des Frostpunktes auftreten (s. Tab. 2.4).

Tab. 2.4 Mögliche Klassifizierung von polaren stratosphärischen Wolken

Klassifizierung	Zusammensetzung	Struktur	Notwendige Temperatur	Höhenbereich
Typ Ia NAT	$\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ bimolekulares Kondensat	Größere Partikel von geringer Konzentration, asphärisch, <i>kristallin</i>	$> 190\text{--}195\text{ K}$ (-83 bis -78°C)	10–24 km Absin- krate: 1 km je Monat
Typ Ib NAD	$\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot \text{HNO}_3$ $2\text{H}_2\text{O}$ STS (super-cooled ternary solution)	Kleinere Partikel von höherer Konzentration, sphärisch, <i>flüssig</i> 1 μm	$> 190\text{--}195\text{ K}$ (-83 bis -78°C)	10–24 km
Typ Ic (weitere PSC-Phase)	Wasserreiche metastabile HNO_3 -Phase	Amorphe Teil- chen, <i>flüssig bis</i> <i>zum Frostpunkt</i>	$< 190\text{ K}$	10–24 km
Typ II Perlmutterwolken	Eisteilchen mit Spuren von HNO_3 und HCl	Sehr große Partikel, asphä- risch, <i>kristallin</i> $\geq 10\text{ }\mu\text{m}$	$< 190\text{ K}$	10–25 km Absin- krate: $> 1,5\text{ km}$ je Tag

Zum Typ I zählt man die Nitric Acid Trihydrate-Wolken (NAT-Wolken) und die Nitric Acid Dihydrate-Wolken (NAD-Wolken) sowie weitere Sonderformen. Es sind Salpetersäurewolken, die variable Konzentrationen an HNO_3 enthalten und aufgrund der hohen HNO_3 -Konzentration schon oberhalb des Frostpunktes feste HNO_3 - H_2O -Phasen bilden können, die stabil sind (vgl. Crutzen 1986; Toon 1986), oder Wolken aus unterkühlten Tröpfchen. In beiden Fällen wird durch chemische Reaktionen HNO_3 aus der Gasphase entfernt und bleibt in der flüssigen oder festen Phase gelöst (Fabian 2002). Zum Typ II gehören dagegen die Perlmutterwolken (Steele 1983), die aus Eiskristallen bestehen.

NAT-Wolken bilden sich bei Temperaturen unter $-78,15^\circ\text{C}$, da dann die in geringen Mengen in der Atmosphäre vorhandene Salpetersäure HNO_3 kondensieren und ebenso wie der Wasserdampf zu winzigen Tröpfchen und Eiskristallen ($1/1000\text{--}1/100\text{ }\mu\text{m}$ Durchmesser) gefrieren kann. Es entstehen sehr dünne, feingliedrige, irisierende flächenhafte Wolkenfelder von manchmal mehreren 100 km (maximal 1000 km) horizontaler Ausdehnung, wie man Abb. 2.14 entnehmen kann. Ihre Schichtdicken betragen wenige Meter bis einige Kilometer. Die genaue Zusammensetzung eines solchen Wolkenpartikels ist eine Verbindung von je einem HNO_3 -Molekül mit 3 Wassermolekülen, also ein Salpetersäuretrihydrat, das bei niedrigen Temperaturen an Schwefelsäureteilchen, die in der Stratosphäre z. B. durch Vulkanausbrüche immer vorhanden sind, kondensiert und gefriert.

Vom Typ Ia (feste NAT-Wolken) lassen sich die flüssigen Aerosole (Typ Ib) der **NAD-Wolken** eindeutig unterscheiden. Sie bestehen aus ternären Lösungen, die Wasser, Salpeter- und Schwefelsäure enthalten und auch als STS (*supercooled ternary solution*) bezeichnet werden. Man nimmt hierbei an, dass die STS-Tröpfchen direkt aus den Sulfataerosolen entstehen, denn bei sinkenden Temperaturen



Abb. 2.14 NAT-Wolken über Finnland. (© J. Pikki)

steigen die Löslichkeiten für HNO_3 und H_2O , sodass die Sulfataerosole kontinuierlich mehr HNO_3 und H_2O aus der Gasphase aufnehmen können und aus der binären H_2SO_4 -Lösung eine ternäre $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}/\text{HNO}_3$ -Lösung entsteht, d. h., ihre Zusammensetzung variiert stark mit abnehmenden Temperaturwerten (Stetzer 2006). Im Temperaturbereich von 3 bis 6 K unterhalb von T_{NAT} sinkt dabei der Massenanteil der Schwefelsäure von ca. 40 auf 3 %, während der Anteil von Salpetersäure auf ca. 40 % steigt und sich das Volumen der Aerosole verzehnfacht (Schulz 2001, Carlslaw 1997). Das bei den chemischen Umsetzungen an der Wolkenoberfläche entstehende Salpetersäuredihydrat, also die Verbindung von je einem HNO_3 -Molekül mit zwei Wassermolekülen, das unter stratosphärischen Bedingungen metastabil ist, hat zur Namensgebung der Wolken geführt.

Perlmutterwolken Perlmutterwolken (auch *mother pearl clouds* bzw. *nacreous clouds* genannt) sind den Einwohnern der nordischen Länder eine wohl vertraute Erscheinung und werden immer dann beobachtet, wenn sich die Sonne knapp unter dem Horizont befindet und die Temperaturen in der Stratosphäre zwischen 15 und 25 km Höhe auf -85 bis -90°C und darunter abgesunken sind. Sie bestehen aus gefrorenem reinem Wassereis, das auf Staubpartikeln sublimiert, sind meist linsenförmig und treten nur über eng begrenzten Gebieten auf. Da ihre Teilchen größer und schwerer als die der NATs sind (ungefähr $10\text{ }\mu\text{m}$), können sie innerhalb weniger Tage um einige Kilometer sedimentieren und sinken teilweise bis in die Troposphäre ab, sodass die bereits wasserarme Stratosphäre über den Polen dehydriert wird. Eine weitere Folge ist eine dauerhafte Abnahme des Stickoxidmischungsverhältnisses im betrachteten Höhenintervall und des HNO_3 -Mischungsverhältnisses um bis zu 80 % (1–2 ppb(v)).

Besonders häufig treten sie in Verbindung mit stehenden Wellen (Leewellen) an den isländischen und skandinavischen Küstengebirgen auf (s. Abb. 2.15), da beim

Abb. 2.15 Perlmutterwolken über Island. (© H. Håansson)



Aufsteigen der Luft zum Wellenberg hin eine lokale Temperaturabnahme erfolgt. Dass Perlmutterwolken in wunderbaren Farben irisieren, liegt unter anderem daran, dass die Eiskristalle in den einzelnen Wolkenbereichen unterschiedliche Größen haben und deshalb das Sonnenlicht verschieden stark brechen.

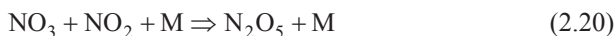
2.1.2.1.3.2 Chlor-Zyklus

Obwohl Chlor (Cl) viele natürliche Quellen am Erdboden besitzt, stammt mehr als 80% des stratosphärischen Chlors ausschließlich aus anthropogenen Quellen (WMO 1999/2003), wobei das vom Menschen durch Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe in die Stratosphäre eingebrachte Chlor normalerweise in chemisch neutralen Reservoirgasen gebunden ist, also in Stoffen, die zwar Chlor enthalten, aber nicht zum Ozonabbau beitragen. Die wichtigsten Chlorreservoirs sind Salzsäure (HCl), die aus Reaktionen von Chlor mit Methan entsteht, und Chlornitrat (ClONO_2), das sich aus Chlormonoxid (ClO) und Stickstoffdioxid (NO_2) bildet. Beide Substanzen binden fast das gesamte Chlor in der Atmosphäre. Das durch reine Gasphasenchemie entstehende Cl und ClO kommt nur in ganz geringen Konzentrationen vor und kann deswegen auch nur minimale Ozonmengen vernichten. In den Wintermonaten wird jedoch in der polaren Stratosphäre zwischen ca. 12 bis 25 km Höhe bei Temperaturen unter -78°C an der Oberfläche von polaren stratosphärischen Wolken aus den Reservoirgasen aktives Chlor und Salpetersäure freigesetzt, denn hier können die Reservoire Stoffe Salzsäure und Chlornitrat miteinander reagieren (s. Gl. 2.13–2.17).

Die so gebildeten Chlormoleküle verbleiben während des Polarwinters als Gas zunächst unverändert in der Umgebungsluft, während die Salpetersäure sofort in die Eiskristalle oder Tröpfchen der PSCs eingebaut wird, die allmählich bis in die Troposphäre absinken können (ca. 1 km je Tag). Zu den wichtigsten heterogenen Reaktionen zählen nach Fabian (2002) folgende:



Die Reaktion (2.13) setzt voraus, dass sich HCl zuvor in den Wolkenpartikeln gelöst hat, während die Reaktion (2.14) direkt an den Wasser- oder Eispartikeln abläuft. In beiden Fällen entsteht HNO_3 , welches in der flüssigen bzw. festen Phase gelöst und an die Wolkenpartikel gebunden bleibt. Hierdurch werden die NO_x -Komponenten aus der Gasphase entfernt. Die Komponenten ClONO_2 , Cl_2 und HOCl (s. Gl. 2.13 bis 2.15) fotolysieren mit dem Beginn des Polartages und setzen Cl für den Ozonabbau frei. Stickoxide werden durch die Reaktionsketten



vermittels des Stoßpartners M (Stickstoff- oder Sauerstoffmoleküle) in N_2O_5 übergeführt, und sie werden über die Reaktionen (2.16) und (2.17) als HNO_3 in den Wolkenpartikeln gebunden. Insgesamt gesehen werden durch die Reaktionen (2.13) und (2.14) Stickstoffkomponenten aus der Gasphase entfernt und bleiben solange gebunden, wie polare stratosphärische Wolken existieren. Die Spezies Cl_2 , HOCl (Hyperchlorid) und ClONO fotolysieren und können damit am Ende der Polarnacht Chlor für den katalytischen Ozonabbau freisetzen, was zu einem temporären Schwund des Ozons und zur Bildung eines Ozonlochs führt (s. Abb. 2.16). Im Mittel kommt Ozon in einer Konzentration von etwa 310 DU in der Atmosphäre vor.

Erst wenn sich die polaren Wolken im Frühling durch das wachsende Strahlungsangebot auflösen, werden die als Salpetersäure in den PSCs gebundenen Stickoxide freigesetzt und können mit den Chloratomen reagieren, wodurch der Ozonabbau gebremst wird.

2.1.2.2 Troposphärisches Ozon

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

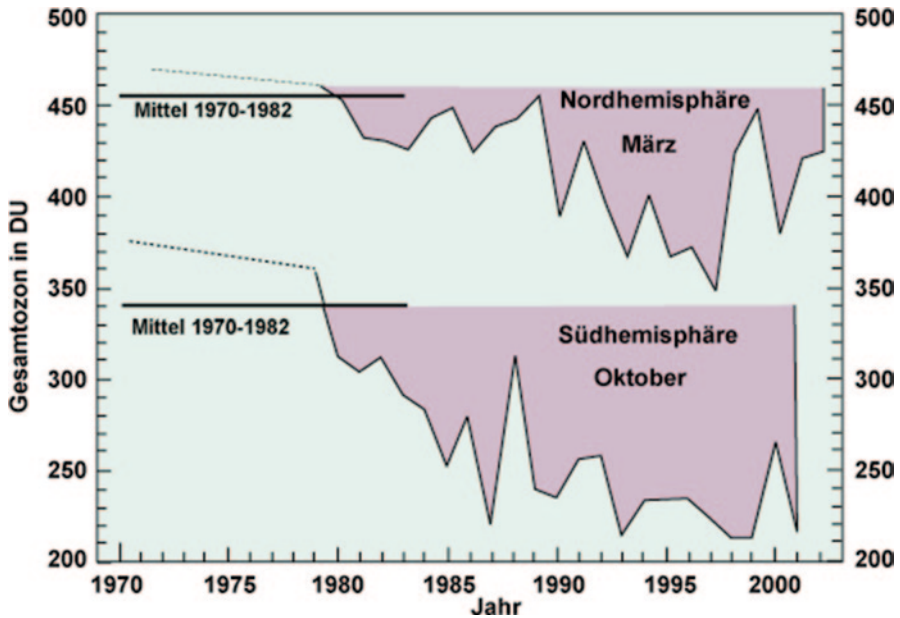


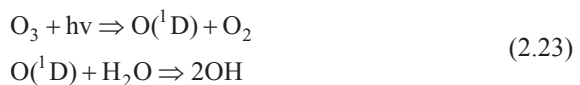
Abb. 2.16 Gesamtozongehalt der Atmosphäre (DU) für 63–90° Breite im März und Oktober (Es wurden verschiedene Satellitendaten herangezogen). (© DWD/WMO 2007 bzw. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010* (Internet 10))



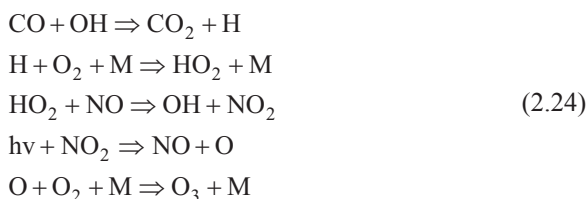
Häufig steht NO_2 in unbelasteter Luft jedoch nicht direkt zur Verfügung, sondern muss erst durch Oxidation von Stickstoffmonoxid NO gebildet werden. Dies geschieht teilweise durch eine Reaktion, bei der Ozon abgebaut wird, nämlich durch



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 Kohlenmonoxid läuft dabei folgende Reaktionskette ab:



Wesentlich für die Bildung troposphärischen Ozons ist damit die Verfügbarkeit von NO und NO_2 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 Land ist außerdem der Tagesgang des Ozons wesentlich geringer ausgeprägt, da hier nachts allein die Deposition wirkt, während in städtischen Bereichen die Reaktionen zwischen NO_2 und O_3 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) Kohlenwasserstoffe. Das Verunreinigungspotenzial der Luft wird in Europa durch die Grenzwerte der Europäischen Union klassifiziert, die durch die 22. Verordnung zum Bundesimmissionsschutzgesetz im Jahr 2002 in deutsches Recht umgesetzt wurden und ab 2005 bzw. 2010 eingehalten werden müssen (vgl. Tab. 2.5).

Tab. 2.5 Grenzwerte (GW) und Toleranzmargen (TM) für Luftverunreinigungen ((22. Verordnung zum Bundes-Immissionsschutzgesetz), Quelle: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg 2004)

Schadstoff ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	GW+TM 2003 ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)/($\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$)	Zeitbezug	Pro Kalenderjahr erlaubte Überschreitungen in Tagen	Gültig ab
SO ₂	350+45	1 h	24	1.1.2005
	125+ keine	24 h	3	1.1.2005
	20+ keine	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
PM 10	50+10	24 h	35	1.1.2005
Benzol	5+5	Jahr	–	1.1.2010
CO (mgm^{-3})	10+4	8 h	–	1.1.2005
O ₃	120+ keine	8 h	Keine	Zielwert 2010
	Zielwert		25	
	180+ keine	1 h		Sofort

2.1.3 Stratosphärische Aerosolschicht

Zwischen der Tropopause und rund 30 km Höhe befindet sich weltweit eine Schicht von flüssigen Sulfataerosolen, die von Junge 1961 entdeckt und nach ihm benannt wurde (Junge 1963). Ihre Konzentration beträgt 1 bis 10 Partikel je Kubikzentimeter. Sie bestehen aus Schwefelsäure und Wasser und weisen einen typischen Radius von etwa 0,1 μm auf. Die Schwefelsäure wird durch Oxidation von schwefelhaltigen Verbindungen wie anthropogenem Carbonylsulfid (CCS) und von Schwefeldioxid (SO₂) gebildet, das überwiegend aus Vulkanausbrüchen und vulkanischen Exhalationen stammt, denn Vulkane emittieren insbesondere schwefelhaltige und feste Aerosole sowie CO₂. So haben Geologen in Palermo festgestellt, dass der Vesuv trotz seiner scheinbaren Ruhephase pro Tag etwa 300 t CO₂ emittiert, wovon man sich bei der Beobachtung des Kraters überzeugen kann. Als Ursache wird angenommen, dass das heiße Magma das karbonathaltige Gestein in einigen Kilometern Tiefe zersetzt, wobei der darin enthaltene Kohlenstoff entweicht. Dieser Prozess wurde bei den bisherigen Betrachtungen zur CO₂-Emission unterschätzt. Wenn man annimmt, dass von den etwa 500 aktiven Vulkanen auf der Erde jedes Jahr rund 3 % ausbrechen, 10 % vor dem Ausbruch stehen und etwa die Hälfte ebenfalls stark CO₂ emittiert (Brasseur 1999), dann würde sich von etwa 250 Vulkanen eine „stille CO₂-Emission“ von 75.000 t täglich ergeben und zu einer Jahresemission von etwa 30 Mio. t bzw. von etwa $3 \cdot 10^{10}$ kg CO₂ führen. Aktive Vulkane emittieren pro Jahr etwa 150 Mio. t CO₂. Allein beim Ausbruch des El Chichón 1982 bzw. des Pinatubo 1991 wurden $2 \cdot 10^9$ kg bzw. $5 \cdot 10^9$ kg CO₂ ausgestoßen, die zum größten Teil bis in die Stratosphäre gelangten und die Erde mehrfach umrundeten (s. Krueger 1983, 1989 und 1991, Hoff 1992, Ackermann 1992). Die SO₂-Emissionen wiesen etwa den fünffachen Wert der CO₂-Emissionen auf.

2.1.4 Wechselwirkung Troposphäre-Stratosphäre

Die Stratosphäre ist dynamisch mit der Troposphäre gekoppelt, wobei einerseits eine Wirkung aus der Troposphäre heraus aufwärts in die Stratosphäre bzw. andererseits aus der Stratosphäre abwärts in die Troposphäre erfolgt. Ihre Temperatur- und Zirkulationsverhältnisse werden vornehmlich durch Strahlungsprozesse bestimmt.

Die vertikale Kopplung beider Schichten zeigt sich besonders deutlich am Ozon, das als strahlungsrelevantes Gas UV-Strahlung absorbiert und damit für eine Erwärmung der Stratosphäre sorgt. Ist weniger Ozon vorhanden (z. B. durch menschliche Aktivitäten), führt dies zu Änderungen der Temperatur und damit des meridionalen Temperaturgradienten, der die Stärke des stratosphärischen Polarwirbels und der Zirkulation in der Stratosphäre steuert. Seit Mitte der 1980er-Jahre wird ein Verlust des stratosphärischen Ozons in den hohen Breiten beider Hemisphären während des Winters und Frühjahrs beobachtet. Die Ursache hierfür liegt in der Bildung polarer stratosphärischer Wolken in der kalten winterlichen Stratosphäre, an deren Oberfläche aktives Chlor freigesetzt wird, das unter Einwirkung von Sonnenlicht das Ozon zerstört. Als Folge des Ozonmangels kühlt sich die Stratosphäre ab, wodurch sich der Polarwirbel verstärkt und länger bestehen bleibt. Gleichzeitig zeigt die polare Troposphäre eine Zunahme der zirkumpolaren Zirkulation.

In den Außertropen wird die Variabilität der Gesamtozonsäule wesentlich durch die stratosphärische Dynamik bestimmt. Der Grund liegt unter anderem in den sehr ausgeprägten vertikalen und horizontalen Gradienten im Ozonfeld. Damit führen kleine Veränderungen wie z. B. meridionale Verlagerungen oder horizontale Divergenzen zu einer Ozonumverteilung auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen und folglich zu starken Schwankungen in der Ozonsäule. Etwa die Hälfte der Variabilität der Ozonsäule von Tag zu Tag lässt sich z. B. durch die Dynamik der Tropopausenregion erklären, in der in Verbindung mit Höhenträgen bzw. -keilen die Ozonsäule zu- bzw. abnimmt. Polwärts antizyklonal brechende Wellen können dagegen zu sogenannten Miniozonlöchern (*ozone miniholes*) führen, da hierbei ozonarme subtropische Luft in die mittleren Breiten strömt und von der Troposphäre in die untere Stratosphäre aufsteigt, sodass die Ozonschichtdicke kurzfristig unter 220 DU sinken kann, was besonders häufig über dem Nordatlantik bis hin zur Nordsee der Fall ist.

2.1.4.1 Mittlere Strömungs- und Austauschverhältnisse

Die Ursache für die beobachtete geografische Ozonverteilung liegt in der troposphärisch-stratosphärischen Zirkulation, die infolge des Temperaturgradienten zwischen den Tropen und dem Winterpol einen vorwiegend zonalen Charakter trägt. Durch Dissipation von Schwere- und Rossby-Wellen, die bis in die Stratosphäre vordringen, werden die vorherrschenden Westwinde abgebremst, wodurch insgesamt gesehen eine Westwärtsbewegung entsteht, sodass unter Einwirkung der Corioliskraft eine Meridional Komponente in Richtung Pol resultiert, mit der die in den Tropen durch Cumuluskonvektion in die Stratosphäre aufsteigenden Luftmassen langsam polwärts geführt werden (vgl. Abb. 2.17).

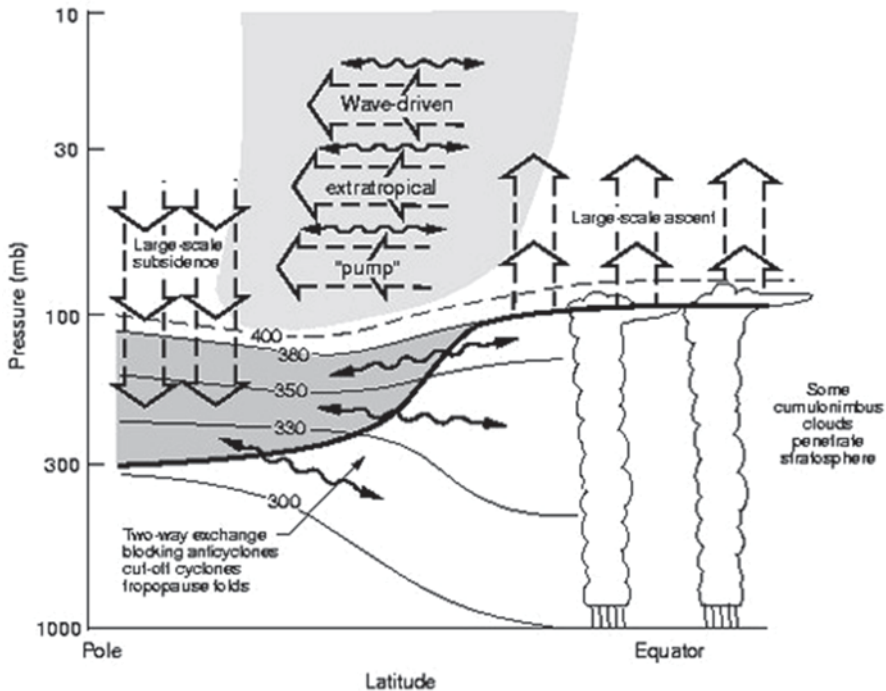


Abb. 2.17 Schema der Brewer-Dobson-Zirkulation nach Holton 1995 mit Tropopause (dicke schwarze Linie), Isentropen (dünne Linien) und Wellenbewegungen (gewellte Linien). (© Holton 1995)

Der Luftdruck in den darunterliegenden Schichten nimmt hierdurch allmählich zu, d. h., die Luft am Winterpol sinkt gegenüber den Druckkoordinaten langsam ab, sodass es durch adiabatische Kompression zu einer Temperaturerhöhung der Luftmassen kommt, wodurch sie Temperaturwerte besitzen, die über dem Strahlungsgleichgewicht liegen, was durch eine erhöhte infrarote Abstrahlung kompensiert wird. Da es sich bei Strahlungsprozessen aber um diabatische Prozesse handelt, sinken die Luftmassen im Polarwirbel nur relativ zu den Isentropen ab und fließen anschließend in die mittleren Breiten zurück, von wo sie über Tropopausenfaltungen bei ungefähr 30 bis 40° N bzw. S wieder in die Troposphäre eingemischt und dort ausgewaschen werden.

Diesen Kreislauf, der durch das Brechen von Rossby-Wellen in der Stratosphäre entsteht, bezeichnet man als Brewer-Dobson-Zirkulation. Sie führt zu einem Pump-effekt (*wave-driven extratropical pump*), durch den die Luft am Äquator in die Höhe gesaugt und anschließend in hohe Breiten gelenkt wird, und existiert nur in der Winterhemisphäre, während in der Sommerhemisphäre im Mittel eine schwache Absinkbewegung dominiert. Außerdem ist sie auf der Nordhalbkugel infolge häufigerer Wellenaktivität stärker als auf der Südhalbkugel ausgeprägt. Ihre mittlere Umsatzdauer beträgt rund 5 Jahre. Insgesamt gesehen reguliert die Brewer-Dobson-Zirkulation die horizontale und vertikale Verteilung des stratosphärischen Ozongehaltes. Bezüglich

seiner vertikalen Strukturierung lässt sich deutlich erkennen, dass das Ozonmaximum (rötlich gefärbte Bereiche in Abb. 2.18) in den Tropen wesentlich höher als in den polaren Breiten liegt, nämlich bei etwa 26 km am Äquator bzw. zwischen 15 und 20 km Höhe an den Polen. Diese Höhenangaben entsprechen aber nicht dem Niveau maximaler Ozonproduktion, die in den Tropen in etwa 40 km Höhe stattfindet.

2.1.5 Atmosphärisches Kohlendioxid

Mit derzeit knapp 0,040 Volumenprozent zählt das Kohlendioxid zu den Hauptbestandteilen der Erdatmosphäre und ist neben dem Wasserdampf das wichtigste Treibhausgas. Es ist im Wesentlichen durchlässig für das Sonnenlicht, absorbiert aber einen Teil der Strahlungsenergie, die von der Erde im IR-Bereich abgegeben wird, d. h., es hält die Wärme des Sonnenlichts nahe der Erdoberfläche in Form einer langwelligigen Gegenstrahlung fest. Ohne Treibhauswirkung betrüge die mittlere Temperatur unserer Erde -18°C ; sie wäre damit im Vergleich zur heutigen Mitteltemperatur von $+15^{\circ}\text{C}$ 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, sodass sein Anteil von 280 ± 10 ppm um 1800 auf gegenwärtig knapp 400 ppm gestiegen ist, was einer Steigerung von etwa 43 %

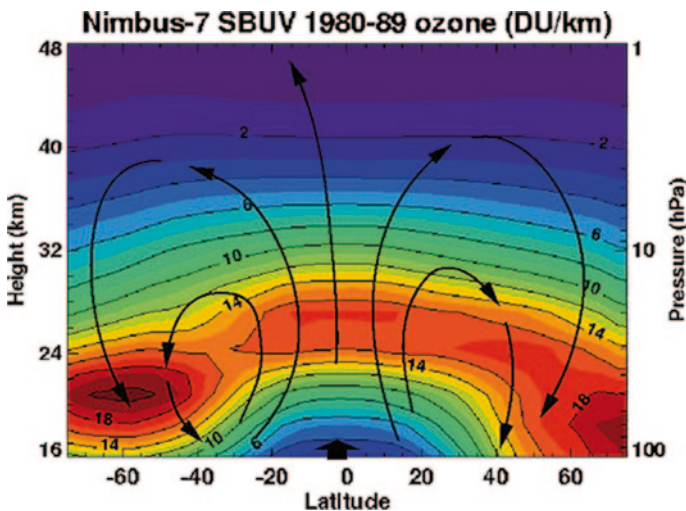


Abb. 2.18 Vertikale Verteilung des Gesamt-Ozongehaltes (DU je km) im Mittel über die Jahre 1980–1989 mit schematisierter Brewer-Dobson-Zirkulation (schwarze Pfeile), aufgenommen von Nimbus 7. (© Nimbus 7 (Internet 11))

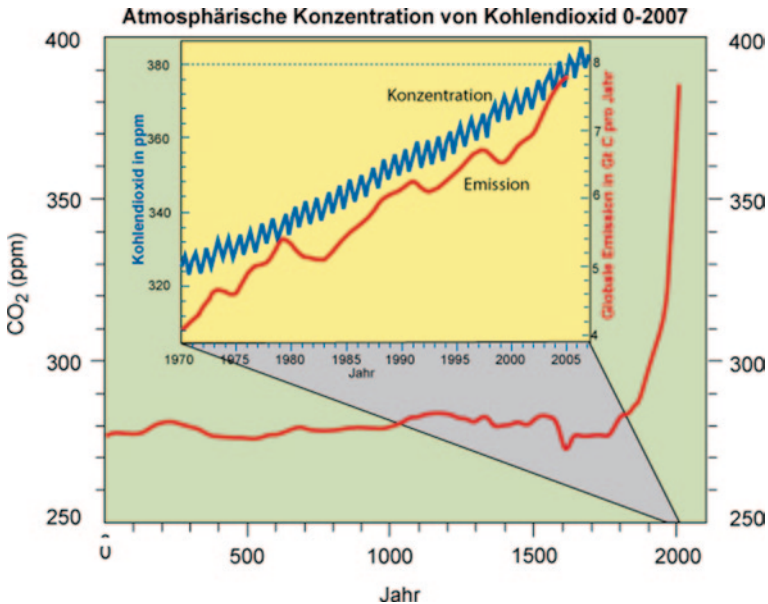


Abb. 2.19 Anstieg der CO₂-Konzentration vom Beginn der Zeitrechnung bis zum Jahr 2007 (rote dicke Linie); im gelben Feld: Konzentrations- und Emissionsentwicklung seit 1970 (blaue und rote Linie). (© Kasang (Internet 12))

in rund 200 Jahren entspricht (vgl. Abb. 2.19). 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 gegenüber den Werten um 1800 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 mit der Temperaturkurve überein. So hat es bis 1940 zwar einen Temperaturanstieg, aber keinen CO₂-Anstieg gegeben, und Anfang der 1950er-Jahre ist die Temperatur gefallen, während die CO₂-Konzentration zunahm.

Derartige Änderungen der Kohlendioxidkonzentration gab es in der Vergangenheit nur in Zeiten extremer Klimaänderungen, so z. B. 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 Hälfte in der Atmosphäre verblieben, da die Land-Biosphäre und die Ozeane eine wesentliche Senke für das atmosphärische Kohlendioxid bilden. Zur Messung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre verwendet man heute 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 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) sowie am Südpol und ab 1958 am Mauna Loa-Observatorium auf Hawaii registriert; gegen-

wärtig erfolgen Messungen an mehr als 100 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 Konzentration nachts und eine minimale am Tage, da die Pflanzen durch Fotosyntheseprozesse tagsüber mehr CO_2 aufnehmen, als sie durch Respiration wieder abgeben. Nachts findet keine Fotosynthese statt, sodass die Luft wieder mit Kohlendioxid angereichert wird. Die Schwankungen des CO_2 -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 mit Beginn der Heizperiode verstärkt CO_2 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. Hierzu sei an den Londoner Nebel oder den Smog in Los Angeles mit Werten bis zu 3000 ppm erinnert.

2.1.6 Methan

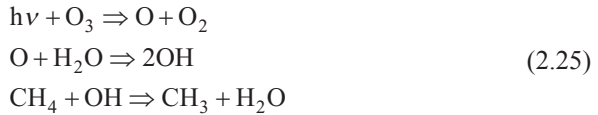
Methan ist der einfachste Vertreter der Kohlenwasserstoffe und besitzt einen exakt tetraedrischen Aufbau mit vier gleichen C–H-Bindungen. Es ist ein farb- und geruchloses Gas, das sich im Mutterboden bildet bzw. häufig bei Vulkanausbrüchen freigesetzt wird. Darüber hinaus ist Methan auch in Permafrostböden enthalten.

Im Meer entsteht dagegen wegen der hohen Drücke und geringen Temperaturen ausschließlich Methanhydrat, auch brennendes Eis genannt, wobei die Wassermoleküle das Methan vollständig umschließen und eine feste Struktur aufweisen. Es bildet sich hauptsächlich in den küstennahen Schelfgebieten und an den Kontinentalthängen bei etwa 20 atm Druck sowie Temperaturen um den Gefrierpunkt, was schon ab ca. 200 m Wassertiefe der Fall ist.

Methan wird durch Mikroorganismen bei Fäulnisprozessen organischer Stoffe unter Luftabschluss in Feuchtgebieten wie Sümpfe und Moore freigesetzt und deshalb auch als Fäulnis- bzw. Sumpfgas bezeichnet, wobei eine Vergärung von Biomasse nicht nur in Sümpfen sowie Marschen bzw. Mülldeponien und beim Nassreisanbau stattfindet, sondern auch in den tropischen Regenwäldern und Tundragebieten der Erde.

Nach dem Kohlendioxid ist das Methan das zweitwichtigste Treibhausgas und weist gegenwärtig eine Konzentration von ca. 1,8 ppm auf, es ist 20- bis 40-mal treibhauswirksamer als CO_2 . Nach Warneck 1988 betrug seine vorindustrielle Konzentration 0,7 ppm. Sie 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 erfolgt ein Zuwachs von 5 bis 8 ppb pro Jahr, und Modellrechnungen nach dem Szenario „weiter wie bisher“ ergeben einen Gesamtwert von 3,6 ppm für das Jahr 2100.

Derzeit gelangt Methan 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. Sein chemischer Abbau erfolgt in der Troposphäre vor allem durch Reaktionen mit dem Hydroxyl-Radikal OH, das durch Wechselwirkung von UV-Strahlung mit dem troposphärischen Ozon entsteht, wobei folgende chemische Reaktionen ablaufen:



Weitere Senken für das Methan bilden chemische Reaktionen in der Stratosphäre und sein Abbau durch Bodenbakterien. Ein Überblick über seine Quellen und Senken vermittelt die Abb. 2.20.

2.1.7 Distickstoffoxid

Distickstoffoxid N_2O , auch unter dem Namen Lachgas bekannt, ist ein farbloses Gas von süßlichem Geruch und ruft in geringen Mengen eingeatmet einen rauschartigen Zustand sowie krampfartige Lachanfälle hervor. Mit einer Verweildauer von ca. 120 Jahren zählt es zu den Treibhausgasen der Atmosphäre, wobei sein Beitrag zum anthropogenen Treibhauseffekt etwa 5% ausmacht. Es wird ausschließlich durch Fotolyse bzw. durch die Reaktion mit atomarem Sauerstoff in der Stratosphäre reduziert und trägt zum Ozonabbau bei.

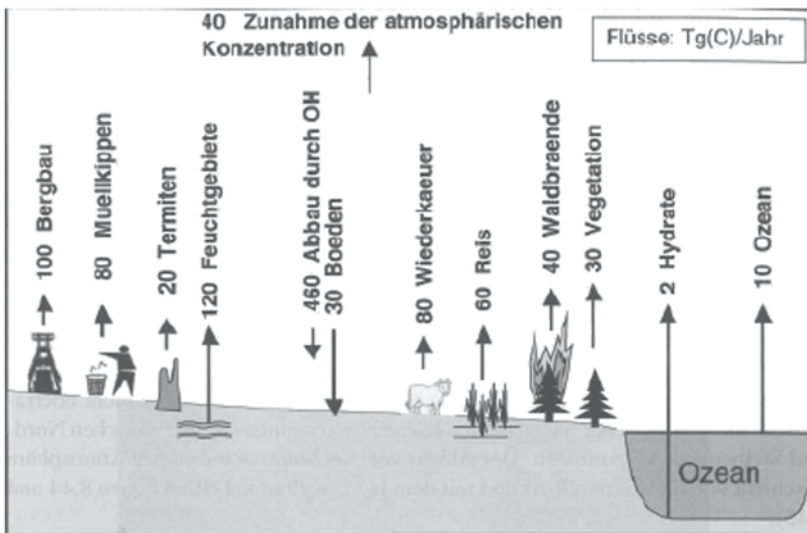


Abb. 2.20 Quellen und Senken des atmosphärischen Methans. (© Roedel 2011)

Seine vorindustrielle Konzentration lag bei 275 ppb(v) und ist bei einer Wachstumsrate von 0,8 ppb je Jahr auf gegenwärtig 320 ppb angewachsen. Der größte Teil des anthropogen freigesetzten Distickstoffoxids stammt aus dem bakteriellen Abbau von Düngemitteln in vernässten oder verdichteten Böden, dem modernen Verkehr, aus der Produktion von Biokraftstoffen sowie der chemischen Industrie.

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 μm absorbieren und anschließend wieder emittieren. Dadurch wird die Erde zusätzlich erwärmt, sodass sie gegenwärtig eine Mitteltemperatur von 15° C (288 K) aufweist.

Der natürliche Treibhauseffekt der Erde lässt sich berechnen, indem man gemäß Lemke 2003 annimmt, dass die Erdatmosphäre vollkommen durchlässig für die kurzwellige 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, sodass für die globale Energiebilanz (vgl. Kap. 4.6) mit der Temperatur der Erdoberfläche $T_0 = 288 \text{ K}$, der Solarkonstanten $S = 1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, der Stefan-Boltzmann-Konstanten $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ und einer Albedo von 30 % = 0,3 gilt:

$$\pi r^2 (1 - \text{Albedo}) \cdot S = 4 \pi r^2 \Delta S \sigma T_0^4 \quad (2.26)$$

Nach ΔS aufgelöst ergibt sich folgende Beziehung:

$$\Delta S = \frac{(1 - \text{Albedo})S}{4\sigma T_0^4} = \frac{0,7 \cdot 1368}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot 288^4} = 0,61 \quad (2.27)$$

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

Berechnet man die Temperatur der Erde nur für den natürlichen Treibhauseffekt, dann ergibt sich gemäß dem Stefan-Boltzmann'schen-Gesetz (s. Kap. 4.6):

$$\begin{aligned} \sigma T^4 &= 0,7 \cdot S \cdot \frac{\pi r^2}{4 \cdot \pi r^2} = 0,7 \cdot S \cdot \frac{1}{4} \quad \text{folglich} \\ T^4 &= \frac{0,7 \cdot S}{\sigma} \cdot \frac{1}{4} = \frac{1}{5,67 \cdot 10^{-8}} \cdot 0,175 \cdot 1368 = 42,22 \cdot 10^8 \quad \text{bzw.} \\ T &= \sqrt[4]{42,253 \cdot 10^8} = 255 \text{ K} \quad \text{bzw.} \quad (255 - 273) = -18^\circ \text{C}, \end{aligned} \quad (2.28)$$

d. h. einen natürlichen Temperatureffekt von 33 K, nämlich ($288 - 255 = 33$ K), an dem 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 sind. Damit ist der Wasserdampf das wichtigste natürliche Treibhausgas, denn er bewirkt nahezu Zweidrittel der Treibhauswirkung.

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 Mio. Jahren begann und sich langsam entwickelte. Die antarktische Eiskappe existiert seit 30 Mio. und die arktische Eisbedeckung seit 2,8 Mio. Jahren. Dies ist ein relativ einmaliger erdhistorischer Zustand, denn nach Negendank 2003 treten seit etwa 800.000 Jahren 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, da er den Anteil der natürlichen Treibhausgase erhöht und darüber hinaus neue Treibhausgase (FCKW) in die Atmosphäre immitiert hat.

Nach Hansen 2005 sammeln sich diese Gase in der Atmosphäre an und bewirken eine zusätzliche Triebkraft für das Klima, also eine Änderung des sogenannten „Climate Forcing“. Das heißt, dass die Erde zum gegenwärtigen Zeitpunkt eine unausgeglichene Energiebilanz von 0,5 bis 1,0 W 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 etwa 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 langwelligeren 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 CO_2 -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 CO_2 -Konzentration und dem Temperaturverlauf erkennen: So folgt einer Temperaturvariation (z. B. im Milankovich-Zyklus) nach einer charakteristischen Verzögerung eine CO_2 -Änderung und umgekehrt einer CO_2 -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

Tab. 2.6 Treibhauseffekt der Erde durch die wichtigsten Spurengase

	Konzentration	Temperaturerhöhung	Natürlicher Treibhauseffekt	Anthropogener Treibhauseffekt
		33 K	Prozentual (%)	Prozentual (%)
Wasserdampf (H ₂ O)	20.000 ppm	20,6	62,0	4
Kohlendioxid (CO ₂)	400,00 ppm	7,2	22,0	54
Methan (CH ₄)	1,72 ppm	0,8	2,5	17
FCKWs und andere	0,25 ppb	0,6	2,5	14
Ozon (O ₃)	0,03 ppm	2,4	7,0	7
Distickstoffoxid (N ₂ O)	0,31 ppm	1,4	4,0	4

sowie das Distickstoffoxid (vgl. Tab. 2.6). 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 Informationen über ihre Menge das direkte Climate Forcing nur zu etwa 50 % abschätzen kann.

2.2.1 Auswirkungen des Treibhauseffektes

Nach statistischen Auswertungen instrumentell bestimmter 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 für die Jahre 1901–2000 bei 0,6 K/100 Jahre und für den Zeitraum 1906–2005 bereits bei 0,74 K/100 Jahre lag, sodass 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 K über dem globalen Mittelwert das wärmste Jahr des vergangenen Jahrtausends war. 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. 2.21 zwischen 1910 und 1945 auf, danach stagnierten die Temperaturen bis in die 1970er-Jahre, während seit etwa 1976 ein ununterbrochener Erwärmungstrend besteht, der aber derzeit leicht rückläufig ist.

Diese erste Erwärmungsphase könnte durch eine Kombination von Treibhauseffekt, interner Variabilität und erhöhter Sonnenaktivität erklärt werden. Der zweite

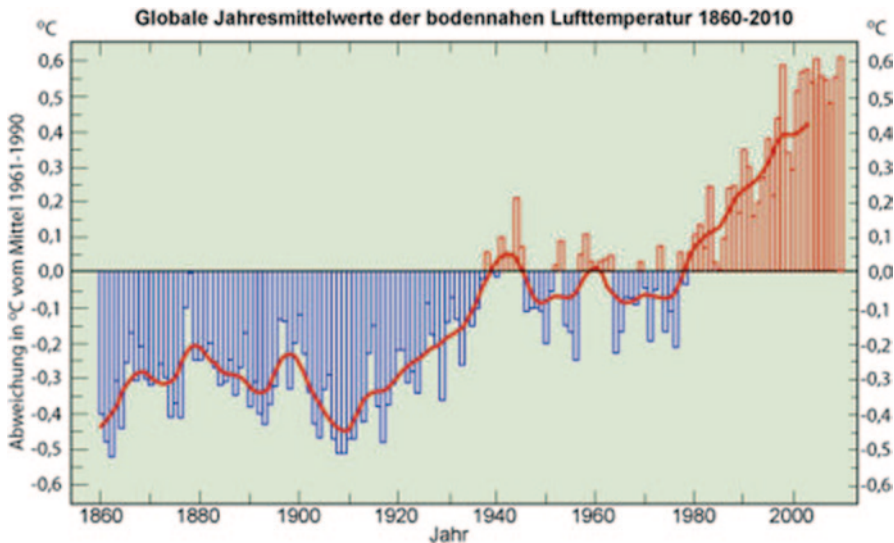


Abb. 2.21 Veränderung der globalen Mitteltemperatur 1860–2006 (Kasang). (© Bildungsserver (Internet 13))

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. 2.22 und 2.23).

Speziell in Deutschland wird die Klimaentwicklung der letzten 100 Jahre durch einen Anstieg der Jahresmitteltemperatur um 0,8 bis 1 K (s. Trendlinie Abb. 2.24), eine deutliche Zunahme der Winterniederschläge in den letzten 30 Jahren, eine Veränderung der Andauer der Schneedecke um 10 bis 20%, eine größere Anzahl von Hitzetagen in den Monaten Juli und August, eine Zunahme der Starkniederschläge an Häufigkeit und Intensität besonders in den letzten 40 Jahren sowie eine Änderung der Wetterlagen geprägt, wobei im Sommer über Mitteleuropa derzeit eine Hochdruckbrücke gegenüber zyklonalen Westlagen dominiert, während dagegen im Winter Letztere im Vergleich zu allen anderen Wetterlagen deutlich hervortreten.

Nach Modellrechnungen des MPI (vgl. UBA 2006) wird in Abhängigkeit von den Treibhausgasemissionen in Deutschland bis 2100 eine mittlere Erwärmung zwischen 2,5 und 3,5 K eintreten, die regional unterschiedlich stark ausgeprägt sein kann. Besonders intensiv erwärmt sich der Süden und Südosten Deutschlands im Winter, nämlich um mehr als 4 K im Vergleich zum Zeitraum 1961 bis 1990. Gleichzeitig gehen die Sommerniederschläge um etwa 30% zurück, und zwar insbesondere im Südwesten und Nordosten des Landes. Andererseits nehmen die Win-

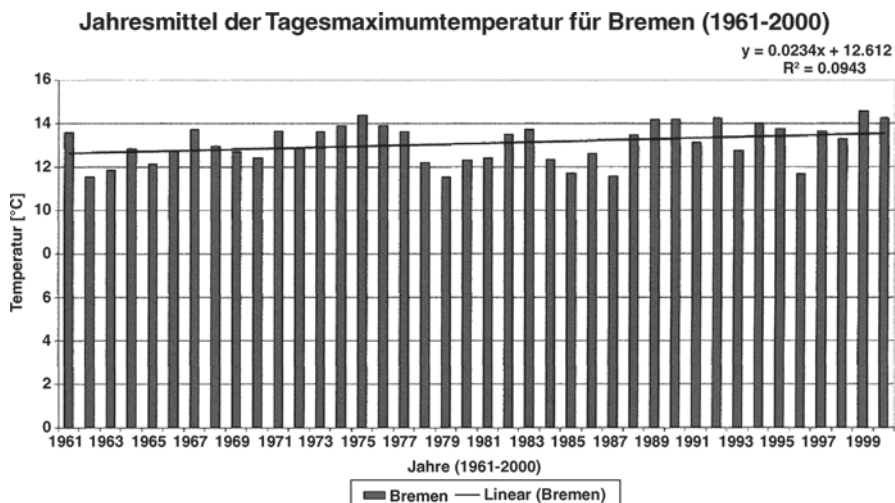


Abb. 2.22 Jahresmittel der Tagesmaximumtemperatur in Bremen (1961–2000) und Regressionsgerade.) (© Nußbaumer 2005)

terniederschläge zu, sodass die Winter in ganz Deutschland feuchter werden, wobei die Niederschläge besonders im Alpenbereich in zunehmendem Maße als Regen fallen werden.

Global gesehen ist der Bedeckungsgrad durch Wolken über den mittleren und nördlichen Breiten der Nordhalbkugel um 2% gewachsen, was mit der dokumen-

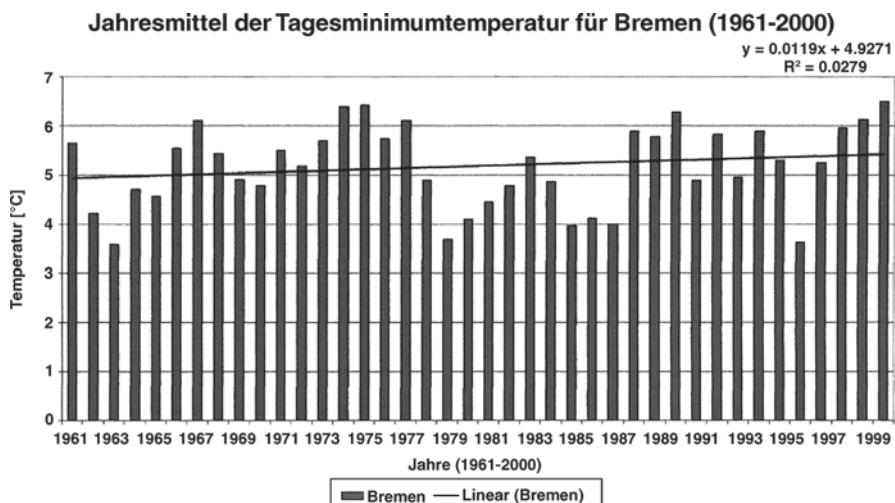


Abb. 2.23 Jahresmittel der Tagesminimumtemperatur in Bremen (1961–2000) und Regressionsgerade. (© Nußbaumer 2005)

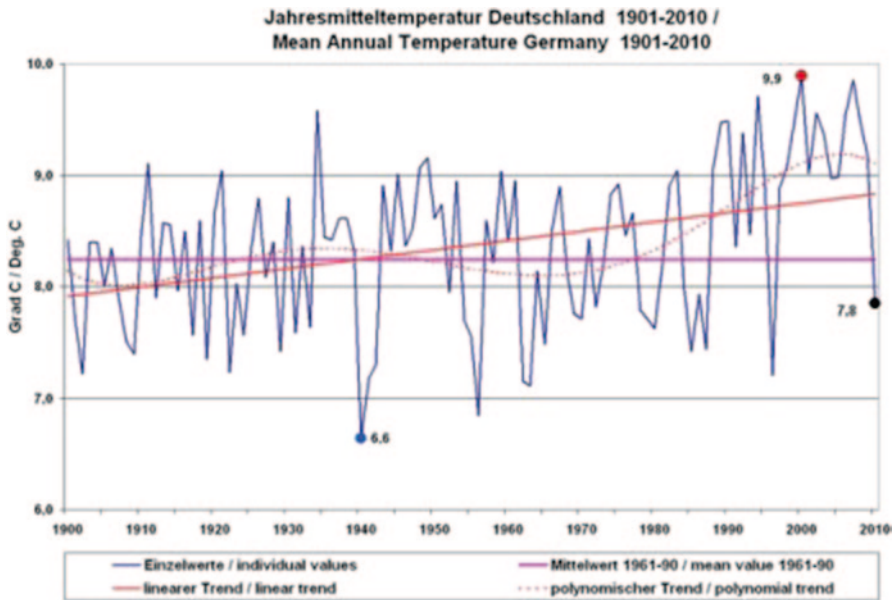


Abb. 2.24 Jahresmitteltemperaturen in Deutschland von 1901 bis 2010. (© Steinbrecht 2007)

tierten 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.

2.2.1.1 Troposphärische Erwärmung

Ein weiterer Hinweis auf eine Erwärmung ist die Zunahme der Troposphärentemperatur um 0,1 K in den Tropen und Subtropen seit den 1950er-Jahren. Gleichzeitig kühlte sich aus Kompensationsgründen gemäß Labitzke 2005 die untere Stratosphäre (100 hPa- und 50 hPa-Niveau) um ca. 2 K ab (s. Abb. 2.25), ausgenommen davon ist die Arktis. Radiosondendaten für Zentraleuropa belegen eine troposphärische Erwärmung von 0,6 K und eine stratosphärische Abkühlung von 0,5 K je Dekade (s. Dameris 2005).

2.2.1.2 Veränderung der Eisbedeckung und Vergletscherung

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, sodass 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

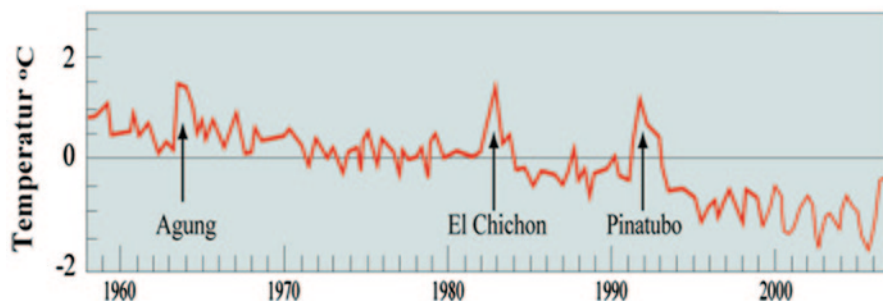


Abb. 2.25 Temperaturänderung in der unteren Stratosphäre von 1958–2007. (© DWD/IPCC, Kasang 2007 (Internet 14))

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 Kibo im Kilimandscharo-Massiv 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 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 (s. auch Kaser 2008).

Der Rückgang des arktischen Meereises (vgl. Abb. 2.26, Lemke 2003) ist eine weitere Folge des Temperaturanstiegs. Derzeit schrumpft im Sommer die Dicke des

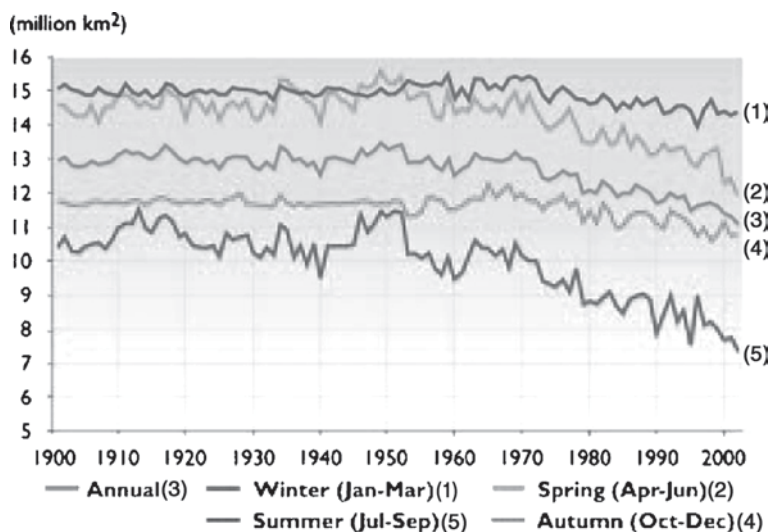


Abb. 2.26 Abnahme der arktischen Meereseisbedeckung. (© AMAP (Internet 15))

arktischen Eises, die im Mittel 2 m beträgt, um 40–60 %. Seine Fläche hat in den vergangenen 30 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, sodass die Nordwest- und die Nordostpassage bzw. die direkte Fahrt über den Pol bevorzugte Schifffahrtsrouten werden dürften (s. Busemann 2008, Lamson 1988, Thomas 2004). Gegenwärtig stellt man sogar eine viermal schnellere Abnahme des arktischen Meereises im Vergleich zu den Modellrechnungen des IPCC fest (Rahmstorf 2011). Außerdem verliert seit 1998 die grönländische Eisdecke, die etwa 3 km dick ist, jährlich 65 km^3 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 damit 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 m bewirkt (vgl. Otto-Bliesner 2006).

Der antarktische Eisschild mit im Mittel 4 km Dicke befindet sich in einem Bereich negativer Temperaturen, sodass eine Temperaturerhöhung infolge des Klimawandels wenig Einfluss auf ihn haben dürfte. Erst wenn sich die Wasseroberflächentemperaturen erhöhen, wird das aufs Meer geschobene Schelfeis abgeschmolzen. Im Februar 2002 zerbrach jedoch der Jahrtausende alte Larsen-B-Eisschelf vor der antarktischen Halbinsel, sodass sich das Abfließen von kontinentalem Eis seither stark beschleunigt hat. Wesentlich stabiler scheinen hingegen die Eismassen im Bereich der Ostantarktis zu sein. Einen Überblick über die weltweite Vergletscherung und den theoretisch zu erwartenden Meeresspiegelanstieg beim Abschmelzen ist in Tab. 2.7 enthalten.

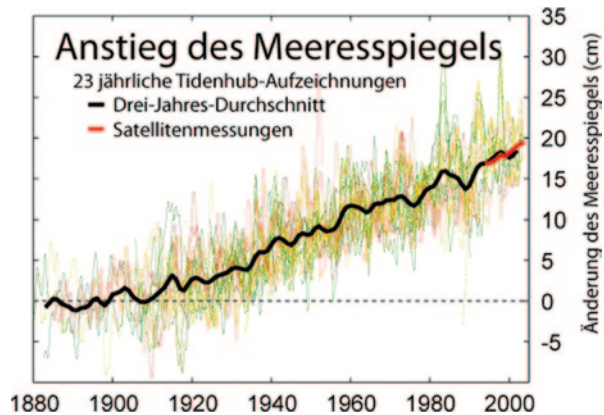
2.2.1.3 Anstieg des Meeresspiegels

Im Verlaufe der Erdgeschichte änderte sich der Meeresspiegel immer dann, wenn sich ein Klimawandel vollzog. Besonders niedrig war er in Eiszeiten, da in diesen

Tab. 2.7 Ausmaße der weltweiten Vergletscherung. (Quelle: Winkler (2009))

	Eisfläche (km^2)	Volumen (km^3)	Meeresspiegelanstieg (m)
Gletscher und Eiskappen			
Maximale Größe	546.000	133.000	0,37
Minimale Größe	510.000	51.000	0,15
Eisschelfe	1.500.000	700.000	0,0
Polare Eisschilde	14.000.000	27.600.000	63,9
Grönland	1.700.000	2.900.000	7,3
Antarktis	12.300.000	24.700.000	56,6
Globales Eisvolumen		28,4 Mio. km^3	65–70 m

Abb. 2.27 Meeresspiegelanstieg seit 1880. (© Wikipedia, DWD/WMO/ IPCC (Internet 16))



Zeiträumen das Wasser als Eis auf den Kontinenten abgelagert war. So lag der Meeresspiegel z. B. während der letzten Eiszeit vor 10.000 Jahren ca. 120 bis 140 m tiefer als heute. Mit der Erhöhung der globalen Mitteltemperatur um 5 K sind am Ende der Eiszeit bereits zwei Drittel der damaligen Eismasse abgeschmolzen. Seit-her ist er mit kurzzeitigen Unterbrechungen angestiegen, und zwar insbesondere in den letzten 3000 Jahren.

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, und zwar um 1,6 mm infolge der thermischen Expansion, um 0,9 mm durch den Gletscherschwund und um 0,2 mm aufgrund des kontinentalen Eisabflusses. Die restlichen Millimeter sind ein Erholungseffekt nach dem Ausbruch des Pinatubo im Jahre 1991, der einen globalen Temperaturrückgang bewirkte (vgl. Rahmstorf in Fuchs 2010).

Im Prinzip zeigt der Meeresspiegel einen linearen Anstieg, der sich in den 1979er-Jahren nicht erhöht hat, wie man auch Abb. 2.27 entnehmen kann. Die Kurve weist zwischen 1910 und 2005 im Mittel aller Pegel ein Anstieg von 18 cm auf. Nach Modellrechnungen wird ein Anstieg von 0,5 bis 1,5 m bis zum Jahr 2100 und von 1,5 bis 3,5 m bis 2200 erwartet.

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, sodass bis 2300 ein Anstieg von ca. 3 bis 5 m eintreten kann.

2.2.1.4 Änderung des Niederschlagsregimes

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° Süd und Nord.

Darüber hinaus sind häufiger extreme Niederschlagsereignisse in den mittleren Breiten aufgetreten. Hierzu gehören u. a. die Oderflut 1997, die Elbeflut 2002 (s. Abb. 2.28 und Farbtafel 1), die Rekordniederschläge und Überschwemmungen im Alpenraum im Sommer 2005 und im Winter 2005/2006 sowie das Jahrhunderthochwasser in Mitteleuropa Ende Mai bzw. Anfang Juni 2013, verbunden mit Starkregen und einer Vb-Wetterlage. 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. Schönwiese 2003). Alarmierend sind hierbei die Geschwindigkeit des Temperaturanstiegs in den letzten zehn Jahren und die in zunehmendem Maße zu beobachtenden Wetterkapriolen. Beispielsweise betrug am 12. August 2002 in Zinnwald im Osterzgebirge die 24-stündige Regensumme 3121 pro Quadratmeter. Das ist die absolut höchste

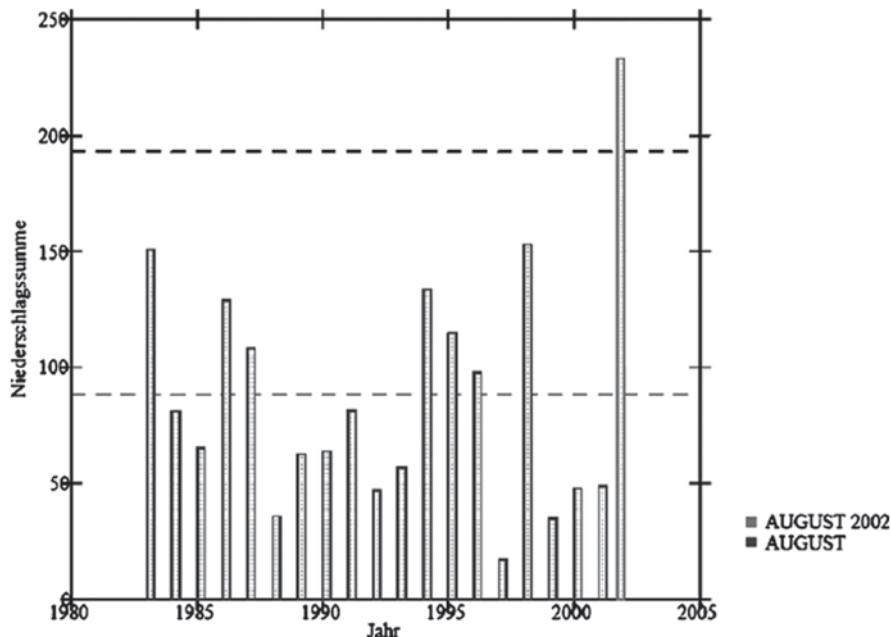


Abb. 2.28 Niederschlagssummen (mm) zwischen 1983 und 2002 für den Monat August in Dresden-Klotzsche. (© Schran (2003))

Summe, die jemals in Deutschland erreicht wurde und deutlich seltener als einmal in 100 Jahren auftritt (s. Farbtabel 1; Malitz 2002).

Insgesamt hat sich die Niederschlagsverteilung gemäß Farbtabel 2 global gesehen stark verändert. Ensemblesimulationen für den Zeitraum 2011–2040 ergaben für Mitteleuropa eine Zunahme der interannualen Variabilität des Niederschlags vor allem in den Sommer- und Herbstmonaten, was darauf hindeutet, dass die Wahrscheinlichkeit von Jahren mit extremen Trockenperioden bzw. Starkniederschlägen zunehmen kann (Reklim 2011).

2.2.1.5 Änderung des Windregimes

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 %.

Gemäß Berz 2003 (s. auch Abb. 4.25) 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 Milliardenschäden infolge extrem hoher Windgeschwindigkeiten ($> 200 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 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 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 mehr als 40 Mio. km^3 Wasser überfluteten das Hinterland. An der tiefsten deutschen Landstelle in Neuendorf (3,54 m unter NN) erreichte am 3. Januar 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.

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. Temperaturdif-

ferenzen 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 sogenannte globale „Conveyor-Belt-Zirkulation“, die durch alle drei Ozeane verläuft und das Klima auf der gesamten Erde beeinflusst (vgl. Abb. 2.29).

Ihre Ursache beruht auf der Abkühlung des Wassers in hohen Breiten in Verbindung mit dem einsetzenden Gefrierprozess, bei dem durch die Eiskristallbildung Salz ausgeschieden wird (Segregation). Die thermohaline Zirkulation vereint in sich die Produktion von Tiefenwasser in der Norwegisch-Grönländischen See, der Labrador See sowie im Wedell-Meer und Rossmeer 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 Zirkulationsringe, wozu im Nordatlantik der Benguelastrom, der Golfstrom und der Nordatlantikstrom gehören.

Der Antrieb des Golfstroms befindetet sich seit gut 10.000 Jahren zwischen Grönland und Spitzbergen bei ca. 75° N. Hier sinken jede Sekunde 15 bis 20 Mio. m³ Wasser in die Tiefe, was etwa der 15-fachen Wassermenge aller Flüsse der Erde entspricht. Ursache ist der beginnende Gefrierprozess, der zu einer Erhöhung der Salzkonzentration in den darunterliegenden 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

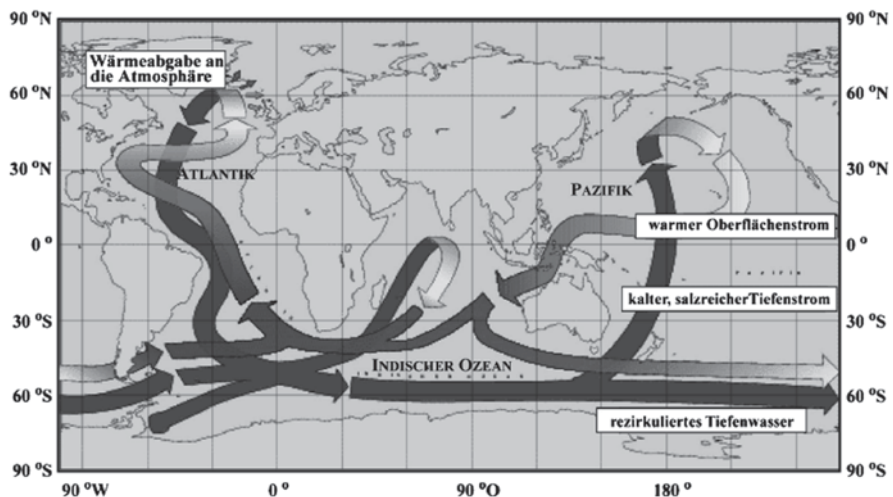


Abb. 2.29 Thermohaline Zirkulation. (© Kasang, Bildungsserver (Internet 17))

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, sodass im Atlantik eine gewaltige Umwälzbewegung entsteht, die etwa 10^{15} Watt in der Sekunde 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 dem 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, den Benjamin Franklin 1769 erstmals kartografieren ließ (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 Guyanastrom den Äquator kreuzt sowie sich hier mit dem Wasser des Nordäquatorialstromes vermischt. 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 von Mexiko 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 $2,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ etwa 30 Mio. m^3 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 genau wie ein Fluss gut abgegrenzt ist (vgl. Abb. 2.30 und Farbtafel 3).

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. Im östlichen Atlantik spaltet sich der Golfstrom in mehrere Arme auf. Einige davon kühlen sich stark ab, sodass sie unter die Oberfläche sinken. Der Hauptarm setzt jedoch 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. 2.30 und Thurman 2001).

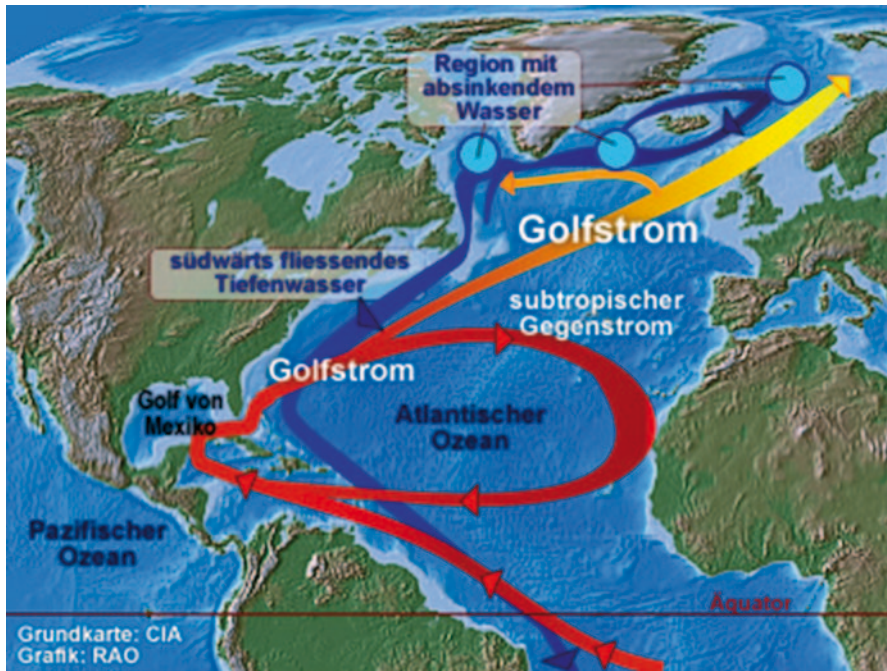


Abb. 2.30 Verlauf des Golfstromes. (© RAO (Internet 18))

Nach Bearmann 2001 beträgt die durchschnittliche Transportrate des Golfstromes in der Floridastraße etwa $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ und bei Cape Hatteras etwa $(70\text{--}100) \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ Wasser. Seine maximale Rate erreicht er etwa bei 065° W mit etwa $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Insgesamt gesehen ist der Golfstrom eine intensive Westrandströmung mit 50 bis 75 km Breite, 1,5 km Tiefe und Stromgeschwindigkeiten von 1 bis $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, sodass er die schnellste Ozeanströmung überhaupt darstellt. Seine mittlere Volumentransportrate beträgt $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 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 in der Sekunde, sodass nördlich von 24° 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 verläuft. 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 zufolge 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 merkbare 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 bei starkem Frischwassereintrag (z. B. in Verbindung mit dem Abschmelzen der glazialen Eisschilde) eintritt 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.

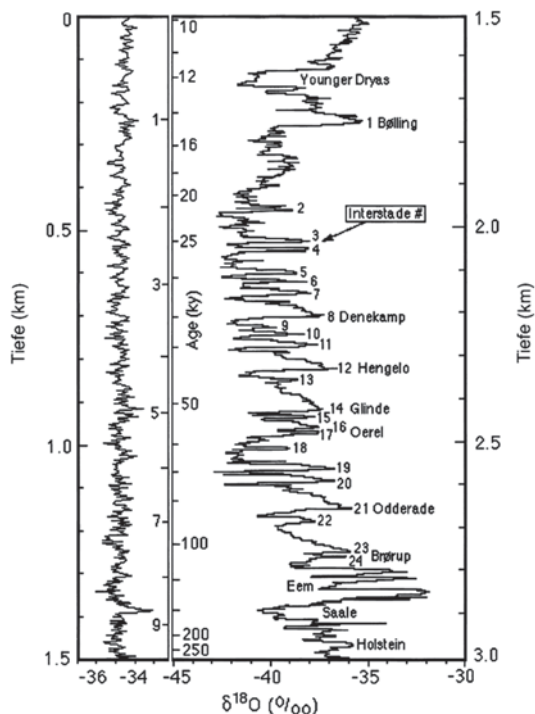
Ein Aussetzen des derzeitigen Zirkulationstyps ist nach Modellrechnungen erst für eine globale Erwärmung von 4–5 K zu erwarten (vgl. Schiermeier 2006). Da aber die globale Temperaturerhöhung bis jetzt nur 0,74 K/100 Jahre erreicht hat, rechnet man gemäß IPCC 2001 mit einer Abschwächung von 25 % erst bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Allerdings wurden Hinweise auf eine Abschwächung der Atlantikzirkulation bei 25° N um 30 % in den vergangenen 50 Jahren bereits von britischen Ozeanografen (vgl. Bryden 2005) diskutiert, sind jedoch durch weitere Messungen nicht bestätigt worden. 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, sodass immer weniger kaltes Tiefenwasser entsteht.

2.2.2.2 Dansgaard-Oeschger-Zyklen

Die Auswertung der grönländischen Eisbohrkerne ergab, dass sehr dramatische Klimaereignisse in Grönland mit den sogenannten Dansgaard-Oeschger-Zyklen (Perioden schneller Erwärmung gefolgt von einer langsamen Abkühlung) einhergehen, die in Abb. 2.31 durch die Tiefen- und damit Zeitabhängigkeit der Änderung der Isotopenkonzentration von ^{18}O dargestellt sind (s. dazu Tafel 2.3). 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 (vgl. 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 mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen 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. 2.31, linke Kurve), 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

Abb. 2.31 Dansgaard-Oeschger-Zyklen (nummeriert, *rechte Kurve*) und Heinrich-Ereignisse (*linke Kurve*). (© Russell E. McDuff and G. Ross Heath (1994–2001) (Internet 19))



Kieselsteinen. Diese Steine sind aber zu schwer, um vom Wind oder der Strömung mitgeführt zu werden. Deshalb müssen sie durch das Schmelzen von Eisbergen in den Atlantik gelangt sein (vgl. Bischof 2000). Sie stammen vom nordamerikanischen kontinentalen Eisschild und drifteten über die Hudson Bay in den Atlantik. Die Abbrüche wurden wahrscheinlich durch Instabilitäten im Eisschild verursacht, der durch Schneefälle mehrere Tausend Meter dick 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 davon betroffen. In der gegenwärtigen Zwischeneiszeit, dem Holozän, treten weder Dansgaard-Oeschger- 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 Sankt-Lorenz-Strom in den Nordatlantik, sodass hier die Salzkonzentration des Meerwassers abnahm, und es trotz kräftiger Abkühlung nicht mehr absinken konnte. Der Golfstrom setzte aus, wodurch in der Folge weite Bereiche Nordeuropas und Kanadas mit Eis bedeckt waren. Dadurch floss aber weniger Schmelzwasser in den Atlantik, sodass die Salzkonzentration durch ständige Verdunstung im Atlantik wieder zunahm und sich das Golfstromsystem regenerierte.

Neben dem Verhältnis der Sauerstoffisotope im Gletschereis lassen sich aus den kleinen isolierten Lufteinschlüssen im Bohrkern auch Aussagen über die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und deren Änderungen (z. B. über die CO_2 - und Methankonzentration) der letzten Jahrtausende bis Jahrhunderttausende gewinnen, wobei gilt: Je geringer der Methangehalt, desto niedriger waren die Lufttemperaturen bei der Ablagerung des Schnees.

Tafel 2.3 Verhältnis der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ im Eis (nach Winkler 2009)

Sauerstoff tritt in der Umgebungsluft in drei Isotopen auf, die alle 8 Protonen und eine variable Anzahl von Neutronen besitzen, nämlich ^{16}O mit 8 Neutronen, ^{17}O mit 9 Neutronen sowie ^{18}O mit 10 Neutronen. Auch Wasserstoff bildet zwei Isotope, so ^1H und ^2H (= Deuterium (D)), wobei das letztere Isotop 1 Proton und 1 Neutron enthält.

Wassermoleküle können in allen drei Kombinationen der unterschiedlichen Wasserstoff- und Sauerstoffisotope, am häufigsten sind jedoch Wassermoleküle der Kombination $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^1\text{D}^{16}\text{O}$ und $^1\text{H}^1\text{D}^{18}\text{O}$, existieren.

Durch die Verdunstung von Wasser über den Ozeanoberflächen kommt es zu einer Fraktionierung der Moleküle, wobei aufgrund des höheren Energieaufwandes die schwereren Isotope etwas langsamer als die leichteren verdunsten. Der entstehende Wasserdampf ist folglich mit schweren Isotopen relativ angereichert, und auch im Ozean steigt ihre Konzentration parallel dazu an, wobei der Anteil von ^{18}O im Wasserdampf um 1 % niedriger als im Wasser ist.

Der Anteil schwerer Isotope variiert somit in Abhängigkeit von der Lufttemperatur, da sie bei höheren Temperaturen leichter verdunsten können. Wenn die Isotope durch Niederschlag zum Boden gelangen und später zu Eis umgeformt werden, bleibt das Verhältnis der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ erhalten, sodass man mittels Eisbohrkernen von der ^{18}O -Konzentration auf die Temperatur schließen kann, bei der der Schnee gefallen ist, denn tiefe Temperaturen bedeuten einen geringen ^{18}O -Anteil bzw. Gehalt von Deuterium.

Bei Auswertungen wird das Verhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ als $\delta^{18}\text{O}$ in ‰ im Vergleich zu Meerwasser angegeben. Es ist stets negativ, da die schweren Isotope im Eis immer relativ angereichert sind. Im Durchschnitt liegt die Konzentration von $\delta^{18}\text{O}$ zwischen –30 und –40 ‰, minimal bei –60 ‰.

2.3 Vertikale Struktur der Erdatmosphäre

Aus den geometrischen Abmessungen der Erde mit einem Äquatorumfang von 40076,6 km resultiert, dass die Erdatmosphäre horizontal groß- und vertikal kleinräumig ist, was im Mittel geringe horizontale, aber sehr große vertikale Gradienten der meteorologischen Größen bedingt. So ändert sich beispielsweise die Lufttemperatur um 6,5 K auf einer horizontalen Distanz von 1000 km, aber auf einer vertikalen 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 oberhalb 100 km 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, wobei der Begriff „Pause“ so viel wie ablassen oder aufhören bedeutet. Damit hört beispielsweise an der Tropopause die vertikale Abnahme der Temperatur von 6,5 K je Kilometer auf.

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.

In Kontakt mit der Erdoberfläche befindet sich die atmosphärische Grenzschicht mit einer vertikalen Erstreckung von 1 bis maximal 2 km über Land und 0,5 km über den Ozeanen (Foken 2003). Ihr thermisches und dynamisches Verhalten wird durch den Umsatz von Strahlungsenergie und durch die Rauigkeit der Unterlage geprägt. Als Heizfläche gibt sie die vereinnahmte Sonnenstrahlung, die zur Erwärmung des Erdbodens oder der Wasserflächen führt, in Form von Strahlung sowie turbulenten fühlbaren und latenten Wärmeflüssen wieder ab, sodass die meteorologischen Elemente innerhalb der planetarischen Grenzschicht einen Tagesgang aufweisen, dessen Amplitude mit der Höhe geringer wird.

Den unteren Teil der planetarischen Grenzschicht bildet die Boden- oder Prandlschicht, die im Mittel 20 bis 50 m, maximal 100 m hoch reicht (s. auch Tab. 2.8). Sie weist große vertikale Gradienten der Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit auf. Infolge der Höhenkonstanz der turbulenten Flüsse lassen sich jedoch für diesen Höhenbereich die Profile des Windes, der Temperatur und der Feuchte in vereinfachter Form berechnen, wobei man z. B. für den Wind ein logarithmisches Profil erhält.

Tab. 2.8 Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht

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

In der unmittelbar über der Erdoberfläche befindlichen sehr dünnen laminaren oder molekularen Grenzschicht (0,001 m dick) geht die Energieübertragung von der Erdoberfläche zur Atmosphäre durch Wärmeleitungsprozesse vonstatten. Da die Luft aber ein guter Isolator ist, erfordern diese Prozesse sehr große Temperaturgradienten (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 über Grund) 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.

Die Tropopause am Oberrand der Troposphäre ist eine Übergangsschicht (*transition layer*), deren Temperatur sich im Jahresverlauf um etwa 10 K ändert. Sie 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. Ihre Höhenlage variiert stark mit der Jahreszeit und der geografischen Breite.

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 Winterpol und $+12^{\circ}\text{C}$ 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, sodass sich in Verbindung mit einer hochreichenden Zyklone in Europa 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 werden, sind sie in der mittleren und oberen Stratosphäre allein von den Einstrahlungsverhältnissen geprägt. Als besonders wirksam erweisen sich insbesondere 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 (s. Abb. 2.32).

Es bildet sich ein polarer Wirbel, der bis in die Stratosphäre wächst und eine asymmetrische Lage zum Pol auf der Nordhalbkugel aufweist (bei den Aleuten liegt meist ein stratosphärisches Hoch). Seine Ausprägung unterscheidet sich auf beiden Hemisphären hinsichtlich der Temperatur und Lage zum Pol sowie seiner Beständigkeit und Variation von Jahr zu Jahr bzw. innerhalb eines Jahres deutlich. Dabei werden infolge der starken Rotation der polaren Zyklone die darin eingeschlossenen Luftmassen über mehrere Monate von den außerhalb befindlichen isoliert. Mit beginnender Einstrahlung im Frühling und nachfolgender Erwärmung löst sich der polare Wirbel allmählich auf. Er wird durch ein hemisphärisches am Nordpol zentriertes Hoch abgelöst, sodass 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 im Mittel -56°C . In der oberen Stratosphäre steigt sie infolge UV-

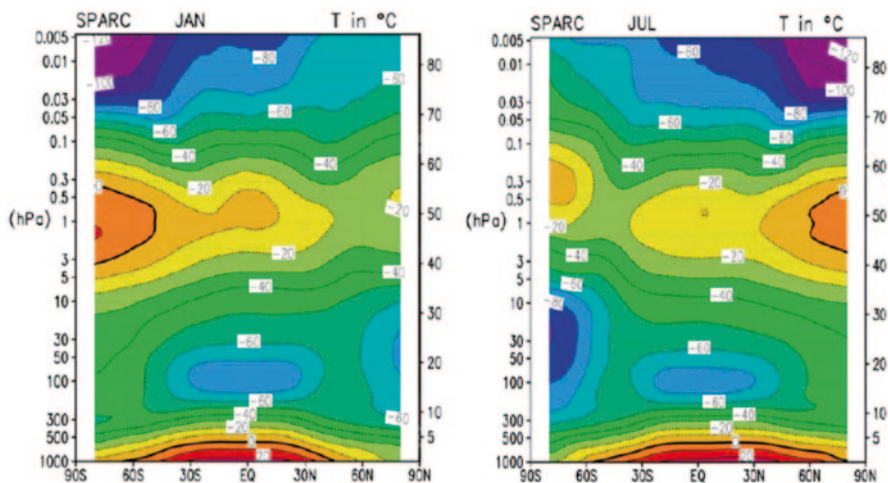


Abb. 2.32 Mittlere Januar- und Julitemperaturen (SPARC Klimatologie). (© NASA (Internet 20))

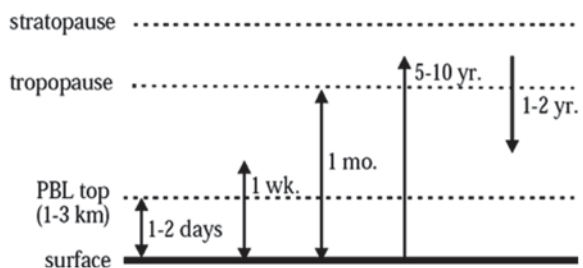
Absorption durch das Ozon wieder an, und zwar auf rund -3°C im globalen Mittel in 50 km Höhe (-24°C am Winter- und $+12^{\circ}\text{C}$ am Sommerpol).

Die Stratosphäre ist praktisch wolkenfrei, da infolge der tiefen Temperaturen im Tropopausenniveau nur ein verschwindend geringer Wasserdampftransport aus der Tropo- in die Stratosphäre erfolgt. Die Luft besitzt hier eine relative Feuchte von im Mittel 1%, das Mischungsverhältnis liegt bei 2 bis 6 ppm. Trotzdem können sich bei stehenden Wellen hinter Gebirgen (Leewellen) bevorzugt in hohen Breiten und bei sehr niedrigen Temperaturen über Skandinavien (unter -80°C) Perlmutterwolken zwischen 22 und 27 km Höhe bilden. 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 diese Wolken neuerdings als *Polar Stratospheric Clouds* (PSCs) bezeichnet. Sie geben, wie schon früh erkannt, einen Hinweis auf besonders geringe Ozonwerte (s. oben).

Da die Stratosphäre sehr stabil geschichtet ist, gehen Vertikaltransporte nur sehr langsam vonstatten, wie man Abb. 2.33 entnehmen kann. Während der vertikale Gastransport in der Troposphäre infolge turbulenter Durchmischung der Luftschichten etwa 8 bis 10 Tagen erfordert, benötigt die Diffusion von Gasen durch die Tropopause immerhin ca. 30 Tage. Ihr weiteres Aufsteigen bis in größere Höhen von etwa 25 km dauert dann mehrere Monate. Da die Atmosphärendynamik zwischen der Nord- und der Südhalbkugel weitgehend entkoppelt ist, beanspruchen Transporte von nordhemisphärischen Schadstoffen auf die Südhalbkugel mehrere Jahre.

Insgesamt gesehen weisen vor allem die arktischen stratosphärischen Winter eine große Variabilität auf, was durch die starke Streuung der Monatsmittelwerte der Temperatur (berechnet ab 1942) am Nordpol mit rund 8 K für die 30-hPa-Fläche bestätigt wird (s. Labitzke 2009), denn neben sehr warmen Wintern wie 1970, 2004 und 2006 traten auch extrem kalte auf, so 1976 und 2000. Außerdem ist durch den anthropogenen Treibhauseffekt die arktische Stratosphäre in den letzten 40 Jahren erheblich kälter geworden. Ihr Temperaturregime wird dabei vor allem von der Dynamik der Troposphäre, der *Quasi Biennial Oscillation* (QBO), der *Southern Oscillation* (SO) und der Sonnenaktivität (11-jähriger Sonnenfleckenzyklus) bestimmt, wobei in der Regel die Westwindphase der QBO und die Phase des Sonnenfleckenminimums mit kalten Wintern verknüpft sind.

Abb. 2.33 Zeitskalen des vertikalen Transports innerhalb der Erdatmosphäre



QBO Die QBO entspricht einer quasi zweijährigen Schwingung der Ost-West-Komponente des Windfeldes zwischen 20 und 35 km Höhe in den Tropen, die von oben nach unten fortschreitet, sodass sich die Windrichtung in der mittleren und oberen Stratosphäre etwa jedes Jahr ändert. Ihre Periode beträgt 24 bis 36 Monate. Sie wird durch zwei quasipermanente übereinanderliegende globale Windsysteme (Abb. 2.34), bestehend aus den Krakatau-Ostwinden und den Berson-Westwinden in 20 km Höhe (Naujokat 2005), verursacht, wobei die Übergangszone zwischen beiden Windregimen zeitlich und mit der Höhe variiert. Insgesamt sind die zu beobachtenden Ostwinde (im Mittel $30\text{--}35\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) stärker als die Westwinde ($15\text{--}20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) ausgeprägt, verbleiben länger auf höheren Niveaus und erreichen ihr Geschwindigkeitsmaximum in etwa 26 km Höhe über dem Äquator. Die Westwinde sinken dagegen schneller ab und manifestieren sich länger auf tiefer liegenden Niveaus.

Stratosphärenerwärmung Eine weitere Besonderheit der oberen arktischen Stratosphäre sind die im Winter auftretenden plötzlichen starken Erwärmungen, bei denen beispielsweise die Temperaturzunahme über Island zwischen dem 8. Januar und 24. Januar im Winter 2009 im 10-hPa-Niveau (30 km Höhe) über 70 K betrug (vgl. Labitzke 2009), was zu einem Auseinanderbrechen des Polarwirbels führte. Die anfangs vorhandenen Westwinde gingen bedingt durch den Temperaturanstieg, der eine Umkehrung des meridionalen Temperaturgradienten in hohen Breiten bewirkte, in Verbindung mit der Bildung eines kräftigen Hochs über dem Polargebiet in Ostwinde über. Am Ende der Erwärmungsphase betrugen die Temperaturen im polaren Bereich im Mittel -40°C , was nahezu sommerliche Werte bedeutet. Im Gegensatz zur Südhalbkugel können derartige Erwärmungen bereits im frühen Winter beobachtet werden.

Die endgültige Erwärmung (*final warming*) der polaren Stratosphäre stellt dagegen den Übergang von der Winter- zur Sommerzirkulation der entsprechenden Halbkugel dar und findet in der Regel zwischen März und Mai statt (s. Naujokat 1992).

Strahlungsprozesse Der Temperaturverlauf in der Stratosphäre resultiert aus dem Gleichgewicht zwischen strahlungsbedingten und dynamisch bewirkten Erwärmungs- und Abkühlungseffekten, wobei das Strahlungsgleichgewicht auf der Absorption von ultravioletter Strahlung durch das Ozon und der Emission von infraroter Strahlung durch Ozon, Kohlendioxid und Wasserdampf beruht, während die dynamisch bedingten Erwärmungs- und Abkühlungsraten infolge von diabatischen Absink- und Aufstiegsbewegungen in Verbindung mit der allgemeinen Zirkulation entstehen.

Treibhausgase sind beim Strahlungsumsatz umso effektiver, je kälter die Umgebung ist und je weniger andere Absorber für Infrarotstrahlung über ihrem Absorptionsniveau vorhanden sind. Aus diesem Grund stellen Ozon und Wasserdampf im Bereich der sehr kalten Tropopause besonders wirksame Treibhausgase dar. Gegenwärtig zeigen alle Beobachtungen eine Temperaturzunahme in der Tropo- und eine -abnahme in der Stratosphäre. Als Ursache hierfür gilt in Verknüpfung mit der Treibhauswirkung gemäß Steinbrecht 2007 die zunehmende Spurengaskonzentration in der Troposphäre, während mehr CO_2 in der Stratosphäre dagegen eine Abkühlung bewirkt (vgl. durchgezogene graue Linie in Abb. 2.35).

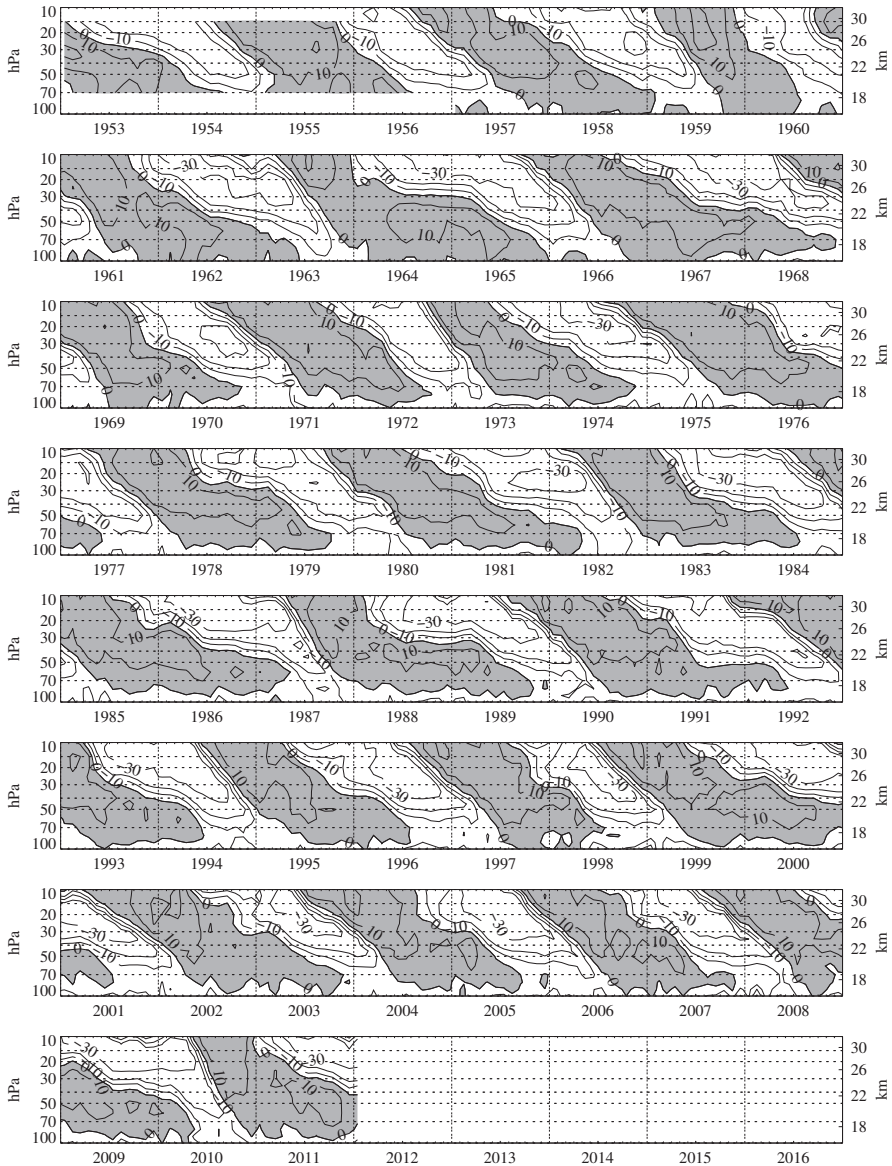
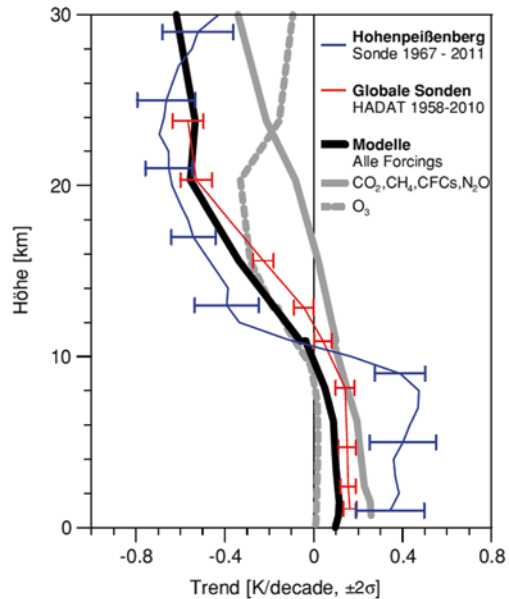


Abb. 2.34 Schematische Darstellung der tropischen QBO (Isolinienintervall: $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, Westwinde: schattiert). (© Naujokat, FU Berlin (Internet 21))

2.3.1.3 Charakteristika der Mesosphäre

Für die Mesosphäre ist eine Temperaturabnahme von etwa 3 K je Kilometer typisch, sodass 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 95 km

Abb. 2.35 Höhenprofile des linearen Temperaturtrends (im Jahresmittel) nach Beobachtungen (*rote und blaue Kurve mit Fehlerbalken* (2σ)) sowie Modellrechnungen für alle (*schwarze Kurve*) sowie ausgewählte Spurengase (*graue Linien*). (© Steinbrecht 2007)



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° 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 geringfügigen Strahlungsabsorption ausgeprägte Tages- und Jahresgänge 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 bis in 400 km Höhe auf 1000 K ansteigt, während sie darüber nahezu konstant bleibt. Der geringen Teilchendichte und der großen mittleren freien Weglänge wegen werden allerdings keine Temperaturen im gaskinetischen Sinne, sondern Strahlungsenergien bestimmt. Die Gase sind hier dissoziiert bzw. teilweise ionisiert, beides durch Absorption von kurzwelliger UV-, Röntgen- und Korpuskularstrahlung aus dem Weltraum. Das Gas ist also ein Plasma, das aus Ionen, Elektronen und neutralen Teilchen besteht. Infolge der Strahlungsabsorption und geringen Teilchendichte treten Tagesschwankungen der Temperatur von mehreren 100 K auf.

Oberhalb 1000 km Höhe schließt sich als Übergangsschicht zum Weltraum die Exosphäre an, die eine Heliumionen-Schicht und in ihrem obersten Bereich eine Schicht von Wasserstoffatomen enthält (s. auch Abb. 2.1). Aus ihr entweichen

schnelle und 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 Sontenteilchen (Protonen, Neutronen und Elektronen) zusammengesetzt, die aus der Sonnenkorona stammen. In der Exosphäre sind die geostationären und polumlaufenden Satelliten sowie die Raumschiffe positioniert, 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 sowie von UV-Strahlung 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 Strato-Nullschicht (25 km Höhe), die somit die Obergrenze der unteren Atmosphäre bzw. Untergrenze der Hochatmosphäre bildet. In letzter Zeit hat sich für die Stratosphäre und Mesosphäre auch der Begriff mittlere Atmosphäre eingebürgert (s. Bergmann-Schaefer 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).

Es bilden sich Schichten maximaler Elektronendichte (vgl. Abb. 2.36), also elektrisch leitende Schichten, so die D-Schicht zwischen 50–90 km, in der die am tiefsten eindringende Strahlung (gewöhnlich kosmische Strahlung) durch Stoßprozesse noch eine genügend große Menge von Elektronen-Ionen-Paaren erzeugen kann (10^9 – $10^{10} \text{ e}^- \text{ m}^{-3}$). Zwischen 90 und 130 km Höhe befindet sich die E-Schicht mit $10^{11} \text{ e}^- \text{ m}^{-3}$. Die D-Schicht wird durch Rekombinationsprozesse nachts abgebaut und die E-Schicht stark abgeschwächt. Tagsüber treten zwei weitere Maxima der Ionenkonzentration auf, die F_1 - und F_2 -Schicht ($10^{12} \text{ e}^- \text{ m}^{-3}$) zwischen 170 und 300 km Höhe, die nachts miteinander verschmelzen (vgl. Liljequist 1984, Warnecke 1997, Poole 1997 und Barter 2002). Im Zusammenhang mit der Wirkung 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.

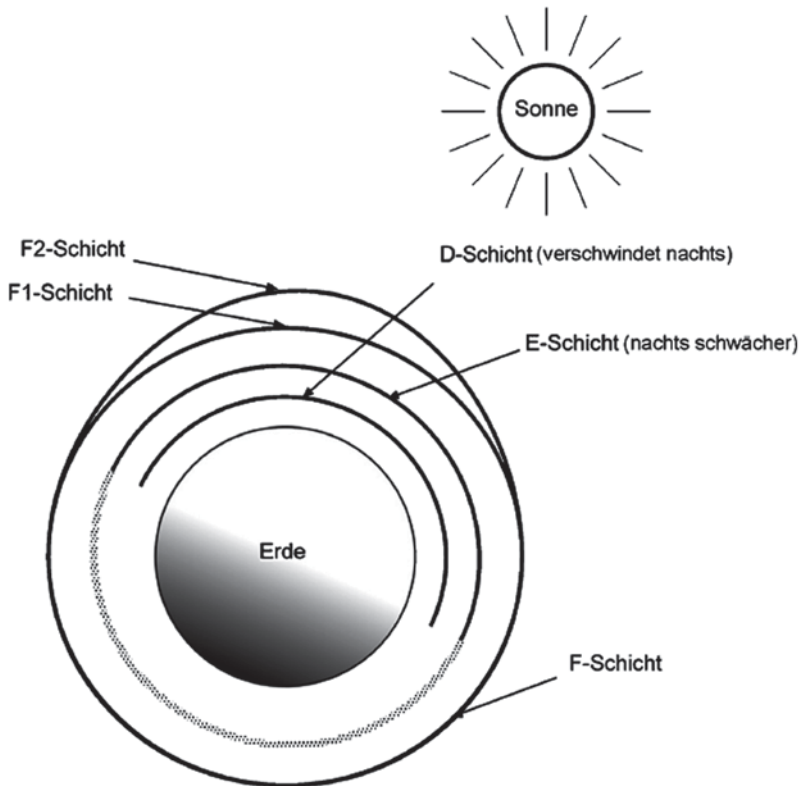


Abb. 2.36 Schichten maximaler Ionenkonzentration

Die Ausprägung der einzelnen Schichten hängt von der einfallenden Sonnenstrahlung und damit von der Tages- und Jahreszeit ab (vgl. Abb. 2.36). 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, sodass nur ein winziger Bruchteil der harten Strahlung die Erdoberfläche erreicht. An die F-Schicht schließt sich ab etwa 600 km Höhe eine Heliumionen-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.

2.3.3.1 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. 2.37).

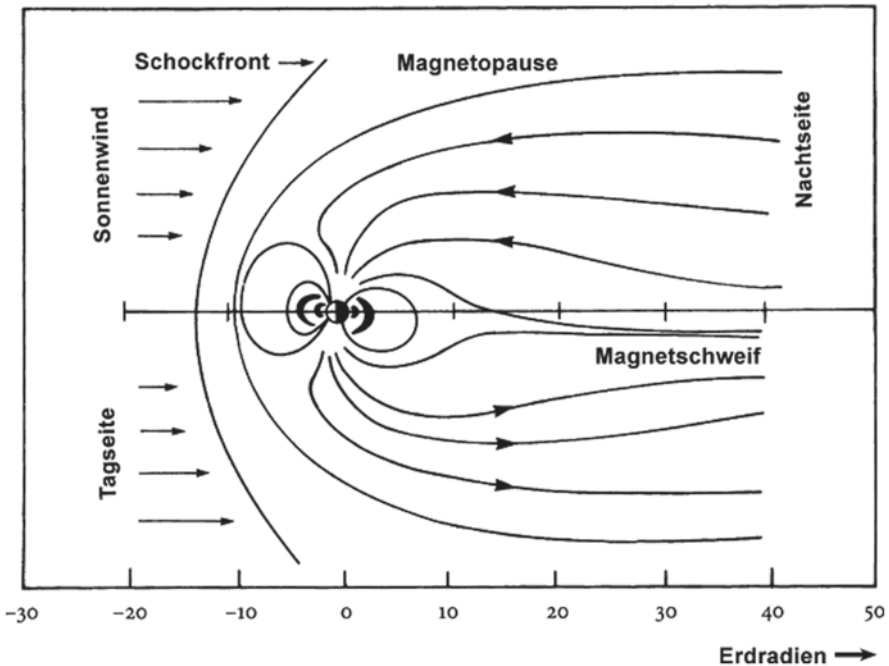


Abb. 2.37 Magnetfeld der Erde. (© Brekke (1983))

Die der Sonne zugewandte Seite der Magnetosphäre ist für die Sonnenwindpartikel undurchdringlich, sie sickern vielmehr beim Vorbeistreichen des Sonnenwindes am Magnetosphärenschweif in die Magnetosphäre ein und sammeln sich in der sogenannten Plasmaschicht, die über Magnetfeldlinien mit der Erde verbunden ist. Entlang dieser Feldlinien werden Elektronen infolge der Lorentz-Kraft spiralförmig zur Erde hin beschleunigt und gelangen in ihre Atmosphäre.

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 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 zwischen 100 bis maximal 400 km Höhe entstehen, sind sie über Hunderte von Kilometern zu sehen (siehe Farbtafel 4). 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).



Abb. 2.38 Polarlicht über der Gülpener Havel etwa 80 km westlich von Berlin am 23.02.2014. (© dpa)

Dass Polarlichter auch in mittleren Breiten und weiter südlich beobachtet werden, ist eine Folge des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. In der Abb. 2.38 ist ein wunderschönes Polarlicht zu sehen, das am 23.02.2014 über der Gülpener Havel (Havelländer Sternentempel) auftrat. Schon Aristoteles beobachtete im klassischen Griechenland (also noch südlicher) seltene Polarlichter und beschrieb sie.

In der Phase maximaler Fleckenaktivität erhöht sich die Dichte und Geschwindigkeit des Sonnenwindes durch heftige Sonneneruptionen derart, dass es zu einer Einschnürung des Magnetosphärenschweifs und damit der Plasmaschicht kommen kann und starke Schwankungen des Erdmagnetfeldes auftreten.

2.3.3.2 Ausbreitung von Funkwellen

An den Schichten maximaler Elektronendichte erfolgt eine Dämpfung, Refraktion und Reflexion von Funkwellen (vgl. Poole 1997). So kann das Radiosignal bei sich mehrfach wiederholender Reflexion (sowohl an der Erdoberfläche als auch an der Ionosphäre) komplett um die Erde wandern. In der Nähe des Senders (Einfallswinkel nahezu null) durchdringen die Radiowellen aber die Ionosphäre, sodass 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 Sonnenuntergang 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.

Auch die Intensität der E-Schicht folgt dem Sonnenstand. Ihre Ionisation reicht zur Reflexion und Refraktion von Wellen mit niedrigen Frequenzen aus. An ihrer Untergrenze tritt außerdem eine Dämpfung auf, wobei Signale mit hohen Frequenzen weit weniger modifiziert werden, sodass sie fast verlustfrei geradlinig passieren können.

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

Im Allgemeinen erfolgt die Ausbreitung von Kurzwellen über große Entfernungen im „Zickzack“-Kurs auf dem Großkreis, d. h., die Wellen machen Sprünge von maximal 3000 bis 4000 km Länge, wobei sie abwechselnd an der Ionosphäre und der Erdoberfläche reflektiert werden. Ihre Reflexionseigenschaften verringern sich dabei mit abnehmender Ionisation und zunehmender Frequenz.

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 min. Meist bewirken sie eine Verstärkung der D-Schicht und damit eine Zunahme der Absorption von Radiowellen, sodass 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, was einschließt, dass das Eigenvolumen der Luftmoleküle sowie die Kraftwirkung zwischen ihnen vernachlässigbar sind. Sie bildet ein thermodynamisches System, dessen Zustand Z sich durch Zustandsvariable definieren lässt. Zu diesen gehören das Volumen V , der Druck p , die Temperatur T und die Masse m , womit $Z = f(p, T, V, m)$ wird. Massenabhängige Zustandsgrößen nennt man extensiv, -unabhängige dagegen intensiv. Der Druck p und die Temperatur T stellen intensive, die Teilchenzahl N und das Volumen V dagegen extensive Größen dar. Alle auf eine Masseneinheit m bezogene Größen heißen spezifisch, sodass man z. B. ein spezifisches Volumen $V/m = 1/\rho = \alpha$ und eine spezifische Wärme $c = \delta q / dT$ definieren und damit die Zustandsgleichung auch in der Form $Z = f(p, T, \alpha)$ schreiben kann (vgl. Pichler 1986).

Ändert sich der Zustand eines durch die Variablen Volumen, Druck und Temperatur beschriebenen Systems nicht mit der Zeit, dann befindet es sich im Gleichgewicht, und 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 allein 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

$$\begin{aligned}\frac{V}{T} &= \text{const.} \quad \text{für} \quad p = \text{const.} \\ \frac{p}{T} &= \text{const.} \quad \text{für} \quad V = \text{const.}\end{aligned}\tag{2.29}$$

besitzen. Die Interpretation dieser Beziehungen macht deutlich, dass sich im ersten Fall mit zunehmender Temperatur das Volumen eines Gases ausdehnt, vorausgesetzt der Druck und die Menge des Gases bleiben konstant, und dass im zweiten Fall bei konstantem Volumen der Druck direkt proportional zur absoluten Temperatur ist, d. h., bei einer Erwärmung des Gases erhöht sich der Druck, und bei einer Abkühlung wird er geringer. Für den gegebenen Sachverhalt lässt sich im ersteren Fall für zwei Zustände eines Gases bei konstantem Druck damit auch formulieren:

$$\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2} \quad \text{bzw.} \quad \frac{V_2}{V_1} = \frac{T_2}{T_1}\tag{2.30}$$

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

$$p \cdot V = \text{const.} \quad \text{bei} \quad T = \text{const.}\tag{2.31}$$

Sie drückt aus, dass mit wachsendem Volumen der Gasdruck abnimmt, vorausgesetzt die Temperatur und die Menge des Gases bleiben konstant. Betrachtet man nun dieselbe Gasmenge unter zwei verschiedenen Bedingungen, bei denen die Temperaturen gleich sind, dann kann man schreiben

$$p_1 \cdot V_1 = \text{const.} = p_2 \cdot V_2 \quad \text{bzw.} \quad \frac{p_2}{p_1} = \frac{V_1}{V_2}.\tag{2.32}$$

Durch die Zusammenfassung des Gesetzes von Gay-Lussac $V/T = \text{const.}$ und des Boyle'schen Gesetzes $p \cdot V = \text{const.}$ lässt sich die Zustandsgleichung für ideale Gase herleiten, nämlich

$$p \cdot V = m \cdot R \cdot T,\tag{2.33}$$

worin R die spezielle Gaskonstante (bezogen auf die Einheitsmaße 1 kg) darstellt, die für jedes Gas verschieden ist. Dividiert man (2.33) durch die Masse m , so erhält man das spezifische Volumen α bzw. v , das der reziproken Dichte $1/\rho$ entspricht, und gelangt letztendlich zu der in der Meteorologie am häufigsten verwendeten modifizierten Form der Zustandsgleichung (s. Pichler 1986), die für alle Gase gilt:

$$p \cdot \alpha = R \cdot T \quad \text{bzw.} \quad p \cdot v = R \cdot T \quad \text{bzw.} \quad p = \rho \cdot R \cdot T \quad (2.34)$$

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 universellen 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 $v_{\text{mol}} = v \cdot M$ mit M als Molmasse in Kilogramm gilt, sodass man damit eine thermische Zustandsgleichung in der Form

$$p \cdot v_{\text{mol}} = M \cdot R \cdot T = R^* \cdot T \quad (2.35)$$

gewinnt. Hierin entsprechen T der Temperatur und R^* der universellen Gaskonstanten, die für alle Gase denselben Wert von $8,31 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ hat, weil nach Avogadro (italienischer Chemiker und Physiker, 1776–1856) bei gleicher Temperatur und gleichem Druck alle Gase das gleiche Molvolumen besitzen, das proportional der Teilchenzahl N_0 mit einer für alle Gase gleichen Proportionalitätskonstanten k ist. Die in einem Molvolumen enthaltene Anzahl von Teilchen N_0 wird als Avogadro-Zahl bezeichnet und beträgt $N_0 = 6,022 \cdot 10^{23}$ Moleküle. Für ein einzelnes Molekül wird die Gaskonstante durch die Boltzmann-Konstante k , die 1905 von Einstein (1879–1955) in seiner Dissertation zur Brown'schen Molekularbewegung bestimmt wurde, angegeben:

$$R^* = k \cdot N_0 \quad (2.36)$$

Damit erhalten wir als Alternativform zur thermischen Zustandsgleichung der idealen Gase eine Gleichung der Form

$$p \cdot v_{\text{mol}} = k \cdot N_0 \cdot T. \quad (2.37)$$

2.5 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 Wie viel Moleküle/Teilchen n enthält 1 cm^3 Luft bei 0° C und Standarddruck?

Aufgabe 3 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 wie viel Prozent vergrößert sich sein Volumen?

Aufgabe 4 (nach Orear 1971) Während eine Luftblase mit konstanter Temperatur vom Boden eines Sees an die Oberfläche steigt, verdreifacht sich ihr Volumen. Wie tief ist der See?

Aufgabe 5 Wie groß ist die Dichte trockener Luft bei Standardatmosphärendruck und bei 0° C?

Aufgabe 6 Um wie viel unterscheiden sich die Energieausbeuten von einem Kubikmeter Luft, der durch eine Windkraftanlage strömt, unter Hochdruckeinfluss (1020 hPa, 20° C) und unter Tiefdruckeinfluss (980 hPa, – 10° C), wenn gilt:

$$E = \frac{m \cdot v^2}{2} \text{ (N} \cdot \text{m)}$$

Aufgabe 7 (Daten: Scherhag 1948) Charakterisieren Sie anhand der vertikalen Temperaturprofile (Juli) dreier Stationen den Schichtenbau der unteren Atmosphäre.

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	–38	–17	–48
10	–45	–24	–49
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

2.6 Lösungen

Aufgabe 1

$$p \cdot v_{\text{mol}} = R^* \cdot T, \quad R^* = 8,314 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}, \quad 1 \text{ J} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} = 1 \text{ N} \cdot \text{m}$$

$$v_{\text{mol}} = \frac{R^* T}{p} \quad (\text{Nentspricht hier der Maßeinheit Newton})$$

$$v_{\text{mol}} = \frac{8,314 \cdot 273,15}{101325} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K} \cdot \text{m}^2}{\text{K} \cdot \text{N}} \right) = 0,02244 \text{ m}^3 = 22,4 \cdot 10^3 \text{ cm}^3 = 22,41$$

Ein Mol eines idealen Gases nimmt bei 1013,25 hPa und 0° C ein Volumen von $v_{\text{mol}} = 22,4 \text{ l}$ ein.

Aufgabe 2

$$p \cdot V = k \cdot n \cdot T, \quad n = \frac{p \cdot V}{k \cdot T} \quad k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} (\text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K}^{-1})$$

$$n = \frac{101325 \cdot 10^{-6} \cdot 1}{1,38 \cdot 10^{-23} \cdot 273,15} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{K}}{\text{m}^2 \cdot \text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K}} \right) = 2,69 \cdot 10^{19} (\text{Teilchen})$$

1 cm³ Luft enthält bei 0° C und Standarddruck $2,69 \cdot 10^{19}$ Teilchen.

Aufgabe 3

$$V_1 \cdot p_1 = V_2 \cdot p_2, \quad V_2 / V_1 = p_1 / p_2$$

$$\frac{V_2}{V_1} = \frac{102500}{90000} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{m}^2}{\text{N} \cdot \text{m}^2} \right) = 1,139, \text{ d. h., das Volumen vergrößert sich um } 13,9\%.$$

Aufgabe 4

$$p_1 \cdot V_1 = p_2 \cdot V_2, \quad p_1 = 3 p_0 \quad \text{bzw.} \quad p_1 = p_0 + p_h \quad \text{bzw.} \quad p_h = p_1 - p_0$$

hydrostatischer Druck: $p_h = 3 p_0 - p_0 = 2 p_0$

(d. h., der See ist rund 20 m tief, da eine Atmosphäre 10 m Wassertiefe entspricht).
Mit

$p_h = \rho_w \cdot g \cdot h$ folgt:

$\rho_w \cdot g \cdot h = 2 p_0$ und damit $h = 2 p_0 / \rho_w \cdot g$ sowie

$$h = \frac{2 \cdot 1,01325 \cdot 10^5}{1000 \cdot 9,81} \left(\frac{\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^2 \cdot \text{m}^3}{\text{s}^2 \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{m}} \right) = 20,6 \text{ m} \quad (\text{Der See ist bei exakter Rechnung } 20,6 \text{ m tief}).$$

Aufgabe 5

$$p = \rho \cdot R \cdot T, \quad \text{also} \quad \rho = \frac{p}{R \cdot T}$$

$$\rho = \frac{101325}{287 \cdot 273,15} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{kg} \cdot \text{K}}{\text{m}^2 \cdot \text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K}} \right) = 1,29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}.$$

Die Dichte der Luft beträgt unter Normalbedingungen $1,29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Aufgabe 6

$$E = \frac{m \cdot v^2}{2} (\text{N} \cdot \text{m}), \quad m = \rho \cdot V \quad \text{also} \quad E = \frac{\rho \cdot V \cdot v^2}{2}, \quad \rho = \frac{p}{R \cdot T} \quad (2.34)$$

$$\rho_{20} = \frac{102000}{287 \cdot 293,15} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{kg} \cdot \text{K}}{\text{m}^2 \cdot \text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K}} \right) = 1,2124 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}.$$

$$\rho_{-10} = \frac{98000}{287 \cdot 263,15} \left(\frac{\text{N} \cdot \text{kg} \cdot \text{K}}{\text{m}^2 \cdot \text{N} \cdot \text{m} \cdot \text{K}} \right) = 1,2976 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}.$$

Die Energieausbeuten unterscheiden sich also um etwa 7%.

Aufgabe 7 Das erste Temperaturprofil ist aus den gemäßigten Breiten (z. B. **Berlin: 52° N 13° E**), da

- die Bodentemperatur 18° C im Juli beträgt,
- die Tropopause in 11 km Höhe liegt und eine Temperatur von –50° C erreicht,
- gleich bleibende Temperaturen in der unteren Stratosphäre zu beobachten sind.

Das zweite Temperaturprofil stammt aus den subtropischen Breiten (z. B. **Agra : 27° N 78° E**), da

- die Bodentemperatur 31° C im Juli aufweist,
- die Tropopause in 17 km Höhe liegt und ihre Temperatur –17° C erreicht,
- oberhalb der Tropopause wieder ansteigende Temperaturen auftreten.

Das dritte Temperaturprofil gehört zu den polaren Breiten (z. B. **Spitzbergen: 79° N, 12° E**), da

- die Bodentemperatur nur 5° C im Juli erreicht,
- die Tropopause in 10 km Höhe liegt und –49° C aufweist,
- oberhalb der Tropopause die Temperaturen wieder ansteigen.

Meteorologie

Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der
Atmosphäre

Klose, B.

2016, XIX, 524 S., Softcover

ISBN: 978-3-662-43621-9