

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, σφαίρα = 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 materiereichen 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.

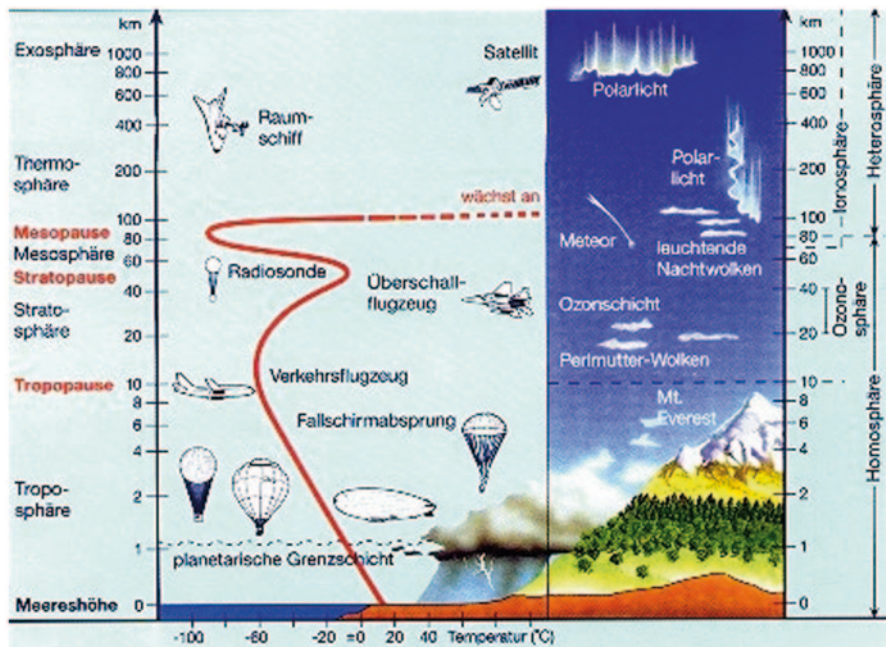


Abb. 2.1 Aufbau der Atmosphäre. (© Fontner-Forget, diGraph Lehr/FC I Frankfurt/M.)

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 „Erdaufpfels“.

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)

Hauptbestandteile 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

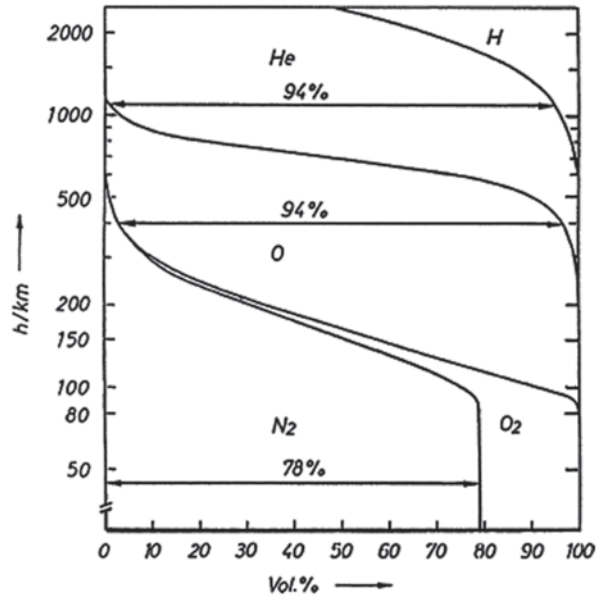
Von den Spurengasen beeinflussen insbesondere der Wasserdampf, das Kohlendioxid, Methan und Ozon die Energiebilanz der Erde in bedeutendem Maße. Außerdem enthält unsere Lufthülle noch feste und flüssige Bestandteile unterschiedlicher Natur und Herkunft als Schwebeteilchen und Staubpartikel. In Tab. 2.3 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	$15,999 \text{ g mol}^{-1}$

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



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

2.1.1 Atmosphärischer Wasserdampf

Die Atmosphäre enthält wechselnde Anteile von Wasser (1 bis 4 Volumenprozent) in allen Aggregatzuständen, so in der Form von Wasserdampf (unsichtbares Gas), Wassertröpfchen (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 Ozonkon-

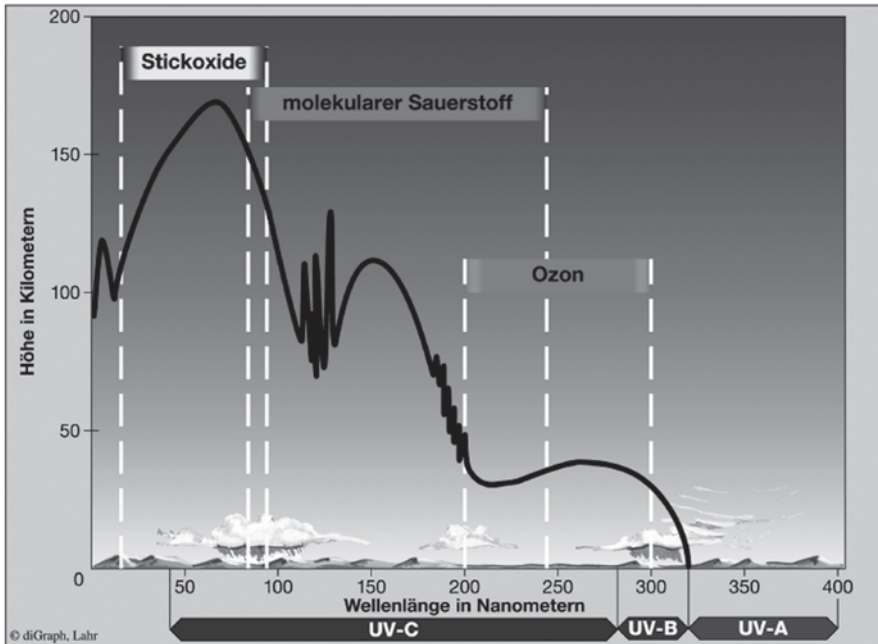


Abb. 2.3 Eindringtiefe schädlicher Strahlung bei Absorption durch Gase. (© Fontner-Forget, diGraph Lahr/FC I Frankfurt/M.)

zentration 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).

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 Süd-

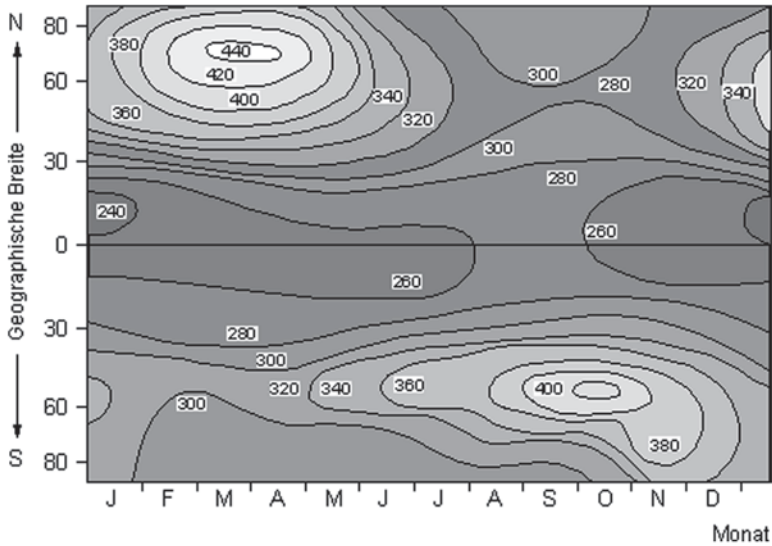


Abb. 2.4 Mittlere Gesamt Ozonmenge (in DU) als Funktion der Breite und der Jahreszeit (1957–1975). (© Bundestag, Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin (Internet 3))

frühling 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.

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 $\lambda=9,6 \mu\text{m}$ im thermischen Infrarot insbesondere die von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Strahlung zurückhält.

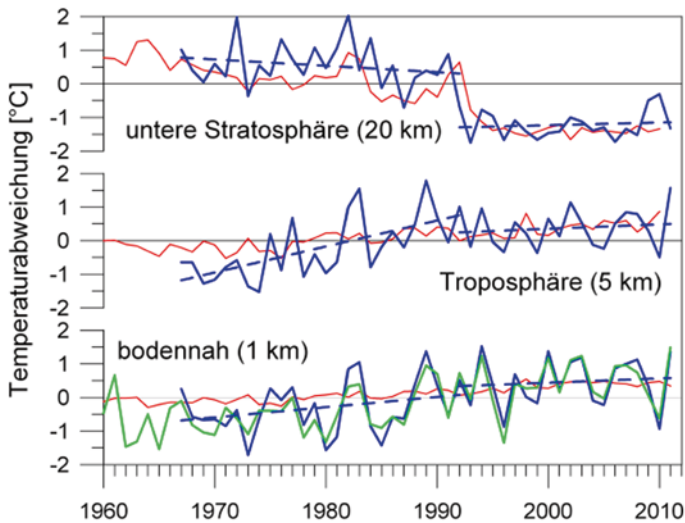


Abb. 2.5 Jahresmittel der Temperatur am Boden (*grüne Kurve*) sowie in 1, 5 und 20 km Höhe (*blaue Kurven*) nach Sondierungen der Station Hohenpeißenberg im Vergleich zur globalen Temperaturentwicklung (*rote Kurven*). (© W. Steinbrecht, DWD)

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 Photolyse von Sauerstoffmolekülen entsteht. Seine maximale Konzentration beträgt in 25 km 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).

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.

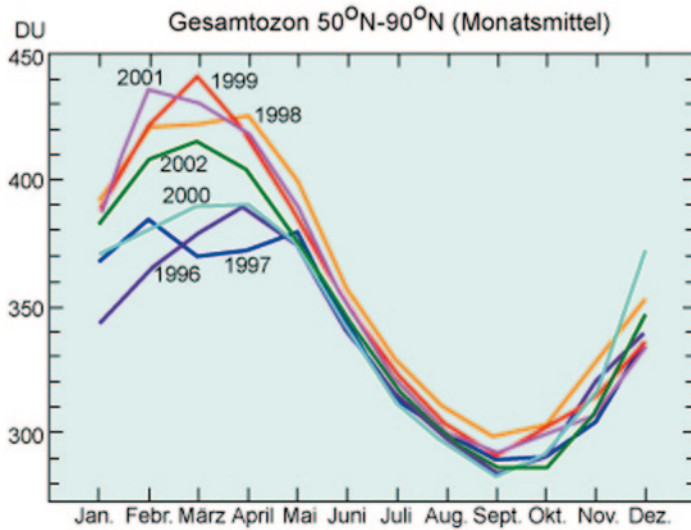


Abb. 2.6 Mittlere Verteilung des Ozongesamtgehaltes im Verlaufe verschiedener Jahre in verschiedenen Breiten. (© DWD/Wiki Bildungsserver (Internet 4))

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

Meteorologie

Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der
Atmosphäre

Klose, B.; Klose, H.

2015, XIX, 523 S. 227 Abb., 27 Abb. in Farbe., Softcover

ISBN: 978-3-662-43577-9