

Werk

Jahr: 1938

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:14

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0014

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0014

LOG Id: LOG_0020

LOG Titel: Berechnung der Stratosphärentemperatur aus Messungen der atmosphärischen Absorptionskoeffizienten des Ozons

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Berechnung der Stratosphärentemperatur aus Messungen der atmosphärischen Absorptionskoeffizienten des Ozons

Von R. Penndorf, Leipzig. — (Mit 2 Abbildungen)

Die Bestimmung der Absorptionskoeffizienten des Ozons im Laboratorium ergab eine lineare Temperaturabhängigkeit für die Huggins-Bande. Die Absorptionskoeffizienten der gesamten Ozonschicht in der Atmosphäre wurden bestimmt, und daraus die Mitteltemperatur der atmosphärischen Ozonschicht von 0 bis 50 km zu -25° bis -35°C ermittelt. Unter Zugrundelegung der vertikalen Ozonverteilung, der beobachteten Temperaturwerte bis zu 25 km Höhe und Annahmen über die Temperaturverteilung zwischen 25 bis 50 km ergibt sich eine Mitteltemperatur, die zwischen -32° bis 36° liegt. Eine Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Werten ergibt sich nur, wenn die Stratosphäre zwischen 30 bis 50 km warm ist und Temperaturen von weit über 6°C aufweist.

Die Temperatur der Stratosphäre zwischen 30 bis 50 km Höhe kann noch immer nicht mit den Methoden der direkten Aerologie bestimmt werden. Aber es gibt bereits zahlreiche indirekte Methoden, die im wesentlichen eine qualitative Übereinstimmung ergeben haben. Zuerst aus Messungen über die anormale Schallausbreitung, dann aus Meteorbeobachtungen und schließlich aus der vertikalen Verteilung und den Absorptionsverhältnissen des Ozons wurde die Temperaturverteilung errechnet. Übereinstimmend ergab sich eine Zunahme der Temperatur ab 30 km und ein Maximum zwischen 40 bis 50 km Höhe, wobei die Temperaturen auf Werte um und sogar über den Gefrierpunkt ansteigen.

Zu diesen Methoden hat sich noch eine weitere gesellt. Es kann der Absorptionskoeffizient des Ozons im Laboratorium bei verschiedenen Temperaturen und bei verschiedenen Drucken des Ozons gemessen werden, was Vassy*) sehr gründlich und gewissenhaft ausgeführt hat. Er hat dazu in der Huggins-Bande zwischen 3100 bis 3400 Å gemessen. Ein Druckeffekt ließ sich nicht auffinden, was immerhin überrascht, aber alle Rechnungen sehr vereinfacht. Wohlgemerkt gilt dies nur für diese Banden im Violetten, im UR wird sehr wohl der vermutete Druckeffekt eintreten. Eindeutig ergab sich eine Abhängigkeit der Absorptionskoeffizienten von der Temperatur, derart, daß die Maxima der Banden ungeändert, die Minima aber bei tieferen Temperaturen noch tiefer liegen, also dort weniger absorbiert wird. In der Chappius-Bande dagegen nimmt die Absorption bei abnehmender Temperatur zu. Daraus folgt also schon ein ganz verschiedenartiges Verhalten dieser beiden Banden. Über die ersten derartigen Versuche habe ich schon früher berichtet**). Inzwischen haben außer Vassy auch Dufay***) und

*) E. Vassy: Sur quelques propriétés de l'ozone et leurs conséquences géophysique. — Diss. Paris 1937 und Ann. de phys. 8, 677 (1937).

***) R. Penndorf: Beiträge zum Ozonproblem. Veröff. Geophys. Inst. Leipzig, II. Ser. Bd. 8, Heft 4, S. 216 (1937).

***) J. Dufay: Température de l'ozone atmosphérique d'après la structure des bandes de Huggins dans le spectre du ciel bleu. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Suppl. 62, 27 (1937).

Déjardin*) die Absorptionskoeffizienten der atmosphärischen Ozonschicht gemessen, wobei sich zeigte, daß die Absorptionskoeffizienten des atmosphärischen Ozons Temperaturen des Ozons von -25° bis -35° entsprechen. Vassy konnte nämlich aus seinen Messungen einen linearen Zusammenhang zwischen der absoluten Temperatur des Ozons und dem Absorptionskoeffizienten des Ozons in der Huggins-Bande ableiten.

Nun kann man die Absorptionskoeffizienten des atmosphärischen Ozons bestimmen, wenn man die Gesamtmenge kennt und erhält so für verschiedene Wellenlängen Werte des Absorptionskoeffizienten, die man mit den im Laboratorium, bei variabler Temperatur bestimmten, vergleicht; denn zu jeder Temperatur gehört ein ganz bestimmter Absorptionskoeffizient k_{λ} . Auf diese Weise kann man die Mitteltemperatur der gesamten atmosphärischen Ozonschicht vom Boden bis 50 km Höhe bestimmen, die wir im folgenden kurz als die Mitteltemperatur bezeichnen werden. Aus den wenigen Messungen ergibt sich für diese Mitteltemperatur bei Benutzung der Vassyschen Beobachtungen (Jungfrauoch, August) -27° C, für diejenigen Dufays (Lyon, November, April) -24° C. Déjardin fand für seine Beobachtungen (M^t Blanc-Gebiet, Juli) -35° C. Die Beobachtungs- und Meßfehler exakt in Richtung zu stellen, ist nicht möglich, doch kann man die Werte zwischen -25 bis -35° als brauchbar ansehen.

Vassy hat aus seinen Beobachtungen die Temperatur der Stratosphäre zwischen 30 bis 50 km zu $+15^{\circ}$ C bestimmt, wobei er die Atmosphäre in fünf Schichten einteilt. Diese Einteilung ist jedoch sehr grob, außerdem hat man jetzt bessere Werte der vertikalen Verteilung des Ozons, so daß es lohnend erschien, die Temperaturverteilung aus diesem Effekt erneut zu berechnen.

Die Mitteltemperatur des Ozons läßt sich folgendermaßen berechnen: Ich wähle einzelne Schichten (Dicke 1 km), die eine Ozonmenge o_i enthalten und eine Mitteltemperatur \bar{T}_i besitzen. Jeder Temperatur einer Schicht gebe ich das statistische Gewicht entsprechend ihrer Ozonmenge o_i . Die Mitteltemperatur \bar{T}_m der gesamten Ozonschicht wird dann

$$\begin{aligned} \bar{T}_m \cdot \sum_i^n o_i &= o_1 \bar{T}_1 + o_2 \bar{T}_2 + \dots + o_n \bar{T}_n \\ &= o_1 \frac{T_0 + T_1}{2} + o_2 \frac{T_1 + T_2}{2} + \dots + o_n \frac{T_{n-1} + T_n}{2} \end{aligned}$$

also

$$\bar{T}_m = \frac{\sum_{i=1}^n o_i \bar{T}_i}{\sum_{i=1}^n o_i} .$$

*) G. Déjardin, A. Arnulf und D. Cavassilas: Coefficients d'absorption et température moyenne de l'ozone atmosphérique. C. R. Acad. Sci. Paris **205**, 809 (1937).

Die Atmosphäre wird in Schichten von 1 km Dicke eingeteilt, und für die Ozonmenge werden pro Schicht die neuen Werte von Götz*) benutzt.

Zunächst wird die Temperatur des Ozons für die unteren Schichten berechnet, soweit brauchbare Temperaturwerte vorliegen. Folgende Tabelle 1 zeigt die Werte und Ergebnisse:

Tabelle 1. Mitteltemperatur
der Ozonschicht zwischen 0 bis 25 km Höhe (\bar{T}_{m_1}) und 0 bis 50 km (\bar{T}_{m_2})

	\bar{T}_{m_1}	\bar{T}_{m_2}
Lindenberg, Sommer	- 42°	
„ Winter	- 55	
München, 6. VI. 35	- 42	- 34,5°
„ 7. VI. 35	- 43	- 35

Ein wesentlicher Unterschied ist ganz auffällig, nämlich je nachdem, ob ich im Sommer oder im Winter messe; und ein geringer Unterschied innerhalb der Meßgenauigkeit, wenn ich an aufeinanderfolgenden Tagen messe, selbst wenn in der Troposphäre durchgreifende Änderungen der aktuellen Temperatur stattfinden (Fig. 1).

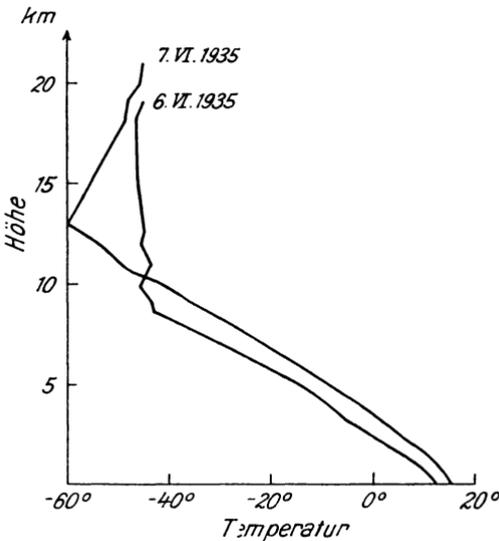


Fig. 1. Temperaturverteilung über München am 6. und 7. Juni 1935. (Gemessene Werte)

Troposphärische Temperaturänderungen allein, ohne gleichzeitige Veränderung der vertikalen Verteilung, können also die Mitteltemperatur nicht beeinflussen.

Für die Temperaturverteilung über 25 km wurden mehrere plausible Fälle durchgerechnet:

1. Lineare Zunahme der Temperatur von der Tropopause bis 35 km Höhe auf - 38° C, dann Zunahme auf + 8° C in 40 km Höhe und jetzt drei Wege, die aus Fig. 2 zu ersehen sind:

- a) die maximale Temperatur in 50 km mit + 47° C,
- b) die maximale Temperatur in 47 km mit + 70° C,
- c) die maximale Temperatur in 47 km mit + 90° C.

2. Lineare Zunahme der Temperatur von 30 auf 40 km, und dann ebenfalls die obenerwähnten drei Verteilungskurven a) bis c) von 40 bis 50 km.

*) P. Götz: Ergebnisse der kosmischen Physik, Bd. III. Die Werte verdanke ich einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Dr. Götz. Er hat auch schon 1933 die ersten Berechnungen der Mitteltemperatur ausgeführt.

Die Wahl des Maximums in 47 km und die Form der Kurven wurde mir durch die Ergebnisse meiner früheren Rechnungen *) nahegelegt. Solch hohe Werte haben die Rechnungen von Whipple**) und Gowan***) ergeben. Legen wir diese Verteilungen zugrunde, so finden wir für die Mitteltemperatur der Gesamtozonschicht folgende Werte (siehe Tabelle 2).

Wenn wir diese berechneten Werte der Mitteltemperatur mit der oben erwähnten Bestimmung aus den Absorptionskoeffizienten des atmosphärischen Ozons, die zwischen -25° bis -35° C ergeben, vergleichen, so finden wir, daß diese berechneten Temperaturen noch wesentlich tiefer als der Mittelwert von etwa -30° C sind. Daraus folgt, daß die Bestimmungen von Vassy und Dufay noch zu hohe Temperaturen liefern, und nur die neueste Bestimmung von Déjardin richtig ist. Dessen Ergebnisse stimmen ganz auffallend gut mit den hier berechneten Mitteltemperaturen überein. Da ich eine Temperaturverteilung vorgegeben habe und die Mitteltemperatur berechnete und nicht, wie Vassy . i. e., die

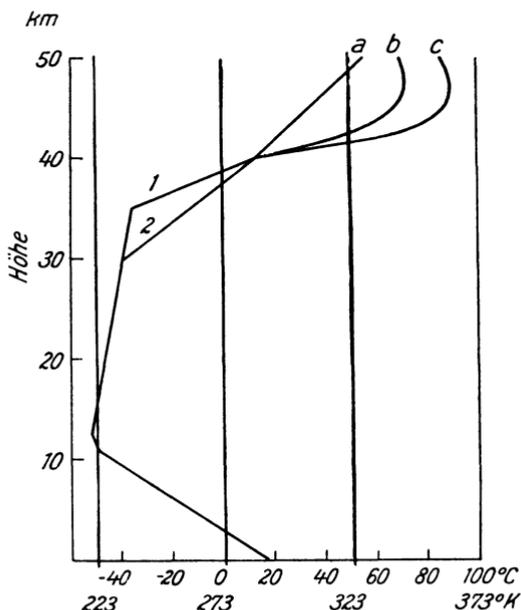


Fig. 2. Temperaturverteilung in der Atmosphäre. 0 bis 25 km Höhe, wahre Temperaturverteilung über Lindenberg Sommerwerte. 25 bis 50 km Höhe, verschiedene Annahmen. Diese Verteilungen liegen den Rechnungen zugrunde

Tabelle 2. Mitteltemperatur der effektiven Ozonschicht von 0 bis 50 km Höhe

Temperaturverteilung	Mitteltemperatur des Ozons	
	Sommer	Winter
1a	— 36.5°C	
1b	— 35.7	— 42.6°C
1c	— 34.7	
2a	— 34.4	
2b	— 33.6	
2c	— 32.6	

*) R. Penndorf: a. a. O., S. 266, Fig. 27.

) F. J. W. Whipple: The propagation of sound to great distances, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **61, 285 (1935).

***) E. H. Gowan: The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Suppl. **62**, 34 (1937).

Mitteltemperatur vorgebe und die Temperatur der obersten Schichten berechne, so spricht die Übereinstimmung meiner Rechnung mit den Beobachtungen von Déjardin für die Richtigkeit der Annahmen über die vorgegebene Temperaturverteilung zwischen 40 bis 50 km (Fig. 2).

Daraus könnte aber auch folgen, daß die Temperatur der Stratosphäre zwischen 30 bis 50 km noch höher sein muß, als wir angenommen haben, oder die angenommene vertikale Ozonverteilung noch ungenau ist. Eine Klärung würde vielleicht neue Messungen erbringen, bei denen man nicht wie bisher die Ozonbanden mit Sonnenlicht erfaßt, sondern mit Zenithlicht tiefer Sonnenstände, also den Götz-Effekt ausnützt. Auf diese Temperaturbestimmung der höchsten Ozonschichten hat Götz*) als erster hingewiesen.

Da die allerersten Schichten über 40 km wegen des geringen Ozongehaltes nur wenig zur Mitteltemperatur beitragen, so scheinen mir diese Ergebnisse, da eine Temperatur von weit über 100° C in 50 km unwahrscheinlich ist, auch darauf hinzudeuten, daß das Maximum der Temperatur nicht erst in 47 km Höhe liegt, sondern sich schon bei etwa 40 km befindet. Bei meinen früheren Rechnungen wurde nur die Wirkung der Strahlung auf die Temperaturverteilung berechnet, nicht aber die Wirkung von Austausch, Konvektion und Advektion, also der meteorologischen Einflüsse. Diese könnten sehr wohl dafür sorgen, daß die durch Absorption hervorgerufene Temperaturverteilung sich ändert und das Maximum tiefer rückt. Die Bearbeitung der deutschen Sprengungen ergab ja, daß die Umbiegung der Schallstrahlung in 40 km Höhe erfolgt.

Eine andere Deutung ist die, daß die vertikale Ozonverteilung doch noch etwas anders aussieht, als sie nach dem Götz-Effekt sich berechnet, und zwar in der Hinsicht, daß der Schichteffekt noch ausgeprägter vorhanden ist. Die Unterteilung der Schichten, die Götz angenommen hat, ist noch nicht so fein, um insbesondere über die Verteilung in den allerersten Schichten über 40 km Höhe völlig einwandfreie Aussagen zu machen. Außerdem ist die Verteilung bei verschiedenem Gesamtzongehalt unterschiedlich, insbesondere ist der Schichteffekt bei hohen Werten des Ozongehaltes ausgeprägter als bei geringen.

Da aber die ungefähre Verteilung um das Maximum feststeht, so wird eine neue Verteilungskurve keine wesentliche Änderung der Zahlen in Tabelle 2 bringen.

Aus den diskutierten Möglichkeiten ergibt sich, daß wahrscheinlich den Werten von Déjardin das größere Gewicht beizulegen ist, da die berechnete Mitteltemperatur der gesamten Ozonschicht mit seiner, aus den Beobachtungen abgeleiteten Mitteltemperatur gut übereinstimmt.

Aus diesen Rechnungen folgt also wiederum, daß die Atmosphäre zwischen 30 bis 50 km Höhe warm ist, und daß Temperaturen von über 0° C auftreten.

*) P. Götz: Neue Arbeiten zum Ozonproblem. Meteorol. Zeitschr. 50, 455 (1933).

Wenn in diesen Höhen keine Temperaturzunahme eintreten würde, dann wären die oben erwähnten Messungen einfach nicht zu deuten. Die Absolutwerte, die wir in Fig. 2 eingetragen haben, werden den wahren Werten in diesen Höhen ziemlich nahekommen. Das ganze ist ein neues Beispiel dafür, wie wertvoll das Studium des atmosphärischen Ozons für die Erforschung der höheren Luftschichten sein kann.

Leipzig, Geophysikalisches Institut, März 1938.

Die Messung der Antennenersatzkapazität in der Funkmutung

Von Volker Fritsch, Brunn. — (Mit 5 Abbildungen)

Es wird ein Kapazitätsmeßgerät nach dem Reißverfahren beschrieben. Die Frequenzkontrolle erfolgt durch einen Quarz. Die Kompensationskapazität ist so unterteilt, daß eine rasche und genaue Abgleichung möglich wird. Es wird darauf Wert gelegt, mit möglichst wenigen beweglichen Bestandteilen auszukommen. Daher wird nur ein einziger Drehkondensator verwendet. Die Bedienung muß nach bestimmten, in der Arbeit kurz angegebenen, Gesichtspunkten erfolgen

In der Funkmutung bedient man sich häufig der sogenannten Antennenkapazitätsverfahren*). Über dem zu untersuchenden Untergrunde wird eine Antenne verspannt und diese wird mit einem Schwingungskreise von bekannten Dimensionen verbunden. Nun wird die Eigenfrequenz des gesamten Kreises bestimmt. Ist dies geschehen, so wird die Antenne abgeschaltet und an deren Stelle eine reine Kapazität angeschaltet. Die Größe dieser „Ersatzkapazität“ wird so bemessen, daß die Eigenfrequenz des Kreises den gleichen Wert wie bei angeschalteter Antenne beibehält. Der aus der Antenne, den geologischen Leitern des Untergrundes und zusätzlichen Schaltungselementen des Meßkreises gebildete komplexe Widerstand wird also durch einen imaginären, rein kapazitiven Widerstand ersetzt. Die Schaltung einer solchen Anordnung zeigt Fig. 1. M ist ein rückgekoppeltes Audion, C' ist der Meßkondensator und \mathcal{R}_A der komplexe Widerstand des Antennenkreises. Die Antenne ist über dem zu untersuchenden Raume verspannt. Es wird nun einmal

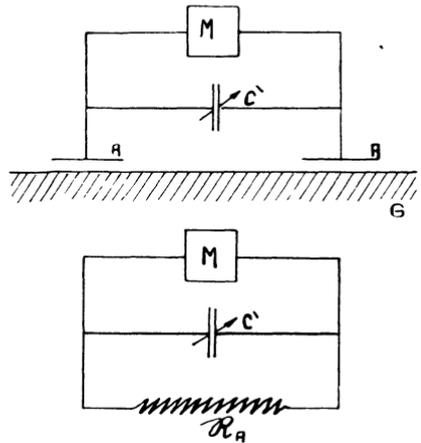


Fig. 1. Ersatzschema und Anordnung für die Funkmutung nach der Antennenkapazitätsmethode

*) Siehe u. a. ETZ. 58, 1241 (1937); 57, 857ff. (1936).