

## **Der Aufbau der Atmosphäre.**

Von Univ.-Prof. Dr. Ferdinand Steinhauser,  
Wien.

Vortrag, gehalten am 11. Februar 1953.

Wenn hier über den Aufbau der Atmosphäre gesprochen werden soll, so sind es vor allem zwei Gesichtspunkte, die dem Interesse des Lesers besonders empfohlen werden müssen: Als erstes der, daß wir durch die bisherige Erforschung der Struktur der Lufthülle unserer Erde etwas Neues erfahren haben, das einen wesentlichen Beitrag zur Vervollständigung unseres naturwissenschaftlichen Weltbildes liefert. Als zweites, daß sich die Forschungen auf Bereiche beziehen, die zunächst nicht direkt zugänglich waren und es zum Großteil auch heute noch nicht sind. Es mußten daher indirekte oder spekulative Methoden angewendet werden, deren Ergebnisse in jüngster Zeit aber vielfach durch direkte Messungen eine glänzende Bestätigung erfahren haben. Dies macht die Geschichte der Erforschung unserer Lufthülle besonders reizvoll.

Die Erforschung des Aufbaues der Atmosphäre entsprach einem doppelten Bedürfnis: einmal dem jeder Naturwissenschaft innewohnenden Drang nach Erweiterung und Vervollständigung unserer Erkenntnisse der Vorgänge und Erscheinungen in der

Natur und dann auch vielfach praktischen Bedürfnissen, die vor allem ihren Ausgang von der Wettervorhersage genommen haben, aber nicht nur auf diese allein beschränkt blieben, sondern mit dem zunehmenden Flugverkehr, mit der Entwicklung des Rundfunkwesens und der drahtlosen Nachrichtenübermittlung, mit der Vorbereitung der Weltraumfahrt und nicht zuletzt mit der Entwicklung der Naturwissenschaften selbst immer weiter wuchsen.

Als vor rund 90 Jahren der synoptische Wetterdienst eingeführt wurde und die ersten Wetterkarten veröffentlicht wurden, konnten sich diese nur auf Beobachtungen von Orten an der Erdoberfläche und auch da nur auf Orte in der Niederung stützen, während doch die Entwicklung des Wetters hauptsächlich in der freien Atmosphäre vor sich geht. Wollte man also die Gesetze der Wetterentwicklung entsleiern und kennenlernen, mußte man danach streben, auch Beobachtungsmaterial aus der freien Atmosphäre zu bekommen. Ein erster Schritt in die dritte Dimension war durch die Hochgebirge der Erde möglich und es war der große österreichische Meteorologe Julius v. H a n n, der die Notwendigkeit dieses Schrittes immer wieder und besonders auch auf internationalen Kongressen propagierte. Es entstanden dann in rascher Folge Bergobservatorien und darunter auch unser Sonnblickobservatorium, deren Beobachtungen z. T. überraschend neue Einblicke in die Verhältnisse und Vorgänge in der

freien Atmosphäre wenigstens in den unteren 3000 bis 4000 m gewährten und u. a. auch neuartige Erkenntnisse über den Aufbau der für die Wetterentwicklung so bedeutungsvollen Zyklonen und Antizyklonen brachten. Dazu kamen zunächst gelegentliche und dann regelmäßige Aufstiege mit bemannten und unbemannten Ballons, mit Drachen, mit Flugzeugen und schließlich mit drahtlosmeldenden Radiosonden, die in einzelnen Fällen Höhen über 40 km erreichten.

Diesen Aufstiegen verdanken wir all das, was wir bis zum Ende des zweiten Weltkrieges an direkten Beobachtungen über den Aufbau der Atmosphäre bis zu diesen Höhen erfahren haben. Der Aufbau der höheren Schichten mußte, wie erwähnt, größtenteils indirekt erschlossen werden. Es ist interessant, zu verfolgen, welche Wege dabei eingeschlagen wurden, welche Erscheinungen dabei Anhaltspunkte für die theoretischen Folgerungen geliefert haben, und wie weit diese schließlich auch den Ergebnissen der direkten Beobachtungen der jüngsten Zeit entsprachen oder nahe kamen. Bei diesem Wege unserer Wissenschaft muß man sich auch vor Augen halten, daß wir es dabei vorwiegend mit unserem alltäglichen Erfahrungsbereich vollkommen entrückten problematischen Erscheinungen zu tun haben. Dabei liegt das Problematische vielfach schon in der Gewinnung der Beobachtungsgrundlagen und erst recht in der Erklärung der

beobachteten Erscheinungen. Die Schwierigkeiten bei den Beobachtungen liegen auch darin, daß sie nicht im Sinne eines physikalischen Laboratoriumsversuches experimentell beliebig reproduzierbar sind, daß manchmal nur schwer eine Überzeugung von ihrer Realität gewonnen werden kann und daß sie vielfach nicht eindeutig sind. Oft sind Analogieschlüsse oder Übertragungen von Laboratoriumserfahrungen notwendig, deren Zulässigkeit fraglich ist. Dies wird klar, wenn man sich die Umweltbedingungen der oberen Atmosphäre im Vergleich mit der Atmosphäre eines Laboratoriums vor Augen hält. So beträgt z. B. die Dichte der Luft in 15 km Höhe nur mehr  $\frac{1}{8}$  und in 100 km Höhe gar nur mehr  $\frac{1}{1.000.000}$  der Luftdichte am Boden. Der Luftdruck in 100 km Höhe ist von der Größenordnung  $\frac{1}{1000}$  mm, was dem Vakuum in einer Glühbirne entspricht, und in 300 km ist er gar nur mehr  $\frac{1}{1.000.000}$  mm, was dem mit den modernsten Hochvakuumpumpen erreichbaren Vakuum nahe kommt. Die freie Weglänge eines Moleküls beträgt am Boden  $\frac{1}{100.000}$  cm, in 100 km Höhe 100 cm und in 300 km Höhe 1.000.000 cm, also 10 km. Dort oben herrschen demnach vollkommen andere Bedingungen, als sie normalerweise im Laboratorium vorkommen, und es ist erstaunlich, daß eine so dünne Atmosphäre überhaupt noch die Bedeutung haben soll, wie etwa die Ionosphäre für die Ausbreitung der Radiowellen, oder daß sie Träger solcher über-

wältigender Erscheinungen, wie es die der Nordlichter sind, sein kann, um nur einige Beispiele zu nennen.

Es kommt daher dort auch den molekularen oder atomaren Vorgängen eine wesentlich andere Bedeutung zu als in den bodennahen Luftschichten. In der fortschreitenden Erkenntnis dieser atomaren Vorgänge dürfen wir darum nun auch weitere Fortschritte in der theoretischen und experimentellen Erforschung des Aufbaues der nur schwer oder überhaupt nicht zugänglichen höchsten Atmosphärenschichten suchen und erwarten.

Wenn wir heute in den Raketen vom Typ der V2 und ihrer Weiterentwicklung die Möglichkeit haben, Höhen über 400 km zu erreichen und mit diesen Raketen Meßinstrumente in solche Höhen hinaufzuschicken, müssen wir uns aber auch vor Augen halten, daß die Bedingungen der hohen Atmosphäre für direkte Messungen und Beobachtungen ganz andere Methoden erfordern, als sie in den unteren Luftschichten angewendet werden. Bei der geringen Luftdichte kann man die Lufttemperatur nicht mehr mit einem Thermometer messen, weil die Wärmekapazität eines Thermometers in keinem Vergleich zu der der Luft stünde und daher das Meßinstrument beim Flug mit Geschwindigkeiten von über 1000 km pro Stunde die Lufttemperatur gar nicht annehmen würde und weil andererseits die

Wärmeaufnahme durch Strahlungsabsorption die Meßergebnisse stark verfälschen müßte. Man schätzt, daß direkte Messungen schon in Höhen über 55 km nicht mehr möglich sind. Die sogenannten „gemessenen“ Temperaturen sind in diesen Höhen auch indirekt bestimmt oder aus anderen Beobachtungsgrößen rechnerisch abgeleitet, z. B. aus der vertikalen Druckabnahme. Aber auch die Luftdruckwerte von der Größenordnung von tausendstel bis millionstel Millimeter können nicht ohne weiters, wie wir es am Boden gewohnt sind, abgelesen oder registriert werden. Über 120 km Höhe werden Druck und Temperatur aus Stoßzahlen erschlossen, die aus Absorptionsmessungen unter der Annahme der Gültigkeit der Gasgesetze abgeleitet werden. Daraus ist ersichtlich, daß auch dort, wo man nun schon Meßinstrumente hinbringen kann, die Schaffung brauchbarer Meßmethoden selbst schon schwierige Probleme stellt. Im Nachfolgenden soll nun versucht werden, in groben Zügen ein Bild von dem zu entwerfen, was wir über den Aufbau der Atmosphäre heute wissen oder, vielleicht besser gesagt, wie wir ihn uns vorstellen.

Diese Vorstellungen sind natürlich in den untersten 30—40 km unserer Lufthülle, die nun schon in jahrzehntelangen Beobachtungen in allen Teilen der Erde gründlich durchforscht worden sind, am besten gesichert. Aber auch hier zeigt es sich, daß

durch die während des letzten Krieges und wegen des zunehmenden Luftverkehrs auch nachher notwendig gewordene Verdichtung der Beobachtungsnetze noch neue Erkenntnisse gewonnen werden konnten.

Wenn wir den Aufbau der Atmosphäre beschreiben sollen, so müssen wir vor allem an die physikalischen Faktoren der Temperatur und Druckverteilung, der davon abhängigen Größen, der Dichteverteilung und der Strömungsverhältnisse, aber auch an die chemischen Faktoren der Zusammensetzung der Luft und vor allem an den Feuchtigkeitsgehalt der Luft denken, der in den thermodynamischen Prozessen der Wetterentwicklung eine wichtige Rolle spielt.

Temperatur, Druck und Feuchtigkeit werden in der freien Atmosphäre mit sogenannten Meteorographen registriert, die durch Ballons hochgetragen werden. Heute verwendet man hiezu fast ausschließlich nur mehr Radiosonden, die auf drahtlosem Wege schon während des Aufstieges dauernd die Beobachtungswerte selbsttätig melden. Auch die Luftströmungen werden heute auf drahtlosem Wege durch Verfolgung der Flugbahnen von Windsonden erfaßt.

Wie jeder aus der Erfahrung im Gebirge weiß, nimmt die Temperatur im allgemeinen mit der Höhe ab. Die aerologische Erforschung der freien Atmo-

sphäre zeigt, daß sich diese Temperaturabnahme auch über die höchsten Berge hinaus fortsetzt, daß sie sich aber, wie vor 50 Jahren zur allgemeinen Überraschung festgestellt worden ist, nicht bis zum Rand der Atmosphäre erstreckt, sondern in mittleren geographischen Breiten bei 11 oder 12 km Höhe, in den Tropen bei 17—18 km und im Polargebiet bei 8—10 km Höhe ein Ende findet und in eine Isothermie, d. h. in eine Temperaturgleichheit mit der Höhe übergeht. Diese untere Luftschicht, die durch die vertikale Temperaturabnahme charakterisiert ist, hat man Troposphäre bezeichnet. Es ist dies die Schicht, in der sich alle unsere Wettererscheinungen abspielen. Die darüberliegende Schicht mit vertikaler Temperaturkonstanz oder schwacher Temperaturzunahme hat man Stratosphäre genannt, weil man zunächst annahm, daß in dieser Schicht keine turbulente Durchmischung mehr auftritt, sondern eine gleichmäßige Schichtung der Luftmassen vorhanden sei, was sich aber als irrig herausstellte. Überraschenderweise zeigte sich ferner, daß an der Grenze zwischen Tropo- und Stratosphäre, die auch Tropopause bezeichnet wird, die Temperatur in den Tropen wesentlich niedriger ist als im Polargebiet, demnach also im Gegensatz zur Temperaturabnahme vom Äquator zum Pol in der bodennahen Luftschicht an der Stratosphärengrenze eine Temperaturzunahme mit der geographischen Breite zu finden ist.



Im Jahresmittel betragen die Temperaturen

in Batavia, 6° S	Berlin, 52° N	Franz Josephland, 80° N
am Boden 25,9°	9,1°	— 14,1°
an der		
Strato-		
sphären-		
grenze — 85°	— 56°	— 53°
Höhe der		
Strato-		
sphären-		
grenze 17 km	11 km	9 km

Während die Temperaturverteilung in Bodennähe sich aus der Verteilung der Einstrahlung zwanglos ergibt, bereitet die Erklärung der umgekehrten Temperaturverteilung an der Stratosphärengrenze und auch die Erklärung des Überganges von der vertikalen Temperaturabnahme zur Isothermie darüber Schwierigkeiten. Man ist gezwungen, hierfür auch wieder Strahlungsverhältnisse als Ursache anzunehmen u. zw. eine Abkühlung durch Ausstrahlung in den höheren Schichten, wobei auch der Wasserdampfgehalt der Luft eine wesentliche Rolle spielt. Die durchgeführten Rechnungen haben noch nicht voll befriedigt.

Die angegebene Temperaturverteilung hat zur Folge, daß sich wegen der Dichteunterschiede weltweite Strömungen entwickeln, die auf einer ruhenden Erde am Boden vom Pol gegen den Äquator, in der Höhe aber vom Äquator gegen den Pol gerichtet

sein müßten. Ein solch einfaches Zirkulationsrad kann sich aber auf der rotierenden Erde nicht halten, weil hier durch die Rotation eine ablenkende Kraft entsteht, die auf der nördlichen Halbkugel nach rechts und auf der südlichen Halbkugel nach links gerichtet ist. Dadurch wird das Zirkulationsrad gestört, es entwickelt sich eine zonale Folge von Tief- und Hochdruckgürtel, die eine Aufspaltung des einfachen Zirkulationsrades in drei Zirkulationszonen, von denen vor allem die tropische Zone in der Passat- und Antipassatzirkulation richtig zonal entwickelt ist, während die mittlere in mehrere wandernde Zirkulationszellen mit schrägen und vertikalen Achsen aufgelöst ist, die das veränderliche Wetter dieser Zone mit sich bringen, wobei in dieser Zone in allen Höhen der Troposphäre die Westströmung vorherrscht.

Aber auch diese zonalen Strömungen sind nicht rein zonale Ringströme, sondern, wie die Verdichtung des Radiosondennetzes der neuesten Zeit gezeigt hat, hebt sich besonders in der oberen Troposphäre und in der Tropopause eine auf ein verhältnismäßig enges Strömungsband konzentrierte Höhenströmung hervor, die in mehreren Wellen um die ganze Erde herumgeht (Abb. 1). Man hat sie als Jet-Stream, als Freistrahlsströmung, bezeichnet, der heute schon für die tägliche Wettervorhersage große Bedeutung zukommt und die auch für mittelfristige Wettervorhersagen noch mehr Bedeutung erlangen

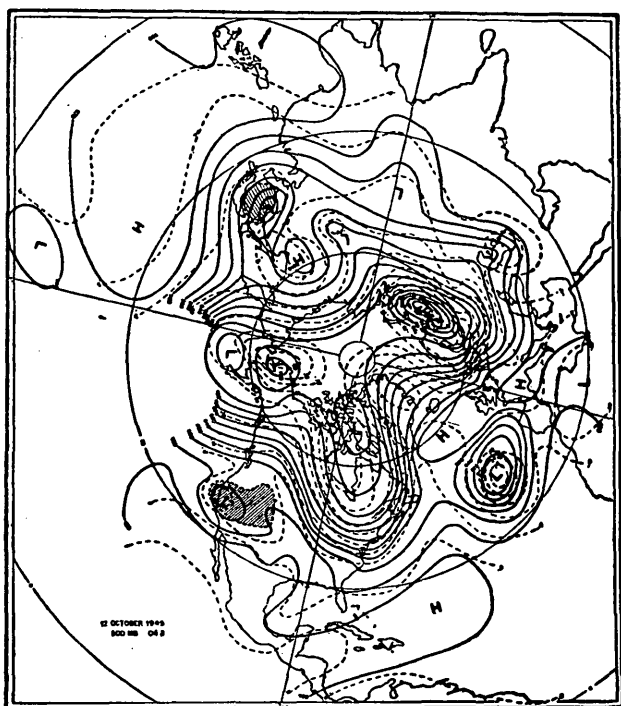


Abb. 1. Freistrahelströmung (Jet-Stream) in der oberen Troposphäre. Karte der Topographie der 500 mb-Druckfläche vom 12. Okt. 1945 über der Nordhalbkugel. Ausgezogene Linien = Linien gleicher Höhenlage der 500 mb-Fläche in Abständen von je 200 Fuß (zugleich Strömungslinien, drei Wellen), gestrichelte Linien = Isothermen für je 4° C.

dürfte. Dieser Jet-Stream ist kein dauerndes Gebilde, sondern er ist Änderungen unterworfen, die sich z. T. voraus abschätzen lassen und mit einem Umbau der jeweils herrschenden Großwetterlage zusammenhängen. Die Freistrahlsströmung findet sich auch im Mittel über längere Zeiten. Wie die Meridianschnitte durch die Atmosphäre zeigen, liegt das Strömungsmaximum gerade in der Tropopause und in ihr tritt auch eine sprunghafte Höhenänderung der Troposphärenengrenze ein (Abb. 2). Das Strömungsmaximum verschiebt sich im Sommer weiter

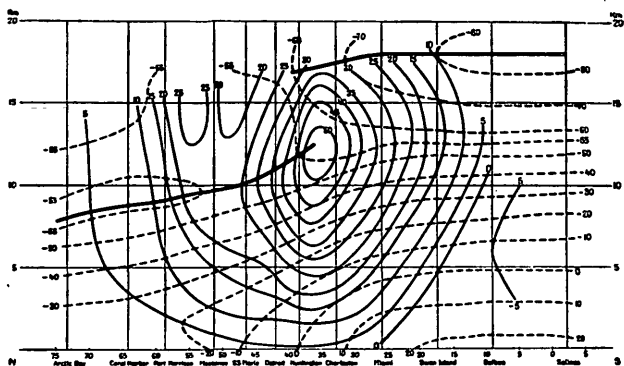


Abb. 2. Mittlerer Meridianschnitt durch die Nordhalbkugel im Winter 1941—1945. Gestrichelte Linien = Isothermen, dünn ausgezogene Linien = Linien gleicher Zonalwindgeschwindigkeiten (positive Werte = Westwind in m/sec, negative Werte = Ostwind), dicke Linie = Stratosphärenengrenze (Tropopause).

nach Norden ( $55^{\circ}$  N über Amerika) und zieht sich im Winter weiter nach Süden (bis  $35^{\circ}$  N) unter Verstärkung zurück.

Auch die Temperaturverteilung der freien Atmosphäre zeigt im Jahresgang eine wesentliche Änderung (Tab. 1), die in den Tropen aus der der Sonnenhöhe folgenden Verschiebung des thermischen Äquators verständlich ist, in höheren Breiten der Stratosphäre aber auf die unterschiedliche Wirkung der dauernden Bestrahlung der Polargebiete im Sommer und der dauernden Finsternis der Polarnacht im Winter zurückzuführen ist. Die dadurch bedingte Umkehr des Temperaturgefälles von mittleren zu polaren Breiten in der Stratosphäre vom Winter zum Sommer hat auch für die stratosphärischen Strömungsverhältnisse der gemäßigten Breiten große Bedeutung. Es folgt daraus, daß in diesen Breiten in Höhen über 20 km ein Windwechsel von Westströmung im Winter auf Ostströmung im Sommer eintritt, der auch aus Höhenwindmessungen und aus Beobachtungen der Verlagerung der Rauchwolken von explodierenden hochreichenden Flakgranaten nachgewiesen wurde. Über SO-England wehen in 30 km Höhe im Sommer östliche Winde mit 12 m/sec und im Winter westliche Winde mit 37 m/sec. Der Umschlag erfolgt im April und Oktober.

Diese Strömungsverhältnisse müssen offenbar bis mindestens 40 oder 50 km Höhe vorherrschen,

T a b. 1. Mittlere vertikale Temperaturverteilung in verschiedenen geographischen Breiten  
im Winter und im Sommer.

Höhe	Boden	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22 km
Franz Josephland, 81° N												
Winter	-15	-20	-31	-45	-58	-66	-66	-66	-67	-	-	°C
Sommer	+1	-2	-11	-23	-37	-45	-43	-41	-40	-38	-	°C
Berlin, 52° N												
Jänner	-2	-7	-18	-31	-47	-58	-58	-58	-58	-58	-58	°C
Juli	+18	+6	-5	-17	-31	-46	-50	-50	-49	-49	-49	°C
Agra, 27° N												
Jänner	+18	+8	-3	-16	-30	-46	-56	-63	-68	-71	-65	°C
Juli	+31	+20	+10	+0	-11	-24	-41	-58	-74	-72	-62	°C
Batavia, 6° S												
Jahr	+26	+15	+4	-7	-19	-34	-51	-68	-79	-89	-73	-67 °C

wie sich aus einer anderen merkwürdigen Erscheinung ableiten läßt. Es handelt sich dabei um die sogenannte anormale Schallausbreitung, die bei heftigen Explosionen wie bei Bombardierungen während des letzten Weltkrieges und bei Sprengungen zur Vernichtung von übriggebliebenem Kriegsmaterial nachher beobachtet werden konnte. Normalerweise hört man den Schall in einer engeren Umgebung der Schallquelle; mit zunehmender Entfernung wird er immer schwächer und schließlich bei etwa 100 km unhörbar. Nach einer 100—200 km breiten Ringzone des Schweigens rings um die Schallquelle wird aber der Schall in einer ebenfalls 100—200 km breiten ringförmigen Zone wieder gehört, worauf neuerlich eine Zone des Schweigens und wieder eine Zone anormaler Hörbarkeit folgen kann. Diese Erscheinung wird damit erklärt, daß die Schallgeschwindigkeit von der Temperatur abhängig ist, u. zw. derart, daß in der Atmosphäre mit nach oben abnehmender Temperatur die Schallbahnen, dem Brechungsgesetz folgend, nach oben abgelenkt werden, in höheren Schichten aber, wenn diese wärmer sind als die bodennahen Schichten, wieder zur Erde zurückgelenkt werden können und diese in der ringförmigen Zone der anormalen Hörbarkeit treffen. Dieser Vorgang kann sich mehrmals wiederholen. Aus den Laufzeiten und den Einfallswinkeln der Schallstrahlen in verschiedenen Distanzen und Richtungen hat man berechnet, daß in einer

Höhe von 30—50 km über dem Boden und in 90 bis 180 km Höhe warme Luftschichten eingelagert sein müssen. Für diese Schichten von 40—50 km Höhe wurden Temperaturen von  $+20-50^{\circ}\text{C}$  berechnet. Da wir aber aus den aerologischen Messungen wissen, daß in der Stratosphäre die Temperatur bis mindestens 30 km Höhe über mittleren Breiten ungefähr gleichbleibend bei  $-55^{\circ}\text{C}$  liegt, muß angenommen werden, daß von 30—40 km Höhe ein rascher Temperaturanstieg erfolgt. Dies war die erste Folgerung, die man aus der Beobachtung der anormalen Hörbarkeit des Schalles unter der Annahme einer ruhenden Atmosphäre gezogen hat. In Wirklichkeit ist aber der Träger der Schallwellen, nämlich die Luft, auch in den höheren Schichten nicht in Ruhe und es ist klar, daß, wenn dort bestimmte Strömungen vorherrschen, die Schallausbreitung in Richtung dieser Strömungen gefördert, in der entgegengesetzten Richtung aber unterdrückt werden muß. Dies stimmt nun ebenfalls wieder mit systematischen Beobachtungen überein, die ergeben haben, daß im allgemeinen die anormale Hörbarkeit im Sommerhalbjahr nur westlich von der Schallquelle und im Winterhalbjahr nur östlich von ihr festgestellt werden kann. Da die Strömungsverhältnisse bis 20 km Höhe aus direkten Höhenwindmessungen bekannt sind, muß daraus gefolgert werden, daß darüber mindest bis zur nächsten warmen Luftschicht im Winter östliche und im Sommer westliche



Winde vorherrschen. Dies wird auch durch hochreichende Ballone bestätigt.

Die durch die Erklärung der anormalen Hörbarkeit des Schalles nahe gelegte Annahme einer warmen Schicht in 40—50 km Höhe wurde auch aus anderen Beobachtungen gefolgert. Dazu gehört die systematische Untersuchung der Leuchterscheinungen von Meteoren, die ein Häufigkeitsmaximum des Aufleuchtens in 110 km Höhe und ein Häufigkeitsmaximum des Verschwindens in 80 und in 45 km Höhe ergab. Das Aufleuchten erfolgt offenbar durch Reibungswärme beim Eindringen der rasch fliegenden Meteore in die Atmosphäre. Aus plausiblen Annahmen wurden Dichtewerte der Luft im Niveau des Aufleuchtens berechnet, die größer waren als die unter Annahme einer konstanten Stratosphärentemperatur von  $-55^{\circ}$  berechneten Werte. Diese Abweichungen verschwinden, wenn man annimmt, daß in der Stratosphäre eine warme Schicht eingelagert ist. Aus neueren Untersuchungen der Meteorerscheinungen, deren Häufigkeit und Geschwindigkeit nun durch Radarbeobachtungen genauer bestimmt werden kann, wurden  $65^{\circ}$  in 50 km und  $90^{\circ}$  C in 60 km Höhe und darüber  $-25^{\circ}$  C in 80—90 km Höhe abgeleitet. Diesen Werten kommt naturgemäß keine sehr große Genauigkeit zu; sie bestätigen aber doch die Existenz einer warmen Schicht um 50 km Höhe und sprechen für eine darüberliegende neue Temperaturabnahme bis 80 km Höhe.

Auch die Erklärung der halbtägigen Lufdruckschwankungen als Resonanzerscheinung der Atmosphäre macht die Annahme einer warmen Schicht um 50 km Höhe notwendig und verlangt 40—60° C in 50 km Höhe und 30—60° C in 60 km Höhe und darüber wieder eine Temperaturabnahme. Schließlich wurde auch durch die mit V 2-Raketenanstiegen ausgeführten Messungen die Existenz der warmen Schicht in 50 km Höhe bestätigt; wenn auch dabei die durchschnittliche Temperatur mit + 3° in 50 km Höhe etwas niedriger gefunden wurde als die durch die indirekten Methoden erschlossenen Werte. Z. T. wurden aber auch aus Raketenanstiegen Temperaturen bis + 30° und darüber für diese Schicht abgeleitet. Darüber ergaben aber auch die Raketenanstiege eine neuerliche Abnahme auf — 85° C in 80 km Höhe.

Neben diesen Feststellungen über die vertikale Temperaturverteilung ist ihre Erklärung nicht minder interessant. Diese muß offenbar in einem selektiven Absorptionsvorgang gesucht werden, der von der chemischen Zusammensetzung der Luft in diesen Höhenschichten abhängen muß. Früher hat man sich vorgestellt, daß die Luft, die in der Troposphäre ein Gemisch von 21 Vol% O<sub>2</sub>, 78% N<sub>2</sub>, 1% Argon und mehreren anderen Gasen von sehr kleinem Anteil darstellt, schon von der Stratosphäre angefangen sich einem Diffusionsgleichgewicht entsprechend so entmischt, daß in den unteren Schich-

ten die schweren Gase überwiegen und in den oberen Schichten die leichteren. Heute weiß man aus Luftproben, die bei hochreichenden Ballon- und Raketenanstiegen heruntergebracht worden sind, und aus Spektraluntersuchungen des Nordlichtes und des Nachthimmelslichtes, daß dies keineswegs der Fall ist. Man kann annehmen, daß die Luft im allgemeinen bis 80 km Höhe vollkommen durchmischt ist und eine Zusammensetzung wie am Boden aufweist. Darüber beginnen Zersetzungs- und Dissoziationserscheinungen, die durch Strahlungswirkungen verursacht werden. Die Spektraluntersuchungen haben zunächst auch keinen Nachweis von Helium in der höchsten Atmosphäre erbracht, so daß wir annehmen müssen, daß dieses chemisch inaktive Gas, das der Erdoberfläche in manchen Gebieten dauernd in großen Mengen entströmt, in der Luft selbst aber nur in verschwindenden Mengen vorhanden ist, am oberen Rande der Atmosphäre in den Weltraum entweichen kann, was bei einer Temperatur von über 1000° theoretisch möglich wäre. Auch Wasserstoff wurde nicht in großen Mengen, sondern nur gelegentlich in der oberen Atmosphäre gefunden und man ist heute mehr geneigt, die in den Spektren fallweise in Erscheinung tretenden Wasserstofflinien auf Wasserstoffeinbrüche aus dem Weltraum zurückzuführen als auf einen Ausfluß der Diffusion, die heute höchstens für Höhen über 400 km vermutet werden könnte.

Wir müssen aber aus den Spektren der Nordlichter und des Nachthimmels schließen, daß die Bestandteile der hohen Atmosphäre durch Strahlungswirkung von außen her z. T. angeregt und dissoziiert werden. Diese Strahlung kann nur dort dissoziierend wirken, wo sie von einem Bestandteil der Luft absorbiert wird. Ihre Wirkung reicht z. T. auch sehr tief in die Erdatmosphäre hinein, sodaß wir darin auch eine Ursache für die warme Schicht in 50 km Höhe vermuten können. Der Bestandteil der Luft, der dort absorbierend wirkt, ist Ozon  $O_3$ , das in der bodennahen Luftschicht nur in winzig kleinen Mengen vorkommt, in höheren Schichten, u. zw. besonders in 21—25 km Höhe aber stärker angereichert ist und darüber bis 50 km Höhe allmählich wieder auf verschwindend kleine Beträge abnimmt. Man nennt diese Schicht auch Ozonosphäre. Das Verhältnis vom Ozon- zum Luftvolumen erreicht sein Maximum in etwa 35 km Höhe. Der Ozongehalt der gesamten Atmosphäre wird in Zentimeter reduziert auf Normaldruck angegeben, der Ozongehalt einer Schicht in Zentimeter pro Kilometer Horizontalentfernung. Das Vorkommen des Ozons als schweres Gas in einer hohen Schicht erfordert die Annahme eines Gleichgewichtszustandes zwischen Erzeugung und Zerstörung.

Ultraviolettstrahlen von Wellenlängen unter 2400 Å werden vom Sauerstoff der Luft absorbiert und dissoziieren diesen:  $O_2 + h\nu(\lambda < 2400 \text{ Å}) \rightarrow O + O$ .

( $\nu$  = Frequenz der Strahlung). Die dadurch erzeugten Sauerstoffatome O lagern sich in einem sogenannten Dreierstoß bei Anwesenheit eines dritten Elementes M, das an der Reaktion selbst nicht beteiligt ist, aber freigewordene Energien übernimmt, an Sauerstoffmoleküle  $O_2$  an und bilden Ozon:  $O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$ . Andererseits erfolgt wieder Ozonzersetzung durch Absorption von Strahlung in bestimmten Spektralbanden, in den sogenannten Hartley- (2000—2300 Å), Huggins- (3200—3600 Å) und Chappuis- (um 6010 Å) Banden und im Ultrarot um  $9,6 \mu$  nach dem Schema  $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$  und  $O_3 + O \rightarrow O_2^* + O_2^*$ . Bei derartigen Überlegungen über chemische und physikalische Umsetzungen in der hohen Atmosphäre müssen und können heute auch schon die dabei auftretenden quantitativen Energieumsätze in Rechnung gestellt werden, wodurch die Beweisführung wesentlich an Gewicht gewinnt. Dabei spielen auch die Druckabhängigkeit der Absorption und die Temperaturabhängigkeit der Umsätze eine Rolle, was die Forschung sehr erschwert.

Da das Ozon das kurzwellige Ultraviolett vollständig absorbiert, bekommt die Ozonschicht insofern auch eine große biologische Bedeutung, als durch sie das kurzwellige Ende des Sonnenspektrums sozusagen abgeschnitten und das Eindringen dieser biologisch gefährlichen Strahlung in die be-

leben Zonen der Luft, und der Erde verhindert wird.

Der Ozongehalt der Atmosphäre weist auch einen Jahresgang auf mit einem Maximum im Frühling und einem Minimum im Herbst. Für 60° N gelten folgende Werte: Jänner 0,28 cm, April 0,31 cm, Juli 0,24 cm, Oktober 0,22 cm O<sub>3</sub>. Dementsprechend ist auf der Erdoberfläche ein Maximum der Ultraviolettstrahlung im Herbst und ein Minimum im Frühling festzustellen. In den Tropen ist die Ozonosphäre schwächer und daher die Ultraviolettstrahlung stärker als in höheren Breiten.

Der Gesamtbetrag des Ozons in der Atmosphäre kann am besten aus spektrographischen Aufnahmen bestimmt werden. Die Feststellung der vertikalen Verteilung des Ozons war früher sehr umständlich, wurde später aber dadurch sehr erleichtert, daß mit unbemannten Ballons, die bis 34 km Höhe erreichten, Spektrographen hochgeschickt wurden, die automatisch in verschiedenen Höhen Spektralaufnahmen machten. In neuester Zeit hat man in den V 2-Raketen die Möglichkeit, Spektrographen in noch größere Höhen hinaufzubringen und damit ist es zum erstenmal gelungen, die Ozonschicht zu durchstoßen, was sich darin äußert, daß in den spektrographischen Aufnahmen in Höhen über 50 km, die die obere Begrenzung der Ozonosphäre darstellt, plötzlich ein ganz neuer Spektralbereich, der weit unter das bisher bekannte kurzwellige Ende des Sonnen-

spektrums hinausreicht, auftauchte. Die vertikale Änderung des Ozongehaltes läßt sich aus der mit zunehmender Höhe in den kurzwelligen Bereich hinein sich allmählich erweiternden Spektralbereich ableiten und daraus ergab sich auch das Ozonmaximum in etwa 21—25 km Höhe. Die starke Absorption der kurzwelligen Strahlung durch das Ozon bewirkt auch eine Erwärmung, die gegen die obere Grenze der Ozonosphäre hin am größten sein muß. Man berechnet Temperaturen von  $+10^{\circ}\text{C}$  für 40 km Höhe und  $50\text{—}70^{\circ}\text{C}$  für 50 km Höhe, womit das Zustandekommen dieser warmen Schicht erklärt erscheint.

Weitere Aufschlüsse über den Aufbau der hohen Atmosphäre haben wir aus Spektraluntersuchungen der Nordlichter, die im Bereich von 80—1000 km Höhe vorkommen, und des Nachthimmelslichtes aus 60—500 km Höhe. Letzteres ist bis zu 40% der Helligkeit selbstleuchtend, angeregt durch aus dem Weltraum kommende Korpuskularstrahlung. Auch das Nordlicht ist durch geladene Korpuskularstrahlungen angeregt. Da die in die Erdatmosphäre eindringenden elektrisch geladenen Teilchen im Magnetfeld der Erde gegen die Pole hin abgelenkt werden, sind auch die Nordlichter vor allem auf die polaren Gebiete beschränkt. Auch die spektrale Untersuchung des Dämmerungslichtes, das aus 80—200 km Höhe kommt, liefert uns Kenntnisse über die Bestandteile der hohen Atmosphäre. Bisher

sind gesichert nachgewiesen aus Dämmerungslicht  $N_2$ , O, Na, aus dem Nachthimmelslicht  $N_2$ ,  $O_2$ , O, Na, OH und aus dem Nordlicht O, N,  $N_2$ , Na und als wahrscheinlich festgestellt aus dem Nachthimmelslicht CO, NO, CH, N und aus dem Nordlicht NO. In den höchsten Nordlichtregionen wurden gelegentlich auch Spuren von H und He gefunden. Bei der Beurteilung der Bedeutung dieser Bestandteile für den Aufbau der Atmosphäre muß man unterscheiden zwischen den durch ihr markantes Spektrum optisch besonders auffallenden Bestandteilen wie  $O_3$  oder Na, die trotzdem nur in geringen Mengen vorkommen, und den Hauptbestandteilen. Man nimmt heute an, daß in der Höhenverteilung die Hauptbestandteile bis 80 km Höhe  $O_2$ ,  $N_2$ , in 80 bis 120 km Höhe  $O_2$ ,  $N_2$ , O, über 120 km Höhe O,  $N_2$ , N und über 400 km Höhe O, N bilden. Über 3000 km kommen dazu möglicherweise noch He und H. Die Annahmen über die Zusammensetzung der Atmosphäre in Höhen über 400 km sind noch sehr unsicher.

Die Spektraluntersuchungen der Leuchterscheinungen der oberen Atmosphäre lassen sich z. T. auch zur Temperaturbestimmung verwenden. Die Hauptquelle für unsere Kenntnisse von der Temperaturverteilung in den höheren Schichten über 100 km bilden aber elektrisch leitende Schichten, die ursprünglich zur Erklärung der Tagesgänge der erdmagnetischen Elemente hypothetisch angenom-



men worden sind (1882), schon 1900 als Vorbedingung für die Ausbreitung der Radiowellen über weite Strecken gefordert worden sind und nach Einführung des Rundfunks aber direkt beobachtet werden konnten. Die Gesamtheit dieser Schichten, die als Ionosphäre bezeichnet wird, umfaßt den Höhenbereich von 70—400 km. Es zeigte sich, daß es mehrere, die Radiowellen reflektierende leitende Schichten gibt, die durch Steigerung der Sendefrequenz eines Senders bestimmt werden können. Bei Steigerung der Frequenz kommt bei einer bestimmten Grenzfrequenz  $f$  von der unteren Schichte keine Reflexion mehr zurück und man bekommt dann nur Wellen, die von einer höheren Schicht reflektiert werden. Die Laufzeit der Welle und damit die Höhe der reflektierenden Schicht kann aus dem Zeitunterschied zwischen der aufgenommenen direkten Bodenwelle des Senders und der an der Ionosphärenschichte reflektierten Welle bestimmt werden. Der für die Reflexion an der leitenden Ionosphärenschicht maßgebende Brechungsindex in dieser Schicht hängt von der Zahl der Ladungsträger  $N$ , von ihrer Ladung  $e$  und ihrer Masse  $m$  und von der Frequenz ab.

Mit ziemlicher Genauigkeit ist die Trägerkonzentration  $N$  zu berechnen aus  $N = \pi f^2 m / e$ . Für die Reflexion der elektromagnetischen Wellen ist dabei nur die Zahl der Elektronen maßgebend, weil die Ionen zu schwer sind. Mit Hilfe obiger Beziehung

kann man nun aus der jeweiligen Grenzfrequenz  $f$  für die verschiedenen Schichten die Trägerkonzentration bestimmen, wenn für  $m$  und  $e$  Maße bzw. Ladung der Elektronen eingesetzt werden. Es wurden folgende Schichten der Ionosphäre festgestellt (Abb. 3): 1. die E-Schicht, die hauptsächlich nur

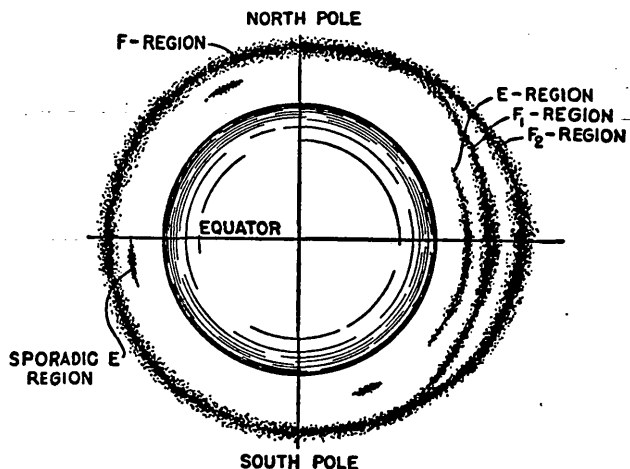


Abb. 3. Hauptschichten der Ionosphäre.

tagsüber auftritt, mit einer mittleren maximalen Elektronenzahl von  $1.5 \cdot 10^5$  pro  $\text{cm}^3$  in ungefähr 100 km Höhe, 2. die ebenfalls nur tagsüber vorhandene F<sub>1</sub>-Schicht mit einer mittleren maximalen Elektronenzahl von  $2.5 \cdot 10^5$  pro  $\text{cm}^3$  in ungefähr 200 km Höhe und 3. die bei Tag und Nacht vor-

handene  $F_2$ -Schicht mit einer mittleren maximalen Elektronendichte von  $1.5 \cdot 10^6$  pro  $\text{cm}^3$  bei Tag und  $2.5 \cdot 10^5$  pro  $\text{cm}^3$  bei Nacht in ungefähr 300 km Höhe. Ferner gibt es noch tagsüber eine nur sehr lange Wellen reflektierende D-Schicht mit einer mittleren Elektronendichte von  $1.5 \cdot 10^4$  pro  $\text{cm}^3$  in 60 km Höhe, eine knapp über der normalen E-Schicht gelegene  $E_2$ -Schicht, die hauptsächlich nur im Winter beobachtet wird und im Sommer wahrscheinlich etwas schwächer ionisiert ist als die normale E-Schicht, und eine oberhalb der  $F_2$ -Schicht gelegene G-Schicht, die etwas schwächer ionisiert ist als die  $F_2$ -Schicht und daher nur beobachtet werden kann, wenn diese gestört ist.

Alle diese Schichten entstehen wahrscheinlich dadurch, daß bestimmte Bestandteile der Atmosphäre durch kurzwellige ultraviolette Sonnenstrahlen ionisiert werden, wobei erforderlich ist, daß die ionisierende Strahlung die für die Ionisierung notwendige Energie besitzt und auch in die Schichten der Erdatmosphäre eindringen kann, in denen die Ionisierung erfolgt. In den unteren Schichten der Ionosphäre verschwindet während der Nacht die Ionisierung durch Wiedervereinigung der Elektronen mit den Ionen größtenteils wieder und bleibt nur in der hochgelegenen  $F_2$ -Schicht auch nachts erhalten, weil dort bei der geringen Teilchenzahl die Wiedervereinigung nicht rasch genug erfolgen kann.

In etwa 100 km Höhe tritt gelegentlich auch eine dünne ionisierte Schicht auf, die man als sporadische E-Schicht bezeichnet und hauptsächlich auf Ionisierung durch Meteore zurückführt. Die Ionosphärenschichten und darunter besonders die hochgelegenen werden zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima sehr verstärkt. Zeitweise treten auch Störungen der Ionosphäre auf, die durch eine von Sonneneruptionen kommende Strahlung verursacht werden und sich in Störungen des Radio-Empfanges auswirken.

Ionosphärenbeobachtungen geben auch die Möglichkeit, daraus Temperaturwerte für die oberen Atmosphärenschichten abzuleiten. Es kommen dafür Beobachtungen der Kollisionsfrequenzen, der Schichtdicken, der Rekombinationskoeffizienten und der Tagesgänge der Elektronenkonzentration in Betracht. Nach den neuesten Angaben soll die Temperatur von  $300^{\circ}$  in 100 km Höhe auf 2200 bis  $3900^{\circ}$  in 500 km Höhe zunehmen und darüber allmählich wieder auf die Temperatur des interstellaren Raumes abnehmen. Diese Werte sind naturgemäß nicht sehr sicher. Die hohen Temperaturwerte haben bei der starken Verdünnung der obersten Atmosphärenschichten auch nur eine theoretische Bedeutung und sind nur ein Ausdruck für die Geschwindigkeit der Atome; sie dürfen nicht als Maß für eine Wärmeempfindung angesehen werden.

Für die oberhalb der Ionosphäre gelegene Atmosphärenschicht von 400 bis 1000 km Höhe werden Bezeichnungen wie Mesosphäre oder Suprasphäre vorgeschlagen, die aber noch nicht allgemein anerkannt sind. Die oberhalb 1000 km Höhe gelegene Luftschicht, die den Übergang zum Weltraum darstellt und von der aus auch schon Gasteilchen in den Weltraum entweichen können, wird allgemein als Exosphäre bezeichnet.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [93](#)

Autor(en)/Author(s): Steinhauser Ferdinand

Artikel/Article: [Der Aufbau der Atmosphäre. 46-74](#)