

Ozon und Sauerstoff in den Planetenatmosphären.

Von

Rupert Wildt in Göttingen.

Vorgelegt von H. KIENLE in der Sitzung am 12. Januar 1934.

1. Die gegenwärtigen Vorstellungen über die Existenz einer Ozonschicht in der freien Atmosphäre der Erde mochten es nahelegen, auch in den Atmosphären der übrigen Planeten beträchtliche Ozonmengen zu vermuten. Durch Gegenüberstellung der zahlreichen schwachen Absorptionen in den Spektren von Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun mit den CHAPPUIS-Banden des Ozons glaubte EROPKIN (1) das Vorkommen von Ozon in den Atmosphären dieser Planeten sichergestellt zu haben und sämtliche beobachteten Banden dem Ozon allein zuschreiben zu dürfen. Weiter teilt er theoretisch berechnete Ozonmengen für diese Planeten mit. Seine Ausführungen gipfeln in dem Satz: die Zusammensetzung der Planetenatmosphären im gleichen Entwicklungsstadium ist identisch, und die beobachteten Unterschiede der Spektren sind durch die verschiedenen Temperaturen (Dissoziationsgrade), also indirekt durch den Sonnenabstand der Planeten, bedingt.

Es gibt noch keine quantitativ befriedigende Theorie des atmosphärischen Ozongleichgewichts. Auf jeden Fall aber sind die Annahmen, von denen EROPKIN bei der Berechnung der planetarischen Ozonmengen ausgeht, verfehlt. Das Ozonmolekül bildet sich bei Stößen zwischen Sauerstoffmolekülen und freien Sauerstoffatomen. Die zur Ozonbildung notwendigen Sauerstoffatome können geliefert werden durch thermische Dissoziation, durch Photodissoziation oder durch Stöße von Korpuskularstrahlen. Es darf noch nicht als ausgemacht gelten, ob die dissoziierende Wirkung des ultravioletten Sonnenlichts zur Erklärung der Ozonbildung in der Erdatmosphäre ausreicht, oder ob nicht auch die solare Korpuskularstrahlung von Bedeutung ist; obgleich die rein photochemische Betrachtungsweise die terrestrische Höhenverteilung des Ozons qualitativ darzustellen gestattet (2).

EROPKIN berechnet die planetarischen Ozonmengen mit der Formel für homogene Gasgleichgewichte, d. h. unter der Annahme thermodynamischen Gleichgewichts zwischen Ozon und Sauerstoff. Er setzt in die Formel aber nicht die wohlbekannte Bildungsenergie des Ozonmoleküls ein; sonst müßte er bemerkt haben, daß zur Bildung von Ozon aus Sauerstoff auf rein thermischem Wege Temperaturen von mindestens 1000° abs. bei Atmosphärendruck notwendig sind, daß also die Ozonbildung in den Planetenatmosphären unmöglich auf diesem Wege vor sich gehen kann. Vielmehr erzwingt er durch Einführung eines willkürlichen Wertes der Bildungsenergie zunächst, daß die Formel das beobachtete Verhältnis der Ozonmengen am Äquator und in hohen geographischen Breiten der Erde darstellt. Dann werden die atmosphärischen Temperaturen der übrigen Planeten proportional der 4. Wurzel der auffallenden Sonnenstrahlungsenergie gesetzt — EROPKIN nennt das „Voraussetzung von Strahlungsgleichgewicht“ — und auf diesem Wege Ozonmengen von 37 cm bzw. 90 cm Äquivalent-schichtdicke in den Atmosphären von Uranus und Neptun abgeleitet.

EROPKIN behandelt zwar die Ozonbildung auf rein formalem Wege auch als photochemischen Prozeß, ohne aber den Versuch einer numerischen Auswertung seines Reaktionsschemas zu machen. EROPKINS theoretische Beweisführung kann daher in keiner Weise als überzeugend angesehen werden. Unabhängig davon bietet aber die empirische Nachprüfung dieser Frage ein gewisses Interesse.

2. Da der Absorptionskoeffizient des Ozons in den ultravioletten HUGGINSBANDEN mindestens zehnmal so groß ist wie innerhalb des Maximums der visuellen CHAPPUIS-BANDEN, muß sich der Nachweis von Ozon am ehesten in den ultravioletten Planetenspektren führen lassen. Zu diesem Zwecke habe ich einen spektralphotometrischen Vergleich von Uranus mit α Aurigae und α Persei vorgenommen; ein direkter Anschluß von Uranus an die Sonne war mir leider nicht möglich. Herrn Prof. KIENLE verdanke ich die notwendigen Aufnahmen, die mit einer neuen Quarzprismenkamera von Carl ZEISS (Plankonvexlinse $d = 15$ cm und $f = 90$ cm, 2 Prismen von je 30° brechendem Winkel, Dispersion $42 \text{ \AA/mm}$ bei $\lambda 4000$, $18 \text{ \AA/mm}$ bei $\lambda 3000$) gewonnen worden sind. Die Platte QZ 32 enthält eine zweistündige Exposition von Uranus, weiter α Aurigae und α Persei, sowie eine Reihe von Sternen früher Typen mit je 1^m , 3^m , 9^m Expositionszeit; unter diesen den Stern γ Cassopeiae mit voller und halber Objektivöffnung (symmetrischer Satz: volle Öffnung, Halbblende Ost, Halbblende West, volle Öff-

nung) zur Erzeugung einer Intensitätsstufe. Sämtliche Spektren sind durch eine automatische kontinuierliche Bewegung der Kassette auf 0.2 mm verbreitert; bei den Registrierungen am Zeiß-Photometer wurde nur der mittlere Streifen von 0.15 mm Breite benutzt.

Die Sterne frühen Typs mit glattem Kontinuum dienten zur Konstruktion von Zeitschwärzungskurven, die mit Hilfe der Halbblendaufnahmen in Intensitätsschwärzungskurven umgewandelt werden konnten. Eine Änderung der Form der Schwärzungskurven mit der Wellenlänge ließ sich im ganzen benutzten Bereich von λ 3000 bis λ 4000 nicht verbürgen, sodaß schließlich alle Reduktionen mit einer einzigen, aus dem Gesamtmaterial abgeleiteten Schwärzungskurve vorgenommen wurden. Eine wünschenswerte Kontrolle für die Zuverlässigkeit dieser Schwärzungskurve lieferte der Vergleich des Gradienten (α Aurigae— α Persei) auf der Platte QZ 32 mit dem vorläufigen Wert, der sich für diesen Gradienten aus den Aufnahmen mit der Spiegel- und Triplet-Prismenkamera ergibt; die Übereinstimmung in dem gemeinsamen Bereich ist sehr gut. Um die langbelichtete Uranusaufnahme mit den kurzen Expositionen von α Aurigae und α Persei vergleichen zu können, galt es noch, die Unabhängigkeit des Schwarzschildexponenten von der Wellenlänge für die spezielle Emulsion (Agfa Astro V 284) und das betreffende Entwicklungsverfahren (Entwickler Agfa 12, 15^m, 22^o C) nachzuweisen. Die Prüfung erfolgte durch Aufnahmen mit und ohne Halbblende mit Belichtungszeiten von 1^m, 3^m, 9^m auf einer anderen Platte aus der gleichen Packung und ergab eine befriedigende Konstanz in dem untersuchten Bereich von λ 3000 bis λ 4000. Die Extinktion wurde mit den früher von ROSENBERG in Göttingen bestimmten ultravioletten Transmissionskoeffizienten angebracht.

Abb. 1 zeigt die abgeleiteten Helligkeitsdifferenzen, in Größenklassen aufgetragen über einer Skala von reziproken Wellenlängen; die Ordinatenstufen entsprechen 0^m.2, die Absolutwerte der Ordinaten sind willkürlich. Zur Orientierung ist am oberen Rande der Figur eine Wellenlängenskala angebracht, die auch die Lage der Balmergrenze und der (0-0)-Bande des violetten CN-Banden-Systems (λ 3883) enthält. Die Helligkeitsdifferenzen (α Aurigae— α Persei) lassen sich innerhalb des hier nicht wiedergegebenen visuellen Bereichs vorzüglich durch eine Gerade darstellen; der unregelmäßige Verlauf im Ultraviolett wird hervorgerufen durch die CN-Absorption (vielleicht unter Mitwirkung der Mg-Kante λ 3670) in α Aurigae einerseits und die kontinuierliche

Wasserstoffabsorption in α Persei andererseits. Die Helligkeitsdifferenzen (α Persei—Uranus) erweisen sich zu einer Aussage über die Intensitätsverteilung im ultravioletten Uranusspektrum als ungeeignet, weil sie durch das Balmerkontinuum zu stark entstellt sind. Die Helligkeitsdifferenzen (α Aurigae—Uranus) lassen sich zwischen λ 3300 und λ 4100 mit genügender Annäherung durch einen linearen Gradienten (+ 0.20 mit einer vermutlichen Unsicherheit von ± 0.15 maximal) darstellen; die größeren Zacken dürften auf Unterschiede im Absorptionsspektrum von Sonne und α Aurigae zurückzuführen sein.

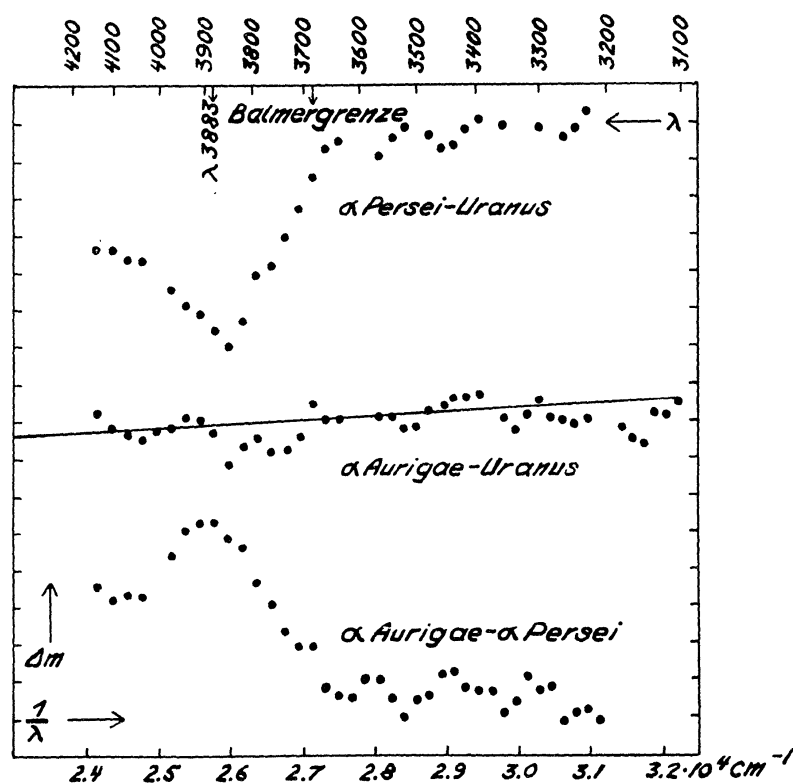


Abbildung 1

Relative spektrale Helligkeiten von α Aurigae, α Persei und Uranus
(Einheit der Ordinaten $0^m.2$)

Um endlich den Gradienten (Sonne—Uranus) zu erhalten, benötigt man den Gradienten (α Aurigae—Sonne), für den bisher keine sehr zuverlässigen Werte vorliegen. Bei der Photometrie des kontinuierlichen Jupiterspektrums zwischen λ 5000 und λ 8000 hatte ich ihn zu + 0.39 angesetzt (3); diese Zahl dürfte eine obere Grenze darstellen. Mit einer gewissen Berechtigung ließe sich der kleinere Wert + 0.24 annehmen, der dem Mittelwert der Temperaturdifferenzen zwischen Riesen und Zwergen der Spektralklasse G 0 nach BRILL (4) entspricht. Die Verwendung dieser im

visuellen Bereich bestimmten Größen im Ultraviolett bedeutet eine Extrapolation, die zur Zeit mangels besserer Unterlagen nicht zu umgehen ist. Mit den genannten Zahlenwerten erhält man für den Gradienten (Sonne—Uranus) -0.19 bzw. -0.04 . Unter Berücksichtigung der zu erwartenden photometrischen Genauigkeit — nur je ein Spektrum von α Aurigae und Uranus — kann daher ein Unterschied zwischen dem Kontinuum von Uranus und dem der Sonne im Ultraviolett nicht als verbürgt angesehen werden.

Die Anwesenheit von Ozon in der Uranusatmosphäre würde sich durch eine zunehmende Schwächung des Uranuskontinuums bei den kürzesten Wellenlängen verraten, d. h. die Δm (α Aurigae—Uranus) müßten unterhalb λ 3300 (Einsetzen der Ozonabsorption) systematisch von der in Abb. 1 eingezeichneten Geraden abweichen, die das zwischen λ 4100 und λ 3300 ungestörte Uranuskontinuum darstellt. Um große Ozonmengen kann es sich überhaupt nicht handeln. Denn nach den von GÖTZ (14) mitgeteilten Absorptionskoeffizienten verursacht 1 cm Ozon (doppelt durchlaufener Lichtweg in der Uranusatmosphäre!) bei λ 3300 schon eine Schwächung von $0^m.5$. Die von EROPKIN geforderten Ozonmengen würden das Uranusspektrum bei viel größeren Wellenlängen völlig abschneiden. Nun läßt sich das Uranusspektrum in der Registrierkurve zweifelsfrei bis λ 3100 verfolgen, wenn auch die abgeleiteten Δm infolge der geringen Schwärzungen, die ganz nahe am Plattenschleier liegen, höchst unsicher sind. Eine Abweichung der Δm im erwarteten Sinne ist unterhalb λ 3300 angedeutet; jedoch ist ihr Betrag sehr gering, höchstens $0^m.3$. Unter Berücksichtigung aller Umstände darf die Ozonmenge in der Uranusatmosphäre daher auf maximal 0.5 cm (Äquivalentschichtdicke unter Normalbedingungen) geschätzt werden. Dadurch wird auch die Identifizierung der im sichtbaren Spektralbereich gelegenen schwachen Uranus-Absorptionen mit den CHAPPUIS-Banden des Ozons hinfällig.

3. Die Voraussetzung zur Bildung von Ozon in den Planetenatmosphären ist die Anwesenheit erheblicher Mengen freien Sauerstoffs. Denn die spontane Ozonisierung durch ultraviolettes Licht oder Korpuskularstrahlung liefert nur winzige Ozonausbeuten. Nun ist aber Sauerstoff bisher allein in Spuren in der Marsatmosphäre nachgewiesen und von ADAMS und DUNHAM (5) zu 0.3 Prozent der irdischen Sauerstoffmasse über dem Meeresspiegel geschätzt worden. ST. JOHN und NICHOLSON (6) konnten in Venusspektrogrammen keine Anzeichen von Sauerstoff entdecken; der Sauerstoffgehalt der Venusatmosphäre muß geringer sein als 1 Promille der irdischen Sauerstoffmenge. In den Spektren der vier großen Planeten ist

die terrestrische Sauerstoffbande B nach SLIPHERS (7) Feststellungen nicht verstärkt. EROPKINS These von der Gleichartigkeit der Zusammensetzung aller Planetenatmosphären ist also ein Postulat und kein Beobachtungsergebnis. Gerade die Tatsache, daß ein so reaktionsfähiges Element wie der freie Sauerstoff in der Erdatmosphäre so reichlich auftritt, bedarf der Erklärung.

Von verschiedener Seite ist seit langem die Vermutung geäußert worden, der freie Sauerstoff der Erdatmosphäre sei allein oder doch ganz überwiegend ein Produkt des pflanzlichen Assimilationsprozesses. Eine sehr starke Stütze für diese Hypothese bilden die quantitativen geochemischen Betrachtungen V. M. GOLDSCHMIDTS (8), welcher kürzlich zeigte, daß die Summe des atmosphärischen und des „fossilen“ — d. h. des bei der Bildung von Sedimentgesteinen auf Kosten primärer Eruptivgesteine verbrauchten — Sauerstoffs der Größenordnung nach chemisch nahe äquivalent ist der Gesamtmenge des Kohlenstoffs in Sedimenten, soweit dieser organischen Ursprungs ist (Kohle, Bitumen). Es darf aber nicht außer Acht gelassen werden, daß schon die Ursprünge pflanzlichen Lebens auf der Erdkruste einer, wenn auch sehr geringen Menge Sauerstoff bedurften, der also aus einer anderen Quelle stammen muß. TAMMANN (9) hat die Möglichkeit erörtert, daß der Sauerstoff der Erdatmosphäre sich durch thermische Dissoziation von Wasserdampf zu einer Zeit gebildet hat, als die Temperatur der Uratmosphäre noch 1500° betrug; die äquivalente Menge Wasserstoff diffundierte in den Weltraum. Sicher ist ein großer Teil des Sauerstoffs im weiteren Verlauf des Abkühlungsprozesses durch Oxydation anderer Elemente wieder gebunden worden; der Rest mag genügt haben, die Anfänge des Pflanzenlebens zu ermöglichen. Schließlich wäre auch die Sauerstoffbildung infolge photochemischer Spaltung von Wasserdampf durch ultraviolettes Sonnenlicht in Betracht zu ziehen. Dieser Vorgang könnte sich in hohen Atmosphärenschichten ständig abspielen. Sein Einfluß auf die geochemische Sauerstoffbilanz ist allerdings praktisch wohl bedeutungslos.

Die Planeten Venus und Mars stehen in der Entwicklungsgeschichte des Sonnensystems der Erde zweifellos am nächsten. Da die Massen und Dichten dieser drei Körper nahe gleich sind, erscheint auch der Schluß auf eine ähnliche innere Massenverteilung gerechtfertigt, wenn man zuzugeben bereit ist, daß auch die Häufigkeitsverteilung der chemischen Elemente in diesen aus ganz benachbarten Teilen des Urnebels kondensierten Körpern sehr ähnlich ist. Für die Deutung der heutigen, noch sehr rohen Kennt-

(156)

nisse über die Oberflächenbeschaffenheit und atmosphärische Zusammensetzung von Mars und Venus ließen sich — mit aller gebotenen Zurückhaltung — folgende geochemischen Gesichtspunkte verwerten.

Die Quelle des freien Sauerstoffs ist das Kohlendioxyd vulkanischer Exhalationen, das durch die Lebenstätigkeit der Pflanzen gespalten wird. Die Gesamtmenge des in geologischen Zeiten durch Entgasung der Magmen aus dem Erdinneren nachgelieferten Kohlendioxyds berechnet V. M. GOLDSCHMIDT zu etwa 8 kg pro qcm Erdoberfläche. Nun haben ADAMS und DUNHAM (10) spektroskopisch in der Venusatmosphäre Kohlendioxyd nachweisen können und SCHOENBERG (11) hat darauf fußend, aus seinen Beobachtungen der Helligkeitsverteilung auf der Venusscheibe und seiner Diffusionstheorie den Schluß gezogen, daß die Venusatmosphäre so gut wie vollständig aus Kohlendioxyd bestehe, vielleicht mit geringer Beimengung eines noch schwereren Gases. Aus SCHOENBERG'S Angaben läßt sich die Kohlendioxydmenge in der Venusatmosphäre zu 1.5 kg pro qcm abschätzen. COBLENTZ erhielt aus seinen Strahlungsmessungen für die beleuchtete Seite der Venus eine effektive Temperatur von 318° abs., die sich auf die Gesamtstrahlung von Atmosphäre und Oberfläche bezieht. Nachdem jetzt die Zusammensetzung der Venusatmosphäre in groben Zügen bekannt ist, kann geschlossen werden, daß die wirkliche Gastemperatur nahe der Oberfläche beträchtlich höher liegt. Sie mag dem Siedepunkt des Wassers nahe kommen, denn eine Kohlendioxydatmosphäre von solcher Mächtigkeit ist so undurchlässig für die Eigenstrahlung des Planeten, daß eine enorme Aufheizung der tieferen Schichten erfolgt. Um so merkwürdiger ist es, daß die Venusatmosphäre keine Spuren von Wasserdampf (obere Grenze 0.1 gr pro qcm nach ST. JOHN und NICHOLSON) aufweist. Das gesamte Wasser muß in hydratisierten Mineralien fest gebunden sein. Diese drei Tatsachen, Mangel an Wasser, hoher Kohlendioxyddruck und Temperatur nahe dem Siedepunkt des Wassers, machen die Venusoberfläche zu einem ungeeigneten Substrat für die bekannten Lebensvorgänge, und die Abwesenheit von freiem Sauerstoff ist unter diesen Umständen plausibel.

In der Marsatmosphäre ist Wasserdampf spektroskopisch nachgewiesen; auch die beobachteten „meteorologischen“ Vorgänge lassen sich am zwanglosesten durch Kondensation und Verdampfung von Wasser in der Marsatmosphäre erklären. Über einen etwaigen Kohlendioxydgehalt ist noch nichts bekannt; er muß recht gering sein, weil die rückstrahlende Kraft der Marsatmosphäre nicht ausreicht, um große Temperaturschwankungen zwischen Tag und

Nacht zu verhindern. Will man die Annahme gelten lassen, daß die Zufuhr juvenilen Kohlendioxyds in der Entwicklungsgeschichte des Mars von der gleichen Größenordnung wie bei Erde und Venus war, so folgt aus dem heutigen spärlichen Vorkommen von freiem Sauerstoff, daß in der Vergangenheit das Kohlendioxyd sehr vollständig zur Photosynthese verbraucht und der abgespaltene Sauerstoff wieder fossil geworden ist. Im Einklang damit würde die Beobachtung stehen, daß ausgedehnte Teile der Mars-oberfläche eine stark rötliche Tönung aufweisen; diese lassen sich am einfachsten als stark oxydierte Sandsteinformationen, deren Eisen fast nur als Fe_2O_3 vorläge, deuten. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß die Venusoberfläche keine Farbtönung aufweist; die von SCHOENBERG unter Berücksichtigung des atmosphärischen Streulichts bestimmte Albedo der eigentlichen Venus-oberfläche ist im ganzen visuellen Bereich nicht merklich von der Wellenlänge abhängig (Mittelwert 0.25). V. M. GOLDSCHMIDT fand, daß die Menge des fossilen Sauerstoffs in irdischen Gesteinen mindestens der des heute noch vorhandenen atmosphärischen gleichkommt. Zu den am stärksten oxydierten Sedimenten gehören die Sandsteine der irdischen Wüstengebiete, deren Farbtönung ja zum Teil recht lebhaft rot ist. Nach den vergleichenden spektralphotometrischen Untersuchungen von WILSING und SCHEINER (12) am Mars und an Gesteinen wird die rote Farbe dieses Planeten von keinem der untersuchten Gesteine erreicht; leider läßt sich aus ihren Angaben nicht ersehen, welcher Art die von ihnen untersuchte Sandsteinprobe war, doch wäre ein ausgesprochen roter Sandstein wohl als solcher gekennzeichnet worden.

Auf eine wichtige Konsequenz des geringen Sauerstoffgehalts der Marsatmosphäre sei hier noch hingewiesen: die Ozonschicht, deren Entstehung unter dem Einfluß des ultravioletten Sonnenlichts man für Mars anzunehmen hat, muß sich auf diesem Planeten nicht in der Stratosphäre, sondern in ganz bodennahen Schichten ausbilden. Nach dem von MECKE (2) entwickelten photochemischen Reaktionsschema liegt das Maximum der Ozonkonzentration bei einem Luftdruck von rund 10^{-3} atm., einer Zahl, die durch die Beobachtung größenordnungsmäßig bestätigt wird; dem entspricht eine Partialdichte des Sauerstoffs von $0.3 \cdot 10^{-6}$ g cm $^{-3}$. Die Gesamtmasse des Sauerstoffs in der Marsatmosphäre (0.3 Prozent der irdischen) beträgt 0.8 g cm $^{-2}$; die Höhe der homogenen Sauerstoffatmosphäre auf Mars ($g = 3.96 \cdot 10^2$ cm sec $^{-2}$) ist $H^* = 1.8 \cdot 10^6$ cm. Für die Dichte des Sauerstoffs am Marsboden erhält man damit $D_0 = 0.4 \cdot 10^{-6}$ g cm $^{-3}$, also gerade die spezifische

(158)

Größenordnung. Die hier nicht näher zu erörternden Voraussetzungen, auf denen MECKES Theorie des photochemischen Ozongleichgewichts beruht, sind für Mars ebenso weit erfüllt wie für die Erde, da sie nur gewisse physikalische Eigenschaften von Ozon und Sauerstoff betreffen. Die biologische Bedeutung der hohen Ozonschicht in der Erdatmosphäre als Schutz vor der übermäßigen Reizwirkung der ultravioletten Sonnenstrahlung ist oft hervorgehoben worden. Die Gesamtheit der lebenden Substanz bildet im geochemischen Geschehen einen mächtigen Faktor, dem in neuester Zeit vor allem VERNADSKY (13) ausgedehnte Untersuchungen gewidmet hat. Ohne jeden Massenaustausch zwischen Stratosphäre und Biosphäre übt das irdische Ozon dennoch einen wichtigen Einfluß auf die letztere aus, der auf seinen rein optischen Eigenschaften beruht. Es könnte sein, daß in der Marsatmosphäre das bodennahe Ozon hoher Konzentration auf Grund seiner chemischen Aktivität eine ganz andersartige Rolle im „areochemischen“ Geschehen spielt, die darum nicht weniger bedeutungsvoll zu sein brauchte.

Den Herren Prof. GOLDSCHMIDT und Geh. Rat TAMMANN bin ich für mannigfache Anregung und Belehrung in geochemischen Fragen sehr zu Dank verpflichtet.

Universitäts-Sternwarte Göttingen, 23. Dezember 1933.

Literatur.

- (1) D. J. EROPKIN, Die Naturwissenschaften Bd. 21, 221, 1933 und Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de l'URSS 1933 Nr. 5.
- (2) R. MECKE, Transactions of the Faraday Society Bd. 27, 375, 1931 und Zeitschr. f. physikalische Chemie, Bodenstein-Festband, 1931.
- (3) R. WILDT und E. J. MEYER, Zeitschr. f. Astrophysik Bd. 3, 354, 1931.
- (4) Handb. d. Astrophysik Bd. V/1, 199.
- (5) W. S. ADAMS und TH. DUNHAM, Publ. American Astr. Soc. Bd. 7, 171, 1933.
- (6) CH. E. ST. JOHN und S. B. NICHOLSON, Astrophys. Journ. Bd. 56, 380, 1922.
- (7) V. M. SLIPHER, Lowell Obs. Bull. Nr. 42, 237, 1909.
- (8) V. M. GOLDSCHMIDT, Fortschr. d. Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie Bd. 17, 112, 1933.
- (9) G. TAMMANN, Zeitschr. f. physikalische Chemie Bd. 110, 17, 1924.
- (10) W. S. ADAMS und TH. DUNHAM, Publ. Astr. Soc. Pac. Bd. 44, 243, 1932.
- (11) E. SCHOENBERG, Sitzungsber. d. Pr. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl. 1931 Nr. 21 und 1933 Nr. 1.
- (12) J. WILSING und J. SCHEINER, Publ. Astrophys. Obs. Potsdam Bd. 24, Nr. 77 1921.
- (13) W. J. VERNADSKY, La biosphère (Paris 1930) und Geochemie (Leipzig 1930).
- (14) F. W. P. GÖTZ, Ergebnisse der kosmischen Physik Bd. 1, 188, 1931.