

03.06 Bodennahes Ozon (Ausgabe 1993)

Problemstellung

Was ist Ozon, und wo kommt es vor ?

Ozon ist ein natürliches Spurengas der Atmosphäre. Im Gegensatz zum zweiatomigen Sauerstoff (O_2) besteht Ozon aus Sauerstoff mit drei Atomen (O_3). Während O_2 zu etwa 20 % in der Luft enthalten ist, kommt Ozon in sehr viel geringeren Konzentrationen vor.

Im Vergleich zum Luftsauerstoff ist der Ozongehalt sehr großen zeitlichen und räumlichen Schwankungen unterworfen, die durch Entstehung und Abbau von Ozon verursacht werden. Damit O_3 gebildet werden kann, muß zunächst ein Sauerstoffatom aus dem Luftsauerstoff oder anderen sauerstoffhaltigen Molekülen abgespalten werden. Dies ist aufgrund der chemischen Stabilität meist mit erheblichem Energieaufwand verbunden. Deshalb kann Ozon auf natürliche Weise nur dort entstehen, wo elektrische Entladungen stattfinden (z.B. Blitze) oder energiereiche (Sonnen-) Strahlung (UV-Licht) vorhanden ist, wie am oberen Rand der Atmosphäre, der sogenannten **Stratosphäre** in 12 - 40 km Höhe.

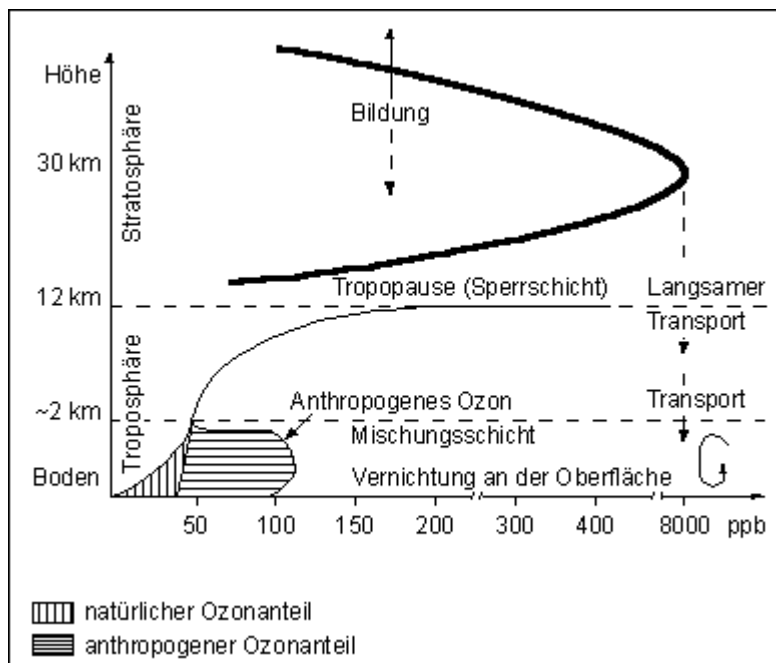


Abb. 1: Schematisches Vertikalprofil des Ozon-Mischungsverhältnisses in der Atmosphäre (nach Schurath 1984)

Ein Teil der lebensbedrohenden UV-Strahlung wird dort für die Bildung von Ozon aus O_2 verbraucht. Ein weiterer Teil wird vom Ozon selbst absorbiert (vgl. Abb. 1). Die Existenz der Ozonschicht ist deshalb unbedingte Voraussetzung für das Leben auf unserem Planeten. Ihr Bestand ist durch die anthropogene Emission von Stoffen gefährdet, deren Bestandteile das empfindliche chemische Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und -abbau zugunsten der Ozonzerstörung in der Stratosphäre verschieben.

In der **Troposphäre**, dem unteren Stockwerk der Atmosphäre, ist die Ozonbildung aus O_2 mangels energiereicher Strahlung nicht mehr möglich. Der schwächere, durch die Ozonschicht hindurchtretende Teil des UV-Lichts ist allerdings in der Lage, aus Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen Ozon zu bilden. Da diese Stoffe ohne menschliches Zutun nur in relativ geringen Konzentrationen in der Atmosphäre vorhanden sind und sich Ozon durch Kontakt mit Materialien am

Boden abbaut, kommen normalerweise, auch aufgrund des nur langsam ablaufenden vertikalen Transports aus der Stratosphäre, nur relativ geringe Ozonkonzentrationen in der Troposphäre zustande (vgl. Abb. 1).

Hier wirkt Ozon aufgrund seiner Reaktionsfreudigkeit als Reinigungsmittel der Atmosphäre. Es oxidiert andere Spurenstoffe, wie Schwefeldioxid und Stickoxide. Am Ende dieser chemischen Prozesse entstehen feste Reaktionsprodukte, sogenanntes Aerosol, das den Dunst in der Atmosphäre ausmacht und mit dem Regen ausgewaschen wird.

Eine weitere Rolle spielt das troposphärische Ozon als Treibhausgas. Es absorbiert ähnlich wie Kohlendioxid einen Teil der vom Erdboden ausgehenden Wärmestrahlung und trägt damit zur Erwärmung der Atmosphäre bei. Die Wirkung jedes Ozonmoleküls als Treibhausgas ist dabei umso geringer, je weiter es vom Erdboden, der die Wärme in die Atmosphäre abstrahlt, entfernt ist. Daher trägt das mengenmäßig überwiegende Ozon in der Stratosphäre in relativ geringem Maße zum Treibhauseffekt bei, während das Ozon in der Troposphäre trotz seiner relativ geringen Konzentration für etwa 8 % des anthropogenen Treibhauseffektes verantwortlich gemacht werden kann (vgl. Deutscher Bundestag 1990).

Mögliche Schadwirkungen von Ozon am Boden

Die Reaktionsfreudigkeit von Ozon wirkt sich jedoch nachteilig auf die Natur aus, wenn zusätzlich Ozon aus den anthropogenen Vorläuferstoffen durch photochemische Vorgänge produziert wird und dadurch höhere Konzentrationen in Bodennähe auftreten. Aufgrund seiner stark oxidierenden Eigenschaft tritt eine Schadwirkung an Oberflächen auf, die mit höheren Ozonkonzentrationen in Kontakt kommen. Dies sind

- bei Bauwerken die Oberfläche von Metallteilen, auf die Ozon eine korrodierende Wirkung ausübt,
- bei Pflanzen die Blatt- und Nadeloberfläche. O₃ kann die entsprechende Schutzschicht bzw. das Blattgewebe selbst schädigen. Die Folgen können erhöhter Schädlingsbefall und eine Minderung des Pflanzenwachstums sein. Verschiedene Pflanzenarten reagieren sehr unterschiedlich auf Ozon. Die erhöhten Ozonwerte im Sommer werden als waldschädigender Faktor angesehen,
- bei Menschen und Tieren vor allem der Atemtrakt. Da Ozon schwer wasserlöslich ist, gerät es bis in die Lunge und wirkt dort in höheren Konzentrationen zerstörerisch auf das Lungengewebe.

Bei der Frage nach den **Verursachern** der **für Ozonbildung** verantwortlichen primären Emissionen steht der Kraftfahrzeugverkehr an erster Stelle. Stickoxide werden bei der Kraftstoffverbrennung im Motor erzeugt, ebenso wie ein Teil der Kohlenwasserstoffe durch unvollständige oder fehlende Verbrennung des Benzins. Als weitere Stickoxidemittenten sind die Kraftwerke, industrielle Feuerungsanlagen und der Hausbrandsektor zu nennen (vgl. SenStadtUm, in Vorbereitung).

Ein wesentlicher Teil der Kohlenwasserstoffe gelangt durch Verdunstung des Benzins aus dem Tank der Fahrzeuge oder beim Umschlagen des Kraftstoffes in Tanklagern in die Atmosphäre. Weitere Quellen für Kohlenwasserstoffe sind die Verflüchtigung von Lösemitteln aus Farben und Lacken, verschiedene Prozesse der Industrie und des Kleingewerbes, aber auch die Abgabe durch die Vegetation und durch die Ozeane. Die aus natürlichen Quellen abgegebenen Mengen an flüchtigen Kohlenwasserstoffen übersteigen im weltweiten Maßstab die anthropogenen Emissionen zwar deutlich, in überwiegend industriell geprägten Regionen spielen sie für die Ozonbildung aber nur eine untergeordnete Rolle (vgl. Deutscher Bundestag 1990).

In Tabelle 1 sind u.a. Schwellenwerte der Ozonkonzentration aufgeführt, die der seit September 1992 europaweit gültigen EG-Richtlinie zu Ozon entnommen sind.

Tab. 1: Richt- und Leitwerte zur Konzentration von Ozon		
EG-Richtlinie 92/72/EWG Schwellenwerte: für den Gesundheitsschutz	110 µg/m ³	als Mittelwert über 8 Stunden
für den Schutz der Vegetation	200 µg/m ³ 65 µg/m ³	als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über 24 Stunden
für die Unterrichtung der Bevölkerung	180 µg/m ³	als Mittelwert über eine Stunde
für die Auslösung des Warnsystems	360 µg/m ³	als Mittelwert über eine Stunde
Maximale Immissionswerte des VDI ¹ (zum Schutz der Gesundheit) – Richtlinie 2310, Bl. 15	120 µg/m ³	als Mittelwert über eine halbe Stunde
Maximale Immissionswerte des VDI ¹ (zum Schutz der Vegetation) – Richtlinie 2310, Bl. 6	150 µg/m ³ 300 µg/m ³ 350 µg/m ³ 500 µg/m ³ 500 µg/m ³ 1.000 µg/m ³	für sehr empfindliche Pflanzen: als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über eine halbe Stunde für empfindliche Pflanzen: als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über eine halbe Stunde für weniger empfindliche Pflanzen: als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über eine halbe Stunde
WHO-Richtwert ² (zum Schutz der Gesundheit)	150 bis 200 µg/m ³ 100 bis 120 µg/m ³	als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über 8 Stunden
WHO-Richtwert ² (zum Schutz der terrestrischen Vegetation)	60 µg/m ³ 65 µg/m ³	als Mittelwert über die Vegetationszeit als Mittelwert über 24 Stunden
Critical Level des UN ECE ³ (1988)	150 µg/m ³ 60 µg/m ³	als Mittelwert über eine Stunde als Mittelwert über 8 Stunden
Critical Level UN ECE ³ Vorschläge von 1992	300 ppb/h	kumulative Dosis als Summe der Differenzen zw. der stündlichen Durchschnittskonzentration und 40 ppb, wenn die Konzentration 40 ppb übersteigt (nur bei Tageslicht)
<p>¹ Als Grundlage für die Festlegung von begrenzenden Immissionswerten dienen „Maximale Immissions-Werte“, die darauf abzielen, eine Gesundheitsschädigung des Menschen, insbesondere auch von Kindern, Alten und Kranken, selbst bei langfristiger Einwirkung zu vermeiden und einen Schutz vor Schädigungen von Tieren, Pflanzen und Sachgütern zu gewährleisten. Die „Maximalen Immissions-Werte“ sind rein wirkungsbezogene, wissenschaftlich begründete und aus praktischer Erfahrung abgeleitete Werte mit medizinischer oder naturwissenschaftlicher Indikation. Sie berücksichtigen nicht die technische Realisierbarkeit.</p> <p>² Die Luftqualitätsleitlinie der WHO wurde auf der Grundlage toxikologischer und ökologischer Befunde entwickelt. Sie hat empfehlenden Charakter bei der Festlegung gesetzlicher Normen.</p> <p>³ Diese Werte basieren auf den Maßnahmebeschlüssen der UN-ECE-Mitgliedsländer im Rahmen des Genfer Luftreinhalteabkommens von 1979 zur Verminderung der grenzüberschreitenden Luftverunreinigungen in Europa (SO₂- und NO_x-Protokolle von 1985 und 1988) (vgl. Köble et al. 1992).</p>		

Tab. 1: Richt- und Leitwerte zur Konzentration von Ozon

Der sogenannte Schwellenwert für den (menschlichen) Gesundheitsschutz gibt die Konzentration an, die im Falle länger andauernder Belastungen nicht überschritten werden sollte. Das gleiche gilt für die Schwellenwerte für den Schutz der Vegetation, bei deren Überschreitung eine Schädigung von Pflanzen eintreten kann. Der Schwellenwert für die Unterrichtung der Bevölkerung von $180 \mu\text{g}/\text{m}^3$ Ozon als Mittelwert über eine Stunde gilt als untere Grenze, ab der besonders empfindlich auf Ozon reagierende Personen beeinträchtigt werden können. Es wird dann von der zuständigen Behörde die Empfehlung ausgesprochen, insbesondere ungewohnte und starke Anstrengungen im Freien am Nachmittag zu vermeiden. Bei $360 \mu\text{g}/\text{m}^3$ wird eine gleichlautende Warnung an die gesamte Bevölkerung gerichtet. Bei solchen und höheren Konzentrationen kann die erwähnte irreversible Schädigung der Lunge eintreten. Die oftmals zu beobachtende Reizung des Rachens und das Tränen der Augen sind jedoch nicht auf Ozon, sondern auf andere, gleichzeitig vorkommende Substanzen (z. B. PAN) zurückzuführen.

Ein weiterer, oftmals zur Beurteilung benutzter Wert ist der sogenannte MIK-Wert (VDI 2310) (vgl. Tab. 1), der mit $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (im Halbstundenmittel) eine untere Grenze für auftretende gesundheitliche Wirkungen durch Ozon und mögliche begleitende weitere photochemische Substanzen darstellt.

Datengrundlage

Vertikalverteilung

Ozon wird meist in ppm ("parts per million") oder ppb = $1/1.000$ ppm gemessen. Ppm bedeutet, daß sich unter einer Million Teilchen Luft nur wenige Teilchen Ozon befinden. In Bodennähe wird statt dieses Mischungsverhältnisses auch oftmals die Ozonkonzentration in μg Ozon / m^3 Luft angegeben. Als Faustformel für die Umrechnung vom Mischungsverhältnis in Konzentrationseinheiten unter den Druck- und Temperaturbedingungen in Bodennähe gilt für Ozon:

$$[\mu\text{g}/\text{m}^3] = 2 \times [\text{ppb}].$$

Schon vor Entdeckung des Abbaus der Ozonschicht in der Stratosphäre wurde die vertikale Verteilung von Ozon an vielen Orten auf der Welt mit Hilfe von Ballonaufstiegen gemessen. Diese auch heute noch routinemäßig angewandte Methode bedient sich einer meist naßchemisch arbeitenden Ozonsonde, die an einem mit Helium gefüllten Ballon bis in die Stratosphäre aufsteigt und auf ihrem Weg kontinuierlich die Ozonkonzentration aufzeichnet. In Deutschland werden solche täglichen Messungen in Hohenpeißenberg (Bayern) und in Berlin seit 1966 bzw. 1967 vorgenommen. Die Berliner Messung wurde 1973 eingestellt und kurz darauf im 50 km entfernten Lindenberg fortgesetzt (vgl. Furrer et al. 1992).

Informationen aus Höhen über 35 km wurden in der Vergangenheit mit Hilfe von Raketensonden gewonnen. In letzter Zeit hat man sich stärker die immer präziser werdenden spektralen Meßmethoden von Satelliten zu Nutze gemacht. Anhand der spektralen Eigenschaften des Ozons läßt sich aus der Wellenlängenverteilung des aus der Atmosphäre zurückgestrahlten Sonnenlichts der Ozongehalt verschiedener Höhenschichten der Atmosphäre bestimmen. Der Vorteil der Satellitenmessungen besteht in der Verfügbarkeit von großräumigen Bildern der Ozonverteilung, mit deren Hilfe die geographische Erstreckung des Ozonabbaus in der Antarktis (Ozonloch) erstmals deutlich wurde.

Mit Hilfe des spektralen Fingerabdrucks des Ozons kann seine Konzentration auch bei der Untersuchung der Rückstreuung künstlich ausgestrahlten Laser-Lichts gewonnen werden. Diese sogenannten LIDAR-Geräte können sowohl zur Messung vertikaler als auch horizontaler Ozonprofile benutzt werden.

Dicke der Ozonschicht

Zur Beurteilung der möglichen Auswirkungen der Veränderung des Ozongehalts auf die am Erdboden ankommende Sonnenstrahlung ist meist schon die Kenntnis des Gesamtzongehalts in der Atmosphäre ausreichend. Er wird in DOBSON-Einheiten gemessen. Sie entsprechen der in 1:100 mm angegebenen Dicke der reinen Ozonschicht, wenn man sie unter am Erdboden anzutreffenden Druck- und Temperaturverhältnissen bestimmen würde.

Das häufigste, schon in den 20er Jahren entwickelte Verfahren nutzt die oben beschriebene UV-Filterwirkung des Ozons, um seine Schichtdicke zu bestimmen. Es wird inzwischen an etwa 85 Meßstationen auf der ganzen Welt benutzt. Die Ergebnisse der vom Deutschen Wetterdienst betriebenen Station am Meteorologischen Observatorium Potsdam zeigt, daß das in der Atmosphäre vorhandene, auf Bodenluftdruck zusammengepreßte Ozon nur eine zwischen 2,5 und 4 mm dicke

Schicht ergibt (vgl. Abb. 2). Die flächendeckende Messung des Gesamtozons erfolgte in den letzten Jahren weitgehend von Satelliten, deren Meßwerte mit Hilfe der o.g. Bodenmessungen geeicht werden.

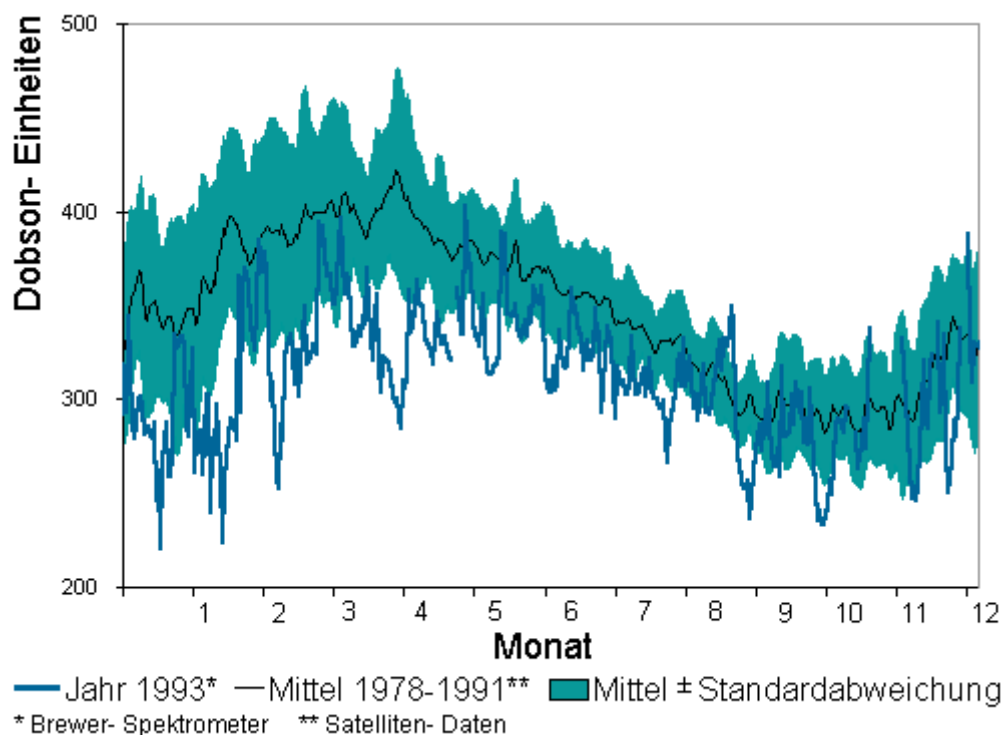


Abb. 2: Dicke der Gesamtozonschicht, gemessen am meteorologischen Observatorium Potsdam (Feister 1994)

Bodennahes Ozon und andere Parameter

Schon 1840 wurden die ersten Messungen von bodennahem Ozon mit Hilfe des nach seinem Entdecker benannten Schönbein-Papiers durchgeführt. Das mit Kaliumjodid getränkte Papier färbt sich durch die von Ozon angeregte Bildung von Jod blau. Heute werden sehr viel genauere Meßgeräte benutzt. Sie machen sich die UV-Absorptionseigenschaft von Ozon zunutze. Eine weitere Methode basiert auf der Aussendung von Licht bei der Reaktion von Ozon mit Aethylen (Chemielumineszenz).

Verursacht durch das zunehmende öffentliche Interesse an den erhöhten Ozonkonzentrationen im Sommer wurde die Zahl der Ozonmeßstellen in den letzten Jahren erheblich vergrößert. In den USA wird schon seit den 70er Jahren insbesondere in Kalifornien aufgrund der dort gemessenen extrem hohen Konzentrationen ein dichtes Netz kontinuierlich arbeitender Meßstellen betrieben. In den letzten Jahren wurde auch in Deutschland eine quasi flächendeckende Registrierung erreicht. In Berlin wird Ozon seit 1984 an einer Station in Wedding und seit 1987 an mehreren Stationen des Berliner Luftgütemeßnetzes (BLUME) kontinuierlich gemessen. Der jetzt erreichte Endausbau des Meßnetzes umfaßt insgesamt zehn Stationen für Ozon, an denen auch andere Schadstoffe wie Schwefeldioxid und Stickoxide registriert werden (vgl. SenStadtUm 1992). Davon befinden sich fünf Meßstationen am Stadtrand und drei in innerstädtischen Wohngebieten. Je eine Meßstelle ist an der Stadtautobahn und in 324 m Höhe auf dem Funkturm in Frohnau eingerichtet. Gegenüber den in den Karten 03.06.3 und 03.06.6 verzeichneten Meßpunkten ist eine Station in Friedrichshagen am Müggelsee hinzugekommen, und die Meßstelle in Kreuzberg wurde nach Buch verlegt.

Die Meßstelle im Grunewald ermittelt abwechselnd jede halbe Stunde die Schadstoffkonzentrationen in etwa 3 m Höhe sowie in 24 m Höhe über dem Boden und 10 m über den Baumkronen. Bei Ozon ergibt sich in den meisten Fällen eine Abnahme der Konzentration zum Boden hin. Darin spiegelt sich der Ozonabbau an der Vegetation wider. Bei Wind aus östlichen Richtungen wird die Reaktion von Ozon mit den Autoabgasen, die von der vorbeifahrenden AVUS stammen, erkennbar.

Methode

Die geringe Meßstellendichte und vor allem das spezifische chemische Verhalten von Ozon erlauben keine flächenhafte Darstellung der Emissionsbelastungen, wie dies bei anderen Luftschadstoffen möglich ist (vgl. Karten 03.01, 03.03, 03.04 SenStadtUm 1994a-c).

Die zum Teil komplizierten Zusammenhänge zwischen Entstehung und Abbau von Ozon in den verschiedenen Schichten der Atmosphäre sowie dessen Wirkung auf die belebte und unbelebte Umwelt verdeutlicht die schematische Darstellung der Karte 03.06.1.

Produktion und Zerstörung von Ozon sowie die Wirkungsweise dieses Schadgases sind stark abhängig von der jeweiligen Wetterlage. Es bestehen erhebliche Unterschiede zwischen Sommer- und Wintermonaten. Um den typischen Verlauf an Tagen mit hoher Sonneneinstrahlung und damit guten Bedingungen für die photochemische Ozonbildung zu erfassen, wurden nur die Tage mit Maximum-Temperaturen über 25 ° C, sogenannte Sommertage, berücksichtigt. Aufgrund des stark ausgeprägten Tagesgangs von Ozon und des starken Einflusses der räumlich sehr unterschiedlichen Stickoxidemissionen auf die Ozonkonzentration macht die Betrachtung von zeitlichen und räumlichen Mittelwerten wenig Sinn. Dies wird am Beispiel von vier Meßstellen in der Karte 03.06.2 deutlich.

Die Überschreitungen von Richtwerten an den Berliner Meßstellen im Jahr 1992 werden in der Karte 03.06.3 dargestellt.

Hohe Ozonkonzentrationen in der bodennahen Atmosphäre können sowohl lokal als auch überregional verursacht sein. Mit Hilfe zweier aufeinanderfolgender Tage mit hoher Ozonbelastung aus dem Sommer 1992 werden in den Karten 03.06.4 bis 03.06.6 die unterschiedlichen Einflüsse verdeutlicht.

Kartenbeschreibung

Karte 03.06.1: Entstehung - Abbau

Das natürliche Gleichgewicht in der Stratosphäre

Wie in Abbildung 1 schematisch dargestellt, nimmt die Ozonkonzentration oberhalb von 12 km Höhe in der Stratosphäre stark zu und erreicht das 20- bis 30-fache der Werte in Bodennähe. Ursache dafür ist die Entstehung von Ozon durch die Einwirkung der energiereichen Sonnenstrahlung aus dem Weltraum (Wellenlängen < 240 nm) auf die obersten Schichten der Atmosphäre. Der dort reichlich vorhandene molekulare Sauerstoff O_2 wird in seine beiden Atome aufgespalten, die sich anschließend mit einem noch intakten O_2 -Molekül zu Ozon (O_3) verbinden (vgl. Abb. 3).

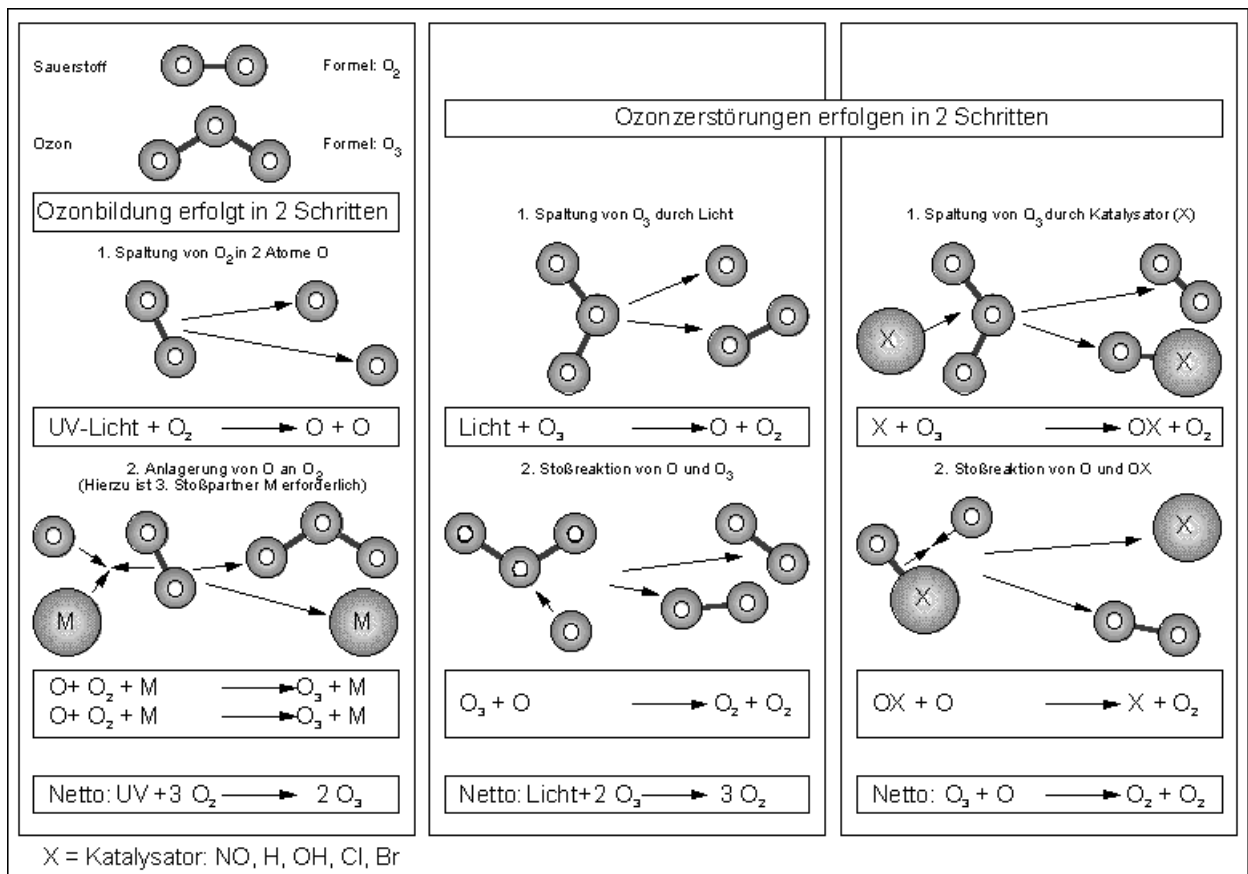


Abb. 3: Schematische Darstellung der Ozonbildung und -zerstörung in einer reinen Sauerstoff-Atmosphäre und die der katalytischen Ozonzerstörung (von links nach rechts; nach Deutscher Bundestag 1990)

Diese Ozonproduktion steht im Gleichgewicht mit dem natürlichen Ozonabbau, der durch die Absorption von weniger energiereicher Strahlung (Wellenlängen von 200 bis etwa 300 nm und schwächer) bedingt ist. Da Ozon eine geringere Bindungsenergie besitzt als Sauerstoff, entstehen als Abbauprodukte O₂ und ein einzelnes Sauerstoffatom (vgl. Abb. 3). Dieses kann sich mit einem Sauerstoffmolekül wieder zu O₃ verbinden, so daß in der Bilanz der Ozonverlust zunächst gering bleibt. Berechnet man die **globale Ozonverteilung** unter Berücksichtigung allein dieser von Chapman 1930 entdeckten Reaktionen, so erhält man gegenüber der tatsächlich beobachteten Dichte der Ozonschicht in der Stratosphäre etwa 50 % mehr Ozon und eine falsche vertikale Verteilung. Es müssen daher noch andere ozonzerstörende Reaktionen existieren, auf die weiter unten eingegangen wird.

In Höhen über 30 km Höhe herrscht photochemisches Gleichgewicht, und die atmosphärischen Transporte spielen für die Ozonverteilung kaum eine Rolle. Die höchsten Ozonwerte werden im Gebiet mit der höchsten Einstrahlung angetroffen, also in Äquatornähe und nehmen zum Pol hin ab.

In Schichten zwischen 15 und 30 km Höhe wird die Ozonverteilung deutlich von den horizontalen und vertikalen Transportvorgängen beeinflusst. Die mittlere globale Verteilung des Gesamtozons (vgl. Abb. 4), das zu über 70 % vom stratosphärischen Ozon in dieser Schicht bestimmt ist, zeigt ein Minimum um 250 Dobson-Einheiten (DU) in der Äquatorregion und eine Zunahme zu den Polen hin.

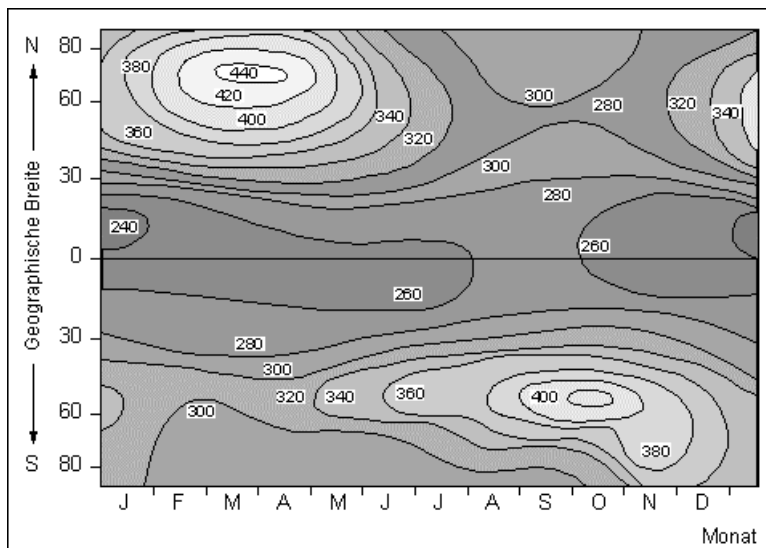


Abb. 4: Mittlere Gesamtozonmenge als Funktion der geographischen Breite und Jahreszeit für den Zeitraum 1957 bis 1975, gemessen in Dobson-Einheiten (DU) (nach Deutscher Bundestag 1990)

Da in den Tropen durch die starke Wetteraktivität eine aufsteigende Luftbewegung vorherrscht, steigt dort ozonarme Luft von unten her in die Stratosphäre auf. Sie wird von dort in meridionaler Richtung zu den Polen transportiert und sinkt dabei wieder ab. Aufgrund der hohen UV-Einstrahlung findet die größte Ozonproduktion in der tropischen und subtropischen Stratosphäre statt, so daß polwärts aufgrund des Transportvorganges die Ozonwerte auf über 400 DU ansteigen. Da die meridionale Luftbewegung im Spätwinter und Frühling der jeweiligen Hemisphäre am stärksten ausgeprägt ist, sind die Ozonmaxima in den höheren Breiten beider Hemisphären jeweils um diese Jahreszeit zu beobachten. Im jeweiligen Sommer gehen die Gesamtozonwerte zurück und erreichen im Spätherbst ihr Minimum. Als Beispiel für den Jahresgang in unseren Breiten ist in Abbildung 2 der längjährige mittlere Verlauf der Gesamtozonwerte (und die Standardabweichung davon) am Observatorium in Potsdam dargestellt.

Seit mehreren Jahren ist das Frühjahrsmaximum des Ozons in der **Antarktis** mit durchschnittlich über 340 DU einem dramatischen **Rückgang** auf weniger als die Hälfte gewichen. Im antarktischen Frühling 1993 (September/Oktober) sank dort die Gesamtozonmenge großräumig sogar unter 100 DU. Zu Beginn des Sommers stieg die Ozonschichtdicke wieder auf nahezu normale Werte an. Dies geht auf die einsetzenden Transporte von ozonreicher Luft aus niederen Breiten zurück. Sie sind im Winter und bis zum Beginn des Frühjahrs wegen des stabilen winterlichen Polarwirbels über der Antarktis nahezu unterdrückt. Auf die Ursache des rasanten Ozonabbaus wird noch eingegangen.

Die als "Ozonloch" bekannte Erscheinung hat auf der **Nordhalbkugel** kein Gegenstück. Dort setzen die meridionalen Transportvorgänge früher ein, weil der über dem Nordpol vorhandene winterliche Polarwirbel früher verschwindet. Allerdings wird auch auf der Nordhalbkugel ein allmählicher **Abbau der Ozonschichtdicke** beobachtet. Er betrug - bezogen auf den Wert 10 Jahre zuvor - Ende der 80er Jahre im Winter über Nordamerika und Europa etwa 3 % (vgl. Deutscher Bundestag 1990), in den letzten beiden Wintern 1992 und 1993 mit 7 bis 9 % deutlich mehr. Im Sommer ist hier, ebenso wie in den äquatornahen Regionen, der Rückgang erheblich geringer. Er spiegelt sich auch in den Potsdamer Daten des Jahres 1993 wider (vgl. Abb. 2). Die Werte liegen fast das ganze Jahr über deutlich unter den langjährigen Durchschnittswerten und zeitweise sogar unterhalb der Standardabweichung.

Die anthropogene Zerstörung des Ozons in der Stratosphäre

Seit die beiden amerikanischen Wissenschaftler Molina und Rowland 1974 die Weltöffentlichkeit mit ihrer These von der Zerstörung der Ozonschicht durch von Menschen verursachte Emissionen von Spurengasen alarmierten, ist immer mehr deutlich geworden, daß das komplexe luftchemische Gleichgewicht in der Atmosphäre durch anthropogene Aktivitäten leicht gestört werden kann. Dazu tragen Spurenstoffe bei, die aufgrund ihrer chemischen Trägheit den langen Transport vom Erdboden bis in die Stratosphäre überstehen oder durch Flugzeuge und Vulkanausbrüche direkt dorthin verbracht werden. Wie der Luftsauerstoff werden auch sie von der energiereichen Sonnenstrahlung in ihre Bestandteile zerlegt, von denen einige massiv in das chemische Gleichgewicht zu Lasten des Ozons eingreifen.

Die bekanntesten durch menschliche Aktivitäten emittierten Spurengase sind die Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) und die mit ihnen verwandten Halone. Die aufgrund ihrer chemischen Trägheit industriell vielseitig eingesetzten Stoffe (Kühlmittel, Lösemittel, Treibmittel etc.) sind Kohlenwasserstoffverbindungen, bei denen ein oder mehrere Wasserstoffatome durch Fluor und Chlor bzw. Brom ersetzt wurden. Ihr Ausstoß hat weltweit die beträchtliche Menge von 1 Mio t/a erreicht. Die einzige bekannte Verbindung aus dieser Klasse von Stoffen mit natürlichem Ursprung ist Methylchlorid (und Methylbromid), das von den Ozeanen in die Atmosphäre abgegeben wird. Es trägt aber nur zu 10 bis 20 % des Chlorgehalts in der Stratosphäre bei, der für den dortigen Ozonabbau verantwortlich ist.

Eine weitere wichtige Stoffklasse mit sowohl natürlichen als auch anthropogenen Quellen sind die Stickoxide. Sie spielen in Form von Lachgas (N_2O) eine Rolle, das sowohl als Folge von bakteriologischen Prozessen im Boden als auch durch die verstärkte Stickstoff-Düngung in die Atmosphäre abgegeben wird. Auch NO als Bestandteil der Flugzeugabgase gilt als ozonabbauender Faktor.

Wasser spielt in der Stratosphäre ebenfalls eine Rolle als ozonabbauende Substanz. Aufgrund der extrem niedrigen Temperaturen am unteren Rand der Stratosphäre gelangen aber nur durch den Flugverkehr und Vulkanausbrüche nennenswerte Wassermengen in die höheren Atmosphärenschichten.

Katalytischer Ozonabbau

Die signifikante ozonabbauende Wirkung der angeführten Spurenstoffe ist ohne den Einfluß energiereicher Sonnenstrahlung tageszeitunabhängig, und sie steht im Gegensatz zu den meist verschwindend geringen Konzentrationen, in denen diese Stoffe in der Atmosphäre vorkommen. Aufgrund der in Abbildung 3 skizzierten katalytischen Abbaureaktionen kann beispielsweise ein FCKW-Molekül unter einer Milliarde sonstiger Luftteilchen für die Zerstörung mehrerer Tausend Ozonmoleküle verantwortlich sein. Die ozonabbauenden Bestandteile der Spurenstoffe - in Abbildung 3 stellvertretend für die verschiedenen Substanzen mit X bezeichnet - liegen nämlich am Ende einer Reaktionskette wieder in ihrer ursprünglichen Form vor und können damit ihr zerstörerisches Werk mehrmals verrichten, bevor sie zum Teil erst nach mehreren Jahren durch andere chemische Reaktionen aus dem Kreislauf entfernt werden.

Der Katalysator greift dabei auf doppelte Weise zu Lasten des Ozons in das chemische Gleichgewicht ein: Zum einen verwandelt er selbst ein Ozonmolekül in Sauerstoff O_2 und bindet das restliche Sauerstoffatom. Zum anderen werden bei dieser Rückbildung von Ozon in Sauerstoff einzelne freie Sauerstoffatome verbraucht, die damit für die Ozonbildung nicht mehr zur Verfügung stehen (vgl. Abb. 3).

Als Katalysatoren wirken Chlor und Brom, die überwiegend von den FCKW bzw. den Halonen stammen, sowie NO und OH-Radikale. Letztere entstehen aus Wasserdampf, Methan und Wasserstoff und stammen damit überwiegend aus natürlichen Quellen.

Die Einfachheit der bisherigen Darstellung täuscht über die hochgradige Komplexität und Nichtlinearität der luftchemischen Vorgänge in der Stratosphäre hinweg, weil die verschiedenen Reaktionszyklen stark miteinander und in unterschiedlicher Weise gekoppelt sind. Beispielsweise kann bei der Rückreaktion von ClO zu Cl statt eines O-Atoms als Partner auch BrO, NO oder OH beteiligt sein. Eine weitere wichtige Rolle spielen heterogene Reaktionen, bei denen die ozonabbauenden Stoffe in ungefährliche Substanzen überführt werden oder umgekehrt aus ozonunschädlichen Reservoirverbindungen die Katalysatorsubstanzen wieder aktiviert werden. Dies ist für die Erklärung des plötzlichen Abbaus der Ozonschicht im Frühling über der Antarktis von ausschlaggebender Bedeutung.

Heterogene Reaktionen

Ursache dafür sind chemische Reaktionen an stratosphärischen Wolken. Sie bestehen aus Eis- und Salpetersäurepartikel, an denen das Chlor aus Verbindungen zurückgebildet wird, in denen es zuvor gespeichert und dem Ozonabbauzyklus entzogen war. Die Wolken entstehen nur bei Temperaturen unter minus 80 °C und werden überwiegend im Bereich des stabilen winterlichen Polarwirbels über der Antarktis beobachtet. Zur Reaktivierung des Chlors ist außerdem energiereiche Sonnenstrahlung notwendig, die erst am Ende der Polarnacht, also zu Beginn des antarktischen Frühlings, zur Verfügung steht. In diesem Zeitraum wird das Chlor in großen Mengen aus den im Winterhalbjahr gebildeten Reservoirsubstanzen freigesetzt. Da die Zufuhr von ozonreicher Luft aus niederen Breiten durch den Polarwirbel bis zum Frühlingsende unterdrückt ist, nimmt der massive Ozonschwund über der Antarktis seinen Lauf. Durch die im Sommer einsetzenden Transportvorgänge wird das Defizit an Ozon wieder weitgehend ausgeglichen.

Auf der Nordhalbkugel existiert ein vergleichbarer großer und länger bestehender Polarwirbel nicht, so daß die erforderlichen tiefen Temperaturen nur selten oder kurzzeitig erreicht werden und meridionale Luftströmungen häufiger vorkommen. Die für heterogene Reaktionen notwendigen polaren Wolken sind deshalb in sehr viel geringerer Dichte vorhanden, und der Ozonabbau ist weniger dramatisch. Außerdem ist der Ausgleich von dünnen Stellen in der Ozonschicht durch Süd-Nord-Transporte von ozonreicher Luft eher möglich. Ein zum antarktischen Ozonloch vergleichbarer Abbau der Ozonschicht über dem Nordpolargebiet ist deshalb nicht zu erwarten. Allerdings wird neuerdings die Frage gestellt, ob durch den zunehmenden Treibhauseffekt eine Abkühlung der Stratosphäre und damit der verstärkten Bildung von stratosphärischen Wolken auch in der Nordhemisphäre Vorschub geleistet wird. Dies würde zu einem verstärkten Abbau des Ozons durch heterogene Reaktionen führen.

Weitere Einflußfaktoren

Wie eingangs erwähnt, beeinflussen auch Vulkanausbrüche die thermische Struktur und die Chemie in der oberen Atmosphäre. Aufgrund der hohen Intensität der bei einem Ausbruch freigesetzten Energie werden Material und Gase bis in die Stratosphäre geschleudert, die von der chemischen Zusammensetzung der frühen Erdkruste geprägt sind und sich deshalb sehr stark von der heutigen Zusammensetzung der Atmosphäre unterscheiden. Sie stehen im Verdacht, direkt und indirekt die Entstehung der oben beschriebenen polaren stratosphärischen Wolken zu begünstigen. Außerdem wird das ozonabbauende Chlor in Form von Salzsäure direkt in die Stratosphäre gebracht. Wie Meßergebnisse aus einem groß angelegten Forschungsprogramm 1993 über dem Nordpolargebiet zeigten, wurden auch verstärkt Staubteilchen gefunden, die vom Ausbruch des Pinatubo 1991 stammten und sich über weite Teile der Hemisphäre ausbreiteten. Allerdings gab es keine räumliche Übereinstimmung zwischen dem Vorkommen der Vulkanstäube und den im Winter 1992/93 gehäuft aufgetretenen stratosphärischen Wolken im Bereich des Nordpolarwirbels. Die Verminderung der Ozonschicht zu dieser Zeit kann damit nicht unmittelbar auf den Vulkanausbruch zurückgeführt werden. Im Gegensatz zu den relativ seltenen Emissionen durch Vulkanausbrüche ist die Ozonschicht nicht in der Lage, sich von den sie dezimierenden kontinuierlichen FCKW-Emissionen zu erholen.

Dies gilt auch für die mögliche Zunahme des Überschallflugverkehrs in der Stratosphäre, durch den unmittelbar Stickoxide und Wasserdampf emittiert werden, die direkt und indirekt zum Ozonabbau beitragen.

Zukünftige Entwicklung

Welche Auswirkungen eine weitere Zunahme der Spurengasemissionen auf die Ozonschicht in ferner Zukunft haben wird, läßt sich aufgrund der zahlreichen Einflußgrößen nur mit Hilfe von mathematischen Modellrechnungen abschätzen. Die meisten der bisher durchgeführten Szenarienrechnungen berücksichtigen nur die Wirkung der katalytischen Gasphasenreaktionen und damit nur einen Teil der ozonabbauenden Effekte.

Die Ergebnisse dieser Rechnungen zeigen, daß die unzureichenden Maßnahmen der Montrealer Konferenz von 1987 (nur 50 % Emissionsverminderung bis 1999 mit zahlreichen Ausnahmeregelungen) den Chlorgehalt in der Stratosphäre bis Mitte des nächsten Jahrhunderts um das Vierfache steigen lassen, was zu einem Ozonabbau in der Stratosphäre im Mittel um 30 % führen würde. Als Folge der dann tiefer in die Atmosphäre eindringenden UV-Strahlung wird in der Troposphäre ein kräftiger Anstieg der Ozonkonzentration um gut 20 % berechnet. Dadurch wird die Schwächung der UV-Filterwirkung der stratosphärischen Ozonschicht teilweise kompensiert, so daß die Modellrechnungen von einer Zunahme der zellschädigenden UV-Strahlung am Boden von 4 bis 10 % ausgehen. Allerdings würde ein allgemein höheres Ozonniveau in der unteren Atmosphäre die Häufigkeit von schädlich hohen Ozonkonzentrationen dort noch weiter steigen lassen, wo wegen der photochemischen Bildung von Ozon ohnehin schon eine zu hohe Belastung vorherrscht.

Werden bei der langfristigen Folgenabschätzung einer ungebremsten FCKW-Emission auch die wichtigen heterogenen Reaktionen, die zur Entstehung des antarktischen Ozonlochs führen, berücksichtigt, kann die Zunahme der UV-Strahlung am Boden im globalen Mittel 20 bis 25 % erreichen.

Schädigung des Ökosystems

Da der als UV-B bezeichnete Bereich kurzwelliger Strahlung (290 bis 330 nm) eine zellschädigende Wirkung entfaltet, wirkt sich eine signifikante Steigerung der Intensität unmittelbar negativ auf die Tier- und Pflanzenwelt und auch auf den Menschen aus.

Mittelbar ist der Mensch als letztes Glied in einer langen Nahrungskette von einem möglichen **Rückgang des Pflanzenwachstums** betroffen. Auf diesem Umstand beruht auch ein wichtiger sich wechselseitig verstärkender Zusammenhang zwischen Ozonabbau und globaler Temperaturerhöhung. Eine höhere UV-Dosis beeinträchtigt die Photosyntheseleistung von Pflanzen, insbesondere die des Phytoplanktons im Ozean. Es entzieht durch seinen Stoffwechsel der Atmosphäre ähnlich viel Kohlendioxid wie alle Landpflanzen zusammen. Würde die zunehmende UV-B-Strahlung beispielsweise 10 % des Planktons abtöten, würde jährlich fast soviel Kohlenstoff weniger aus der Atmosphäre entfernt, wie die gesamte Menschheit durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe an sie abgibt. Das Ergebnis wäre eine weitere **Verstärkung des Treibhauseffektes** und damit eine weitere Erwärmung der Erdatmosphäre.

Eine zunehmende UV-B-Strahlungsintensität kann unmittelbar zur Gefahr werden, da größere Strahlungsmengen beim Auftreffen auf die Haut eine **karzinogene Wirkung** entfalten und darüberhinaus **Schädigungen der Augenlinse** (grauer Star) verursachen können. Weil die Schadwirkung mit der Kürze der Wellenlänge zunimmt und bei einer Schwächung der Ozonschicht gerade der kurzwellige Anteil des UV-Lichts stärker wird, ist bei einer Ozonschichtausdünnung von 1 % mit einer Zunahme der Hautschädigung um 1,7 % zu rechnen. Aufgrund der starken jahreszeitlichen Schwankung der UV-Intensität, die im Sommer das Vier- bis Fünffache der im Winter üblichen Werte bei wolkenlosem Himmel beträgt, spielt für die Beurteilung einer möglichen zusätzlichen Gefährdung u.a. die Ozonschichtdicke im Sommerhalbjahr eine Rolle.

Auch die Variation der UV-Strahlung mit der geographischen Breite ist wegen des unterschiedlich langen Weges der Strahlung durch die Atmosphäre recht groß. Die Sonnenstrahlung ist im Sommer bei wolkenlosem Himmel in den Tropen um 40 bis 100 % intensiver als in unseren Breiten. Deshalb ist der deutliche Anstieg der Hautkrebserkrankungen auch auf die Reiselust einer zunehmenden Zahl von Menschen zurückzuführen, deren Haut genetisch nur an die geringeren Strahlungsintensitäten in höheren Breiten angepaßt ist und der intensiveren Sonnenstrahlung in den äquatornäheren Urlaubsgebieten ausgesetzt wird.

Langjährige Messungen der UV-B-Strahlung zeigen bisher nur an Stationen in Neuseeland, Südaustralien und Südamerika eine signifikante Zunahme. Vermutlich ist die leicht rückläufige Filterwirkung der Stratosphäre in Europa und den USA durch eine Zunahme des Ozons und des Staubgehalts in den unteren Atmosphärenschichten ausgeglichen worden.

Ozonproduktion und -zerstörung in der Troposphäre

Die im Vergleich zu den bodennahen Werten bis zu 100 mal höheren Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre (vgl. Abb. 1) tragen aufgrund des vertikalen Austausches dazu bei, daß Ozon natürlicherweise auch in den bodennahen Luftschichten vorkommt. Allerdings ist dieser Beitrag begrenzt, da je nach geographischer Breite in 8 - 15 km Höhe zwischen beiden Stockwerken der Atmosphäre eine Sperrschicht existiert. Diese sogenannte Tropopause bildet den unteren Rand einer den Globus umspannenden Temperaturinversion, d.h. die Temperatur nimmt nicht wie sonst mit der Höhe ab, sondern zu. Diese Zunahme ist auf die Aufheizung der Luft durch die oben beschriebene Filterwirkung der Ozonschicht zurückzuführen. Sie verhindert, daß sich in größerem Maße die wärmere und relativ gesehen leichtere ozonreiche Stratosphärenluft mit der unter ihr liegenden kälteren Troposphärenluft vermischt. Die Amboßform von hochreichenden Gewitterwolken, die sich an der Tropopause wie an einer unsichtbaren Zimmerdecke auszubreiten scheinen, kommt dadurch zustande.

Der **vertikale Transport** von Ozon aus der stratosphärischen Ozonschicht nach unten ist daher nur relativ schwach ausgeprägt. Er findet vorwiegend im Bereich von Tiefdruckgebieten statt. Sein Beitrag zu den erhöhten Ozonkonzentrationen, die bei Hochdruckwetterlagen mit hoher Sonneneinstrahlung vorkommen, ist demzufolge sehr gering. Er ist zu Beginn des Frühlings am stärksten ausgeprägt, weil zu dieser Zeit sowohl die Ozonschicht in der Stratosphäre als auch die Tiefdrucktätigkeit im Mittel ein Maximum erreichen.

Der in Abbildung 5 gezeigte **mittlere Jahresgang** der Ozonkonzentration auf der Südhemisphäre zeigt wie erwartet das Maximum im Frühjahr.

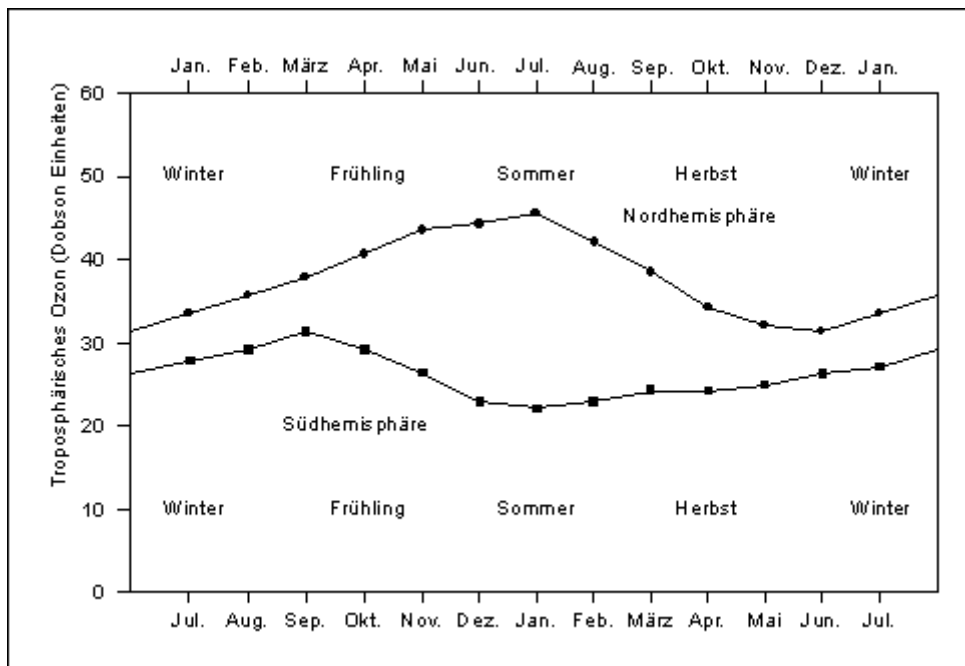


Abb. 5: Jahresgang der troposphären Ozonkonzentration beider Hemisphären (35 - 45 °C) (nach Deutscher Bundestag 1992)

Einen qualitativ gleichen Verlauf zeigen historische Ozonmessungen aus dem vorigen Jahrhundert in der Nähe von Paris (vgl. Volz-Thomas et al. 1988). In der Südhemisphäre und in vorindustrieller Zeit auch in Europa ist bzw. war der Vertikaltransport von Ozon aus der Stratosphäre der hauptsächliche Einflußfaktor für das Ozonniveau in Bodennähe. Der heute registrierte Jahresgang auf der Nordhalbkugel mit einem Maximum im Hochsommer zeigt, daß ein weiterer sehr gewichtiger Faktor zur Bildung des bodennahen Ozons hinzugekommen ist. Er geht überwiegend auf die aus anthropogenen Verbrennungsprozessen stammenden Emissionen von Schadstoffen zurück, die auf der Südhemisphäre relativ gering sind.

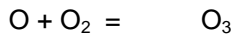
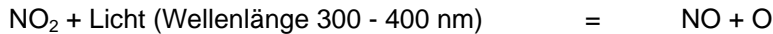
Wie hoch das durch natürliche Prozesse verursachte Ozonniveau in unseren Breiten ist, kann nur ungenau abgeschätzt werden, da es kaum Meßreihen gibt, die von anthropogen gebildetem Ozon unbeeinflusst bleiben. Aufgrund von Messungen auf Bergstationen (vgl. Schurath 1984), mit Ozonsondenaufstiegen und Meßreihen aus industriiefernen Gegenden (vgl. Logan 1985) liegt dieser Anteil zwischen 50 und 90 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Ähnliche Werte werden auf dem Funkturm in Frohnau in 324 m Höhe erreicht, wenn frische saubere Polarluftmassen den Berliner Raum von der Nordsee her erreichen.

Das in Abbildung 1 gezeigte schematische Ozonprofil mit einem stetigen Rückgang des Ozons bei abnehmender Höhe ist durch den **natürlichen Abbau des Ozons** auf seinem Weg zur Erdoberfläche und am Boden durch Kontakt mit Materialien bedingt.

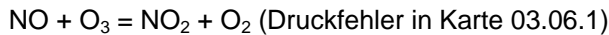
Darüber hinaus existieren weiterhin vorwiegend **anthropogen verursachte Abbauprozesse**. Ozon reagiert als starkes Oxidationsmittel mit anderen, als Schadstoffe zu bezeichnenden, Substanzen und übernimmt dabei eine wichtige Reinigungsfunktion in der Atmosphäre. So wird beispielsweise das Schwefeldioxid durch Ozon in Sulfat und damit in feinen Schwebstaub verwandelt, der sich entweder am Boden ablagert oder als saurer Regen ausgewaschen wird. Noch wichtiger ist in diesem Zusammenhang die Reaktion von Ozon mit Stickoxiden. Sie werden als ein Endprodukt von nahezu allen Verbrennungsprozessen als Stickstoffmonoxid ausgestoßen, das sofort mit Ozon reagiert. Deshalb ist in den meisten Fällen innerhalb der Ballungsgebiete und Industrieregionen, also dort, wo Schadstoffe und insbesondere NO emittiert werden, eine geringere Ozonkonzentration vorzufinden. Die Zahl der Überschreitungen des EG-Informationswertes von 180 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ist in vielen sogenannten Reinluftgebieten und am Rand der Städte ähnlich hoch oder sogar höher als in den Zentren der Ballungsgebiete.

Um diese häufigen Überschreitungen der Schwellenwerte zu erreichen, bedarf es eines zusätzlichen **Bildungsprozesses für Ozon am Boden**. Die Voraussetzung dafür ist, wie für die oben beschriebene Entstehung in der Stratosphäre, das Vorhandensein von freien Sauerstoffatomen. Allerdings ist die Spaltung von Sauerstoffmolekülen in der unteren Atmosphärenschicht mangels energiereicher Strahlung nicht möglich. Stattdessen steht als Lieferant der Sauerstoffatome das

Stickstoffdioxid (NO₂) zur Verfügung, der einzige Stoff, der schon bei der weniger energiereichen Strahlung in Erdbodennähe photolysiert werden kann und einzelne Sauerstoffatome liefert:



Global betrachtet stammen 60 % des an die Atmosphäre abgegebenen Stickoxids aus anthropogenen Quellen. Der übrige Teil ist vorwiegend Ergebnis mikrobieller Prozesse im Boden (vgl. Deutscher Bundestag 1990). Im hochindustrialisierten Mitteleuropa spielt dieser Teil gegenüber den aus den vielfältigen Verbrennungsprozessen stammenden Stickoxidgehalten kaum eine Rolle. Dabei werden jedoch fast 90 % der Stickoxide als Stickstoffmonoxid (NO) abgegeben, das erst durch oxidierende Prozesse zu Stickstoffdioxid umgewandelt werden muß. Wie erwähnt spielt auch Ozon selbst eine wichtige Rolle, da es NO in NO₂ überführt und dabei abgebaut wird:



In der Nähe von Stickoxidquellen ist dies die wichtigste Abbaureaktion für Ozon. Der Abbau läuft aufgrund der schnellen Reaktionszeit innerhalb von Sekunden und Minuten ab.

Die in der Nähe der Ballungsgebiete stattfindende Bildung von Ozon aus der Photolyse von NO₂ wird durch die Reaktion mit Stickstoffmonoxid teilweise kompensiert. Da aber auch dort manchmal hohe Ozonwerte auftreten, muß es zusätzliche Prozesse geben, die frisch emittiertes NO in ozonbildendes NO₂ überführen, ohne daß dabei Ozon als Oxidationsmittel wirkt und abgebaut wird.

Voraussetzung dafür ist das Vorhandensein von Kohlenmonoxid (CO) und verschiedener reaktiver Kohlenwasserstoffverbindungen (KW), die zusammen mit OH- und Peroxyradikalen (HO₂) innerhalb mehrfacher und komplizierter Reaktionsschemata die Oxidation von NO zu NO₂ ohne Ozonverbrauch bewirken und damit das chemische Gleichgewicht in Richtung Ozonbildung verschieben. Dabei ist es gerade die gleichzeitige Emission von Kohlenwasserstoffen und Stickoxiden, die bei entsprechend hoher Sonneneinstrahlung und Lufttemperatur die Bildung hoher Ozonkonzentrationen ermöglicht. CO und Kohlenwasserstoffe wirken als Brennstoff für photochemische Ozonbildung. Radikale (OH und HO₂) und Stickoxide (NO und NO₂) spielen die Rolle von Katalysatoren, ohne die kein Ozon gebildet wird (vgl. Abb. 6). Den notwendigen Antrieb leistet die UV-Strahlung bis 400 nm (in Karte 03.06.1 muß es auch in der mittleren Troposphäre hv₃ heißen).

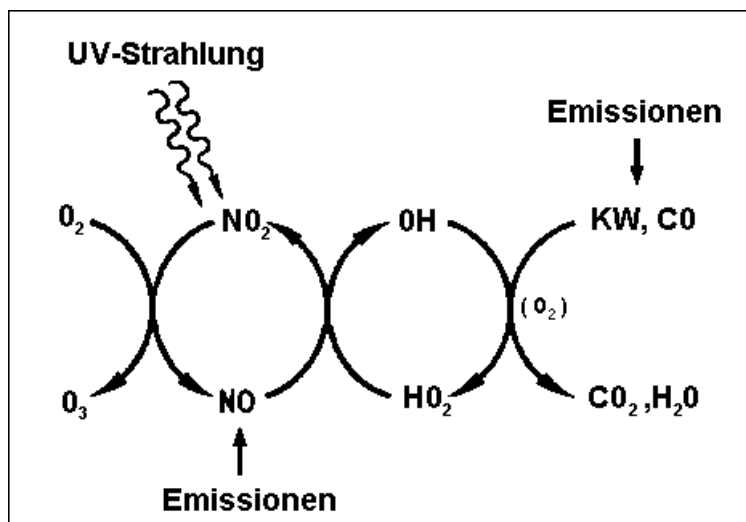


Abb. 6: Schematische Darstellung der photochemischen Ozonbildung in der Troposphäre (Volz-Thomas et al. 1990)

Die Geschwindigkeit, mit der diese Bildungsreaktionen ablaufen, ist sehr unterschiedlich und hängt hochgradig nichtlinear von den meteorologischen Bedingungen und der Konzentration und Zusammensetzung der beteiligten Vorläufersubstanzen ab. Eine Ursachenanalyse hoher Ozonkonzentrationen allein aus den Meßverläufen ist deshalb schwer möglich. Es wird daher auf die Möglichkeit zurückgegriffen, den Zusammenhang zwischen Emission, meteorologischen Bedingungen und Ozonkonzentration durch Modellrechnungen aufzuhellen, in denen die chemischen Prozesse und atmosphärischen Transportvorgänge simuliert werden. Anhand der Meßverläufe von Ozon ist immerhin festzustellen, daß die Bildung von Ozon, verglichen mit seiner Zerstörung durch NO, relativ langsam abläuft, mit einer Zeitskala von mehreren Stunden bis hin zu Tagen.

Trotz seiner Reaktionsfreudigkeit bleibt Ozon, wie zahlreiche Messungen mit Flugzeugen, auf Bergstationen und nicht zuletzt an der Frohnauer Turmmeßstelle zeigen (vgl. Karte 03.06.5), in der freien Atmosphäre über mehrere Tage erhalten. Im Laufe einer hochsommerlichen Wetterlage mit starker Sonneneinstrahlung und photochemischer Ozonbildung können sich daher in den bodennahen Luftschichten hohe Ozonkonzentrationen ausbilden. Außerdem bleibt im Bereich von Hochdruckgebieten aus dynamischen Gründen auch am Nachmittag die vertikale Durchmischung auf die unteren 2.000 m beschränkt, was die Anreicherung von Ozon begünstigt.

Nachts bildet sich bei klarem Himmel durch Abkühlung am Boden eine Temperaturinversion, die den vertikalen Luftaustausch fast gänzlich zum Erliegen bringt. Der Rückgang der Ozonwerte findet daher nur in den unteren 100 m in Bodennähe statt. In der Schicht darüber bleibt das höhere Ozonniveau vom vergangenen Tage fast vollständig erhalten. Es wirkt am nächsten Morgen, wenn die Sonne die Kaltluft am Boden erwärmt hat und der vertikale Luftaustausch in Gang kommt, als Ozonreservoir, so daß die Ozonkonzentration auch am Boden rasch ansteigt.

Da in Höhen über 300 m wegen der fehlenden Bodenreibung auch bei Schönwetterlagen ein merklicher Wind weht, ist mit einem **Transport von Ozon** auch über größere Entfernungen zu rechnen. Dies ist auch der Grund dafür, daß erhöhte Ozonkonzentrationen keine räumlich eng begrenzten Phänome sind, sondern genauso wie entsprechend hohe Lufttemperaturen meist weiträumig vorkommen (vgl. Abb. 5 und 7).

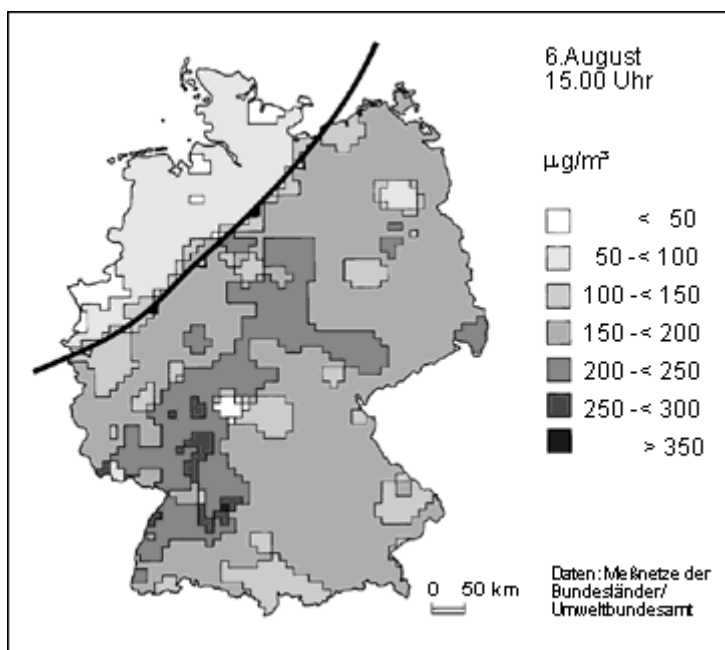


Abb. 7: Ozon-Episode 6. August 1992, 15.00 Uhr (Lutz 1994)

Karte 03.06.2: Mittlerer Tagesgang an Sommertagen 1992

Die Karte zeigt den mittleren Tagesgang der Ozonkonzentration an mehreren Stationen des Berliner Luftgüte-Meßnetzes.

Die Form der Tagesgangkurven an den drei Bodenstationen Heiligensee, Mitte und Autobahn sind in erster Näherung aus der Überlagerung des Ganges der Stickoxidemissionen durch den Kfz-Verkehr und der Austauschbedingungen der Atmosphäre zu erklären. Das Minimum des Ozons tritt zwischen 5.00 und 7.00 Uhr in den Morgenstunden ein. Zu dieser Zeit ist der Kfz-Verkehr schon recht stark, die nächtliche Bodeninversion aber immer noch gut ausgeprägt und daher kaum ein Abtransport der ozonzerstörenden Stickoxide nach oben bzw. die Zufuhr ozonreicher Luft von oben möglich. Der Ozonabbau ist auch am Stadtrand wirksam, weil einerseits die Schadstoffe aus der Stadt auch dorthin - z. B. an die meist in Lee gelegene Meßstation Heiligensee - transportiert werden. Zum anderen findet in der nächtlichen Kaltluftschicht auch eine Reaktion des Ozons mit den Materialien am Boden statt.

Völlig anders sind die Verhältnisse in 324 m Höhe, die durch das Meßgerät am Funkturm in Frohnau dokumentiert werden. Dort verbleibt das Ozonniveau an Sommertagen im Mittel über dem MIK-Wert von $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (vgl. VDI-Richtlinie 2310), weil diese Luftschicht nachts von ozonabbauenden

Prozessen am Boden isoliert ist. Dies ändert sich am Vormittag, wenn die Sonne die Sperrschicht am Boden soweit erwärmt hat, daß der vertikale Luftaustausch in Gang kommt. Dann wird die Turmmeßstelle vorübergehend von der vom Boden aufsteigenden schadstoffbelasteten Luft tangiert, in der geringere Ozonkonzentrationen vorhanden sind. Das Minimum am Turm tritt meist zwischen 9.00 und 10.00 Uhr vormittags auf.

Zu dieser Zeit ist die Ozonkonzentration an den anderen Stationen bereits deutlich angestiegen, weil Ozon aus der darüberliegenden Speicherschicht zum Boden transportiert wird. Die Station Heiligensee und die Turmmeßstelle zeigen danach einen annähernd parallelen Verlauf. Die weitere Verdünnung der ozonzerstörenden Schadstoffe und die photochemischen Prozesse, angetrieben durch die intensive Sonneneinstrahlung, haben die Ozonkonzentration in der gesamten unteren Atmosphäre weiter ansteigen lassen.

In der Nähe von Stickoxidquellen, also insbesondere an der Stadtautobahn und etwas schwächer an der Station Mitte, bleibt die ozonzerstörende Wirkung der frisch emittierten Schadstoffe auch am Nachmittag deutlich spürbar. Allerdings wirkt sich die Zunahme des Verkehrs zur Zeit der Rush-Hour am späten Nachmittag zunächst kaum aus. Der horizontale und vertikale Luftaustausch sorgen für eine relativ schnelle Verdünnung der ozonabbauenden Schadstoffe. Erst am Abend, wenn der Wind und auch der vertikale Transport schwächer werden, geht die Ozonkonzentration stark zurück, beschleunigt durch die Stickoxidemission des anhaltenden Kfz-Verkehrs am Abend. Daß dieser in der zweiten Nachthälfte weitgehend zur Ruhe kommt, läßt sich an der leichten Zunahme des Ozons an der Stadtautobahn erkennen. Davon unberührt ist die Ozonkonzentration oberhalb der bodennahen Kaltluftschicht. Es bildet mit dem nur geringfügig abnehmenden Ozonniveau ein Reservoir für einen weiteren Anstieg am nächsten Tag.

In diesem Zusammenhang soll kurz auf den **langzeitlichen Trend der Ozonkonzentration** eingegangen werden. Aus Abbildung 8 ist ersichtlich, daß bei dem relativ kurzen Meßzeitraum in Berlin der mittlere Höchstwert an Sommertagen keinen signifikanten Trend anzeigt.

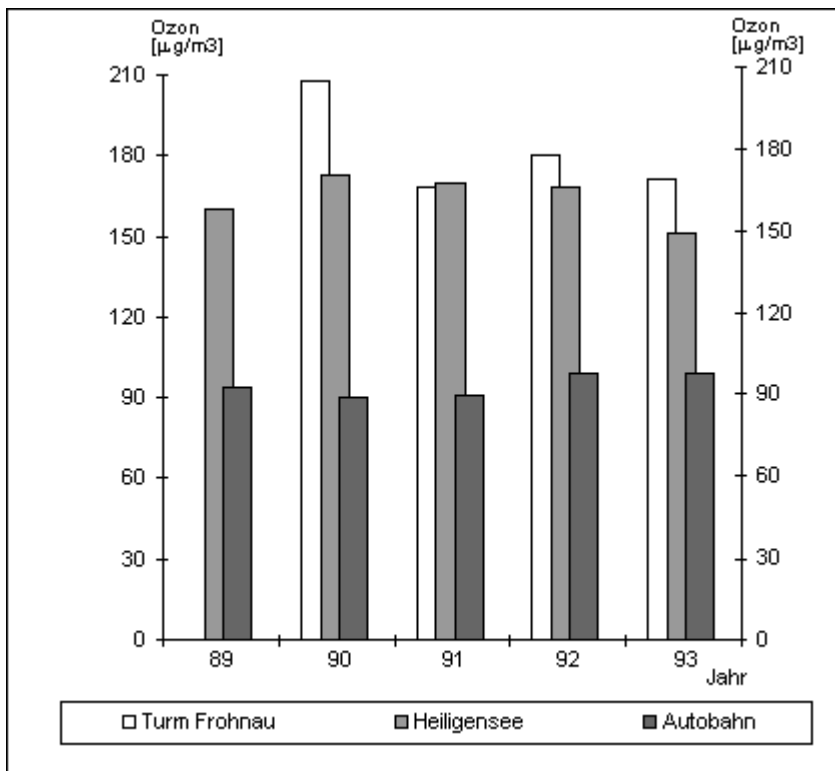


Abb. 8: Mittelwert der täglichen Ozonmaxima an Sommertagen

Allerdings ist an anderen Stationen, insbesondere fernab von Ballungsgebieten, z.B. auf der Zugspitze, von einer 1- bis 2 %-igen Zunahme der Ozonkonzentration pro Jahr seit Mitte der 70er Jahre auszugehen (vgl. Deutscher Bundestag 1990). Diese Zunahme der großräumigen Hintergrundkonzentration ist wahrscheinlich auf den Anstieg insbesondere der Verkehrsemissionen in den 70er und 80er Jahren zurückzuführen. Ob beispielsweise der Rückgang des Kohlenwasserstoffausstoßes durch die Ausmusterung von 2-Takt-Fahrzeugen in den neuen

Bundesländern eine Verbesserung der Ozonbelastung in Berlin mit sich bringt, kann erst in einigen Jahren beantwortet werden.

Karte 03.06.3: Überschreitung von Richtwerten 1992

In dieser Karte kommt die mittlere räumliche Verteilung der Ozonkonzentration in Berlin zum Ausdruck. Ausgewählt wurden die Tage mit Überschreitung von Schwellenwerten an den einzelnen Stationen des Berliner Luftgütemeßnetzes. Die Wahl der Schwellenwerte fiel auf den "Maximalen Immissionskonzentrationswert" (MIK) nach VDI 2310 mit $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Halbstundenmittel und den Schwellenwert der EG-Richtlinie zur Information der Bevölkerung mit $180 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Stundenmittel (vgl. Tab. 1).

Um die Abhängigkeit der Ozonbelastung von der Stickoxidemission vor Ort deutlich zu machen, wurde die Überschreitungshäufigkeit mit der Verteilung der Stickoxidemission aus dem Verkehr hinterlegt. Beim Vergleich der beiden Angaben wird deutlich, daß hohe Stickoxidemissionen in der Umgebung einer Meßstelle zu deutlich weniger Überschreitungen der Ozonschwellenwerte führen. So wird an der Stadtautobahn der MIK-Wert viermal seltener überschritten als an den Stationen am Stadtrand, wo im Sommer der Wert von $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ an über 100 Tagen überschritten wurde. Die Werte an den übrigen, nicht unmittelbar an Hauptverkehrsstraßen liegenden Meßstellen in der Innenstadt liegen mit 70 bis 80 Überschreitungen dazwischen. Die Station Mitte liegt mit 57 Tagen deutlich darunter, weil wegen der westlich vorbeiführenden verkehrsreichen Straßen und aufgrund der zentralen Lage ein Teil des Ozons mit den Stickoxiden reagiert hat. Die photochemischen Bildungsmechanismen können diesen Abbau meist nicht kompensieren, weil die ozonbildenden Prozesse, wie oben beschrieben, komplexer sind und einige Zeit in Anspruch nehmen, in der sich die Luft meist schon aus der Stadt in die Außenbereiche und das Umland hinausbewegt hat. In diesen Gebieten und damit im Einwirkungsbereich liegen aber in der Regel die Berliner Wälder. Daher wurden an der Waldmeßstelle Grunewald für das Jahr 1992 mehrere der in Tabelle 1 aufgeführten Richt- und Leitwerte zum Schutz der Vegetation überschritten. Beispielsweise wurden der Tagesmittelwert der EG-Richtlinie von $65 \mu\text{g}/\text{m}^3$ an 141 Tagen und der WHO-Wert von $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ für die gesamte Vegetationszeit mit tatsächlich gemessenen $81 \mu\text{g}/\text{m}^3$ deutlich überschritten.

Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Überschreitung des EG-Schwellenwertes, bei der von der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Verhaltensempfehlungen für empfindliche Personen herausgegeben werden. Am Stadtrand kam dies 1992 an 19 bis 23 Tagen vor, in den innerstädtischen Wohngebieten an 11 bis 17 Tagen, in Mitte nur sechs mal und an der Stadtautobahn überhaupt nicht. Die jeweiligen Überschreitungszahlen an den Meßstellen sind in erster Näherung auf andere Stadtgebiete mit vergleichbareren Stickoxidemissionen übertragbar.

Sehr viel höher sind die Überschreitungshäufigkeiten an der Turmmeßstelle in Frohnau. Schon aus Karte 03.06.2 ging hervor, daß dort ozonabbauende Effekte kaum eine Rolle spielen und deshalb häufiger hohe Konzentrationen gemessen werden. Auch an der Meßstelle Grunewald sind die Überschreitungshäufigkeiten des MIK-Wertes an der Probenahme in 10 m Höhe über den Bäumen etwas höher als in 4 m Höhe im Wald, wo Ozon sich an den Pflanzenteilen abbauen kann. Damit ist aber zugleich eine pflanzenschädigende Wirkung verbunden, die zudem einen wesentlichen Bestandteil für die Beeinträchtigung des gesamten Waldökosystems darstellt (siehe Ergebnisse des Monitoringprogramms Naturhaushalte/Ökologische Dauerbeobachtung Waldökosysteme, vgl. SenStadtUm 1993).

Karten 03.06.4, 03.06.5 und 03.06.6: Fallstudie mit hohen Ozonkonzentrationen im August 1992 in Berlin

Um die Wechselwirkung der verschiedenen meteorologischen Parameter und anderer Einflußgrößen auf die Ozonkonzentration in Berlin am besten darstellen zu können, wird stellvertretend eine Episode mit hoher Ozonbelastung vom 5. bis 9. August 1992 beschrieben (vgl. Lutz 1994).

Die damals vorherrschende **Großwetterlage** war durch ein Hochdruckgebiet über Mitteleuropa bestimmt, das sich am 6.8. nach Süden verlagerte. Dadurch konnte kühlere Meeresluft von der Nordsee bis zu den Mittelgebirgen vordringen und auch im Berliner Raum die zuvor vorhandene sehr warme Luftmasse vorübergehend verdrängen. Am 8.8. jedoch verlagerte sich die Grenze zu dieser subtropischen Luftmasse wieder über Berlin hinweg nach Norden, so daß an diesem Tag die Temperaturen von zuvor 27°C auf fast 35°C kletterten.

Karte 03.06.4 - Einfluß des Ferntransports am 7.8.1992 (gering) und am 8.8.1992 (hoch)

Die unterschiedliche Herkunft der in Berlin am 7. und 8. August anzutreffenden Luft ist anhand des berechneten Weges (Trajektorie) eines Luftpakets zu erkennen, das am 7. bzw. 8. jeweils nachmittags in Berlin ankommt. Der zurückgelegte Weg wurde von einem am Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin entwickelten Modell aus der dreidimensionalen Verteilung der gemessenen Luftdruck-, Wind- und Temperaturwerte in Europa berechnet (vgl. Reimer et al. 1991).

Am 7.8. bewegte sich die Luft in nur 36 Stunden von der Mündung des Ärmelkanals über die norddeutsche Tiefebene hinweg nach Berlin und stellt sich damit als relativ maritim geprägt heraus. In der Luftmasseneinteilung der Berliner Wetterkarte ist sie als erwärmte subpolare Meeresluft klassifiziert. Die Luftmasse am nächsten Tag stammte hingegen aus Südfrankreich und bewegte sich relativ langsam von Südwesten nach Nordosten über Deutschland hinweg. Die unterlegte Verteilung der Stickoxidemission in Deutschland soll einen Eindruck von der Höhe der Vorbelastung geben, die die Luftmasse auf ihrem Weg nach Berlin an ozonbildenden Stoffen aufgenommen hat. Dies hängt einmal von der Berührung der Emissionsschwerpunkte durch die Trajektorie ab und zum anderen von der Geschwindigkeit, mit der die entsprechenden Gebiete überstrichen werden. Die Bahn der Luft vom 7.8. überquerte den nördlichen Teil des niederländisch-belgischen Industriegebietes recht schnell. Da auch im weiteren Verlauf der Trajektorie über Norddeutschland keine Emissionsschwerpunkte überquert wurden, ist die Vorbelastung der Luft am 7.8. mit Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen als relativ gering anzusehen. Die vergleichsweise lange Reisezeit und die Überquerung der Emissionsgebiete in Baden-Württemberg, Sachsen-Anhalt und Sachsen dürfte zu einer weitaus höheren Vorbelastung der Luftmasse am 8.8. geführt haben.

Karte 03.06.5 - Wechselbeziehungen verschiedener Parameter am 7.8.1992 und am 8.8.1992

Die Grafik zeigt den Verlauf verschiedener Meßwerte am 7. und 8. August. An den meteorologischen Größen, die allesamt an der Meßstelle in Schöneberg registriert wurden, ist der unterschiedliche Luftmassencharakter abzulesen. Die Temperatur stieg am Nachmittag des 7.8. trotz intensiver Sonnenstrahlung nur auf 27 °C, was zusammen mit der nördlichen Windrichtung auf den subpolaren Luftmassenursprung hinweist. Das Ozon bleibt an diesem Tag an beiden Stationen Mitte und Funkturm Frohnau noch unter 150 µg/m³. In Mitte ist die Ozonkonzentration in den Frühstunden und nach 18.00 Uhr im Vergleich zur Kurve in 324 m Höhe deutlich reduziert. Die Kurve im Diagramm darunter zeigt zu dieser Zeit besonders hohe NO₂-Konzentrationen, die das Endprodukt des Ozonabbaus durch NO darstellen. Aufgrund des schlechteren Luftaustausches in den Früh- und Abendstunden wird das Ozon durch die in der Innenstadt emittierten Verkehrsabgase abgebaut. Die NO₂-Spitze an der Station Mitte am Nachmittag des 7.8. ist auch auf die Zunahme der Verkehrsemissionen zurückzuführen. Der Anstieg der Ozonkonzentration wird davon aber kaum berührt, weil die intensive Sonneneinstrahlung die photochemische Bildung von Ozon und den Luftaustausch verstärkt und so immer wieder ozonreiche Luft zur Meßstelle transportiert wird. Deshalb sind am Nachmittag Unterschiede zwischen der Konzentration am Turm und der Station Mitte kaum mehr zu erkennen.

Am Funkturm war die NO₂-Konzentration am 7.8. sehr niedrig, so daß dort insbesondere in der Nacht zum 8.8. das am Tage erreichte Ozonniveau erhalten blieb. In der zweiten Nachthälfte stieg es sogar weiter auf über 180 µg/m³ an, obwohl auch die NO₂-Konzentration zur gleichen Zeit zunimmt. Zur selben Zeit geriet der Berliner Raum in den Einflußbereich der subtropischen Warmluftmasse von Süden her, die sich am 8.8. und an den Folgetagen in ganz Norddeutschland durchsetzte und die Temperaturen auf 35 °C und mehr steigen ließ. Auch die Ozonbelastung erreichte ein deutlich höheres Niveau als am Vortag, obwohl die Kurve der Globalstrahlung nicht mehr so hohe Werte erreichte. Dies ist auf die zunehmende Trübung der Luft zurückzuführen, die an der signifikant höheren Schwebstaubkonzentration am 8.8. abzulesen ist. Dies weist zusammen mit den höheren NO₂-Werten am Turm auf eine gestiegene Vorbelastung der Luftmasse hin. Die Bewertung der in Karte 03.06.4 abgebildeten Trajektorie der Luft, die am 8.8. Berlin erreichte, kam zu einem ähnlichen Ergebnis. Wenn man die bundesweite Verteilung der zwei Tage zuvor am Nachmittag des 6.8. gemessenen Ozonwerte hinzuzieht (vgl. Abb. 7), stellt man fest, daß die Luft, die am 8.8. nachmittags Berlin erreichte, sich 48 Stunden vorher noch über Baden-Württemberg befand. Dort wurden zu dieser Zeit schon Ozonkonzentrationen weit über 200 µg/m³ registriert. Anderes gilt für die Luft, die am 7.8. nachmittags ankam: Sie stammte aus dem nordwestdeutschen Gebiet im Bereich der kühlen Meeresluft mit niedrigen Ozonkonzentrationen. Der signifikante Anstieg der Ozonwerte in Berlin vom 7. auf den 8.8. ist daher überwiegend eine Folge der veränderten Eigenschaften der herantransportierten Luftmasse, die am 8.8. ein höheres Niveau an Vorläuferstoffen und Ozon aufwies. Auch der nächtliche Anstieg der Ozonwerte am Turm am 8.8. gegen 3.00 Uhr hängt vermutlich damit zusammen, da zu dieser Zeit aufgrund der fehlenden Strahlung lokale Ozonentstehung auszuschließen ist. Der starke Einbruch des Ozons am Vormittag ist, wie in der Diskussion zur Karte 03.06.2 dargestellt, das Ergebnis des beginnenden Vertikaltransportes von verschmutzter und damit ozonarmer Luft vom Boden zur Turmmeßstelle.

Die sprunghafte Erhöhung der Staubkonzentration am späten Nachmittag des 8.8. geht auf ein Gewitter zurück, das sich über der Stadt entladen hat. Durch die starken Windböen vor dem einsetzenden Regen wurde der am Boden abgelagerte Staub aufgewirbelt. Der Zeitpunkt des einsetzenden Gewitters ist anhand des abrupten Rückgangs der Temperatur dokumentiert. Die Ozonkonzentration geht nur an der Station Mitte deutlich zurück, was aber wegen der gleichzeitig steigenden NO₂-Konzentration auf Abbau durch NO schließen läßt. Am Turm ergibt sich trotz des Gewitters keine Veränderung. Da Ozon schlecht wasserlöslich ist, wird es durch den Regen nicht ausgewaschen. Und weil das Gewitter nur lokal und nicht im Zusammenhang mit einer deutlichen Wetteränderung entstand, blieb das hohe Ozonniveau in der Luftmasse auch in der Nacht und am nächsten Tag erhalten.

Karte 03.06.6 - Höchste Halbstunden-Mittelwerte am 7.8.1992 und 8.8.1992

Die Karte zeigt die maximalen Halbstundenwerte an den mit Ozongeräten ausgerüsteten Stationen des Berliner Luftgüte-Meßnetzes am 7. und 8.8. 1992.

Unabhängig vom Ort der Meßstelle wird nochmal der signifikante Anstieg der Ozonwerte vom 7. auf den 8.8. deutlich, der überwiegend auf die Änderung der überregionalen Belastung an Ozon bzw. der Vorläuferstoffe zurückzuführen ist. Daß lokale Effekte zur Ozonproduktion innerhalb des Stadtgebietes nur wenig beitragen, beweist schon die geringe Schwankungsbreite der Maximalwerte an den einzelnen Stationen, wenn man von der durch Zerstörungsprozesse dominierten Station an der Stadtautobahn absieht. Wenn die städtischen Emissionen einen signifikanten Beitrag zur Ozonproduktion innerhalb des Stadtgebietes geleistet hätten, müßten die Werte an den relativ zur Windrichtung hinter dem Stadtzentrum liegenden Stationen höher ausfallen. Der Karte 03.06.5 ist zu entnehmen, daß am 7.8. nachmittags der Wind aus Nordosten kam. Leider existierte damals die inzwischen in Betrieb genommene Meßstelle in Berlin-Buch am nordöstlichen Stadtrand noch nicht, so daß ein Luv-Lee-Vergleich nicht möglich ist. Die hilfsweise mögliche Gegenüberstellung der 170 µg/m³ über dem Grunewald mit den Werten am Funkturm (160 µg/m³) ergibt nur Unterschiede innerhalb der Meßgenauigkeit der Geräte.

Interessanter fällt die Betrachtung der Maximalwerte am 8.8. aus. Der Verlauf der Windrichtung aus Karte 03.06.5 weist auf eine signifikante Winddrehung von Ost (in der Zeit bis 14.00 Uhr) auf Süd von 15.00 bis 16.30 Uhr hin. In diesem Zeitraum wurde an der im Nordwesten und damit in Lee gelegenen Station Heiligensee der bisher höchste Halbstundenwert von 293 µg/m³ gemessen. Er betrug gut 30 µg/m³ mehr als das Maximum an der im Luv gelegenen Station in Marienfelde. Was in der Karte nicht zum Ausdruck kommt, nämlich die relativ geringe Windgeschwindigkeit von unter 1,5 m/s und die gleichzeitige Zunahme von Ozon und Stickoxiden nach der Winddrehung in Heiligensee, deutet auf die zusätzliche Bildung von Ozon am leeseitigen nördlichen Stadtrand aus den städtischen Emissionen der Ozonvorläuferstoffe hin. Dieser lokale Beitrag zur Ozonbelastung innerhalb des Stadtgebietes ist selbst bei diesen geringen Windgeschwindigkeiten mit etwas mehr als 10 % relativ gering. Bei den gemeinhin höheren Windgeschwindigkeiten dürfte der Zuwachs nur mehr im Umland meßbar sein. Anhand von Flugzeugmessungen in der windabgewandten Nachbarschaft von Ballungsgebieten ist allerdings auch schon ein wesentlich höherer ozonbildender Einfluß der Vorläuferemissionen nachgewiesen worden (vgl. Fricke 1991). Trotzdem kann man schlußfolgern, daß lokale Sommersmog-Regelungen mit kurzfristig verhängten emissionsmindernden Maßnahmen an der großräumig vorhandenen Ozonbelastung, wie sie beispielhaft in Abbildung 7 zum Ausdruck kommt, nichts ändern. Lokal beeinflussbar bleibt nur ein relativ geringer Anteil (hier ca. 10 %) der Ozonbelastung am windabgewandten Stadtrand. Die Ozonkonzentration in Innenstädten ist aufgrund der starken Abhängigkeit von den primär ozonzerstörenden Schadstoffen nur durch einen deutlichen großräumigen und (!) lokalen Rückgang der Stickoxid- und Kohlenwasserstoffemissionen vermindernbar.

Maßnahmen zum Schutz der stratosphärischen Ozonschicht und zur Verminderung der bodennahen Ozonbelastung

Als Maßnahme **gegen hohe Ozonkonzentration in Bodennähe** stellen kleinräumige und kurzfristig getroffene Schritte zur Verminderung der Emission der ozonbildenden Stoffe kaum ein wirksames Mittel dar. Wenn überhaupt ad-hoc-Beschränkungen eine signifikante Auswirkung auf das Ozonniveau haben, dann nur, wenn sie zeitgleich für ein großes Gebiet getroffen werden. Sinnvoller wären national und international abgestimmte Konzepte zur (mindestens) Halbierung der Emission der Vorläuferstoffe - und das möglichst bald und nicht erst in vier Jahren, wie es die EG-Richtlinie vorsieht.

Um die **Abnahme der Ozonschicht in der Stratosphäre** global zu verhindern oder zu beschränken, muß eine schnellstmögliche Reduktion der FCKW-Emissionen und die Verminderung von Flugverkehr

in der Stratosphäre angestrebt werden. Ein erster Versuch im Rahmen der Montrealer Konferenz von 1987 erwies sich aufgrund der zu langen Ausstiegsfristen und der vielfältigen Ausnahmeregelungen als untauglich. Auf der Nachfolgekonzferenz 1990 in London konnte für die meisten FCKW-Verbindungen immerhin ein Produktionsausstieg bis zur Jahrtausendwende vereinbart werden. Im europäischen Rahmen soll dies nun bis 1996 geschehen. In Deutschland ist die Herstellung und Verwendung der meisten FCKW ab 1995 verboten. Ausnahmen bestehen bis zum Jahr 2000 für teilhalogenierte Stoffe, die ein vermindertes Ozonzerstörungspotential besitzen. Entscheidend für eine weltweite Reduzierung der FCKW-Emissionen wird sein, den Entwicklungs- und Schwellenländern für die baldige Einstellung ihrer nicht unerheblichen Produktionskapazitäten für FCKW finanzielle Hilfe und Unterstützung bei der Herstellung von Ersatzstoffen zu gewähren.

Literatur

- [1] **Deutscher Bundestag (Hrsg.) 1990:**
Schutz der Erde: eine Bestandsaufnahme mit Vorschlägen zu einer neuen Energiepolitik. 3. Bericht der Enquete-Kommission des 11. Deutschen Bundestages "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre". Zur Sache 90,19
Bd I, Bonn.
- [2] **Deutscher Bundestag (Hrsg.) 1992:**
Klimaänderung gefährdet globale Entwicklung. Zukunft sichern, jetzt handeln. Bericht der Enquete-Kommission des 12. Deutschen Bundestages "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre", Economica-Verlag, Bonn.
- [3] **Feister, U. 1994:**
Gesamtozonwerte (Dicke der Ozonschicht), Meteorologisches Observatorium Potsdam, unveröffentlicht.
- [4] **Fricke, W. 1991:**
Weiträumige Ozonkonzentrationsverteilung in Mitteleuropa. TÜV Akademie Bayern (Hrsg.), Berichtsband zum Ozon-Symposium in München 2. - 4.
Juli 1991, München.
- [5] **Furrer, R., Döhler, W., Kirsch, H.-J., Plessing, P., Gönsdorf, U. 1992:**
Evidence for Vertical Ozone Redistribution since 1967, in Journal of Atmosphere and Territorial Physics, 54, No. 11/12, S. 1423 - 1445.
- [6] **Köble, R., Nagel, H.-D., Smiatek, G., Werner, B., Werner, L. 1992:**
Luftreinhaltung. Erfassung immissionsempfindlicher Biotope in der Bundesrepublik Deutschland und in anderen ECE-Ländern. Endbericht des F+E-Vorhabens 108 02 080, gefördert durch das Umweltbundesamt, Berlin und Stuttgart.
- [7] **Logan, J.A. 1985:**
Tropospheric Ozone: Seasonal Behaviour, Trends and Anthropogenic Influence, in Journal of Geophysics Res. 90, No. 6, S. 10463 - 10482.
- [8] **Lutz, M. 1994:**
Analysis of Episodes with Elevated Ozone Concentrations in the Summer of '91 and '92 in Germany, Meteorologische Zeitschrift, N.F. 3, im Druck.
- [9] **Reimer, E., Scherer, B. 1991:**
An Operational Meteorological Diagnostic System for Regional Air Pollution Analysis and Long Term Modelling. Proc. of the 19th ITM on Air Poll. Modelling and its Application 1991 in Crete.
- [10] **Schurath, U. 1984:**
Entstehung und Verbreitung von anthropogenem Ozon in der Bundesrepublik Deutschland, Wissenschaft und Umwelt 2/1984.

- [11] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.) 1992:**
Das Berliner Luftgüte-Meßnetz (BLUME). Informationsreihe zur Luftreinhaltung in Berlin, Heft 5, 2. Auflage, Berlin.
- [12] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.) 1993:**
Ballungsnaher Waldökosysteme, Berlin.
- [13] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.):**
Luftreinhaltungsplan für das Belastungsgebiet Berlin 1994 - 2000, Berlin, in Vorbereitung.
- [14] **Volz-Thomas, A., Kley, D. 1988:**
Ozone Measurements in the 19th Century. An Evaluation of the Montsouris Series, in Nature 332, S. 240 - 242.
- [15] **Volz-Thomas, A., Mihelic, D. 1990:**
Ozonproduktion in Reinluftgebieten. Einfluß von Schadstoff-Konzentrationen, Gesellschaft Österreichischer Chemiker (Hrsg.), Tagungsband zum Symposium "Bodennahes Ozon" in Salzburg, Bd. 11 der Schriftenreihe "Umweltschutz".

Gesetze

- [16] **Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN (Hrsg.) 1991:**
Richtlinie des Rates der Europäischen Gemeinschaften vom 21.9.1992 über die Luftverschmutzung durch Ozon, Nr. 92/72/EWG, Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften Nr. L 297/1, Brüssel.
- [17] **World Health Organization (WHO), Regional Office of Europe (Hrsg.) 1987:**
Die Luftleitlinien der WHO, Air Quality Guidelines for Europe, WHO Regional Publications, European Series No. 23, Kopenhagen.

Karten

- [18] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.) 1994a:**
Umweltatlas Berlin, aktualisierte und erweiterte Ausgabe 1994, Karte 03.01 Schwefeldioxid - Emissionen und Immissionen, 1:200 000 / 1:300 000, Berlin.
- [19] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.) 1994b:**
Umweltatlas Berlin, aktualisierte und erweiterte Ausgabe 1994, Karte 03.03 Stickoxide - Emissionen und Immissionen, 1:200 000 / 1:300 000, Berlin.
- [20] **SenStadtUm (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin) (Hrsg.) 1994c:**
Umweltatlas Berlin, aktualisierte und erweiterte Ausgabe 1994, Karte 03.04 Stäube - Emissionen und Immissionen, 1:200 000 / 1:300 000, Berlin.