

Hundert Jahre Messung der Ozonschicht Licht-Blicke

STEFAN BRÖNNIMANN

Mit einem Volumenanteil von 0,00004% wäre Ozon ein beinahe vernachlässigbarer Bestandteil der Atmosphäre, wären da nicht seine besonderen chemischen und physikalischen Eigenschaften. In der bodennahen Luft ist Ozon ein Schadstoff. Aber die Ozonschicht schützt das Leben an Land vor UV-Strahlung, und ihre Zerstörung wurde zum ersten globalen Umweltproblem. Ozon hat aber noch viel mehr Eigenschaften und Funktionen. Entsprechend abwechslungsreich und lehrreich ist die Geschichte der Ozonschichtmessung, die vor 100 Jahren in Oxford begann.



Ozonmessungen in Arosa mit Dobson-Spektrometern Anfang der 1950er-Jahre
(Archiv Lichtklimatisches Observatorium).

Bereits in den 1870er-Jahren stellte der französische Physiker Alfred Cornu fest, dass weniger UV-Strahlung von der Sonne als erwartet die Erdoberfläche erreicht. Den Grund fand wenig später der britische Chemiker Walter Hartley: Das Ozonmolekül absorbiert UV-Strahlung, und zwar genau in den Wellenlängenbereichen, die im Sonnenspektrum fehlen. Damit wurde aber auch eine Messung möglich: Aus der Kombination von spektroskopischen Messungen des Sonnenlichts und dem im Labor gemessenen Absorptionsspektrum von Ozon kann die Ozonmenge entlang eines vertikalen Pfads in der Atmosphäre, im Folgenden Gesamtzonsäule genannt, ermittelt werden.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Auf diesem Prinzip beruhend gelang Charles Fabry 1913 erstmals eine grobe Quantifizierung der Ozonmenge, die er als 3 mm angab. Physikalisch bedeutet dies, dass alle Ozonmoleküle in einer vertikalen Säule, auf Meereshöhe und 0 °C gebracht, eine 3 mm dicke Schicht ergeben würden; heute heißt das für Ozon verwendete Maß, in 0,01 mm ausgedrückt, Dobson Unit (DU). Mit einer verbesserten Messvorrichtung führte Fabry 1920 in Paris Messungen durch, aber es blieb bei 14 Einzelwerten [1].

Allerdings war damals noch unklar, wo sich das Ozon befand. Denn Messungen in der bodennahen Luft ergaben eine Konzentration von nur etwa 0,000003%, viel geringer als die gesamtatmosphärische Konzentration. Irgendwo in der höheren Atmosphäre musste weitaus mehr Ozon vorhanden sein. Aber damals war der Aufbau der Atmosphäre noch kaum bekannt. Erst wenige Jahre vorher war die Tropopause entdeckt worden, über der die Temperatur nicht weiter abnimmt. Direkte Temperaturmessungen oberhalb von zirka 14–18 km waren aber nicht möglich; man musste sich auf indirekte Methoden stützen.

Frederick Lindemann, späterer Lord Cherwell, Professor in Oxford, analysierte in den frühen 1920er-Jahren das Aufleuchten von Meteoren beim Eintritt in die Atmosphäre, assistiert vom jungen Dozenten Gordon Dobson. Die beiden schlossen aus ihren Beobachtungen, dass die Atmosphäre oberhalb der Tropopause nicht isotherm sein konnte, wie manche annahmen, sondern die Temperatur bis etwa in 60 km Höhe zunehmen und dort ungefähr 300 K betragen müsse. Die plausibelste Erklärung dafür wäre die Absorption von UV-Strahlung durch Sauerstoff und Ozon (Abbildung 1) [2].

Dies veranlasste Dobson dazu, selber ein Messgerät für Ozon zu entwickeln (siehe Zusatztext „Das Dobson-Photospektrometer“ zum Download, Näheres unter „Zusatzmaterial“ unter „Literatur“). Er fotografierte Spektren des Sonnenlichts im UV-Bereich (Abbildung 2), untersuchte die Fotografien mit einem Mikrophotometer und berechnete anhand des Absorptionsspektrums die Ozonmenge [3]. Mit diesen relativ einfachen Messungen begann er in Oxford im August 1924 und führte diese bis wenige Wochen vor seinem Tod im März 1976 fort. Damit begründete er die Beobachtung der Ozonschicht.

Bereits die ersten Daten zeigten, dass die Ozonmenge von Tag zu Tag erheblich schwanken kann. Dobson verglich die Ozonmenge mit Wetterballon-Messungen des Luftdrucks auf Tropopausehöhe und fand eine starke negative Korrelation. Er schloss daraus, dass Ozon „wichtige Zusam-

menhänge mit anderen geophysikalischen Phänomenen“ aufweise [3]. Ozonbeobachtung wurde nun endgültig sein Thema [4].

Heute wissen wir, dass die Ozon-Teilchendichte ihr Maximum in der unteren Stratosphäre hat. Ausbuchtungen der Stratosphäre nach unten wie bei Höhenträgen gehen einher mit horizontaler Konvergenz und führen zu mehr Ozon in der vertikalen Säule (Abbildung 3 oben). Umgekehrt ist über einem Hochdruckgebiet und hoher Tropopause die Stratosphäre weniger mächtig und daher die Ozonmenge in einer vertikalen Säule geringer. In den Mittelbreiten, wo Wettersysteme andauernd zu Änderungen der Tropopausehöhe führen, entsteht dadurch eine negative Korrelation – das heißt im Klartext, dass die Ozonschicht bei Hochdruck dünner und bei Tiefdruck mächtiger ist. Diese negative Korrelation ist nicht nur im Vergleich von Satellitendaten mit dreidimensionalen Wetterdaten deutlich zu sehen, sondern auch in den historischen Daten aus Dobsons Zeit im Vergleich mit Rekonstruktionen der historischen Tropopausehöhe (Abbildung 3 unten).

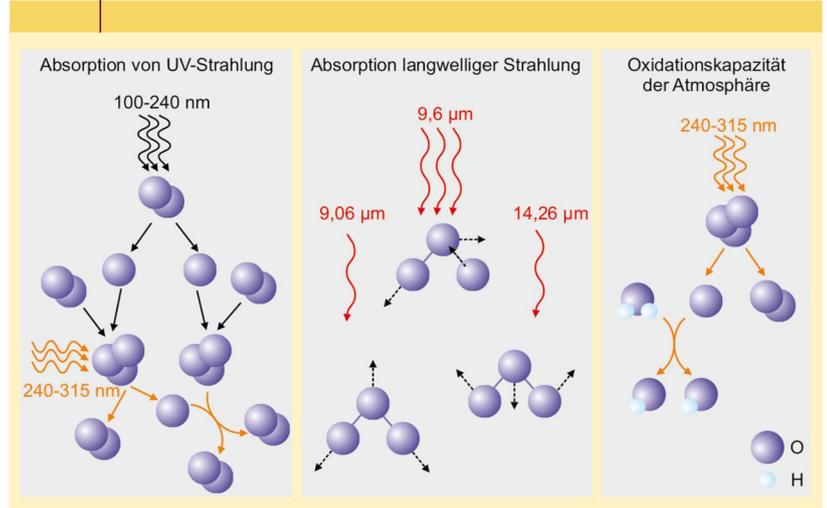
Doch zurück zu Dobsons Messeifer. Zunächst brauchte er einen besseren Beobachtungsstandort. Oxford hatte zu oft schlechtes Wetter und zudem relativ viele Aerosole, die das UV-Spektrum ebenfalls beeinflussen. Er entschied sich für Arosa (siehe Foto auf S. 116) in der Schweiz, wo Paul Götz bereits seit 1921 die UV-Strahlung maß. Die Reihe von Arosa begann 1926 und reicht bis heute [5] – die Messungen wurden 2019 ins 12 km entfernte Davos verlegt. Gleichzeitig ließ Dobson eine Serie von Instrumenten herstellen und verteilte diese 1926 an verschiedene Orte in Europa. So konnte er „Ozonkarten“ zeichnen und diese mit Wetterkarten vergleichen. Im Anschluss verteilte er dieselben Instrumente weltweit – nur das Instrument in Arosa verblieb dort – und maß 1928–1929 in ganz verschiedenen Klimazonen. Innerhalb von nur fünf Jahren erhielt Dobson so einen Überblick über die großräumige Ozonverteilung, den Jahrgang und die Schwankungen von Tag zu Tag.

Verbesserung von Wettervorhersagen

Besonders die täglichen Schwankungen schienen Dobson interessiert zu haben. Zwar befasste sich die Meteorologie bereits stark mit der dritten Dimension, aber für die Wettervorhersage fehlten Echtzeitdaten. Sondierungen mit Wetterballonen registrierten die Messungen auf Schreibtrommeln, die nach dem Platzen des Ballons erst gefunden werden mussten. Dobsons Ozonmessungen hätten hier wichtige Informationen zur Zirkulation der Tropopause-region liefern können. Aber auch sie waren nicht in Echtzeit verfügbar, da die Fotoplatten zuerst entwickelt und dann ausgewertet werden mussten.

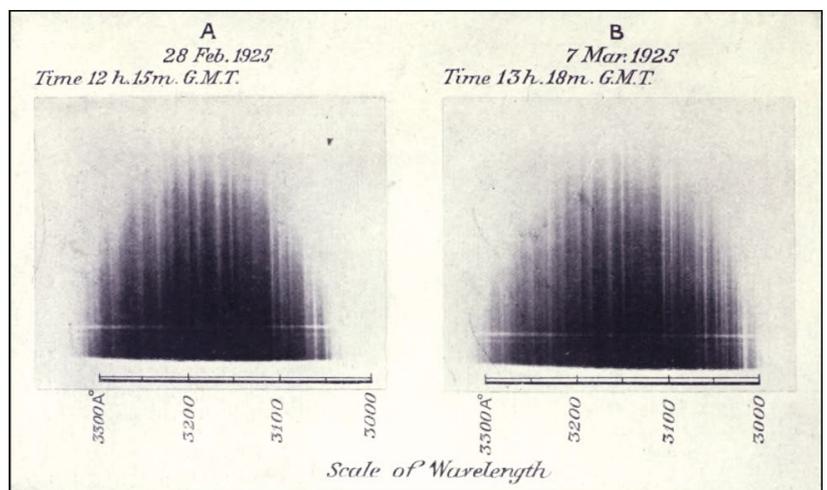
Dobson entwickelte deshalb ein neues, photoelektrisches Gerät. Zwei Wellenlängen wurden ausgewählt und abwechselnd auf eine Fozelle geführt, wobei eine der beiden Vergleichswellenlängen stark vom Ozon absorbiert wird. Mit einem Drehknopf, an dem ein Keilprisma angebracht war, wurde die Wellenlänge mit der höheren Strah-

ABB. 1 | CHEMISCHE UND PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN



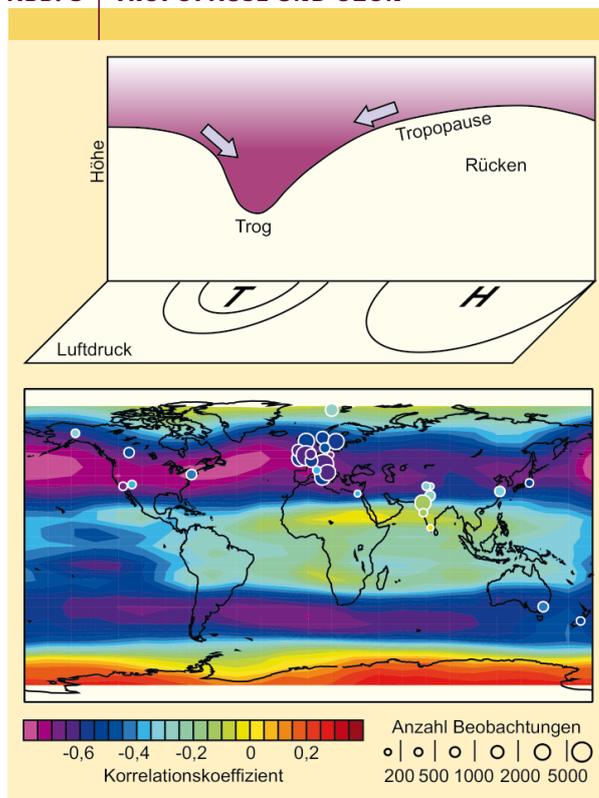
Wichtigste chemische und physikalische Eigenschaften des Ozonmoleküls. Pfeile: Reaktionspfade (gestrichelt: Schwingungsmuster). Links: Die Ozonschicht absorbiert UV-Strahlung verschiedener Wellenlängen, harte UV-Strahlung (<240 nm) bei der Bildung von Ozon aus der Photodissoziation von molekularem Sauerstoff O₂ sowie Strahlung im Bereich von 240 bis 315 nm bei der Zerstörung von Ozon. Bei beiden Vorgängen wird Wärme freigesetzt, und es entsteht ein photochemisches Gleichgewicht. Mitte: Durch Anregung von Schwingungen des Moleküls absorbiert Ozon langwellige Strahlung verschiedener Wellenlängen, vor allem im Bereich 9,6 µm. Daher ist Ozon ein Treibhausgas. Rechts: Der durch die Spaltung von Ozon gebildete atomare Sauerstoff O kann nicht nur mit Ozon reagieren und molekularen Sauerstoff O₂ zurückgewinnen, sondern auch mit Wasserdampf (links) reagieren und zwei OH-Radikale bilden. Die Reaktion mit OH ist die wichtigste Senke für die meisten gasförmigen Luftfremdstoffe. Ozon bestimmt dadurch die Oxidationskapazität der Atmosphäre.

lungsintensität abgeschwächt, bis beide Signale gleich waren. Die Position des Drehknopfs war die Messung, die anhand von Tabellen und einigen Berechnungen in kurzer Zeit einen Ozonwert liefern konnte (siehe Zusatztext „Das Dobson-Photospektrometer“.



Photographs on days with much and little ozone present.

Abb. 2 Fotografierte Spektren des Sonnenlichts im UV-Bereich aus Dobsons erster Messreihe [3].

ABB. 3 | TROPOPAUSE UND OZON

Oben: Schematischer Zusammenhang zwischen Tropopausenhöhe, Luftdruckverteilung und Ozonmenge (Farbverlauf). Unten: Korrelation – nach Entfernen des Jahresgangs – zwischen der geopotentiellen Höhe auf 200 hPa, was etwa der Tropopausenhöhe entspricht, und der Gesamtozonsäule in Satellitendaten und Wetteranalysedaten (Flächen, 1997–2007) sowie in historischen Messreihen und Wetterrekonstruktionen (Kreise, 1924–1963) [6].

Zwar war der Prototyp des Geräts 1931 erfolgreich [7], aber bei der Serienherstellung gab es Verzögerungen, und 1934 wurde die Radioübertragung für Wetterballone erfunden. Dobsons Messgeräte wurden also nicht für die Wettervorhersage eingesetzt, sondern „nur“ für die Ozonforschung. Im Lauf der 1930er-Jahre wurden die Messkonzepte stark verbessert (siehe Zusatztext „Das Dobson-Photospektrometer“).

Dobsons Traum, mit Ozonmessungen die Wettervorhersagen zu verbessern, wurde 75 Jahre später Wirklichkeit. Heute verwenden Wettervorhersagemodelle auch satellitengestützte Messungen der Gesamtozonsäule und erreichen damit eine bessere Vorhersagequalität.

Ozonverteilung: Chemie und Transport

1930 postulierte Sydney Chapman die Sauerstoffchemie der Ozonbildung (Abbildung 1) [8]: Molekularer Sauerstoff O_2 wird durch harte UV-Strahlung aufgespalten, der atomare Sauerstoff verbindet sich mit O_2 zu Ozon. Ozon selbst wird ebenfalls durch UV-Strahlung aufgespalten, der atomare Sauerstoff kann mit Ozon zu zwei O_2 -Molekülen reagieren.

In beiden Reaktionen wird Wärme freigesetzt, welche die Ozonschicht aufheizt. Aus den Reaktionsraten kann man unter der Annahme eines Gleichgewichts ein vertikales Ozonprofil errechnen, das ein Maximum der Teilchendichte bei 20–25 km zeigt.

Zwar überschätzt diese reine Sauerstoffchemie die Ozonkonzentration, da weitere Ozonsenken fehlen. Trotzdem erklärte die Chapman-Theorie viele Aspekte der Ozonverteilung. Gleichzeitig warf sie neue Fragen auf: Dobsons Daten zeigten deutlich, dass die Ozonmenge über den Außertropen – das sind alle Klimazonen jenseits der Tropen, also auch die Subtropen – größer ist als über den Tropen, wo die UV-Strahlung stärker ist und eigentlich mehr Ozon produziert werden müsste. Auch zeigten diese Daten, dass in den mittleren Breiten die Ozonmenge im Spätwinter und Frühling am größten ist und nicht im Sommer, wenn die UV-Strahlung am stärksten ist. Eine dreidimensionale Übersicht über die Ozonverteilung ist in Abbildung 4 gezeigt.

Die Diskrepanz zwischen Dobsons Messungen und Chapmans Theorie ließ sich durch die Postulierung einer langsamen meridionalen Zirkulation der Stratosphäre auflösen – ein großräumiges Windsystem, das senkrecht zu den Breitenkreisen verläuft. Dies löste gleichzeitig ein zweites Problem, das Dobson zusammen mit dem kanadischen Physiker Alan Brewer untersuchte: Die Stratosphäre war viel trockener als erwartet.

Die meridionale Zirkulation der Stratosphäre, die heute Brewer-Dobson-Zirkulation genannt wird, besteht aus einem aufsteigenden Ast in den Tropen, wo die Tropopause extrem kalt ist und daher fast der gesamte Wasserdampfgehalt ausfriert. Danach ist die Zirkulation jeweils zur Winterhemisphäre gerichtet. Sie entfernt also Ozon aus der Quellregion der oberen tropischen Stratosphäre und transportiert es in die Winterhemisphäre, wo es eine längere Lebensdauer hat. Das Ozonmaximum dort wird am Ende des Winters erreicht, dann kommt die Zirkulation zum Erliegen. In den subpolaren Breiten kann Luft aus der Stratosphäre durch unterschiedliche Vorgänge wieder in die Troposphäre gelangen, womit die Zirkulation geschlossen ist. Die Umwälzzeit dieser Zirkulation ist zwei bis drei Jahre [9].

Angetrieben wird diese Zirkulation nicht durch tiefe Konvektion in den Tropen oder durch Temperaturgradienten, sondern durch sogenannte planetare Wellen in den Mittelbreiten. Die Westwindzirkulation in der Troposphäre bildet hier langgezogene, mehrere Tausend Kilometer lange Wellen. Diese breiten sich auch nach oben aus. Die besonders langen und großräumigen Wellen dieses Phänomens können im Winter weit in die Stratosphäre eindringen, verstärken sich und brechen. Das Wellenbrechen bewirkt einen Impulstransport, der den Westwind bremst und einen Versatz Richtung Pol bewirkt. Das ist der Antrieb der Brewer-Dobson-Zirkulation. Das Aufsteigen über den Tropen und Absinken über den subpolaren Breiten sind der Kontinuität geschuldet, der Antrieb erfolgt nur in den Mittelbreiten und nur im Winter [9].

Die Brewer-Dobson-Zirkulation ist nicht nur für die Ozonverteilung relevant, sondern beispielsweise auch für die Verteilung von vulkanischen Aerosolen nach großen tropischen Vulkanausbrüchen. Vor allem zeigt das Beispiel, wie aus Messungen und deren Diskrepanzen zu einer – wenn auch unvollständigen – Theorie neue Mechanismen gefunden werden konnten. Dies sind Dobsons „wichtige Zusammenhänge mit anderen geophysikalischen Phänomenen“.

Geophysik

Genau diese Zusammenhänge standen nun im Vordergrund: 1957–1958 fand das Internationale Geophysikalische Jahr (International Geophysical Year, IGY) statt, ein weltweites Forschungsprogramm inmitten des Kalten Kriegs – tatsächlich startete die Sowjetunion den Sputnik-Satelliten als Beitrag zum IGY. Geplant wurde das IGY durch Sydney Chapman, und ein großer Fokus lag auf der Etablierung neuer und der Vereinheitlichung bisheriger Beobachtungssysteme.

Wetterballonmessungen wurden abgestimmt, regelmäßige Vergleichsmessungen vorgeschrieben, CO₂-Messungen initiiert, und es wurde auch ein neues, konsistentes Netz von Gesamtoszonsäulen-Messungen gestartet. Das Netz wurde koordiniert durch ein globales Ozonbüro, dessen erster Vorsitzender Dobson war und das die Daten zentral sammelte. Im Hinblick auf das IGY verbesserte Dobson auch nochmals die Messungen durch die Einführung der Doppel-Wellenlängenpaare (vergleiche Zusatztext „Das Dobson-Photospektrometer“) [4]. Das Messprinzip wurde seither nicht mehr verändert, sondern lediglich automatisiert. Viele der damals gebauten Geräte sind noch heute in Betrieb.

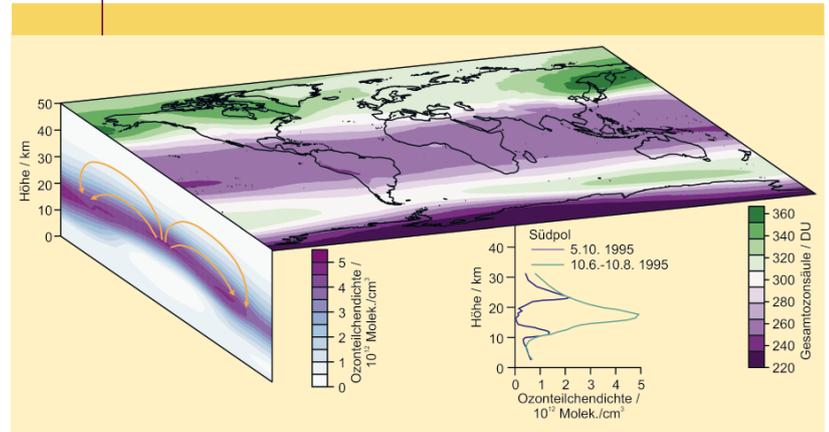
Das IGY trug viel zur Vereinheitlichung und Institutionalisierung der Beobachtungsnetze bei, auch zur Datenverwaltung in mehreren redundanten Weltzentren. Es wird rückblickend als das erste „Big Science“ und „Big Data“-Projekt betrachtet. Viele geophysikalische Datensätze gehen deshalb bis 1958 zurück, auch bei den Ozonmessungen brachte das IGY einen Qualitätssprung.

Sommersmog, Ozonloch, Treibhauseffekt

In den 1950er-Jahren erstickte Los Angeles buchstäblich im sommerlichen Smog. Anfangs war dessen Zusammensetzung und Entstehung ungewiss. Doch schnell wurde klar, dass Ozon einer der Hauptbestandteile war und dass dieses Ozon in der bodennahen Luftschicht direkt entstand. Bisher war nur Ozonbildung in der Stratosphäre bekannt, und die neue Forschung entstand unabhängig von der stratosphärischen Ozoncommunity.

Allerdings wurde die Relevanz der troposphärischen Chemie immer offensichtlicher. Bald wurde erkannt, dass Ozon nicht nur ein Reizgas ist, sondern auch die Hauptquelle des Hydroxylradikals OH, das wiederum mit den meisten gasförmigen Luftfremdstoffen reagiert, diese oxidiert und so letztlich aus der Atmosphäre entfernt (Abbil-

ABB. 4 | OZONVERTEILUNG



Vertikale (Zonalmittel) und horizontale Verteilung des atmosphärischen Ozons im Mittel des Jahres 1995, zur Zeit der größten Ausdünnung der Ozonschicht. Die Pfeile auf dem Querschnitt zeigen die Brewer-Dobson-Zirkulation. Zwei Profile für den Südpol zeigen die Situation im Winter (grün) und im Frühling (violett), wenn das Ozonloch auftritt (Daten: Copernicus Climate Change Service, NOAA Global Monitoring Laboratory, [10]).

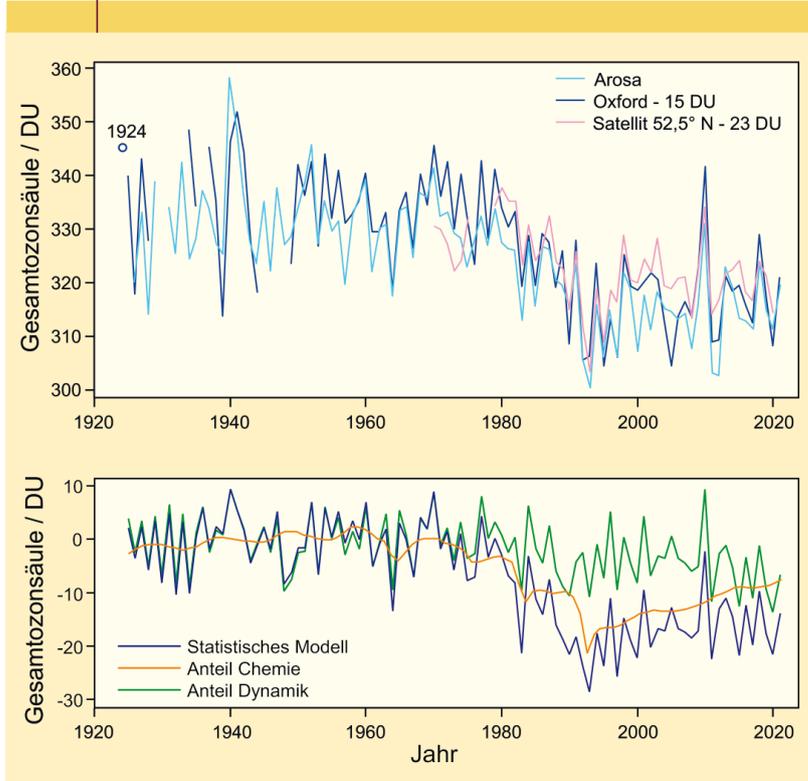
dung 1 rechts). Auf diese Weise bestimmt Ozon die Oxidationskapazität der Atmosphäre.

Für die Stratosphäre war die Rolle der OH-Radikale für die Ozonchemie in Form eines katalytischen Abbauzyklus (HOx-Zyklus) bereits in den 1950er-Jahren erkannt worden. 1970 folgte die Entdeckung des NO_x-Zyklus durch Paul Crutzen [11] und in den 1970er-Jahren des ClO_x-Zyklus durch Richard Stolarski and Ralph Cicerone [12] sowie durch Mario Molina und Sherwood Rowland [13]. Molina und Rowland erkannten damals, dass Fluorchlorkohlenwasserstoffe diesen Zyklus in Gang setzen können. Crutzen, Molina und Rowland wurden für ihre Arbeiten 1995 mit dem Nobelpreis für Chemie ausgezeichnet.

Aufgrund dieser Arbeiten und der Zunahme der Vorläufergase in der Atmosphäre wurde in den 1970er-Jahren ein Rückgang der Ozonschicht erwartet und auch modelliert. Demnach hätte vor allem in der oberen tropischen Stratosphäre die Ozonkonzentration allmählich sinken müssen. Beobachtet wurde dann aber etwas ganz Unerwartetes. 1985 entdeckten britische Forscher in ihren Messungen mit Dobson-Spektrophotometern in Halley Bay in der Antarktis das Ozonloch [14]. Das Ozon verschwand also nicht nur langsam in der oberen Stratosphäre über den Tropen, sondern plötzlich in der unteren Stratosphäre über der Antarktis im Frühling.

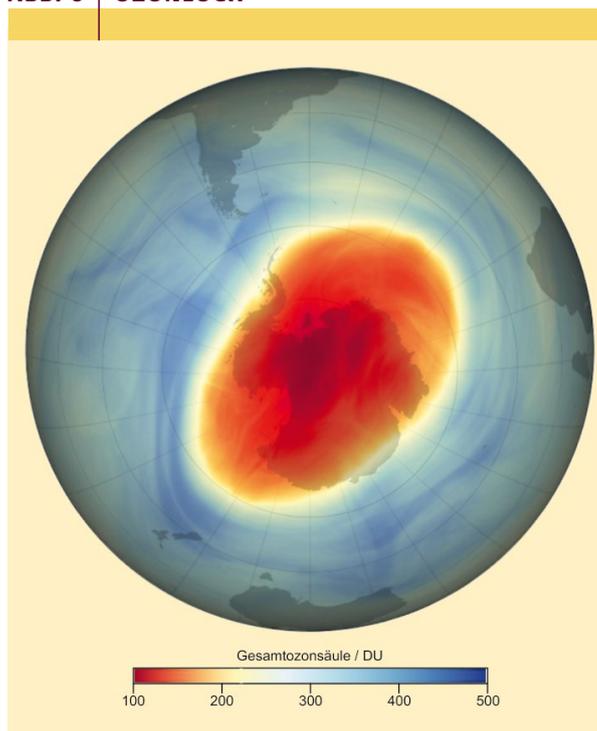
In kurzer Zeit konnte die junge Forscherin Susan Solomon die Erklärung liefern: Heterogene chemische Prozesse auf der Oberfläche stratosphärischer Wolkenpartikel führen zu einer erneuten Aktivierung von Chlor, das bereits in inaktive Formen übergeführt worden war. So bildet sich beispielsweise Cl₂, welches photolytisch in Cl-Radikale aufgespalten werden kann, die wiederum Ozon katalytisch zerstören. Allerdings braucht es dafür extrem niedrige Temperaturen, die fast nur im antarktischen Polarwirbel

ABB. 5 | ABNAHME DER OZONSCHICHT



Oben: Reihen der Jahresmittelwerte der Gesamtozonsäule von Oxford und Arosa seit 1924 sowie von Satellitendaten (Zonalmittel) ab 1970. Der erste Datenpunkt für Oxford, 1924, ist eine Schätzung, da zu wenig Daten für ein Jahresmittel vorliegen. Unten: Resultate eines Regressionsmodells für die Arosa-Reihe. Gezeigt sind das Gesamtmodell, der Anteil der chemischen Variablen und der Anteil der dynamischen Variablen [16].

ABB. 6 | OZONLOCH



Das Ozonloch über der Antarktis am 5. Oktober 2022 (Grafik: NASA).

erreicht werden. Mit dem Beginn des Polartags startet somit auch der Ozonabbau. In gewissen Höhen wird fast das gesamte Ozon zerstört (vergleiche Profile in Abbildung 4) [15].

Mit einem Mal rückte die Wichtigkeit der Beobachtung der Ozonschicht wieder in den Vordergrund, denn in den langen Ozonreihen konnte nun der Trend analysiert und mit früheren Perioden verglichen werden. Wie stark ist der Rückgang? Findet er auch in den mittleren Breiten statt? Die langen Reihen von Oxford [16] und Arosa zeichnen den Rückgang zwischen zirka 1970 und 1995 eindrücklich nach (Abbildung 5). Die Reduktion betrug etwa 10% der Gesamtozonsäule. Aber die Reihe zeigt auch die teils sehr starken Schwankungen von Jahr zu Jahr, die den Trend überlagern und durch Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation verursacht sind.

Zwar wurde seit Anfang der 1970er-Jahre auch von Satelliten aus die Gesamtozonsäule gemessen, und eine Kurve des zonalen Mittels für 52,5° N ist ebenfalls in Abbildung 5 eingetragen, doch die Satelliten sahen das Ozonloch damals nicht. Der Grund: Die Messung von Satelliten aus verwendet nicht direktes Sonnenlicht, sondern in der Atmosphäre zurückgestreute Strahlung, dadurch hängt sie noch wesentlich stärker als die Messung vom Erdboden aus von Annahmen über die vertikale Ozonverteilung ab. Diese unterscheidet sich im Ozonloch grundlegend von der normalen Vertikalverteilung (Abbildung 4). Solange diese Verteilung nicht bekannt war, konnten aus den Satellitenmessungen keine Ozondaten abgeleitet werden. Erst rückwirkend, nachdem einige mit Wetterballonen gemessene Vertikalprofile des Ozons im Ozonloch vorlagen, ließ sich aus den Satellitendaten die Gesamtozonsäule berechnen.

Satellitendaten sind aber längst zu den wichtigsten Messungen der Ozonschichtdicke geworden. Sie liefern täglich und flächendeckend die Gesamtozonsäule und auch Vertikalprofile. So zeigt Abbildung 6 das Ozonloch über der Antarktis am 5. Oktober 2022, von Satelliten aus gemessen. Satellitendaten sind mittlerweile auch längst lang genug und qualitativ gut genug für Trendberechnungen. Trotzdem braucht es immer noch stabile Langzeitmessungen vom Erdboden aus, denn Satelliten sind nicht 70 Jahre im Einsatz, wie einige der Dobson-Geräte. Mit dem von Alan Brewer entwickelten Brewer-Instrument wurde in den 1980er-Jahren ein neues, automatisches Instrument zur Messung der Gesamtozonsäule verfügbar, welches heute das globale Dobson-Netzwerk ergänzt und als Referenz für satellitengestützte Sensoren dient.

Fast gleichzeitig mit dem Artikel über das Ozonloch erschien 1985 ein Artikel über den Strahlungsantrieb verschiedener Spurengase und die Rolle, welche Trends diese Gase im Weltklima auslösen könnten [17]. Nicht nur die Fluorchlorkohlenwasserstoffe wurden hier untersucht, sondern auch das stratosphärische Ozon selber. Ozon war in kurzer Zeit von einer geophysikalisch interessanten Größe zu einem Atemwegsgift, einem globalen Umweltproblem und einem Treibhausgas geworden.

Zeichen der Erholung?

Wie sieht die Situation heute aus? Nachdem Fluorchlorkohlenwasserstoffe und ihre Ersatzstoffe durch das Montreal-Protokoll und Nachfolgeprotokolle verboten wurden, sank auch die atomosphärische Konzentration dieser Gase mit einigen Jahren Verzögerung ab Ende der 1990er-Jahre. Man würde nun also eine Erholung der Ozonschicht erwarten, und das zeigen auch die Resultate von Modellrechnungen. Aber die Ozonmenge schwankt relativ stark von Jahr zu Jahr, und eine Erholung ist nicht einfach nachweisbar [18, 19].

Hier spielen lange Ozonreihen wiederum eine wichtige Rolle, da sich damit Schwankungen in einen langjährigen Kontext einordnen lassen. Mit einem multiplen Regressionsansatz können die Reihen von Arosa und Oxford relativ gut modelliert werden und dabei zugleich Variablen, die chemisch auf die Gesamtozonsäule wirken – beispielsweise Chlorgehalt, Methan, solare Strahlung, vulkanische Aerosole – von solchen, welche über die atmosphärische Zirkulation auf die Gesamtozonsäule wirken, unterschieden werden (Abbildung 5, unten, für Arosa). Die Trennung in chemische und dynamische Einflüsse zeigt, dass seit Ende der 1990er-Jahre eine chemische Erholung von zirka +8 DU stattgefunden hat. Diese wurde jedoch durch einen dynamisch bedingten Trend von -5 DU überlagert.

Das erklärt, warum in den Messreihen kaum eine Erholung sichtbar ist – sie wird maskiert. Zwar ändert der Klimawandel auch die atmosphärische Zirkulation, aber hinter dem Trend im dynamischen Beitrag dürfte auch viel Zufall stecken. Der dynamische Teil des Trends könnte sich daher in Zukunft wieder umdrehen. Um dies festzustellen und in den langjährigen Kontext einzuordnen, müssen wir aber die bodengestützten Messungen fortführen.

Zusammenfassung

Seit 100 Jahren wird die atmosphärische Ozonmenge kontinuierlich mit photospektrometrischen Methoden gemessen. Zunächst stand dabei der mögliche Nutzen für die Wettervorhersage im Vordergrund. Aber bald zeigte sich, dass anhand von Ozon weitreichende Erkenntnisse über die Struktur der Stratosphäre und deren Zirkulation gewonnen werden können. Daher wurde weiterhin gemessen und 1957–1958 ein globales Netz aufgebaut. In den 1970er- und 1980er-Jahren wurde Ozon zum Zentrum verschiedener Umweltprobleme: Sommersmog, Ozonloch, Treibhauseffekt. Ozonmessreihen erhielten dadurch eine neue Bedeutung. Dank der Arbeiten von Gordon Dobson und anderen liegt heute ein einzigartiger, langjähriger Datensatz vor. Er erlaubt, die erwartete Erholung der Ozonschicht festzustellen und in den langjährigen Kontext einzuordnen.

Stichwörter

Ozonschicht, Ozonmolekül, Dobson-Spektrophotometer, Ozonmessreihen, Sommersmog, Ozonloch, Treibhauseffekt, Wettervorhersage.

Danksagung

Open-Access-Veröffentlichung ermöglicht und organisiert durch die Universität Bern.

Literatur

- [1] C. Fabry, H. Buisson, J. Phys. Rad. Série 6 **1921**, 2, 197.
- [2] F. A. Lindemann, G. M. B. Dobson, Proc. Roy. Soc. A **1923**, 102, 411.
- [3] G. M. B. Dobson, D. N. Harrison, Proc. Phys. Soc. London **1926**, A110, 660.
- [4] G. M. B. Dobson, Appl. Optics **1968**, 7, 387.
- [5] J. Staehelin et al., J. Geophys. Res. **1998**, 103, 5827.
- [6] S. Brönnimann, G. P. Compo, Meteorol. Z. **2012**, 21, 49.
- [7] G. M. B. Dobson, Proc. Phys. Soc. Lond. **1931**, 43, 324.
- [8] S. Chapman, Mem. Roy. Meteor. Soc. **1930**, 3, 103.
- [9] J. R. Holton et al., Rev. Geophys. **1995**, 33, 403.
- [10] G. E. Bodeker et al., Earth Syst. Sci. Data **2013**, 5, 31.
- [11] P. J. Crutzen, Q. J. R. Meteorol. Soc. **1970**, 96, 320.
- [12] R. S. Stolarski, R. J. Cicerone, Canad. J. Chem. **1974**, 52, 1610.
- [13] M. J. Molina, F. S. Rowland, Nature **1974**, 249, 810.
- [14] J. C. Farman et al., Nature **1985**, 315, 207.
- [15] S. Solomon et al., Nature **1986**, 321, 755.
- [16] S. Brönnimann, Comm. Earth & Environ. **2022**, 3, 143.
- [17] V. Ramanathan et al., J. Geophys. Res. **1985**, 90, 5547.
- [18] W. Steinbrecht et al., C. R. Acad. Sci. **2018**, 350, 368.
- [19] M. Weber et al., Atmos. Chem. Phys. **2022**, 22, 6843.

Zusatzmaterial

Den Zusatztext „Das Dobson-Spektrophotometer“ finden Sie unter „Supporting Information“ auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/piuz.202401702>.

Zusatzmaterial



Der Autor



Stefan Brönnimann, geb. 1970, studierte Geographie an der Universität Bern und forschte anschließend in den USA und an der ETH Zürich. Seit 2010 ist er Professor für Klimatologie an der Universität Bern. Er beschäftigt sich mit historischen Wetterdaten, Wetter- und Klimarekonstruktion, sowie Klimaschwankungen der letzten 100–300 Jahre.

Anschrift

Prof. Dr. Stefan Brönnimann, Universität Bern, Geographisches Institut & Oeschger Zentrum, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern, Schweiz. stefan.broennimann@unibe.ch