

ENERGIEGLEICHGEWICHT UND WINDE IN DER HOHEN ATMOSPHÄRE

HANS GERHARD MÜLLER

Prof. Dr. rer. nat.

*DVL-Institut für Physik der Atmosphäre
München-Riem*

Die Atmosphäre, die Übergangsschicht zwischen der Oberfläche des festen Erdkörpers und dem freien Weltraum, ist für die Luftfahrt der Bewegungsraum der Luftfahrzeuge, für die Raumfahrt eine Übergangszone, in der Raumfahrzeuge sich nur kurze Zeit befinden, die jedoch ihrer besonderen Eigenschaften wegen an die Technologie dieser Fahrzeuge sehr spezielle Anforderungen stellt. Wie beim Luftfahrzeug Start und Landung besondere Bedingungen stellen, denen das Luftfahrzeug genügen muss, so muss das Raumfahrzeug, um einen sicheren Betrieb zu gewährleisten, den besonderen Eigenschaften der Atmosphäre adaptiert sein.

Die unteren Meter der Atmosphäre sind gewohnter Lebensraum des Menschen. Ihre Eigenschaften sind seit langer Zeit bekannt. Die Luftfahrt und die von ihr gestellten Anforderungen haben uns seit einigen Dezennien zu einiger Kenntnis der unteren 20 Kilometer verholfen. Die Eigenschaften der hohen Atmosphäre dagegen sind uns bei weitem noch nicht so vertraut, wie es zu wünschen wäre und wie es für eine sichere Beherrschung der Technik der Raumfahrt verlangt werden muss. Hier ist besonders an die Probleme des Abflugs und des Wiedereintritts zu erinnern.

Im unteren Bereich stehen uns als Hilfsmittel für die Erforschung der atmosphärischen Eigenschaften neben unmittelbaren Beobachtungen vom Boden aus Messungen durch Luftfahrzeuge und unbemannte Ballone zur Verfügung. Diese Beobachtungen sind nach oben praktisch etwa mit der Höhe von 40 km begrenzt. Sozusagen ausserhalb des Übergangsbereichs stehen in neuerer Zeit Satellitenbeobachtungen bereit. Ihre Höhe ist praktisch nach unten beschränkt durch die Möglichkeit des stationären Umlaufs, durch den allein für längere Zeit fortgesetzte Beobachtungen

ermöglicht werden. Im Gebiet zwischen dem Niveau der Ballons und dem der Satelliten können sich beim derzeitigen Stand der Technik Flugkörper nur kurze Zeit aufhalten. Demgemäss ist die Messmöglichkeit in diesen mittleren Höhen der Atmosphäre beschränkt und unsere Kenntnis gerade von diesem besonders interessanten Übergangsgebiet sehr lückenhaft. Man kann jedoch versuchen, aus den von unten und von oben her beobachteten Vorgängen ein vorläufiges Bild zusammensetzen, indem man sich bemüht, sich über die Prozesse Rechenschaft abzulegen, die sich in den verschiedenen Stockwerken der Atmosphäre abspielen und sich nach unten und nach oben bis in die Gebiete auswirken, wo eine laufende Überwachung durch Messungen möglich ist.

Bei der Vielfalt dieser Prozesse ist es nicht ganz leicht, ihre relative Bedeutung abzuwägen. Zur Zeit sind viele Prozesse vorstellbar, von denen wir nicht wissen, ob sie eine wesentliche Rolle spielen oder nicht. Man hat sich daran gewöhnt, die Atmosphäre nach bestimmten Gesichtspunkten einzuteilen, entsprechend den in den verschiedenen Höhenschichten beobachteten Vorgängen (Bild 1) [1]. So spricht man von einer "Chemosphäre" als dem Bereich, für den chemische, insbesondere photochemische Prozesse charakteristisch sind, von der "Ionosphäre" in den Höhen, in denen die Konzentration freier Elektronen genügt, die Ausbreitung

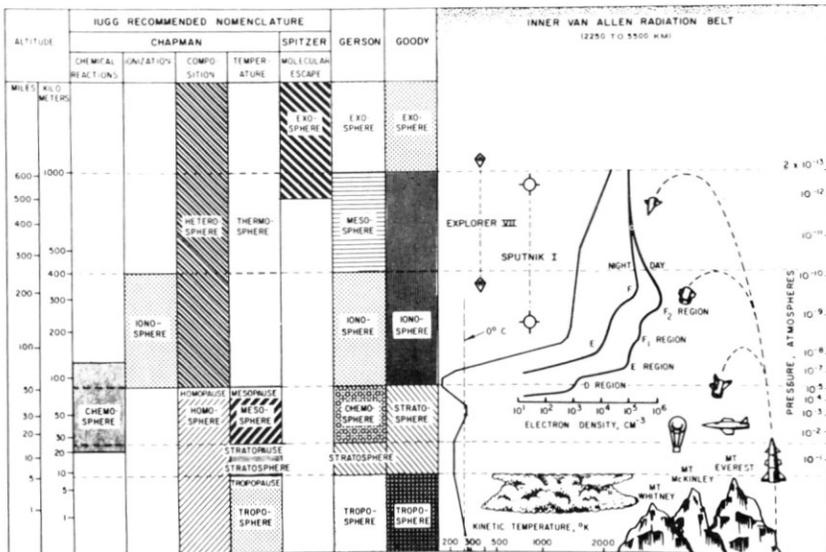


Bild 1. Stockwerke der Atmosphäre und vorgeschlagene Nomenklaturen (n. Handbook of Geophysics).

elektrischer Wellen in beobachtbarer Weise zu beeinflussen. "Homosphäre" und der "Heterosphäre" unterscheiden sich durch die Turbulenzverhältnisse, die im ersten Falle völlige Durchmischung der atmosphärischen Bestandteile und damit einheitliche chemische Zusammensetzung erzwingen. In der Heterosphäre überwiegt die molekulare Diffusion und führt zu einem Gleichgewicht, das photochemisch und durch Sedimentationsprozesse bedingt ist.

Für eine Übersicht über die Energiegleichgewichte und das Zusammenspiel der verschiedenen Einflüsse sind diese Bezeichnungen nicht sehr geeignet. Besser tut man daran, von der beobachteten Temperaturverteilung und den festgestellten Strahlungsströmen auszugehen. Deshalb soll hier zunächst ein Überblick über die beobachtete Temperaturverteilung gegeben werden.

Bild 1 gibt hinsichtlich der Temperaturverteilung den mittleren Zustand der Atmosphäre in mittlerer geographischer Breite wieder. Man kann darin Höhenstufen oder thermische Stockwerke der Atmosphäre unterscheiden, die jeweils durch der Verlauf der Temperatur mit der Höhe gekennzeichnet sind.

Vom Erdboden bei $273 \pm 20^\circ\text{K}$ bis etwa 11 km Höhe erstreckt sich die *Troposphäre*, charakterisiert durch eine mittlere Temperaturabnahme von etwa $6.5^\circ\text{K}/\text{km}$. Diese Schicht ist in ihrem Verhalten bedingt durch die vom Erdboden ausgehenden Temperaturänderungen und die Phasenänderungen des Wasserdampfes. Bis zur Obergrenze der Troposphäre reicht die vom strahlungsgeheizten Erdboden ausgehende tägliche Konvektion und die durch diese verursachten kurzperiodischen Wettervorgänge. Auf die Troposphäre folgt nach oben eine Übergangsschicht, die *Tropopause*, bei etwa $210 \pm 20^\circ\text{K}$. Über ihr liegt eine im wesentlichen isotherme Schicht bis etwa 25 km Höhe. Oberhalb 25 km bis zu einer Höhe von etwa 50 ± 5 km nimmt die Temperatur wieder zu. Die erreichte Höchsttemperatur beträgt etwa $273 \pm 20^\circ\text{K}$. Die zur Zeit geltende Nomenklatur ist nicht ganz einheitlich. Nach dem Vorschlage von Chapman gilt die Bezeichnung *Stratosphäre* nur bis zum oberen Ende der Isothermie bei 25 km Höhe. Vielfach wird jedoch heute mit Nicolet der Ausdruck *Stratosphäre* für die ganze Schicht zwischen der Tropopause und dem Temperaturmaximum bei 50 km Höhe benutzt. Der Bereich des Temperaturmaximums wird dann als *Stratopause* bezeichnet. Nach oben folgt ein Gebiet erneuter Temperaturabnahme, die *Mesosphäre*. Diese reicht bis etwa 85 km Höhe, wo eine Temperatur von $190 \pm 25^\circ\text{K}$ erreicht wird. An die durch die *Mesopause* begrenzte Mesosphäre schliesst sich die *Thermosphäre* an, ein Bereich erneuter Temperaturzunahme, für den eine obere Grenze nicht angebbar ist. Die Gesamtmasse der Atmosphäre ist so verteilt, dass etwa 75 Prozent auf die Troposphäre, 23 Prozent auf die

Stratosphäre und 2 Prozent auf die Mesosphäre entfallen. Die höheren Schichten sind hinsichtlich der in ihnen enthaltenen Massen demgegenüber ohne Bedeutung.

Die Erde enthält von aussen ständig Energie zugestrahlt. Der Anteil des Sonnenlichts an dem einkommenden Energiestrom ist so überwiegend, dass alle anderen Anteile ihm gegenüber vernachlässigt werden können. Leider lässt die quantitative Bestimmung des von der Sonne kommenden Energiestroms, der Solarkonstante, noch zu wünschen übrig. Der Betrag dieses Energiestroms, $2 \text{ cal/cm}^2\text{Min}$, senkrecht zur Strahlungsrichtung gemessen, ist auf etwa 2 Prozent seines Wertes gesichert. Die Erde und die Atmosphäre geben aber auch ständig Energie in den Raum hinaus ab. Der Hauptanteil an ausgestrahlter Energie besteht aus thermischer Strahlung. Entsprechend den vorwiegend vorkommenden Temperaturen von Erdoberfläche und Atmosphäre handelt es sich um infrarote Strahlung mit Wellenlängen im Bereich um 10μ .

Erfahrungsgemäss dürfen wir für eine Reihe von Jahren oder Jahrzehnten voraussetzen, dass die Erde sich nicht im Mittel stark erwärmt oder abkühlt. Wir wollen einmal von langfristigen Klimaänderungen absehen. Dann dürfen wir schliessen, dass die Bilanz der Energieeinnahme und -abgabe im Mittel während der betrachteten Zeit im wesentlichen ausgeglichen ist. Es interessiert nun festzustellen, was wir über die Einzelposten dieser Bilanz wissen und wie sich die diese Einzelposten repräsentierenden Energieströme in der Atmosphäre auswirken.

Wenn wir die Energie der Sternlichte sowie die der Partikelströme, die die Erde treffen, vernachlässigen, besteht die wesentliche Energieeinnahme der Erde aus kurzweiliger Strahlung der Sonne, annähernd entsprechend der Strahlung eines schwarzen Körpers von 5700°K . Dieser Wert bezieht sich auf die Gesamtenergie; in den einzelnen Spektralgebieten weicht die Strahlung der Sonne ziemlich erheblich von der Energieverteilung eines schwarzen Körpers ab. Im Mittel über die gesamte Erdoberfläche, gemessen an der äusseren Begrenzung der Atmosphäre, erhält die Erde einen Energiebetrag von $0.500 \text{ cal/cm}^2\text{Min}$ (350 W/M^2). Dass dieser Wert nur auf etwa 2 Prozent genau bekannt ist, liegt daran, dass ein erheblicher Teil der Sonnenstrahlung bereits in der hohen Atmosphäre absorbiert wird und daher Messungen vom Boden aus nicht zugänglich ist [2]. Die bisher vorliegenden Messungen mittels Raketen oder Satelliten besitzen aber noch keine hinreichende Genauigkeit, um die Solarkonstante genauer eingrenzen zu können. Tabelle 1 [3] zeigt, wie die auf die Erde fallende Strahlung sich dann weiter verteilt. Etwa 35 Prozent der einkommenden Energie wird von der Erde und von der Atmosphäre aus in den Raum hinein reflektiert oder gestreut. An diesen 35 Prozent sind die Wolken mit 24, die wolkenfreie Atmosphäre mit 7, die Erdoberfläche mit 4 Prozent

TABELLE 1

Kurzweilige mittlere Einstrahlung (jahreszeitliche Verteilung für die Nordhalbkugel, nach Anteilen gegliedert, mittlere Bewölkungsverhältnisse) cal/cm²Min

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1. Einstrahlung an der äusseren Grenze der Atmosphäre	0.348	0.580	0.645	0.424	0.500
2. In der Atmosphäre absorbiertes Anteil der Einstrahlung	0.060	0.093	0.122	0.074	0.087
(a) durch Ozon	(0.011)	(0.016)	(0.019)	(0.010)	(0.014)
(b) durch Wasserdampf und Staub	(0.044)	(0.067)	(0.092)	(0.057)	(0.065)
(c) durch Wolken	(0.005)	(0.010)	(0.011)	(0.007)	(0.008)
3. Von der Erdoberfläche und aus der Atmosphäre durch Reflexion und Streuung in den Weltraum zurückgehender Anteil der Einstrahlung	0.116	0.207	0.234	0.149	0.176
(a) von der Atmosphäre	(0.023)	(0.037)	(0.048)	(0.028)	(0.034)
(b) von Wolken	(0.078)	(0.141)	(0.162)	(0.203)	(0.121)
(c) von der Erdoberfläche	(0.015)	(0.029)	(0.024)	(0.018)	(0.021)
4. An der Erdoberfläche absorbiertes Anteil der kurzweiligen Einstrahlung	0.173	0.283	0.289	0.203	0.237
(a) direkte Sonnenstrahlung	(0.085)	(0.142)	(0.129)	(0.091)	(0.112)
(b) von Wolken durchgelassene Strahlung	(0.045)	(0.091)	(0.090)	(0.064)	(0.072)
(c) gestreute Sonnenstrahlung	(0.043)	(0.050)	(0.070)	(0.048)	(0.053)

beteiligt. Ein Anteil von 17 Prozent der kurzwelligen Einstrahlung wird von der Atmosphäre absorbiert, davon entfallen 13 Prozent auf Absorption durch Wasserdampf und Staubteilchen. Die Erdoberfläche erhält von der eingestrahnten kurzwelligen Energie 48 Prozent, davon 21 Prozent in Form direkter Sonnenstrahlung, den Rest in Form von Licht, das an Wolkentropfen oder Luftmolekülen gestreut bzw. reflektiert wurde.

In der Tabelle 2 ist die Verteilung der thermischen Ausstrahlung der Erde wiedergegeben. Gemäss dem oben Gesagten muss die gesamte Ausstrahlung der Erde einschliesslich der Atmosphäre 65 Prozent von $0.500 \text{ cal/cm}^2\text{Min}$, das ist $0.325 \text{ cal/cm}^2\text{Min}$ betragen. Ein schwarzer Körper, der diesen Energiebetrag unmittelbar in den Weltraum strahlen würde, würde eine wesentlich tiefere Temperatur besitzen, als sie die Erdoberfläche tatsächlich hat, nämlich etwa 250°K . Die bekannte "Glashauswirkung" der Atmosphäre hat jedoch zur Folge, dass die Erdoberfläche einen sehr bedeutenden Anteil der von ihr abgestrahlten Energie von der Atmosphäre, insbesondere von den in ihr enthaltenen dreiatomigen Gasen der Troposphäre, nämlich Wasserdampf und Kohlendioxyd, in Form von thermischer Strahlung wieder zugestrahlt bekommt. Der Anteil der Erdoberfläche an der Ausstrahlung in den Weltraum beschränkt sich daher auf die Spektralgebiete, in denen die Atmosphäre keine Absorption im Infraroten besitzt, die sogenannten "Fenster." Wegen der Beschränkung auf das Gebiet der Fenster erreicht die unmittelbare Ausstrahlung der Erdoberfläche nur wenig über 5 Prozent des Energiebetrages der Solarkonstante ($0.027 \text{ cal/cm}^2\text{Min}$). Der Hauptanteil der thermischen Ausstrahlung in den Weltraum, entsprechend 57 Prozent der Solarkonstante, geht zu Lasten der Troposphäre. Nur 3 Prozent der gesamten Strahlungsbilanz entfallen auf die Ausstrahlung der höheren Atmosphärenschichten.

Ein Vergleich des jahreszeitlichen Ganges der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsströme, wie sie in den Tabellen 1 und 2 dargestellt sind, zeigt die starke Abhängigkeit von der Sonnenhöhe im kurzwelligen Bereich, während die thermische Ausstrahlung einen sehr ausgeglichenen Jahresgang besitzt. Hieraus ersieht man die beherrschende Rolle, die die Strömungen in der Atmosphäre und die Phasenübergänge in der Troposphäre für den Ausgleich der Wärmeverhältnisse über die gesamte Erdoberfläche spielen.

Betrachten wir nun den spektralen Verlauf der kurzwelligen Einstrahlung von der Sonne her im einzelnen (Bild 2) [1]. Die äussere, gestrichelte Kurve zeigt zum Vergleich die Strahlung eines schwarzen Körpers von 6000°K . Sie liegt fast überall über der äusseren ausgezogenen Kurve, die den Verlauf der Einstrahlung an der äusseren Grenze der Atmosphäre wiedergibt. Lediglich in einem kleinen Bereich des sichtbaren Spektrums bei 0.55μ und im fernen Infrarot erreicht die extraterrestrische Intensität

TABELLE 2

Thermische Ausstrahlung von der Erde in den Weltraum (jahreszeitliche Verteilung für die Nordhalbkugel, mittlere Bewölkungsverhältnisse) cal/cm²Min

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1. Thermische Ausstrahlung in den Weltraum insgesamt	0.317	0.321	0.339	0.319	0.324
(a) von der Erdoberfläche direkt (durch spektrale Fenster)	(0.029)	(0.029)	(0.026)	(0.026)	(0.027)
(b) von der Troposphäre	(0.277)	(0.276)	(0.294)	(0.283)	(0.283)
(c) von der Stratosphäre	(0.011)	(0.016)	(0.019)	(0.010)	(0.014)

des Sonnenlichts die gestrichelte Kurve. Der Vergleich der beiden ausgezogenen Kurven zeigt, wie sich der reflektierte, gestreute und von der Atmosphäre absorbierte Anteil der Sonnenstrahlung über das Spektrum verteilt, die schattierten Gebiete zeigen insbesondere die Absorption durch die atmosphärischen Gase. Die Unsicherheit des Verlaufs der Einstrahlung an der äusseren Grenze der Atmosphäre ist verantwortlich für die noch herrschende Unsicherheit über den Wert der Solarkonstante. Der grundsätzliche Verlauf des Sonnenspektrums im Ultraviolett ist in Bild 3 [3] wiedergegeben. Man sieht, wie sehr der Verlauf des Spektrums von der

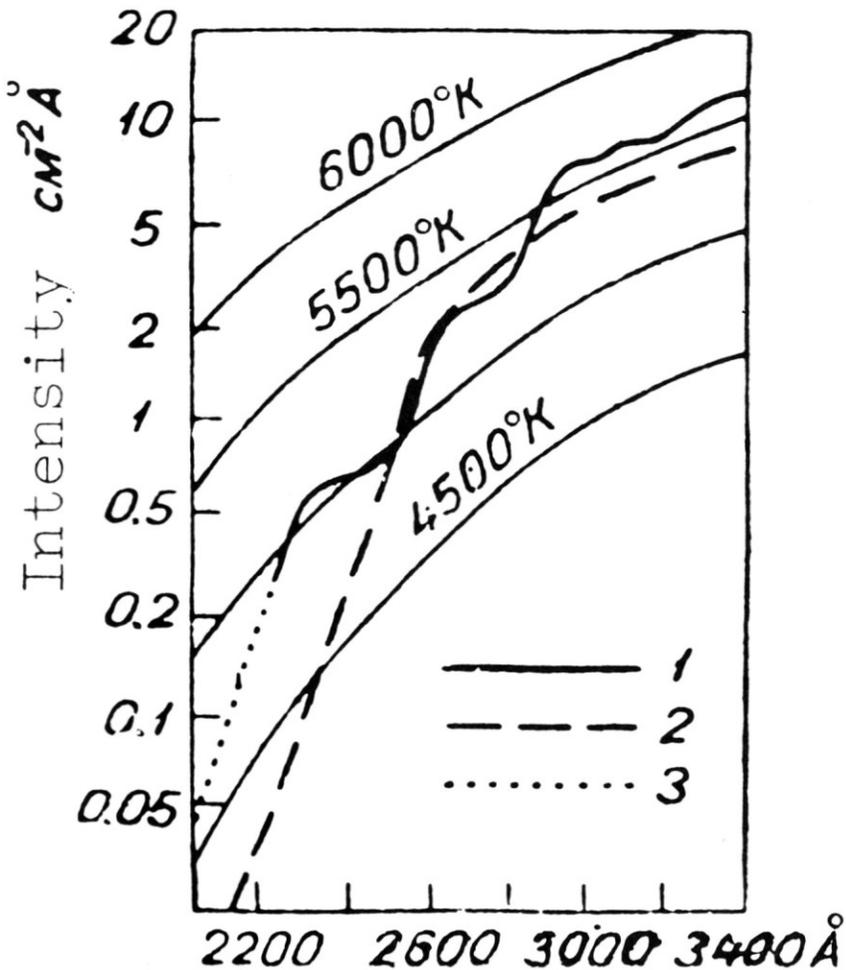


Bild 3. Intensität der Sonnenstrahlung im Ultraviolett (n. Kondratjew).

Intensitätsverteilung der Schwarzstrahlung abweicht. Ausser den Kurven für die Strahlung verschieden temperierter schwarzer Körper enthält das Bild (Kurve 1 und 3) zum Vergleich die Ergebnisse einer Theorie von de Yager [4] und die Ergebnisse von Raketenmessungen (Kurve 2). Die Farbtemperatur der in diesem Gebiet strahlenden Schichten der Photosphäre der Sonne erscheint sehr niedrig. Zu bemerken ist hier noch, dass die Intensität der Sonnenstrahlung im fernen Ultraviolett zeitlich starke Schwankungen aufweist. Amplitude und zeitlicher Verlauf dieser Schwankungen bedürfen noch der Aufklärung.

Bild 4 zeigt (nach Watanabe [5]), wie die verschiedenen Spektralbereiche der einfallenden Strahlung in der Erdatmosphäre absorbiert werden. Angegeben ist in der Ordinate die Eindringtiefe in die Erdatmosphäre für jede Wellenlänge des Spektrums. Daneben sind die hauptsächlich an der Absorption beteiligten Gase vermerkt.

An der Erdoberfläche kann Sonnenstrahlung nur bis zu einer Wellenlänge von wenig unter 3,000 Å beobachtet werden. Unterhalb 3,000 Å schneidet die stark absorbierende Hartley-Bande des Ozons die Beobachtungsmöglichkeit für das ultraviolette Sonnenlicht vom Boden aus ab. Zwischen 2,000 und 3,000 Å ist das Ozon das wichtigste Absorbens. Der Schwerpunkt seines Vorkommens in der Atmosphäre liegt mengenmässig etwa bei 23 km Höhe, der Schwerpunkt der Absorption und damit der thermischen Auswirkung der Ozonsschicht jedoch bei 50 bis 55 km Höhe. Von 40 bis 70 km Höhe befindet sich das Ozon im photochemischen Gleichgewicht mit dem Strahlungsfeld. Unterhalb 2,000 Å tritt das zweiatomige Sauerstoffmolekül als wichtigstes Absorbens hervor. In diesem Bereich gibt es infolge des Bandencharakters der Absorption zahlreiche "Fenster," so dass das Bild der in die Atmosphäre eindringenden Strahlung sehr kompliziert wird. Je kürzer die Wellenlänge wird, um so mehr Komponenten, die als Reaktionspartner photochemischer Prozesse oder bei Wiedervereinigungsreaktionen entstehen können, kommen ins Spiel. Beobachtet werden Absorptionen durch N_2 , NO und N_2O . Erst im Röntgengebiet wird die Absorption in der Atmosphäre im wesentlichen proportional der Luftdichte und damit wieder übersichtlicher. Die Erörterung der unzähligen Möglichkeiten für Photoreaktionen und ihrer Bedeutung für das atmosphärische Geschehen im einzelnen würde den Rahmen dieses Referats weit übersteigen. Wir müssen uns auf den Versuch beschränken, ein zusammenhängendes Bild von dem Zustand zu geben, der sich in der hohen Atmosphäre als energetisches Gleichgewicht einstellt.

Besitzt man eine Vorstellung von den in jeder Höhe der Atmosphäre vorhandenen Energieströmen, so kann man versuchen, sich ein Bild von den strahlungsbedingten Temperaturänderungen in der Stratosphäre und Mesosphäre zu machen. Zwischen den Quellen und Senken der Strahlungs-

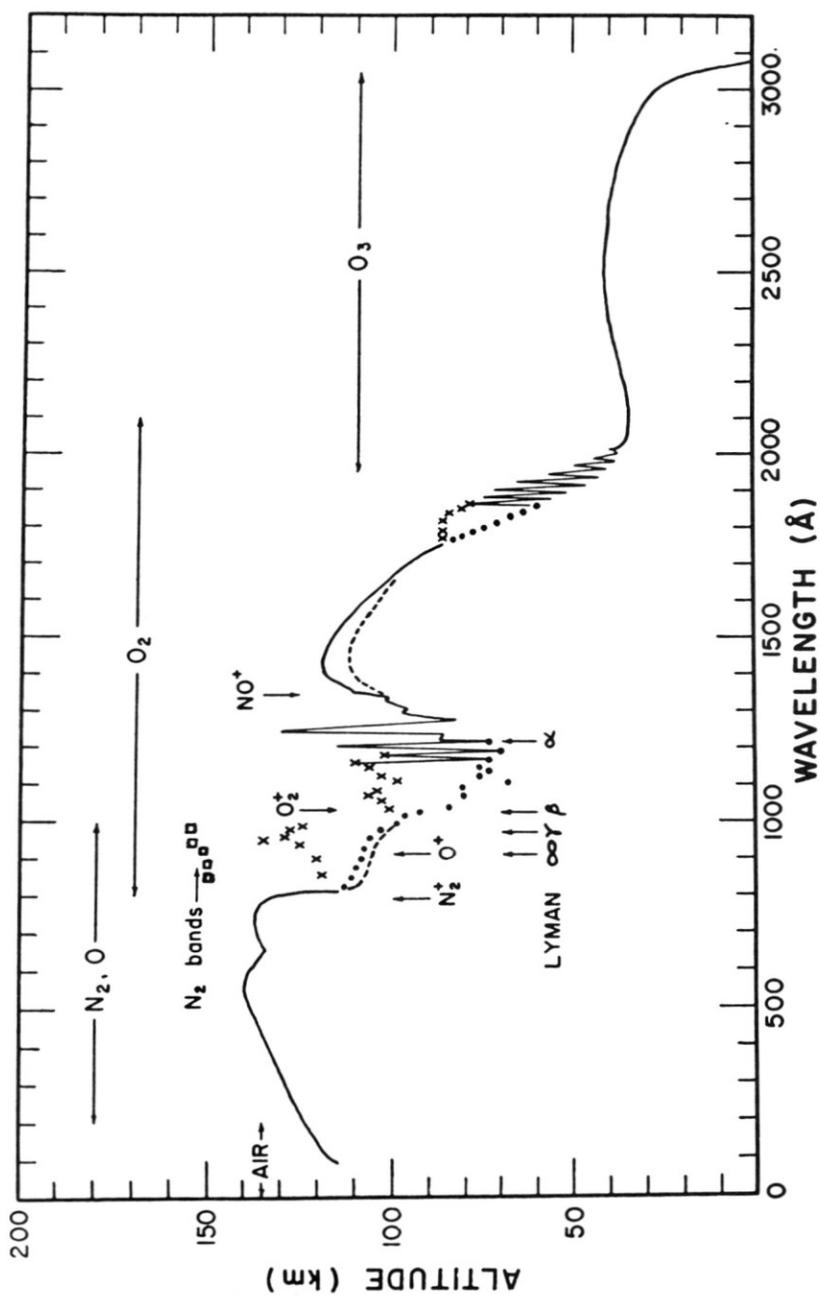


Bild 4. Eindringtiefe der Sonnenstrahlung in die Erdatmosphäre in Abhängigkeit von der Wellenlänge (n. Watanabe).

energie ergeben sich dann Transportbewegungen. Ein Vergleich der so berechneten Temperaturverteilung und der daraus folgenden Wärmetransporte mit den durch unmittelbare Messungen gewonnenen Erfahrungen kann zeigen, wieweit unsere Vorstellungen schon bestätigt werden können und wieweit sie verbesserungs- oder ergänzungsbedürftig sind.

R. J. Murgatroyd und R. M. Goody [6], sowie R. J. Murgatroyd und F. Singleton [7], haben derartige Untersuchungen durchgeführt. Entsprechend der Bedeutung der Atmosphärenbestandteile für die Strahlungsumsätze in der Höhe gründen sich diese Untersuchungen auf die Absorption durch Ozon im kurzwelligen Bereich und auf die thermische Emission und Absorption von Ozon und Kohlendioxyd im langwelligen Spektralbereich. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse von Murgatroyd und Mitarbeitern gibt Bild 5. Über der Winterhalbkugel kühlt sich die Atmosphäre in der Höhe oberhalb 30° geographischer Breite überall ab, am stärksten in 70 km Höhe über dem Winterpol. Die Abkühlung erreicht einen maximalen Betrag von 10 bis 15°C pro Tag. Zwischen den 30°-Breitenkreisen findet das ganze Jahr über und in allen Höhen bis etwa 80

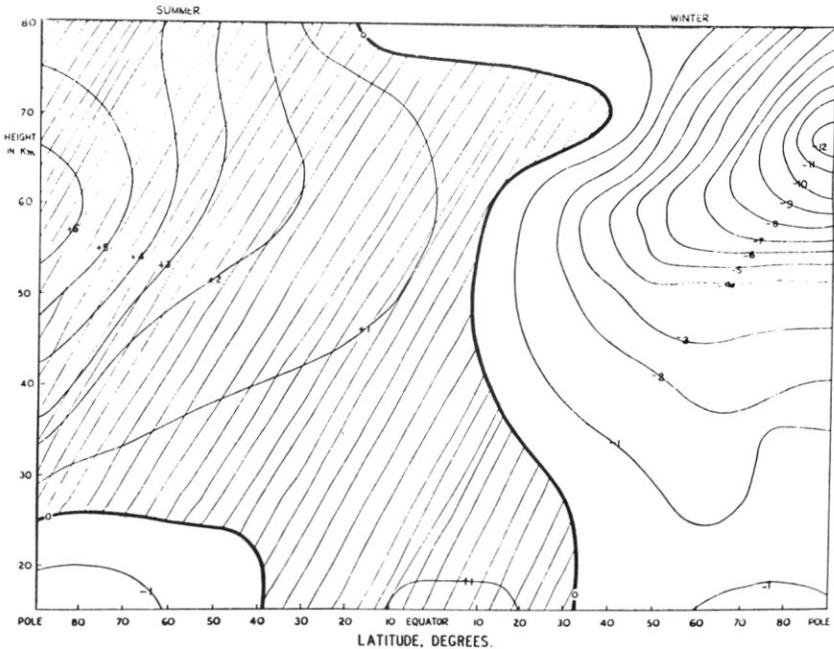


Bild 5. Strahlungsbedingte Temperaturänderungen in der Atmosphäre (°K/Tag) (n. R. J. Murgatroyd und F. Singleton).

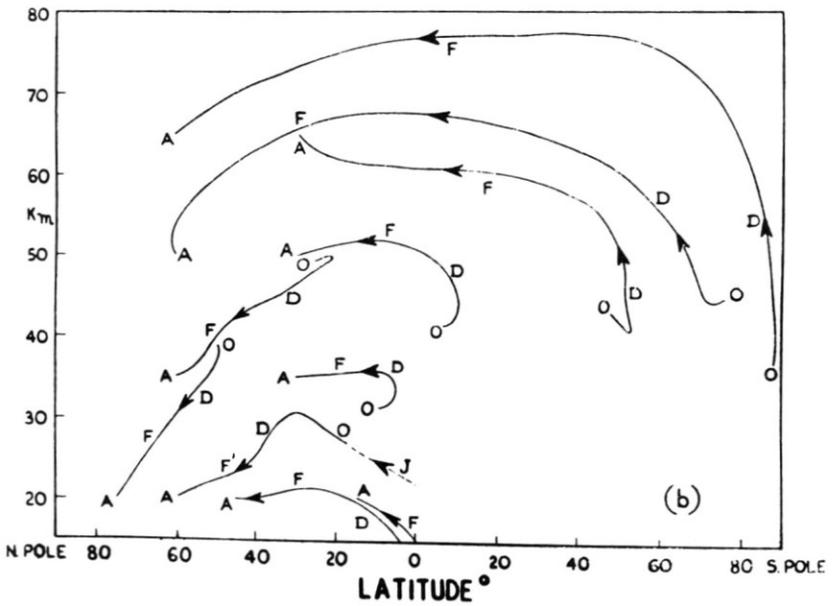
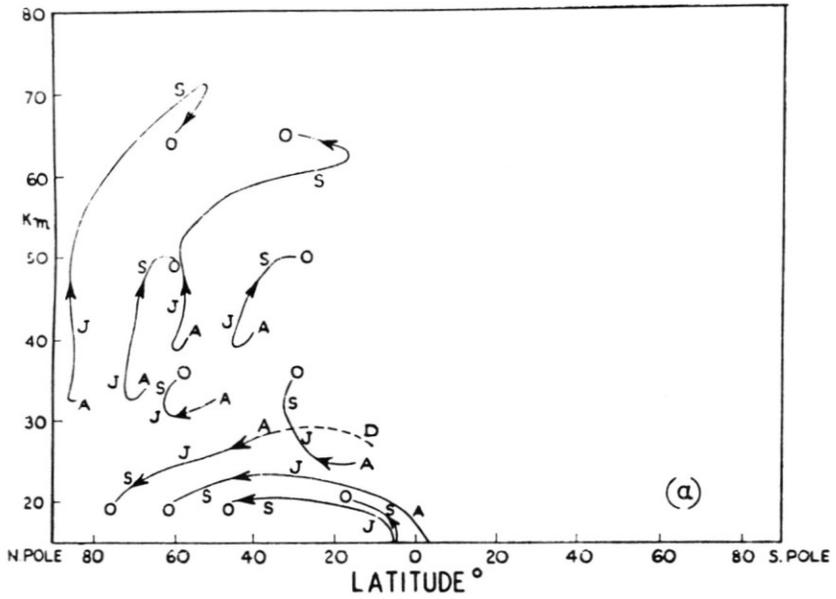


Bild 6. Trajektorien der Luft (n. R. J. Murgatroyd und F. Singleton).

km eine geringe Erwärmung statt. Über der Sommerhalbkugel herrscht Erwärmung bis maximal 6°C pro Tag bei 60 km Höhe in Polnähe. Oberhalb 40° Breite besteht dagegen bis zur Höhe von 25 km auch im Sommer Abkühlung durch Strahlung.

Die Ungleichmässigkeit der Wärmezufuhr und -abfuhr hat Ausgleichsbewegungen zur Folge, deren Richtung und Stärke durch die Temperaturverteilung und die Austauschigenschaften der Atmosphäre bedingt werden. Murgatroyd und seine Mitarbeiter leiteten aus diesen Unterlagen ein Strömungsbild für die resultierenden Transportbewegungen ab (Bild 6). Die obere Bildhälfte gibt die im Sommerhalbjahr zu erwartenden Transportbewegungen wieder. Von April bis Oktober wird in der Stratosphäre bis 30 km Höhe Luft aus niedrigen Breiten polwärts verfrachtet. Die Gegenbewegung in grossen Höhen ist wenig ausgeprägt, doch findet eine allgemeine Hebung statt. Im Winter (untere Bildhälfte) beherrscht der polwärts gerichtete Transport die Höhen bis 50 km, dabei findet über dem Polargebiet grossräumiges Absinken statt. Ausserdem fliesst Luft in sehr grossen Höhen (oberhalb 50 km) vom Sommerpol zum Winterpol.

Die Ergebnisse solcher Rechnungen über die aus Strahlungsdaten zu folgernde Temperaturverteilung sind mehrfach mit dem praktisch gemessenen Temperaturverlauf verglichen worden (Bild 7). [8, 9] W. W. Kellogg [8] findet im Sommer eine sehr beachtliche Übereinstimmung zwischen dem gemessenen und dem aus Strahlungsdaten abgeleiteten Temperaturverlauf bis in sehr grosse Höhen. Daraus muss geschlossen werden, dass die Annahmen über die Einstellung des Strahlungsgleichgewichtes, die die Voraussetzung für den Vergleich bilden, im wesentlichen zutreffen. Im Winter dagegen gibt es über dem Pol keine Einstrahlung, aber wegen der relativ hohen Temperatur einen hohen Ausstrahlungsbetrag, der ohne Kompensation die berechnete Abkühlung von 10 bis 15°C pro Tag zur Folge haben würde. Nach W. W. Kellogg [l.c.] kann für die Erklärung dieser Diskrepanz Partikelstrahlung nicht herangezogen werden, weil sie im wesentlichen unabhängig von der Jahreszeit sein sollte. Nach Ansicht dieses Autors kommt als Wärmequelle in erster Linie die Wiedergewinnung der Dissoziationsarbeit von Sauerstoffatomen zu Molekülen in Frage. Auch dynamisches Absinken kann eine Rolle spielen, doch ist der Molekülbildungsprozess infolge seiner grossen Wärmetönung energetisch wesentlich ausgiebiger.

Neben der Temperaturverteilung kann vorteilhafterweise auch die Windverteilung in grossen Höhen zur Nachprüfung der Rechnungen über das Strahlungsgleichgewicht herangezogen werden. Hiermit hat sich hauptsächlich E. S. Batten [9] beschäftigt. Die Messungen des Windes in der Höhe basieren auf sehr unterschiedlichen und hinsichtlich ihrer Genauigkeit verschieden zu bewertenden Methoden. Da jedoch das

Material noch nicht in sehr reichlichem Umfang zur Verfügung steht, ist man gezwungen, alle verfügbaren Daten heranzuziehen. Folgende Methoden haben Verwendung gefunden: Messungen der Schallausbreitung von raketentragenen Explosivkörpern, die Beobachtung der Abtrift von Meteorschweifeln, die Bewegung von leuchtenden Nachtwolken, Driftbeobachtungen ionosphärischer Erscheinungen, Radarmessungen an von Raketen abgeworfenem Material: Chaff (Wolken auf die Radarwellenlänge abgestimmter metallischer Dipole), metallisierte Fallschirme oder in Mylarballons eingebaute Tripelspiegel aus metallisierter Folie. Bild 8 zeigt die Ergebnisse der Vergleiche von Batten. Es ist wegen Materialmangels noch nicht möglich, klimatische Unterschiede zwischen Nord- und Südhalbkugel zu konstatieren; bis zum Vorliegen umfangreicheren Materials muss Symmetrie angenommen werden. In der Troposphäre und der unteren Stratosphäre herrscht Westwind vor; sein Maximum erreicht er bei 35° geographischer Breite im Winter an der Tropopause mit im Mittel 50 m/s, ein sekundäres Maximum im Sommer bei 45° Breite. Im Sommer herrscht vom Äquator bis zum Pol und von 25 km Höhe bis zur Mesopause

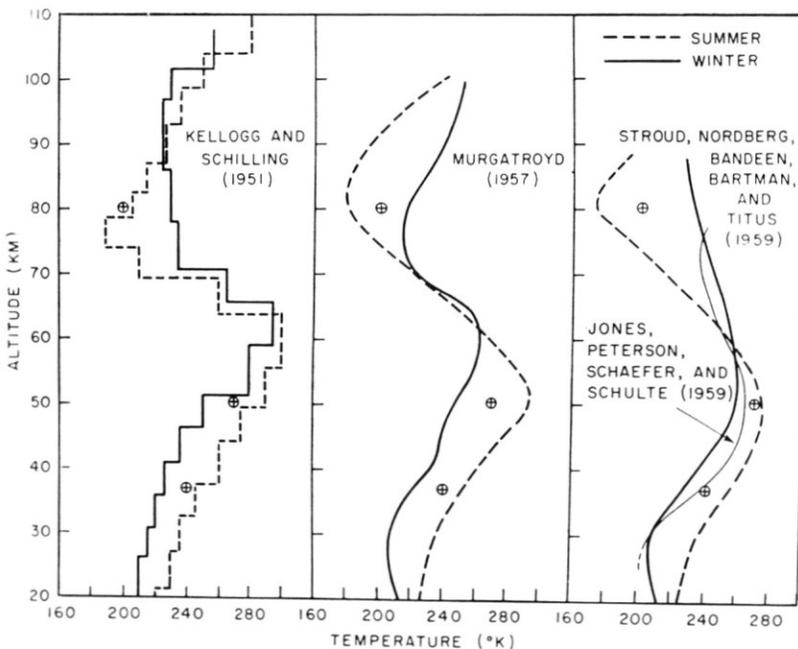


Bild 7. Temperaturen in der hohen Atmosphäre in 60° Breite nach Messungen (rechts) und Berechnungen (Mitte und links) (gekreuzte Kreise: Mitteltemperatur in White Sands).

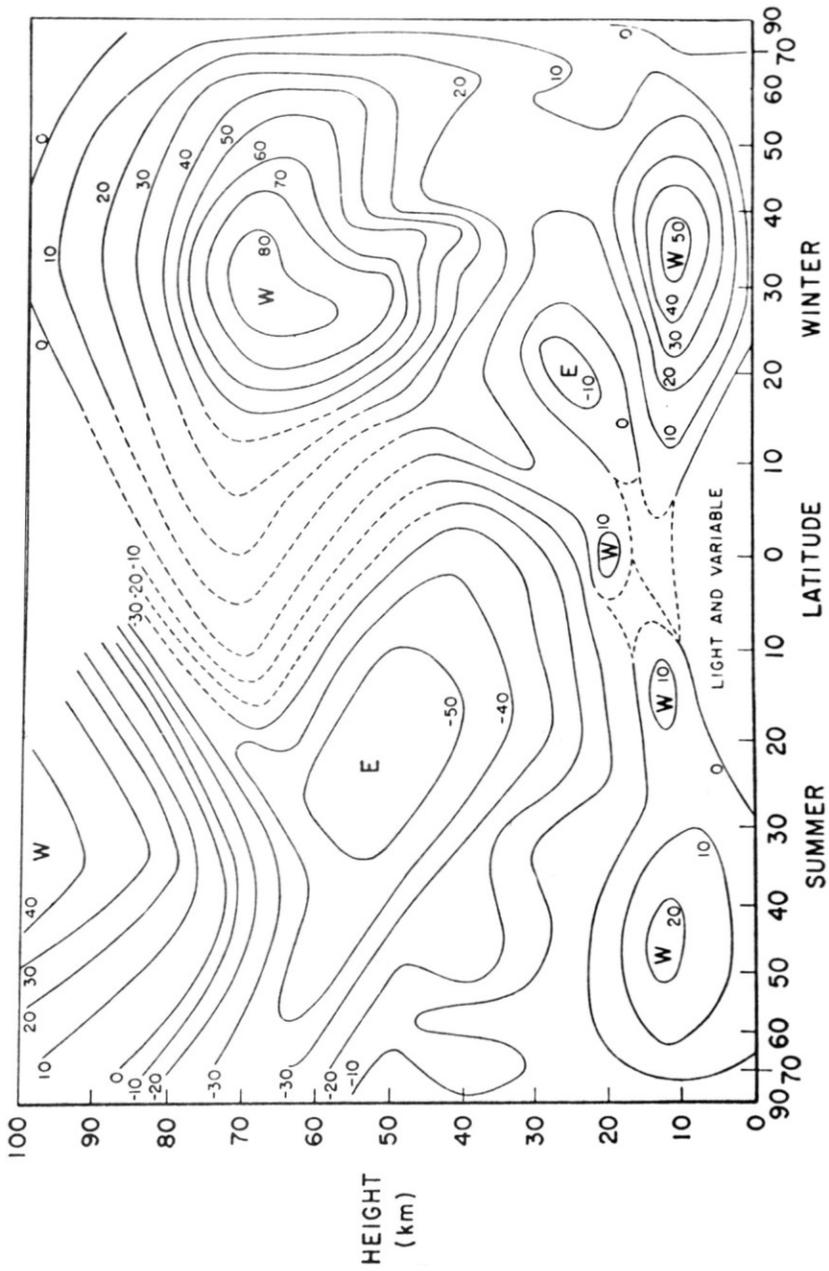


Bild 8. Mittlere zonale Windkomponenten (n. E. S. Batten) (m/s).

Ostwind, der in der Höhe des mesosphärischen Temperaturmaximums zwischen 20 und 30° Breite ebenfalls etwa 50 m/s erreicht. Im Winter herrscht in diesen Höhen Westwind, im Mittel von etwa 80 m/s in 70 km Höhe bei 30° Breite. Zwischen 20 und 30 km Höhe und in niedrigen Breiten bis etwa 25° ist eine Ostwindzone eingeschoben. Über dem Äquator ist der Wind das ganze Jahr über im Durchschnitt schwach. Der Verlauf in den Übergangsgebieten kann mangels einer hinreichenden Anzahl von Messergebnissen zur Zeit nur schätzungsweise angegeben werden. Bild 9 zeigt noch einmal den charakteristischen Verlauf der Zonalkomponente des Windes für den Breitengürtel zwischen 30 und 40° im Laufe des Jahres. Besonders gut zu erkennen ist der scharfe Wechsel zwischen West- und Ostwinden in der Mesosphäre im Frühjahr und im Herbst.

Es ist natürlich nicht ganz befriedigend, Mittelwerte aus einer Materialsammlung zu verwenden, die so heterogenen Ursprungs ist, wie die Ende 1960 zur Verfügung stehenden Werte. Es werden daher in den nächsten Bildern mit einheitlicher Methode gewonnene Einzelwerte von Windmessungen gezeigt, die mittels Raketen über White Sands festgestellt wurden. Bild 10 zeigt den Verlauf des Windes zwischen 45 und 55 km Höhe für die Zeit von Juni 1962 bis Mai 1963 [10]. Gut zu erkennen ist das Vorherrschen des Westwindes im Winterhalbjahr und das Ostwindmaximum Ende Juli. Besonders im Winter treten aber auch kurzfristige schroffe Änderungen auf, die lebhaft an die Veränderlichkeit des Wetters in der unteren Atmosphäre erinnern und die man gern mit sonstigen beobachteten Vorgängen korrelieren möchte. Bild 11 zeigt für drei verschiedene Jahre das Umspringen des Windes von Ost nach West um den 20. September und von West nach Ost um den 30. April. Die verblüffende Gleichmässigkeit des Geschehens in den verschiedenen Jahren deutet auf die Tatsache hin, dass in diesen Höhen das atmosphärische Geschehen infolge des vorherrschenden Einflusses der Strahlung in weit höherem Masse als in Bodennähe an den Kalender gebunden ist. Gerade in diesem Zusammenhange interessiert daher besonders die Zeit der letzten Januar- und ersten Februardekade. In dieser Zeit geht plötzlich, aber offenbar ziemlich regelmässig, im Jahresrhythmus die Westkomponente des Windes unter starken kurzzeitigen Schwankungen nahezu auf Null zurück.

Im Zusammenhang mit Fragen der Raumfahrt ist natürlich die Frage von besonderem Interesse, wieweit die hier gezeigten Erfahrungen allgemein für die ganze Erde gelten und wieweit sie insbesondere Eigenschaften der geographischen Situation in Nordamerika darstellen, wo ja der grösste Teil des benutzten Materials gewonnen wurde. Zwei in Sardinien durchgeführte Messreihen konnten bisher jedenfalls bestätigen, dass das jahreszeitliche Umspringen des Windes zum Herbst- und Frühjahrstermin auch in Südeuropa beobachtet wird.

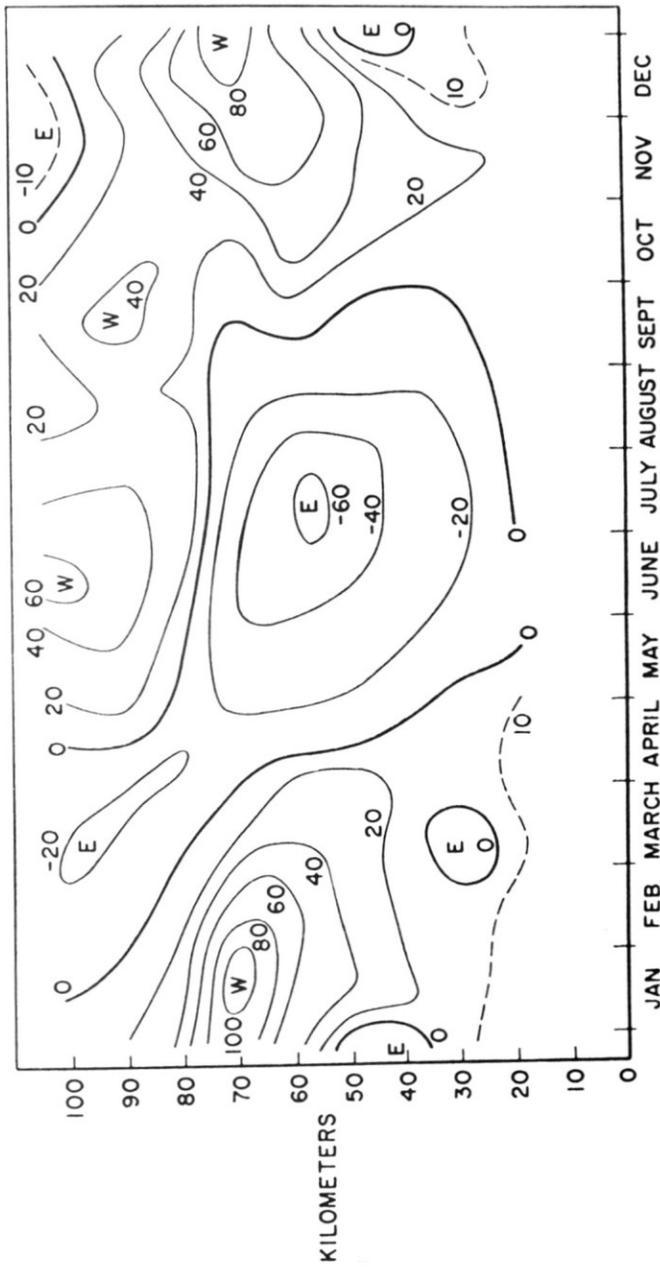


Bild 9. Jahresverlauf der zonalen Windkomponente zwischen 30 und 40° Breite.

Unser Bild vom Geschehen in der hohen Atmosphäre wird umso klarer, je mehr es gelingt, voneinander unabhängige Beobachtungen zur gegenseitigen Ergänzung zu benutzen. Dabei tritt neben der mit Vergrößerung des Beobachtungsmaterials einhergehenden Sicherung allgemeiner Erkenntnis auch mehr und mehr die Feststellung besonderer Einzelheiten hervor, für die uns schlüssige Erklärungen noch fehlen. Ganz besonders trifft das auch jetzt noch für das Gebiet zwischen der Gipfelhöhe der Routine-Radiosondenaufstiege einerseits und der ionosphärischen E-Schicht oder der Umlaufbahn erdnaheer Satelliten andererseits zu. Das Gebiet zwischen 40 und 100 km Höhe ist im Vergleich zu den darüber und darunter liegenden Schichten noch sehr unbekannt, aber nicht uninteressant. Es ist das Übergangsgebiet, in dem die Einflüsse der Erdoberfläche ergänzt und abgelöst werden durch den Strahlungsaustausch mit der Sonne und dem Weltraum. Vom Standpunkt der praktischen Raumfahrt aber erscheint es insbesondere im Interesse der Abflug- und der Wiedereintrittstechnik wünschenswert, die hier vorhandenen Lücken unseres Wissens baldmöglichst zu schliessen.

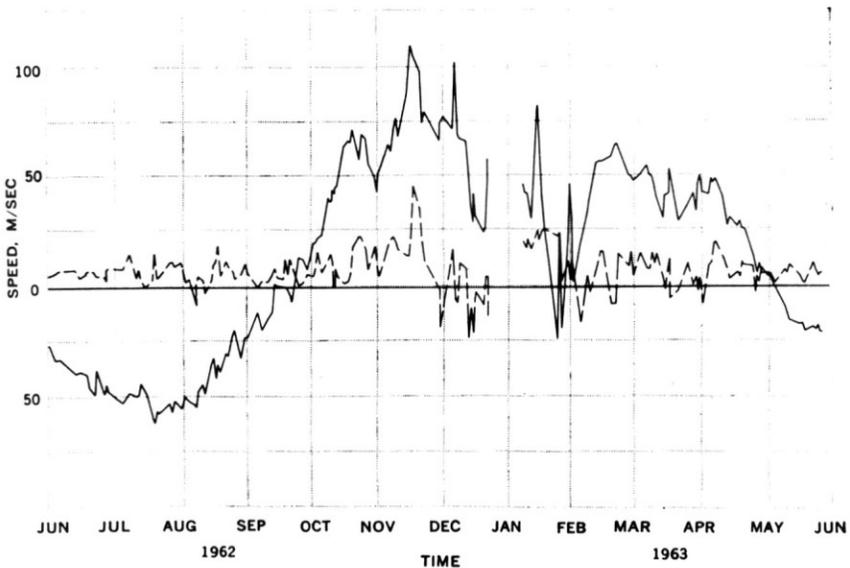
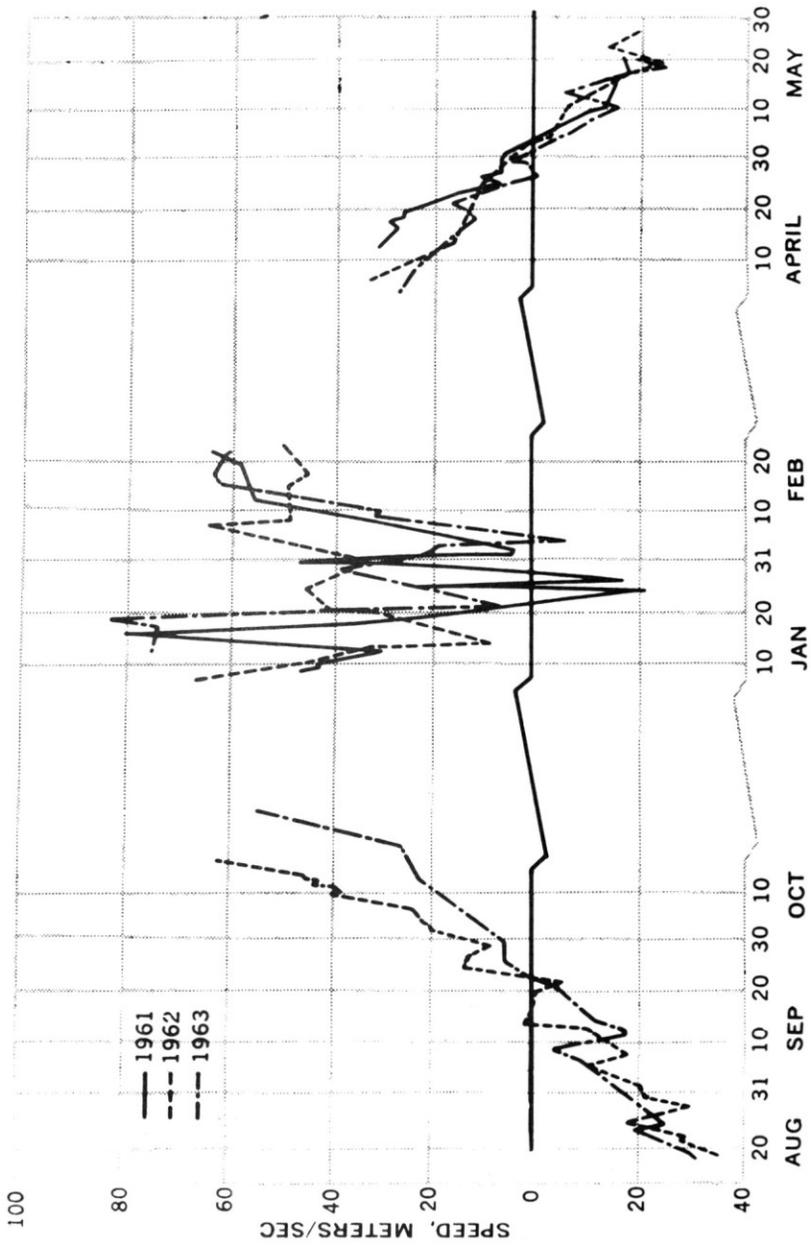


Bild 10. Jahresverlauf der Windkomponenten in 50 km Höhe über White Sands (nach 189 Raketenanstiegen zwischen dem 1. Juni 1962 und 31. Mai 1963, ausgezogen: Zonalkomponente, gestrichelt: Meridional Komponente, West- bzw. Südkomponente nach oben aufgetragen).



REFERENCES

1. *Handbook of Geophysics* (New York, 1960).
2. Johnson, F. S., *J. of Met.*, 11, 431 (1954).
3. Kondratjew, K. Y., NASA TT F-115 (Washington, 1963).
4. De Yager, *Usp. fiz. nayk.*, vol. XI, no. 4 (1957).
5. Watanabe, K., *Ad. in Geophy.*, 5 (1958), 154ff.
6. Murgatroyd, R. J., and R. M. Goody, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 84, 225 (1958).
7. Murgatroyd, R. J., and F. Singleton, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 87, 125 (1961).
8. Batten, E. S., *J. Met.*, 18, 283 (1961).
9. Kellogg, W. W., *J. Met.*, 18, 373 (1961).
10. Webb, W. L., *Astronautics and Aeronautics* (March 1964).

COMMENTARY

PROF. DR. ING. A. VARELA CID (*Universidade Tecnica de Lisboa, Grupo Portugues de Aeronautica, I.S.T., Lisbon, Portugal*): Herr Professor Müller, wir haben Ihre sehr bedeutenden Ausführungen mit sehr grossem Interesse gehört. Ihre wertvolle Mitteilung entdeckt Werte und Verhältnisse in Gebieten der Atmosphäre, welche uns bisher kaum oder gar nicht bekannt waren. Für so eine wertvolle und hervorragende Arbeit danken wir herzlich. Nun möchte ich höflichst fragen, ob Ihre Ergebnisse auch für das Studium und die Vorhersage des "Jet-Stream" benutzt werden können, da diese sehr wichtig für die gesamte Luftfahrt, zivil und militärisch, sind?

REPLY

Es ist ja bekannt, dass zwischen den durch die Aktivität der Sonne gesteuerten Verhältnissen in der hohen Atmosphäre und dem Wetter in der Troposphäre Beziehungen bestehen. Bisher sind diese Beziehungen aber im wesentlichen stochastischer, das heisst, statistischer Natur. Eine unmittelbare kausale Beziehung auf Grund klarer physikalischer Zusammenhänge konnte noch nicht aufgefunden werden. Erst wenn das einmal der Fall ist, kann man hoffen, prognostisch verwertbare Ergebnisse aus direkten Messungen in der hohen Atmosphäre zu bekommen.

