

Wetterdienst-
Einheiten

Leitfäden für den Gebrauch an der
Wetterdienstschule

1

54612

Leitfäden für den Gebrauch an der Wetterdienstschule

1

Allgemeine Meteorologie

Wetterdienst-
Bibliothek

Bearbeiter:
Dr. F. Möller

5
Berlin
1943

182

V o r w o r t

Für den Unterricht an der Wetterdienstschule hat sich die Herausgabe von Leitfäden als notwendig erwiesen, die den Lehrstoff der verschiedenen Lehrgänge in kurzer Form zusammenfassen.

Die Bearbeitung dieser Leitfäden lag in den Händen der betreffenden Fachlehrer, im Inhalt der Leitfäden sind die Erfahrungen des Lehrkörpers der Wetterdienstschule niedergelegt, sie stellen daher im Ganzen betrachtet eine Gemeinschaftsarbeit dar.

Die Leitfäden sollen die bereits bestehenden zusammenfassenden Bearbeitungen nicht ersetzen, sie dienen lediglich dem Unterricht an der Wetterdienstschule und der Unterweisung der Angehörigen des Reichswetterdienstes, werden daher auch nicht im Buchhandel erscheinen.

Der Leiter der Wetterdienstschule

Einleitung

Wir verstehen unter *Meteorologie* die Lehre von den Erscheinungen in der Lufthülle der Erde. Während von Aristoteles (384 v. Chr.) bis Kämtz (1835) in den Lehrbüchern der Meteorologie auch noch Meteore und Feuerkugeln behandelt wurden, pflegen wir heute diese *Meteore* als außerirdischen Ursprungs der Astronomie zuzuteilen. Zur Meteorologie gehören aber voll und ganz die *Hydrometeore*, nämlich die Erscheinungen in unserer Atmosphäre, die dem Wasserdampf ihr Entstehen verdanken. — Ein Zweig der Meteorologie ist die *Klimatologie*, d. h. die Lehre von den durchschnittlichen oder den mittleren Zuständen der Atmosphäre, deren Unterabteilung, die *Bioklimatologie*, sich mit den Zusammenhängen zwischen klimatologischem und biologischem Geschehen beschäftigt. Ein anderer Zweig der Meteorologie ist die *Aerologie*, die Lehre von den Vorgängen in der freien Atmosphäre, ein Zweig der Wissenschaft, der in den letzten Jahren eine besonders starke Entwicklung genommen hat und der uns heute schon in der physikalischen Erkenntnis der Witterungsvorgänge um ein bedeutendes Stück weiter gebracht hat. Als dritten Zweig der Meteorologie nennen wir die *synoptische Meteorologie*, die ihren Hauptzweck in der Wettersvorhersage sieht — ein Zweig, dessen praktische Bedeutung besonders groß ist und der daher leicht von Laien als Hauptinhalt der Meteorologie betrachtet wird — was er aber ebenso wenig ist, wie etwa die Vorausberechnung der Finsternisse von Sonne und Mond die „Astronomie“ ausmacht. — Wir haben uns in der allgemeinen Meteorologie ferner mit den *Messgeräten* zu befassen, mit deren Hilfe unsere Erkenntnisse gewonnen werden, und wir können unsere Erkenntnis nicht auswerten, ohne von den *theoretischen* Grundlagen Gebrauch zu machen, die uns vor allen Dingen die Physik bereitstellt: die allgemeine Meteorologie umfaßt also mit anderen Worten das gesamte Gebiet der Erscheinungen im Luftmeer.

Aus praktischen Gründen werden in der vorliegenden Zusammenstellung aus dem Gesamtgebiet abgetrennt die Aerologie, die synoptische Meteorologie und die Instrumentenkunde; diese Zweige werden hier also nicht im einzelnen behandelt. Es wird allerdings nicht zu vermeiden sein, daß bei der großzügigen Übersicht über die Meteorologie, die hier gegeben werden soll, immer wieder auf einzelne Tatsachen aus diesen Gebieten hingewiesen wird. In diesem Sinne stellt also die allgemeine Meteorologie sozusagen das Fundament eines Gebäudes dar, dessen einzelne höhere Stockwerke die verschiedenen Zweiggebiete sind.

Es werden im folgenden 7 Kapitel behandelt, nämlich

1. Aufbau und Zusammensetzung der Atmosphäre
2. Wärmehaushalt
3. Luftdruckverhältnisse
4. Luftbewegungen
5. Der Wasserdampf in der Atmosphäre
6. Lufterlektrizität
7. Atmosphärische Optik

Nur in geringem Ausmaß wird von mathematischen Ableitungen Gebrauch gemacht werden. Im ganzen können hier nur die wichtigsten Tatsachen aufgeführt werden. Das ist insofern nicht gefährlich, als in dem *Lehrbuch der Meteorologie* von Hann und Süring, das soeben im Verlag von Keller in Leipzig in 5. Auflage im Erscheinen ist und das unbedingt in der Hand eines jeden Meteorologen sein muß, eine wirklich umfassende Darstellung des Gebietes gegeben ist, die alle Einzelfragen behandelt. Das Buch wird in 10 Lieferungen erscheinen und bietet dadurch die Möglichkeit zur Beschaffung auch bei beschränkten Mitteln.

1. Kapitel

Aufbau und Zusammensetzung der Atmosphäre

Die Atmosphäre besteht aus Luft, einem Gas, das die Alten für ein Element hielten, von dem wir heute aber wissen, daß es ein Gemisch von Gasen ist, deren Anteile in Volumprozenten (bzw. Gewichtprozenten für die wichtigsten Gase) wir in der folgenden Tabelle finden (nach Hann-Süring, S. 9 und Lempfert, Meteorology, S. 178):

Zusammensetzung der Luft

in Volumprozent und Gewichtsprozent

(Luft ohne Wasserdampf am Meeresspiegel)

Gas	Volumprozent	Gewichtsprozent
Stickstoff	78.08	75.48
Sauerstoff	20.59	23.18
Argon	0.93	1.29
+ Kohlendioxyd	0.03	0.045
Krypton	1.1×10^{-4}	Volumprozent
Xenon	0.9×10^{-5}	"
Neon	1.8×10^{-3}	"
Helium	5×10^{-4}	"
Wasserstoff	$< 10^{-3}$	"
+ Radon (Radium-Emanation)	7×10^{-18}	"
Ammoniak	26×10^{-7}	"
+ Jod	3.5×10^{-9}	"
Wasserstoff- peroxyd	4×10^{-8}	"
Ozon	2×10^{-6}	"

Die Tabelle gilt für Luft ohne Wasserdampf und für das Meeressniveau. Die mit einem + gekennzeichneten Elemente unterliegen in ihren Mengen großen Schwankungen. Vom Wasserdampf ist hier zunächst abgesehen, weil sein Verhalten in Kapitel 5 noch eingehend behandelt wird.

Die Erkenntnis, daß die Luft ein Gemisch von Gasen sei, ist noch verhältnismäßig neu; Toricelli wußte darüber noch nichts und erst Scheele ist es 1773 gelungen nachzuweisen, daß die Luft im wesentlichen aus zwei Gasen — Stickstoff und Sauerstoff — besteht.

Rayleigh und Ramsay haben dann um die Jahrhundertwende aus dem Stickstoff die *Edelgase* Argon, Neon und Krypton abgesondert. Die Schwankungen des Kohlensäuregehalts hängen mit den Verbrennungs- und Assimilationsvorgängen zusammen: Ein Überwiegen eines der beiden Vorgänge kann bedeutende Änderungen am mittleren Gehalt von 0.03 Volumprozent bedingen. In Städten ist der Gehalt der Luft an Kohlensäure größer als auf dem Lande, er erreicht z. B. in London bei nebligem Wetter Werte von 0.14%. Auch fallender Luftdruck setzt den Kohlensäuregehalt herauf, weil die Bodenluft kohlensäurereich ist.

Ähnlich verhält sich Radon, das ausschließlich vom Boden her in die Atmosphäre gelangt, und das demnach schon in geringen Höhen verschwindet (siehe hierüber auch Kap. 6).

Wigand (Phys.Z. 25/1924, 684) fand davon

am Boden	25.2×10^{-18}	Volumprozent Radon
1 km	13.2×10^{-18}	
2 km	1.4×10^{-18}	
4 km	0	

Helium entsteht als Zerfallsprodukt radioaktiver Vorgänge in der Atmosphäre, in geringeren Mengen wird es auch durch Quellen direkt aus dem Erdinnern an die Atmosphäre abgegeben. Das Vorhandensein von Wasserstoff ist umstritten.

Aus den Mengen der Gase, die am Boden gefunden sind, können unter Annahme bestimmter Temperaturverhältnisse die Mengen der einzelnen Gase in den verschiedenen Höhen berechnet werden, da die einzelnen Gase nach dem Daltonschen Gesetz in ihren Partialdrücken unabhängig voneinander den Gesamtdruck herstellen. Jedes Gas schichtet sich im Schwerfeld der Erde so, als ob es allein vorhanden wäre, was zur Folge hat, daß sich die schweren Gase näher am Erdboden sammeln, die leichten aber erst in sehr großen Höhen eine stärkere Verminderung ihres Partialdruckes zeigen. Die leichteren Gase werden also in der Zusammensetzung der Luft in der Höhe prozentual stärker hervortreten. Diese Schichtung wird als *Diffusionsgleichgewicht* bezeichnet.

Abb. 1 zeigt, daß etwa bei 100 km der Sauerstoff schon fast ganz durch den etwas leichteren Stickstoff

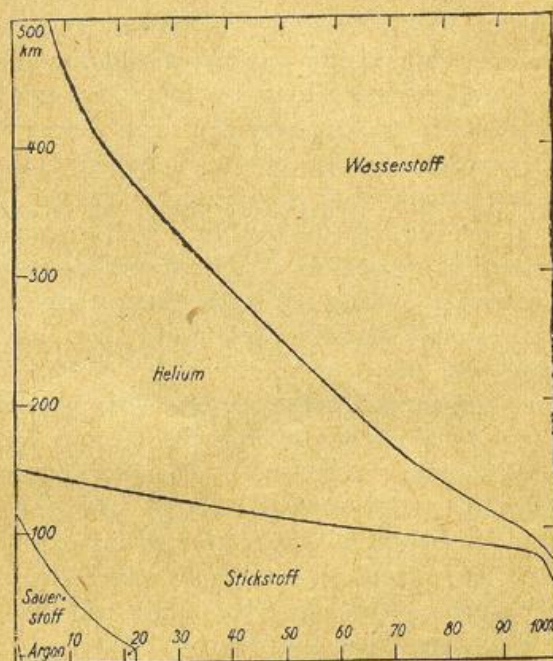


Abb. 1

Zusammensetzung der Luft in der Höhe unter der Annahme des Diffusionsgleichgewichtes (oberhalb 10 km Höhe)

ersetzt ist, dieser aber unmittelbar darüber eine scharfe obere Begrenzung gegen die leichten Gase Helium und Wasserstoff erfährt.

Die Erfahrung neuerer Untersuchungen zeigt, daß diese Angaben nicht mit den Beobachtungen übereinstimmen können. So ergab sich z. B. für Sauerstoff (Regener, Nature 138/1936, 544):

am Boden	20.92%
14.5 km	20.89%
18.5 km	20.84%
22.2 km	20.57%
28 km	20.39%

Nach den Abb. 1 zugrundeliegenden Zahlen sollte dieser in 30 km Höhe nur noch 15% der Luft ausmachen, die Messungen von Regener ergaben aber noch 20.4% in 28 km Höhe. Damit müssen sich auch die übrigen Zahlen entsprechend ändern.

Die Zusammensetzung der Atmosphäre bleibt noch bis in größere Höhen derjenigen am Boden gleich. Das kommt davon, daß die Atmosphäre nicht in Ruhe ist, sondern durch Luftströmungen ständig durchmischt wird und sich der Zustand des Diffusionsgleichgewichtes nicht ausbilden kann. Nach theoretischen Berechnungen bedarf es in tieferen Schichten der Lufthülle nach einer gewaltsamen Durchmischung der Luft zur Herstellung des Diffusionsgleichgewichtes einer Zeit von mehreren Wochen oder Monaten, während deren keine weitere Durchmischung eintreten dürfte. Erst in Höhen über 100 oder 150 km geht diese Frist auf etwa 1 Tag oder noch weniger zurück. Man wird daher bis zu diesen Höhen noch mit annähernd der gleichen Zusammensetzung der Luft rechnen können wie am Boden.

Wir wissen auch, daß Sauerstoff und Stickstoff für die Spektrallinien des Nordlichtes verantwortlich zu machen sind. Sauerstoff und Stickstoff müssen deshalb noch bis in große Höhen hinauf die vorherrschenden Gase sein und damit ist von einer reinen Wasserstoff-Atmosphäre nicht mehr zu sprechen. Auch in den Spektren der höchsten Nordlichter ist von Wasserstoff nichts zu sehen, nur treten die Sauerstofflinien etwas zurück.

Ein anschauliches Maß für die *Luftdichte* gibt die Zahl der Moleküle in der Volumeinheit. Für deren Änderung mit der Höhe hat Bartels (in Erg. exakten Naturw. 7/1928, 114) folgende Tabelle gegeben:

Höhe	0 km	50 km	90 km	130 km	250 km	500 km
Druck mm Hg	760	1	10 ⁻¹	10 ⁻⁴	10 ⁻¹⁰	10 ⁻²²
Zahl der Moleküle in 1 cm ³	27.10 ¹⁸	3.5.10 ¹⁶	3.10 ¹⁴	3.10 ¹²	3.10 ⁶	3.10 ⁻⁶

In 800 km Höhe würde man im Kubikkilometer „Luft“ noch 1 Molekül finden.

Noch ein Element ist zu nennen, das in den letzten Jahren eine besondere Stellung gewonnen hat, nämlich das *Ozon*, dessen Anwesenheit in bodennahen Schichten nicht die Rolle spielt, die man ihm in Bäderprospekten mit „ozonreicher Waldluft“ gern zuteilen möchte — diese ozonreiche Waldluft existiert gar nicht und was man so nennt, ist nicht ozonhaltig. Aber in hohen Schichten hat man aus der Beeinflussung des Sonnenlichtes durch Absorption der Wellenlängen unter 300 m μ auf die Anwesenheit von Ozon schließen müssen, so daß in einer Höhe von rund 20—30 km eine ozonreiche Schicht angesetzt werden kann. Einesteils durch optische Absorptionsmessungen, andernteils durch direkte Untersuchungen von Luftproben ist dieser auch absolut genommen die Ozonmenge der Bodluft überragende Gehalt festgestellt worden.

Die Ozonverteilung hat die besondere Eigenart, daß sie sich mit dem Wetter am Boden ändert; je nach den Luftmassen ändert sich die Ozonmenge; die größten Werte erhält man auf der Rückseite von Tiefdruckgebieten bei starken Einbrüchen arktischer

Luftmassen. Das ist bemerkenswert, weil man daraus schließen muß, daß unsere Wettererscheinungen bis in Höhen von 30 km „reichen“ — es müssen also Vorgänge in diesem Niveau mit den Vorgängen in Bodennähe gekoppelt sein. Die Koppelung hat sich als so eng erwiesen, daß man heute Versuche macht, die Ozonverteilung mit zur Wettervorhersage heranzuziehen.

Luftdruck-, Temperatur- und Feuchtemessungen gelingen mit Meteorographen praktisch nur bis in Höhen von rund 30 km. Darüber vollziehen sich oft noch Vorgänge, die gewisse indirekte Schlüsse auf den Zustand der höchsten Lufthülle zulassen.

Hier sind in erster Linie die *leuchtenden Nachtwolken* zu nennen. Diese sind erstmalig beobachtet worden nach dem großen Ausbruch des Krakatau 1883, durch den gewaltige Mengen vulkanischer Asche in sehr hohe Schichten der Atmosphäre geschleudert wurden. Sie waren noch lange Zeit nach Sonnenuntergang am Abendhimmel zu sehen, wo sie in großen Höhen noch sonnenbeleuchtet blieben. Später sind diese noch mehrmals gesehen worden, aber regelmäßig in Höhen von 80 km, was auf das Vorhandensein irgend einer Grenzschicht in dieser Höhe hindeutet.

Nicht zu verwechseln hiermit sind die *Leuchtstreifen*, die von C. Hoffmeister eingehend beobachtet worden sind. Diese sind zweifellos kosmischen Ursprungs, was die Kopplung ihres Auftretens mit großen Sternschnuppenschwärmen anzeigt. Ihre Höhe (vermutlich 100 km), die Ursache ihres Leuchtens u. a. sind noch nicht sicher bekannt.

Sternschnuppen, die von außen in die Atmosphäre eindringen, besitzen zwei Häufungsstellen der Verlöschungspunkte, eine in 80 km und eine zweite in 45 km Höhe, während in Höhen dazwischen fast nie ein Verlöschen beobachtet wird. Ebenso wie der Leuchtvorgang selbst muß auch seine Beendigung Rückschlüsse auf die in diesen Höhen herrschenden Luftdichten gestatten. Lindemann und Dobson wiesen zum ersten Mal darauf hin, daß zur Erklärung der nötigen Luftdichten sehr hohe Temperaturen von etwa +30° C in Höhen über 50 km angenommen werden müssen. Ihre Theorie des Leuchtvorganges der Sternschnuppen kann heute als überholt angesehen werden. Jedoch haben andere Vorgänge immer wieder auf diese hohen Temperaturen hingewiesen. Dazu gehört:

Der anormale Schall. Jenseits der Region direkter Hörbarkeit einer Explosion, die etwa in 30—50 km Entfernung endet, wird nach einer Zone des Schweigens häufig in Entfernungen von 110 bis 190 km eine zweite anormale Hörbarkeit festgestellt. Diese wird oft in einem Kreisring um die Schallquelle herum angetroffen und kann am besten ebenfalls durch eine den Schall gut leitende Luftschicht mit hohen Temperaturen in der Höhe erklärt werden. Verschiedene Hypothesen führen auf folgende Temperaturen:

30 km	40 km	50 km
—50° C	+30° C	+70° C

Diese Temperaturen haben neuerdings durch die Feststellung des Ozonvorkommens eine Stützung gefunden, da die oberste Schicht des Ozons einen großen Betrag von Sonnenstrahlung absorbiert und sich dabei stark erwärmen muß.

In meist noch größeren Höhen spielen sich die Vorgänge des *Nordlichtes* ab. Dieses ist auf eine Korpuskularstrahlung, d. h. eine Bewegung von Elektronen von der Sonne her zurückzuführen. Im erdmagnetischen Feld werden diese Elektronen abgelenkt und bekommen die oft merkwürdigen Bahnen, die im Nordlicht beim Durchheilen der sehr dünnen Luft leuchtend sichtbar werden. Auch die Zone der größten Polarlichthäufigkeit in einem Ring um die magnetischen Pole kann auf diese Weise erklärt werden. Aus den Spektrallinien des Nordlichtes ergibt sich, wie schon oben erwähnt, daß die Luft in der Nordlichthöhe im wesentlichen aus Sauerstoff und Stickstoff besteht. Helium und Wasserstofflinien fehlen dagegen. Aus gleichzeitigen Photographien von Nordlichtern von großer Basis aus, die vor allem von Störmer durchgeführt worden sind, ergibt sich, daß die Höhe der Nordlichter zwischen 63 und 300 km Höhe liegt. Nur die sogenannten homogenen Bögen reichen wahrscheinlich bis in Höhen von 400 km, selten sogar bis 800 km, hinauf.

Schließlich sind noch die sogenannten *elektrischen Schichten* zu erwähnen, auf deren Anwesenheit zuerst 1878 Balfour Stewart aus erdmagnetischen Gründen hingewiesen hat und die 1902 von Kennelly und Heaviside als notwendig für die Ausbreitung der elektrischen Wellen auf große Entfernungen erkannt worden sind.

Versuche mit kurzen elektrischen Wellen ergaben in der Zeit nach dem Weltkriege, daß man nicht von

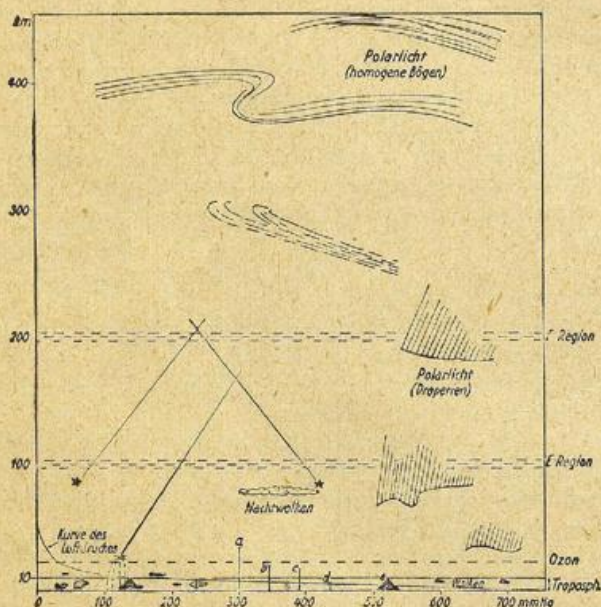


Abb. 2

Aufbau der Atmosphäre

- Höchster Pilotballon-Aufstieg (31 km)
- Höchster Freiballon-Aufstieg (22,6 km)
- Höchster Flugzeug-Aufstieg (15,5 km)
- Höchster Drachen-Aufstieg (7,5 km)
- Höchste Erhebung der Erdoberfläche (8,8 km)

einer einheitlichen ionisierten Schicht sprechen kann, sondern daß wir neben der Kennelly-Heaviside-Schicht in 90—130 km Höhe, die auch als E-Schicht bezeichnet wird, eine zweiteilige F-Schicht annehmen

müssen. Diese liegt als F₂-Schicht in 250—400 km Höhe; von ihr spaltet sich im Sommer und am Tage in etwa 180 km Höhe die F₁-Schicht ab.

Ganz neue Untersuchungen führen zu der Annahme, daß auch in der Höhe von etwa 10 km noch eine ionisierte Schicht liegt, die die Radiowellen stark absorbiert.

Alle diese ionisierten Schichten zeigen Zusammenhänge mit dem Auftreten von Nordlichtern, mit der Tätigkeit der Sonne (Sonnenflecken) und mit den erdmagnetischen Erscheinungen. Es ergibt sich zwar auch ein Zusammenhang mit den Wettervorgängen, jedoch sind die elektrischen Schichten heute noch als eines der Grenzgebiete der Meteorologie nach anderen Disziplinen anzusehen. Es kann daher hier nicht näher auf die — an sich äußerst interessanten — Vorgänge eingegangen werden.

Einen Überblick über den Aufbau der Atmosphäre gibt die Abb. 2.

2. Kapitel

Wärmehaushalt

A. Strahlungsverhältnisse

Es ist eine schon etwas abgegriffene Weisheit, wenn wir feststellen, daß die Sonne der Lebensspender für die Erde ist, aber wir können auch physikalisch exakt nur sagen, daß die Energie für die Vorgänge in der Atmosphäre bis auf einen verschwindend kleinen Teil von der Sonne geliefert wird. Nur ein kleiner Bruchteil von Energie wird vom Mond zur Erde reflektiert, und die Sternstrahlung ist verschwindend gering.

Von der Sonne geht fortgesetzt ein Strom strahlender Energie nach allen Seiten aus. Seine Intensität wird in Wärmemengeneinheiten angegeben, und zwar ist der Betrag der extraterrestrischen Sonnenstrahlung 1,94 cal/cm² min. Dieser Wert wird auch *Solarkonstante* genannt. Die schwierigen Untersuchungen, die zur Feststellung ihres Betrages geführt haben, sind besonders von der Smithsonian Institution unter der Leitung von Abbot, Langley und anderen durchgeführt worden. Die Solarkonstante unterliegt aus zwei Ursachen kleinen Schwankungen: erstens ändert sich der Abstand der Erde von der Sonne im Laufe des Jahres; Anfang Januar steht die Sonne der Erde am nächsten, Anfang Juli am entferntesten. Die Schwankungen der Solarkonstante bewegen sich dabei zwischen 2,01 und 1,88 cal/cm² min. Eine zweite Ursache ist das Auftreten von Sonnenflecken. Zwar besitzen diese selbst eine geringere Temperatur als die fleckenlose Sonnenoberfläche, jedoch gehen mit ihrem Auftreten andere Veränderungen auf der Sonne vor sich, die zur Folge haben, daß entweder die extraterrestrische Strahlung mit steigender Sonnenfleckenzahl zunimmt oder einen doppelten Gang zeigt von der Art, daß die Strahlung einen Höchstwert sowohl bei besonders großer wie bei besonders kleiner Fleckenzahl besitzt. Ob außerdem noch weitere Schwankungen auftreten, ist etwas umstritten.

Das Spektrum der Sonnenstrahlung reicht von den Wellenlängen von 0,3 μ bis etwa 3 μ (1 μ = 1000 m μ = 0,001 mm. Auch üblich 1 Ångström = 0,1 m μ = 10^{-8} cm). Sichtbar ist nur Licht von der Wellenlänge 0,36 μ (violett) bis 0,76 μ (rot), jenseits dieses Bereiches schließt am kurzwelligen Ende das Ultraviolett, am langwelligen Ende das Ultrarot an.

In der Erdatmosphäre unterliegt die Sonnenstrahlung vielfachen Veränderungen. In erster Linie wirkt die *Absorption* schwächend ein, durch die die Strahlung in thermische Energie umgewandelt wird. Absorption bewirkt also eine Erwärmung des Mediums. Die Absorption des *Ozons* wurde schon erwähnt. Bei 0,3 μ beginnt eine Absorptionsbande, die sog. *Hartley-Bande*, die bis 0,22 μ reicht und praktisch das Ende des Sonnenspektrums an dieser Seite hervorruft. Das Ozon hat ferner Absorptionslinien bei 0,6 μ und im Ultraroten bei 9,65 μ . Im Ultraroten finden wir auch die großen Absorptionsgebiete der *Kohlensäure* bei 2,3 — 3,0 μ , 4,2 — 4,4 μ und ein breites Band von 12 — 16 μ .

Der *Wasserdampf* absorbiert bei den Fraunhofer'schen Linien bzw. Banden α (0,72 μ), ρ , σ , τ (0,93 μ), Φ (1,13 μ), Ψ (1,37 μ), Ω (1,85 μ), ω_1 und ω_2 (1,91 bis 2,03 μ), (2,66 μ), bei 6,26 μ und von 11 — 60 μ . Mit seinen vielen und breiten Absorptionsbanden ist der Wasserdampf bei weitem das wichtigste Absorbens, das in der Atmosphäre für eine Umwandlung der strahlenden Energie in Wärme sorgt.

Außer der Absorption verändert auch die *diffuse Zerstreuung* den Betrag der die Atmosphäre durchsetzenden Strahlung. Diffuse Zerstreuung findet statt, wenn das Licht auf kleine Partikelchen trifft, die kleiner oder wenig größer als die Wellenlänge des Lichtes sind. Die Zerstreuung ist nach den Arbeiten von Lord Rayleigh umso wirksamer, je kleiner die Wellenlänge ist, blaues Licht wird also stärker zerstreut als rotes, und zwar ist die Abhängigkeit so, daß sie bei sehr kleinen Teilchen (Molekülen der Luft) proportional λ^{-4} , bei Anwesenheit größerer Teilchen proportional einer kleineren Potenz der Wellenlänge ist. Das hat zur Folge, daß bei sehr reiner Luft besonders viel blaues Licht aus der Sonnenstrahlung heraus abgelenkt wird, bei trüberer Luft ein Lichtbündel gleichmäßigerer Wellenlängenzusammensetzung, welches weißlicher erscheint. Hierdurch findet also die blaue Färbung des Himmels ihre Erklärung, ebenso seine weißliche Farbe bei trüber Luft und auch die gelbrote Farbe der untergehenden Sonne, aus deren Licht der blaue Spektralteil fast vollständig entfernt ist. Wir haben hierin auch die Quelle für das *Abend- und Morgenrot* und die *Dämmerungsfarben* zu suchen.

Der Himmel strahlt uns in seinem blauen Licht also wieder einen Teil der Energie zu, die bei der Zerstreuung zunächst aus der Sonnenstrahlung verloren gegangen war; die Zerstreuung wirkt nicht energieumwandelnd, sondern nur ablenkend; bei geringen Sonnenhöhen können die Beträge der *Himmelsstrahlung* größer sein, als die der unmittelbaren Sonnenstrahlung, z. B. im Tiefland bei dunstiger Luft.

Wenn die Himmelsstrahlung, die blaue Farbe des Himmels, im wesentlichen von den Luftmolekülen

hervorgerufen wird, so ergibt sich, daß das Himmelsblau umso schwächer wird, je dünner die Luft wird. In großen Höhen haben wir nicht mehr blauen Himmel, sondern der Himmel wird immer schwärzer: schon bei einem Ausflug ins Hochgebirge fällt der dunkle Himmel auf. Bei wolkenlosem Himmel kann man als Himmelsblau-Werte in verschiedenen Höhen feststellen:

Höhe	0 km	0,5 km	1 km	2 km	3 km	4 km	5 km
Skalenwert (Jahresmittel)	5,5	7,2	8,7	12,0	14,2	15,4	16,3

Als Skala wurde dabei die Linkesche Blauskala von 0 (rein weiß) bis 16 (ultramarin) verwendet (Berg, Bioklim. Beibl. 5/1938, 62).

An dieser Stelle ist noch die Reflexion zu nennen. Das Reflexionsvermögen von Wolken und verschiedenen Erdoberflächen, die sog. *Albedo*, wird in % angegeben. Sie beträgt für:

Stratus 600 m	54%	Stratus 1,6 km	76%	Cumulus 1,6-3 km	67%
Nordsee	9%	Wald	5-18%	Ackerboden	14-16%
frischer Schnee	81-89%	alter Schnee	42-70%	Rasen	25-26%
				Sand	~30%
				Dünen	37%

Treten in der Luft Wolken auf, so werden die Verhältnisse noch komplizierter, denn nun wird ein Teil der Strahlung von den Wolken absorbiert, ein Teil reflektiert. Das reflektierte Licht gelangt zum Teil unmittelbar zur Erde, z. T. wird es zerstreut und damit wieder zur Erde gestrahlt. Der Rest der Strahlung fällt auf den Erdboden und wird dort zum Teil absorbiert, zum Teil wieder reflektiert und in den Weltraum zurückgeworfen.

Was also schließlich an der Erde verbleibt, dient zur Erwärmung des Bodens. Alles was von Wolken, durch Zerstreuung in der Lufthülle oder Reflexion des Bodens unwirksam in den Weltraum zurückgeworfen wird, bestimmt die *Albedo der gesamten Erde*. Sie beträgt 42%, d. h. nur 58% der extraterrestrischen Strahlung verbleiben an der Erdoberfläche oder in der Atmosphäre.

Zur *Messung* der ankommenden Strahlung bestimmt man die Übertemperatur von vollständig schwarzen, d. h. alle Strahlung absorbierenden Körpern über die Lufttemperatur. Die Temperaturbestimmung selbst kann dabei elektrisch oder mit Bimetallthermometern erfolgen. Je nachdem, wie die Meßmethodik ist, unterscheidet man für Sonnenstrahlungsmessungen Pyrheliometer (Absolutinstrumente) oder Aktinometer (Relativinstrumente, die zur Eichung eines Vergleichs mit Pyrheliometern bedürfen); Instrumente, die die gesamte von Sonne und Himmel auf eine horizontale Fläche einfallende Strahlung messen, werden Pyranometer genannt.

Meßergebnisse — Wärmemengen, die durch direkte Sonnenstrahlung einer horizontalen Fläche zugeführt werden, — zeigt folgende Tabelle:

Mittlere tägliche Wärmemengen der direkten Sonnenstrahlung auf die horizontale Fläche in cal/cm².

(Nach Hann-Süring, S. 56)

Monat	Spitzbergen	Helsinki	Sluzk	Potsdam	Lugano	Davos	Zugspitze	Washing.
Januar	0	4	7	20	102	64	87	87
Februar	0	25	21	44	160	132	166	159
März	15	96	90	102	189	167	215	194
April	53	148	142	196	253	274	298	286
Mai	143	225	243	276	313	291	349	323
Juni	127	277	250	319	420	302	316	356
Juli	114	288	267	269	372	340	344	361
August	55	165	166	223	347	337	329	298
September	40	97	88	165	242	205	280	270
Oktober	0	39	32	81	147	154	204	188
November	0	5	5	25	87	80	110	120
Dezember	0	2	3	15	66	52	64	92

Diese Tabelle gibt zunächst ein Bild davon, wie verschieden die zugeführte Strahlungsmenge in verschiedenen Teilen der Erde ist. Sie läßt aber an den Werten von Potsdam, Lugano, Davos und Zugspitze auch bereits erkennen, daß die eingestrahltene Energiemenge sehr starken lokalen Schwankungen unterworfen ist: eine Lage, die geringe Bewölkungszahlen hat, hat mehr Sonnenstrahlung zu erwarten, als ein Ort mit viel Bewölkung. Diese lokalen Einflüsse verdecken in den Monats- und Jahreswerten fast ganz den Einfluß der Höhe, den man aus folgender kleiner Tabelle erkennen kann. Es gelangen von 100% Strahlung, die an die Grenze der Atmosphäre kommen, bis in eine Höhe von

4810 m (Montblanc)	3040 m (Grands Mulets)	1220 m (Bossongletscher)
94%	89%	79%
	215 m (Grenoble)	60 m (Paris)
	71%	68%

(Tabelle nach Violle, s. Defant, Meteorologie, S. 32).

Im Laufe eines Jahres werden einem Quadratmeter am Boden etwa 72 000 Kalorien zugeführt, eine Wärmemenge, die ausreichen würde, um eine Eisschicht von 10 m Dicke zu schmelzen. Die Zahl 72 000 ist für Montpellier gewählt, wo derartige Messungen seit langem gemacht worden sind. An anderen Orten finden wir in 1000 Kalorien pro cm² und Jahr:

Montpellier	72	Warschau	47
Wien	52	Potsdam	54
Davos	78	Stockholm	55
Kiew	61	Spitzbergen	17

Wir haben bisher für unsere Betrachtungen stets „normale“ Verhältnisse vorausgesetzt. Gelegentlich kommen in der Atmosphäre besondere *Trübungen* vor, die wir z. B. mit starken *Vulkan-Ausbrüchen* in Verbindung setzen können. So verminderte der Katmai-Ausbruch in Alaska 1912 die Sonnenstrahlung auf fast der ganzen nördlichen Halbkugel um 20—50%. Der Himmel wurde blaß-blau, die Dämmerungsfarben wurden besonders lebhaft. Ähnliche Trübungen kamen vor:

1783	Asamayama/Japan und Skaptar Jökull/Island
1815	Tambora/Sumbawa
1831	Babujan-Insel/Philippinen und Pichincha/Ecuador
1883	Krakatau/Sundastraße
1912	Katmai/Alaska

Allen diesen Ausbrüchen folgten Perioden geringer direkter Sonnenstrahlung und starker atmosphärischer Trübung. Die Gesamtstrahlung (Sonne + Himmel) bleibt dabei aber im wesentlichen erhalten, weil die Himmelsstrahlung erhöht wird. Jedoch war es möglich, bei derartigen Trübungen Temperaturerniedrigung in größeren Teilen der Erde festzustellen (z. B. Humphreys, Bull. Mt. Weather Obs. 6/1913, 1).

Bisher sind nur die Einstrahlungsvorgänge betrachtet worden. Unter deren alleiniger Wirkung würden sich die Erde und Luft immer mehr erwärmen, wenn nicht außerdem eine Wärmeabgabe in den Weltraum durch *langwellige Ausstrahlung* stattfände. Ein jeder Körper strahlt entsprechend seiner Temperatur eine gewisse Wärmemenge aus, die nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz proportional der 4. Potenz der absoluten Temperatur ist oder

$$S = \sigma T^4 \text{ (wobei)}$$

$$\sigma = 0.826 \cdot 10^{-10} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ Grad}^{-4} \text{ ist.}$$

Bei einer Temperatur von 250 oder 300° abs. liegt der Wellenlängenbereich, in dem gestrahlt wird, zwischen 4 und etwa 100 μ , also bei sehr viel größeren Wellenlängen als die Sonnenstrahlen.

Wenn Gleichgewicht zwischen der auf der Erde festgehaltenen Sonnenstrahlung und der ausgehenden Temperaturstrahlung bestehen soll, müßte die Temperatur der Erdoberfläche aus der Gleichung bestimmt werden können:

$$4 R^2 \pi \cdot \sigma T^4 = 0.58 \cdot R^2 \pi \cdot 1.94$$

Das liefert eine Temperatur $T = 241^\circ \text{ abs.} = -32^\circ \text{ C.}$ Die mittlere Temperatur auf der Erde beträgt aber 14° . Die Ursache für diese Temperaturerhöhung liegt darin, daß fast die gesamte langwellige Strahlung, die von der Erdoberfläche ausgesandt wird, von dem Wasserdampf der Atmosphäre, der in diesen Wellenlängen besonders gut absorbiert, sofort aufgefangen und festgehalten wird und infolgedessen in den untersten Schichten der Lufthülle verbleibt. Eine wirksame Ausstrahlung in den Weltraum erfolgt erst in großen Höhen der Atmosphäre, wo der Wasserdampf nun nicht als absorbierendes, sondern als selbststrahlendes Mittel auftreten kann und infolgedessen Strahlung von der niedrigen Temperatur der oberen Atmosphäre abgibt. Der Ausgleich der Strahlungsbilanz wird also dadurch erreicht, daß in der Absorptionslücke des Wasserdampfes zwischen 9 und 12 μ der Erdboden mit seiner hohen Temperatur, in allen anderen Wellenlängen der Wasserdampf der oberen Atmosphäre mit seiner niedrigen Temperatur strahlt. Man nennt diese Wirkung des Wasserdampfes die *Glashauswirkung*, weil ebenso wie in einem Glashaus die einfallende Sonnenstrahlung ziemlich gut hindurchgelassen wird, die als langwellige Wärmestrahlung wieder herausstrebende Energie aber von dem im langwelligen gut absorbierenden Glasdach nicht durchgelassen wird. Die Folge ist eine hohe Temperatur im Glashaus ebenso wie in der unteren Atmosphäre.

Zahlenwerte für die verschiedenen Strahlungswirkungen sind aus Abb. 3 zu entnehmen, die ein zuerst

von Alt angegebenes Schema mit den neuen Zahlenwerten von Baur und Philipps und F. Möller wieder gibt.

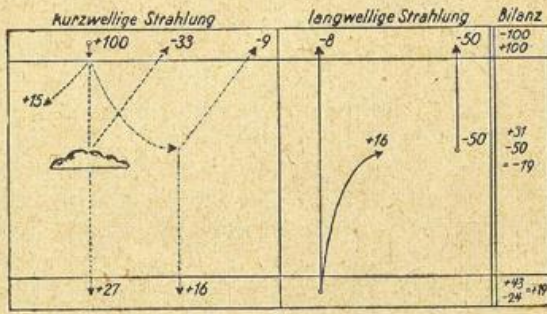


Abb. 3

Strahlungsbilanz der Erdoberfläche und Atmosphäre im Jahresmittel der Nordhalbkugel

Die Verteilung der verschiedenen Strahlungsarten über die geographische Breite ist für Januar und Juli in Abb. 4 dargestellt. Hier ist vor allem auffallend der hohe Wert der einfallenden Strahlung im Polargebiet während des Sommers, der durch die lange, täglich 24 Stunden anhaltende Einstrahlung hervorgerufen wird.

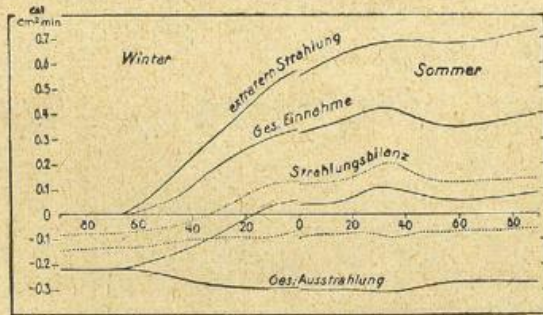


Abb. 4

Abhängigkeit der verschiedenen Strahlungsgrößen von der geographischen Breite

Die obere punktierte Linie gibt die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche, die untere punktierte die der freien Atmosphäre, die meist dazwischen liegende ausgezogene Linie die Gesamtstrahlungsbilanz von Erdoberfläche und Atmosphäre zusammengekommen. Alle Kurven gelten für die Nordhalbkugel; die Bruchstelle bei 0° Breite hat in der verschiedenen Sonnenentfernung im Sommer und Winter ihre Ursache.

B. Die Temperaturverteilung

Die Strahlungsvorgänge bedingen für den Erdboden eine Temperaturverteilung, deren erstes Merkmal eine erhöhte Temperatur am Äquator, tiefe Temperatur in den Polargebieten ist. Als man angefangen hatte, die Verhältnisse darzustellen, ergab sich allerdings bald, daß die Abhängigkeit zwischen geographischer Breite und Temperatur nicht so einfach ist. Eine Darstellung der Isothermen z. B. zeigt, daß die Westküste Europas gegenüber dem Kontinent erheblich zu warm ist. Die Luft über den Ozeanen ist im Winter wärmer als die über den Festländern, im Sommer etwas kühler (Land- und Seeklima). Außerdem ist eine unsymmetrische Temperaturverteilung festzustellen in dem Sinne, daß die Ostseiten der Ozeane von 40° Breite polwärts

wärmer, äquatorwärts kälter sind als die Westseiten. Die Ursachen für letztere Anordnung sind in den warmen und kalten Meeresströmungen zu suchen (warme Ströme sind Golfstrom, Kuro Siwo, brasilianischer und ostaustralischer Strom; kalte Ströme: Kanarenstrom, Benguelastrom, kalifornischer und Humboldtstrom; die Wirkung der kalten Ströme wird bei ablandigen Winden meist durch emporgesaugtes kaltes Auftriebswasser unterstützt). Die jährliche Temperaturschwankung der Meeresflächen ist geringer als die über dem Festland; die Tatsache, daß sie trotz gleicher Sonneneinstrahlung auftritt, wurde früher gern durch die größere spezifische Wärme des Wassers oder durch das tiefere Eindringen der Sonnenstrahlung ins Wasser erklärt; beide Erklärungen sind unrichtig, denn einesteils verhindert die geringe Wärmeleitfähigkeit des (ruhenden) Wassers eine schnelle Verbreitung der eingestrahelten Wärme über größere Wassermassen und macht dadurch die größere spezifische Wärme unwirksam, andernteils wird fast die gesamte dunkle Wärmestrahlung der Sonne schon in äußerst dünnen Wasserschichten absorbiert, dringt also gar nicht tief ein. Allein wirksam ist die ständige Durchmischung des Wassers infolge Wind und Wellenschlag, durch die die an der Oberfläche erwärmten Teilchen nach unten gesogen, kühle gehoben werden und eine gleichmäßige Durchwärmung dicker Wasserschichten erfolgt; bei Nacht und im Winter kommt das thermische Absinken der an der Oberfläche abgekühlten Wasserteilchen hinzu, um eine geringere Abkühlung der Wasseroberfläche gegenüber dem festen Boden zu bewirken. Das Eindringen der Wärme in die Tiefe veranschaulichen folgende Zahlen:

	Bodentemperatur Tiflis		Wassertemperatur Genfer See	
	Oberfl.	6,5 m Tiefe	Oberfl.	10 m Tiefe
Januar	0,4°	15,2°	5,4°	5,3°
Juli	31,3°	13,8°	20,6°	17,3°
Jahresschwankung	30,9°	1,4°	15,2°	12,0°

Die gleichmäßige Temperaturabnahme vom Äquator zum Pol, aber auch ihre Störungen werden im wesentlichen nur durch Einflüsse der Unterlage, d. h. der Erdoberfläche, bewirkt; denn gemäß Abb. 3 wird nur ein geringer Teil der eingestrahelten Sonnenwärme in der freien Atmosphäre absorbiert, und der größte Teil dringt bis zum Boden durch, der sich unter ihrem Einfluß in erster Linie erwärmt. Dies ist eine sehr wichtige Tatsache, daß die Übertragung der Sonnenstrahlung an die Luft fast vollständig den Weg über die Erdoberfläche einschlägt.

Die Übertragung der Oberflächentemperatur an die Luft erfolgt durch Einwirkung einer ganzen Reihe von Vorgängen:

1. Wärmeleitung bei Berührung der Luft mit dem Erdboden. Sie spielt nur eine verhältnismäßig geringe Rolle.
2. Die langwellige Strahlung des Erdbodens vermöge seiner Temperatur wird schon in den untersten Atmosphärenschichten durch die Absorptionsfähigkeit des Wasserdampfes festgehalten, wobei eine enge Kopplung der Temperatur der Erdoberfläche und der untersten Luftschichten bewirkt wird.

3. Die am Boden erwärmte Luft wird leichter und dadurch zum Aufsteigen gezwungen. Als Ersatz sinken kühlere Luftmassen aus der Höhe herab. Diese Konvektion sorgt also dafür, daß die erwärmte Luft auch in größere Höhen hinaufgelangt. Je weiter die Entfernung vom Boden, desto größer ist der Durchmesser der aufsteigenden Luftballen; am Boden erkennen wir die aufsteigenden Luftschlieren an ihrer optischen Wirkung im Flimmern der Luft über erwärmten Bodenstellen. In der Höhe wachsen die aufsteigenden Luftströme zu den „Thermikschläuchen“ der Segelflieger zusammen, die sichtbar werden, sobald Kondensation und Cumulus-Wolkenbildung in ihnen einsetzt. Die Konvektion ist nur bei Tage vorhanden, wenn die Unterlage erwärmt ist.

4. Fast die gleiche Wirkung besitzt die dynamische Turbulenz der Luft. Die Verwirbelung der Luft durch die Turbulenz des Windes bewirkt einen ständigen Austausch von kleinen Luftquanten zwischen vertikal übereinander strömenden Schichten. Dabei werden auch deren Eigenschaften ausgetauscht, und es ergibt sich eine Angleichung des Wärmegehaltes oben und unten. Da bei Vertikalbewegungen nicht die Temperatur, sondern die potentielle Temperatur konstant bleibt, ist das durch die Turbulenz erstrebte Ziel eine adiabatische Schichtung der Luft. Die gleiche Wirkung besitzt auch die Konvektion. Beide werden daher als Massenaustausch zusammengefaßt. — Die Turbulenz verschwindet bei Nacht nicht, sie ist nur wegen der geringeren Windgeschwindigkeit kleiner als bei Tage.

5. Sehr wesentliche Vorgänge für die Wärmeübertragung von der Oberfläche an die Atmosphäre sind Verdunstung und Kondensation. Verdunstung am Boden verbraucht Wärme; Kondensation in der freien Atmosphäre läßt sie wieder freiwerden. Nicht jede Kondensation und Wolkenbildung in der Atmosphäre liefert aber im Endeffekt auch Wärmezufuhr, denn wenn eine Wolke sich durch Verdunstung in der Luft wieder auflöst, wird die freigewordene Wärmemenge vollständig zur Verdunstung wieder verbraucht. Im ganzen verbleibt also nur die Kondensationswärme derjenigen Wassermengen in der Luft, die flüssig, d. h. als Niederschlag ausgefallen sind. Es läßt sich deshalb aus der Niederschlagsmenge berechnen, wieviel Wärme der Atmosphäre durch Kondensation zugeführt oder auch wieviel der Erdoberfläche durch Verdunstung entzogen wird. Einer Regenmenge von 600 mm im Jahre entspricht, umgerechnet auf Minuten, eine Wärmemenge von $0.07 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$. Nach Abb. 4 ist die Nettoeinstrahlung des Erdbodens in 50° Breite im Mittel von Sommer und Winter etwa $+0.09 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$; die Verdunstung verbraucht davon $\frac{7}{10}$; sie überträgt also den wesentlichsten Anteil des Einstrahlungsüberschusses an die freie Atmosphäre (*oberhalb* des Kondensationsniveaus).

Der wichtigste Vorgang für die Wärmeübertragung vom Boden an die *unteren* Luftschichten ist die Konvektion. Ihre Auswirkung bzw. ihr Nichtvorhandensein zeigt sich besonders an der verschiedenen Temperaturverteilung in der Vertikalen bei Tage

(adiabatische Verteilung) und bei Nacht (Bodeninversion).

Sehr wichtig für die Temperaturregulierung der Erdoberfläche selbst ist der Wärmenachschub aus tieferen Bodenschichten durch *Leitung*. Man erkennt seine Wirkung deutlich da, wo er fehlt: z. B. bildet sich Reif gern an Grasspitzen, aber weniger auf festem Boden, wo viel Wärme von unten nachgeführt wird. Bemerkenswert ist auch bei Schneedecke die durch diesen schlechten Wärmeleiter bewirkte Stauung der Wärme an der Oberfläche des festen Bodens und umso stärkere Abkühlung der Schneeoberfläche.

Große vertikale Temperaturgradienten im Schnee
Sodankylä (Finnland), Dez. 1915

Luft	Schneedecke	Oberfl.	10 cm	20 cm	30 cm	Tiefe
-24.4°			-25.3°	-14.1°	-10.5°	-7.2°C

Bestimmend auf die Temperatur wirkt am Tage die Sonneneinstrahlung, bei Nacht und im Winter die Bodenausstrahlung; das wird auch dadurch erkennbar, daß Verhinderung der Strahlung durch aufziehende Wolken im ersten Falle Abkühlung, im letzteren Falle Erwärmung in Thermometerhöhe bewirkt. Alle erwähnten Ursachen bedingen Tagesgänge der Temperatur in verschiedenen Höhen über dem Boden, deren Amplitudenabnahme und Phasenverzögerung in einem Bild für Paris und Eiffelturm gezeigt werden (Abb. 5).

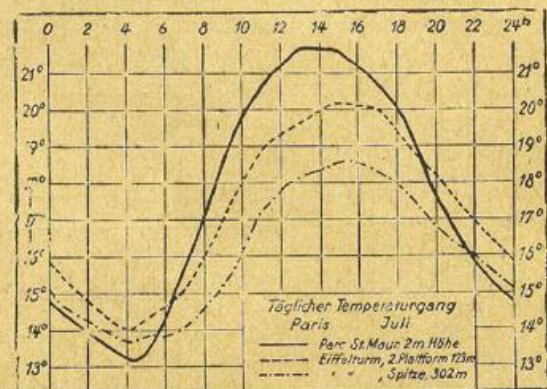


Abb. 5

Tagesgang der Temperatur im Juli für Paris und Eiffelturm

Der *Tagesgang der Temperatur* ist abhängig
1. von der geographischen Breite und Jahreszeit,
2. von der Unterlage: fester Boden oder Wasser, trockener oder feuchter, nackter oder bewachsener Boden. Besondere Verhältnisse in Städten: Übertemperatur von Paris über die Umgebung im Durchschnitt 0.75° C , tagsüber geringe, abends und nachts größte Temperaturdifferenzen, im Beispiel Karlsruhe bis zu 6° C ,
3. von der Bewölkung,
4. von der Bodengestalt: Kaltluftfluß bedingt bei Nacht starke Abkühlung in Mulden und Tallagen; bei Tage herrscht an denselben Orten größere Erwärmung infolge geringeren Wärmeabtransportes durch Ventilation. „Konkave“ Bodenformen haben größere Tagesschwankungen als „konvexe“.

Die *interdiurne Veränderlichkeit* ist ein Maß für die Schwankungen der Temperatur, die durch das Wetter hervorgerufen werden. Sie wird berechnet

als Mittelwert der Temperaturunterschiede aufeinanderfolgender Tage (ohne Rücksicht auf das Vorzeichen der Änderungen gebildet). Die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur nimmt zu mit der geographischen Breite und, ist im kontinentalen Klima größer als im maritimen; in Europa beträgt sie durchschnittlich 2°. Am größten ist sie in Westsibirien und im Inneren von Nordamerika, wo sie im Winter 5° und mehr erreicht.

Der Jahresgang ist sehr verschieden in ozeanischen und kontinentalen Klimaten; in ersteren ist er sehr abgeschwächt und zeigt starke Verspätung der Extreme.

60° Breite	J	F	M	A	M	J
ozeanisch	-3.2	-3.4	-3.5	-1.6	0.3	3.2
kontinental	-24.4	-19.5	-10.0	0.7	10.7	20.6

60° Breite	J	A	S	O	N	D
ozeanisch	4.4	4.7	3.2	0.7	-2.0	-2.8
kontinental	24.2	20.0	12.5	0.9	-13.8	-22.3

Störungen eines glatten Jahresganges auch noch im langjährigen Mittel bringen die sog. Singularitäten, z. B. die Eisheiligen im Mai, die Schafkälte im Juni, der Altweibersommer im Oktober, die Weihnachtsdepression (näheres s. Synoptische Meteorologie).

Die Temperaturverteilung in der Vertikalen zeigt bis etwa 10 km im Mittel Temperaturabnahme, darüber ein Konstantbleiben der Temperatur oder sogar einen Wiederanstieg. Die obere Schicht nennt man Stratosphäre, die untere Troposphäre; die Grenze zwischen beiden wird bisweilen als Tropopause bezeichnet. In der meridionalen Verteilung finden wir die Tropopause am Äquator bei 17 km Höhe, polwärts abfallend bis 10 km in 50° Breite und ca. 9 km am Pol (Abb. 6). In den Temperaturen

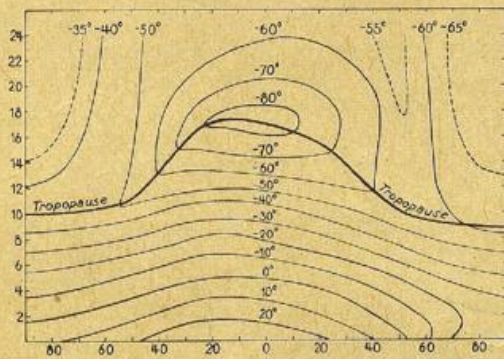


Abb. 6
Temperaturverteilung in einem Meridianschnitt
Links Sommer, rechts Winter

zeigt sich eine *Gegenläufigkeit* zwischen Tropo- und Stratosphäre: letztere hat am Äquator etwa -80°, am Pol im Sommer -40°, im Winter -60°. Diese Temperaturverteilung kann als Folge der langwelligen Eigenstrahlung des Wasserdampfes erklärt werden. Kräftige Ausstrahlung gegen den Weltraum besitzt vor allem die höchstgelegene Schicht der Wasserdampfphase. Infolge der höheren Troposphärentemperatur ist der Wasserdampfgehalt in gleichen Höhen über der Erdoberfläche in den Tropen größer als im Polargebiet, seine Obergrenze und demnach die Ausstrahlungsquelle liegt also in

den Tropen höher. In größerer Höhe ist aber auch die Luftdichte geringer. Gleicher Wärmeentzug durch Ausstrahlung (in cal/g min) bewirkt dann in der Luftmasse mit geringerer Dichte (Tropen) eine größere, in der mit größerer Dichte (Pol) eine geringere Abkühlung, gemessen in Grad C je Zeiteinheit. Zahlenwerte: am Äquator ca. -4°/Tag, Pol ca. -2°/Tag. Diese größere und höherliegende Abkühlung über dem Äquator und die geringere, tiefer liegende Abkühlung über dem Polargebiet steht im Einklang mit dem aerologischen Befund. — Die gleiche Gegenläufigkeit in Tropo- und Stratosphärentemperatur findet man in tropischen Gebieten im Jahresgang. Im Polargebiet besitzen jedoch Tropo- und Stratosphäre gleichsinnige Temperaturgänge mit Maximum im Sommer, Minimum im Winter. Das ist als Folge der besonders großen Schwankung der Sonneneinstrahlung zu deuten, die im polaren Sommer infolge des 24-stündigen Tages sogar die Einstrahlung am Äquator übersteigt, im Winter auf Null zurückgeht. — Auch in den wetterhaften Schwankungen von Tag zu Tag zeigt sich mit großer Regelmäßigkeit die Gegenläufigkeit der Strato- und Troposphärentemperatur. Ihre Erklärung kann in diesem Falle nicht durch Strahlungswirkungen erfolgen, denn diese verlaufen zu langsam. Es sind entweder advektive Vorgänge des Herantransportes (besonders in jungen Zyklonen) oder konvektive Vorgänge durch Vertikalbewegungen (stationäre Druckgebilde, Theorie von Raethjen, Met. Ztschr. 1935, S. 418).

3. Kapitel

Luftdruckverhältnisse

Messung des Luftdrucks, Darstellung des Luftdruckfeldes, Reduktionsverfahren, barometrische Höhenmessung usw. werden in Instrumentenkunde und Aerologie behandelt.

Statistisches: Das absolute Maximum des Luftdruckes an der Erdoberfläche liegt bei etwa 1080 mb, das absolute Minimum bei etwa 920 mb, gemessen im Meeresniveau. Luftdruckabweichungen vom Mittelwert erreichen nach der negativen Seite größere Beträge als nach der positiven, die Häufigkeitsverteilung ist also unsymmetrisch, die negativen Abweichungen sind seltener als die positiven.

Die *mittlere Druckverteilung* über der Erde (s. Abb. 16 und 17, S. 24) zeigt im großzügigen Bild eine flache Tiefdruckfurche am Äquator, Hochdruckrücken (die sog. Roßbreiten) in etwa 30—35° Breite, polwärts davon einen Druckabfall bis etwa 60—70° Breite, dann wieder geringen Druckanstieg. Außerdem finden wir über den Festländern im Winter Hochdruckgebiete, im Sommer Gebiete tieferen Druckes, über den Meeren das umgekehrte. Am auffallendsten ist diese Erscheinung über dem asiatischen Festland, welches im Sommer den Hochdruckgürtel der Roßbreiten vollständig unterbricht, im Winter dagegen einen mittleren Druck von 1035 mb im Meeresspiegel zeigt. Die subantarktische Tiefdruckrinne schlingt sich ohne Unterbrechung in 60—70° S um den Pol mit den

niedrigsten auf der Erde beobachteten Druckmitteln (985 mb), während die subarktische Tiefdruckfurche in einzelne stationäre Tiefs (Island-, Aleutentief) aufgelöst ist. Kleine, in Druckmittelkarten auftretende Unterschiede zwischen Land und Meer können durch die Reduktion auf Meeresspiegel mittels der über Land stark gestörten Temperatur vorgetäuscht sein. — Scheinbar ist der Luftdruck der gesamten jeweiligen Winterhalbkugel höher als der der Sommerhalbkugel. Auch das ist zum Teil durch die Meeresspiegelreduktion vorgetäuscht. In Wirklichkeit steigt der Druck vom Winter zum Sommer polwärts von 40° Breite, äquatorwärts fällt er zum Sommer. Der halbjährige Luftmassenübertritt über den Äquator ist nur klein.

Die *interdiurne Veränderlichkeit* des Druckes kann als Maß für die wetterhaften Vorgänge dienen. Sie ist in den Tropen klein, in höheren Breiten groß; im Winter größer als im Sommer, ebenso über den Meeren größer als über dem Festland. (In den Tropen ist sie über den Meeren kleiner als über Land.) Die größten Werte werden bei Nowaja Semlja erreicht; bei Island beträgt sie im Winter 10.9 mb, im Jahresmittel 7.3 mb. — In der Vertikalen zeigt sich ein Maximum am Boden, ein zweites in 8 km Höhe; das ist ein Anzeichen, daß in diesen Höhen viele wetterhafte Vorgänge ihre größte Auswirkung besitzen müssen.

Interdiurne Veränderlichkeit Europa, Jahr,
 Höhe 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 km
 I. V. 5.1 4.4 4.3* 4.4 4.7 4.1 3.5 2.7 2.5 1.9 mb

Der *tägliche Gang* des Luftdruckes zeigt in den Tropen eine auffallende Regelmäßigkeit mit zwei täglichen Höchstwerten (10 und 22 Uhr) und zwei Tiefstwerten (4 und 16 Uhr). Der gleiche Gang zeigt sich auch in den Stundenmitteln außertropischer Orte, hier allerdings überlagert von einem bisweilen sehr ausgeprägten ganztägigen Gang und von den Druckschwankungen des Wetterablaufes, die den tagesperiodischen Gang meist vollständig unterdrücken. Für genauere Untersuchungen zerlegt man den Tagesgang meist nach der harmonischen Analyse in einen einfachen oder ganztägigen, einen doppelten oder halbtägigen und gegebenenfalls auch noch einen dritteltägigen Gang, deren Eigenschaften man dann getrennt voneinander betrachten kann.

Der *einfache* tägliche Gang ist lokal sehr stark verschieden. Er zeigt an heiteren Tagen einen starken Druckfall vom Morgen zum Nachmittag über dem Lande, der an Binnenstationen bis zu 3 oder 4 mb betragen kann. An trüben Tagen ist dieser Druckgang fast unmerklich. An Bergstationen wird vom Morgen zum Mittag gerade ein Druckanstieg beobachtet, der aus der Volumenvergrößerung der zwischen Berg und Ebene liegenden Luftschicht infolge der Erwärmung folgt und aus der infolgedessen eintretenden Hebung eines Teiles der Luft über das Niveau der Bergstation.

Der *doppelte* tägliche Gang ist unabhängig vom einfachen Gang und von der Wetterlage. Insbesondere zwischen 40° N und S zeigt er sehr große Regelmäßigkeit, so daß die Zeit des Höchstwertes sich sehr genau auf 9^h 44^m festlegen läßt. Die doppelte Druckwelle umkreist die Erde in 24 Stunden. Die Amplitude der Schwankung ist am Äquator am größten und nimmt polwärts in folgender Weise ab:

Breite	0°	20°	40°	60°
Amplitude	1.25	1.05	0.56	0.16 mb

Daß es sich um eine Erscheinung handelt, die von der Sonne hervorgerufen wird, zeigt sich auch daran, daß in allen Breiten ein Jahresgang der Größe der Druckschwankung beobachtet wird, der ein Maximum Ende März, ein zweites Ende September, also zu den Äquinoktien, besitzt. — Außer dieser wandernden halbtägigen Schwankung besteht noch eine stehende Druckschwankung, die also an allen Stationen zur gleichen Weltzeit (Greenwich-Zeit) eintritt. Sie zeigt im gleichen Augenblick ein Hochdruckgebiet (von 0.19 mb) über dem Pol, ein Tief (von 0.07 mb) über dem Äquator und verschwindet in 35° Breite. Nach 6 Stunden hat die Druckverteilung das entgegengesetzte Vorzeichen.

Auch eine *dritteltägige* Welle, die von der harmonischen Analyse geliefert wird, zeigt noch ein erstaunlich regelmäßiges Erscheinungsbild. Die maximale Amplitude findet sich in etwa 30° Breite.

Deutet man die tägliche Doppelwelle durch Gezeiteneinflüsse der Sonne, dann muß sich auch eine entsprechende *Mondwelle* feststellen lassen, in Analogie mit Ebbe und Flut der Meere. Durch Heranziehung sehr großen statistischen Beobachtungsmaterials (60 Jahre) ist es gelungen, diese Druckschwankung nachzuweisen. Die größte Amplitude wird am Äquator gefunden, in Deutschland beträgt sie etwa 0.013 mb. Diese Druckwelle erzeugt durch adiabatische Kompression und Ausdehnung eine mondtägliche Temperaturdoppelwelle, deren Amplitude für Batavia aus 63-jährigem Beobachtungsmaterial zu 0.0086° C festgestellt wurde. Diese Druck- und Temperaturwellen sind die einzigen Einflüsse des Mondes auf die Erdatmosphäre, die als reell nachgewiesen werden konnten. — Die theoretische Behandlung zeigt, daß es sich nur zum Teil um Gezeitenerscheinungen handeln kann; ein zweiter Anteil ist durch die halbtägige Temperaturwelle erzeugt. (Im Tagesgang der Temperatur ist außer einer ganztägigen Welle auch eine halbtägige enthalten, die durch die Abweichung des täglichen Temperaturganges von einer reinen Sinusform hervorgerufen ist.) Die von dieser Temperaturwelle erzeugte Druckwelle wird durch eine ungefähr bei 12 Stunden liegende Eigenschwingung der Atmosphäre auf etwa das 100-fache verstärkt; es handelt sich um eine recht gute Resonanz zwischen anregender und Eigenschwingung. Bei der Mondwelle bewirkt die Resonanz noch eine Verstärkung auf das 10-fache. Die theoretische Behandlung dieser Schwingungsvorgänge hat eine Fülle interessanter Fragestellungen gezeitigt. Die sonnen- und mondtägigen Druckwellen lassen sich auch in erdmagnetischen Beobachtungen deutlich nachweisen.

4. Kapitel

Luftbewegungen

A. Einfache Bewegungsvorgänge

Darstellung eines Luftdruckfeldes

Horizontale Luftbewegungen — nur solche bezeichnet man im allgemeinen als Wind — sind immer an das Vorhandensein von Luftdruckunterschieden in horizontaler Richtung geknüpft. Ein

solches Luftdruckfeld kann man auf zweierlei Weise zur Darstellung bringen:

1. durch Karten der Luftdruckverteilung in einer horizontalen Fläche, d. h. durch Linien gleichen Druckes in dieser,
2. durch Höhenkarten einer isobaren Fläche, d. h. durch Linien gleicher Höhe über NN für die Fläche mit einem bestimmten Luftdruck. Die Höhenlinien versteht man in der Praxis meist mit der Bezifferung des entsprechenden Geopotentials; man macht die Angaben also nicht in m, sondern in dyn m.

Das Geopotential wird definiert als $\Phi = \int g dz$, wobei g die von Ort zu Ort etwas veränderliche Schwerebeschleunigung, z die Höhe ist (genauer hierüber in Aerologie).

Die erste Darstellungsweise eines Luftdruckfeldes wird meist bei den synoptischen Karten der Luftdruckverteilung in Bodennähe benutzt. Die zweite verwendet man durchweg bei der Betrachtung der Luftdruckverteilung in der Höhe. Das zweite Verfahren hat gegenüber dem ersten nur Vorzüge; man hält für das Bodendruckfeld an der ersten Darstellungsweise eigentlich nur aus historischen Gründen fest. Die Vorzüge der zweiten Darstellungsweise in „Topographien“ von isobaren Flächen sind:

a) leichtere Berechnung aus den Originaldaten. Das trifft weniger zu für die Angaben in Bodennähe, denn hier ist es für die Schwierigkeit gleichgültig, ob bei gegebenem Luftdruck an der Station diejenige Höhe ermittelt werden soll, in der ein bestimmter Luftdruck (1000 mb) herrscht, oder ob der Luftdruck in einer vorgegebenen Höhe (NN) berechnet werden soll. Für die freie Atmosphäre erfordert aber die Angabe des Luftdruckes in einer bestimmten Höhe (z. B. 1 km) ein umständliches Annäherungsverfahren, während die Höhe, in der bestimmte Drucke (z. B. 900 mb) herrschen, leicht angegeben werden kann. Wesentlich ist hierbei auch

b) die Addierbarkeit der Angaben. In den beiden Darstellungsweisen sind die Druckdifferenzen zweier Höhen 0 und 1, also $p_1 - p_0$, und die Höhendifferenzen zweier Drucke, also $h_1 - h_0$, einander entsprechende Größen. $h_1 - h_0$ läßt sich leicht aus den Beobachtungen bestimmen, und damit durch Addition zu h_0 die Größe h_1 finden. Dagegen lassen sich für zwei vorbestimmte Höhen die Quotienten $p_1 : p_0$ formelmäßig ebenso leicht, $p_1 - p_0$ aber nur recht umständlich ermitteln. Es ist also ein Vorteil der zweiten Darstellungsweise, daß man die leicht angebbare Größe $h_1 - h_0$ nur zu h_0 zu addieren braucht, um die benötigten Angaben für das obere Niveau zu finden. — Der dritte und wichtigste Vorzug ist

c) die bessere Eignung zur Berechnung von Beschleunigungen. Die horizontalen Beschleunigungen, denen die Luft beim Vorhandensein von horizontalen Luftdruckunterschieden unterliegt, spielen eine wichtige Rolle bei der Bestimmung des geostrophischen Windes (vgl. unten S. 18). Ihre leichtere Berechenbarkeit (es braucht die Luftdichte ρ nicht gesondert berücksichtigt zu werden) bei Verwendung von Topographien der Flächen gleichen Druckes ist daher der ausschlaggebende Grund für die bevorzugte Darstellung des Luftdruckfeldes durch das zweite der oben genannten Verfahren.

Zu a) Aus den Beobachtungen eines Flugzeugaufstieges gewinnt man die Temperatur als Funktion des Luftdruckes. Um den in einer vorgegebenen Höhe z_1 herrschenden Luftdruck p_1 genau angeben zu können, muß man erst einen Näherungswert p_1' kennen, um die Mitteltemperatur der Schicht $z_1 - 0$ bzw. $p_0 - p_1'$ zu ermitteln. Aus dieser Mitteltemperatur, dem Bodendruck p_0 und z_1 errechnet man einen genaueren Wert p_1'' . Dann muß für die Schicht $p_0 - p_1''$ eine neue Mitteltemperatur ermittelt und mit dieser eine weitere Näherung für p_1 berechnet werden. Eine sofortige genaue Berechnung ist also nicht möglich. — Ist jedoch vorgegeben der Bodendruck und ein Druck p_1 , für den die Angabe der Höhe, in der er angetroffen wird, gesucht ist, so braucht nur für die Schicht $p_0 - p_1$ die virtuelle Mitteltemperatur aus der vorliegenden Darstellung entnommen zu werden, woraus sich die Höhe z_1 , in der der Luftdruck p_1 herrscht, nach der barometrischen Höhenformel genau errechnen läßt. (Genauer hierüber in Aerologie.)

Zu b) Für schrittweise Berechnung der Luftdruckverteilungen in höher liegenden Schichten ist es von Vorteil, daß die benötigten Werte bei der zweiten Darstellungsweise addierbar sind. Aus der barometrischen Höhenformel ergibt sich der Druckunterschied zwischen zwei

$$p_1 - p_0 = p_0 \left(e^{-\frac{\Delta h}{RT_m}} - 1 \right) = p_0 \cdot f(T_m)$$

und somit als Funktion der zwei Veränderlichen p_0 und T_m . Der Höhen- oder Geopotentialunterschied zweier vorgegebener Luftdruckwerte wird dagegen zu $h_1 - h_0 = RT_m (\ln p_1 - \ln p_0) = f_1(T_m)$ gefunden, d. h. er ist nur von einer Veränderlichen abhängig und kann leichter berechnet und leicht zu h_0 addiert werden, um h_1 zu finden.

Zu c) Die horizontale Beschleunigung der Luft im Druckfeld ist $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$. Aus Druckkarten in festen Höhen entnimmt man $\frac{\partial p}{\partial n}$ als Quotient aus Druckunterschied und waagerechtem Abstand zweier Isobaren. Zur Bestimmung der Beschleunigung ist dann noch die Luftdichte nötig.

Die statische Grundgleichung lautet $\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho$. Einsetzen von ρ aus dieser Gleichung in den obigen Ausdruck für die Beschleunigung ergibt $g \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \cdot \frac{\partial z}{\partial p} = g \cdot \frac{\partial z}{\partial n} = \frac{\partial h}{\partial n}$

Dies ist die Neigung einer isobaren Fläche mit dem Druck p . Man ermittelt sie als Quotient aus Geopotentialunterschied und Abstand zweier Höhenlinien der isobaren Fläche, mechanisch also in der gleichen Weise, wie bei der Bestimmung des Druckgradienten $\frac{\partial p}{\partial n}$ aus Druckkarten verfahren wird. Eine Berücksichtigung der Luftdichte wird aber dann *unnötig*.

Auslösung von Luftbewegungen

Wird eine Stelle des Luftmeeres stärker erwärmt als die Umgebung, dann dehnen sich die Luftschichten hier stärker aus als in der Nachbarschaft. Es steigt der Luftdruck in der Höhe und die isobaren Flächen

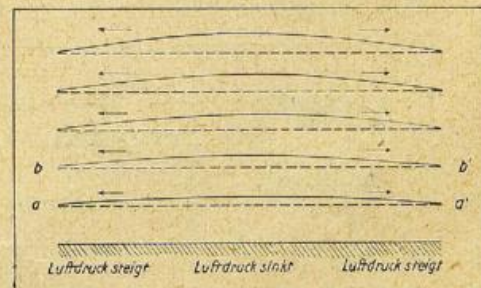


Abb. 7

Aufwölbung der Druckflächen über erwärmten Gebieten

erscheinen deshalb hier nach oben ausgebeult; es entsteht ein Höhenhoch, während der Luftdruck am Boden zunächst keine Änderung zeigt. Durch das in

der Höhe entstandene, nach außen gerichtete Druckgefälle werden oben Luftmassen nach außen transportiert (Abb. 7). Dadurch fällt auch unten der Luftdruck am Orte der stärksten Erwärmung und es ergibt sich auch unten ein Druckgefälle und eine ihm entsprechende Luftbewegung, und zwar ist diese zum Orte der stärksten Erwärmung hin gerichtet (Abb. 8).

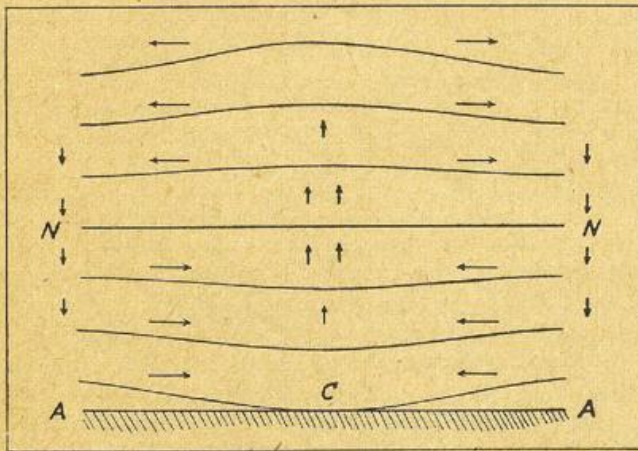


Abb. 8
Stationäre Zirkulation und Druckverteilung über warmen Gebieten

Wenn diese Bewegungen längere Zeit hindurch anhalten, dann muß der Kreislauf der Strömungen in der Vertikalen geschlossen werden, es kommt zu

Ganz entsprechend ist der Vorgang über einem Gebiet mit Abkühlung der Luftmassen. Die Luftdichte im Abkühlungsgebiet wird größer, infolgedessen sinkt ohne Änderung des Bodendruckes der Luftdruck in der Höhe, bzw. die isobaren Flächen erfahren eine Einsenkung. Erst der dadurch eingeleitete Herantransport von der Seite bewirkt einen Luftdruckanstieg, der in Bodennähe zur Umkehrung des horizontalen Druckgefälles führt. Es ergibt sich dann eine Bewegung in bodennahen Schichten vom Orte der Abkühlung weg, in der Höhe ein Zufluß. Über dem kalten Hochdruckgebiet am Boden haben die Isobarenflächen besonders geringe Abstände.

Die Bewegungen, die in der Horizontalen eingeleitet werden, ergeben sich aus der Beschleunigung b des horizontalen Druckgradienten $b = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$. n ist die horizontale Koordinate senkrecht zu den Isobaren in Richtung zum höheren Druck. Die durch Wirkung einer Beschleunigung b erreichte Endgeschwindigkeit v ist $v = \sqrt{2bn}$. Durch Einsetzen ergibt sich dann $v = \sqrt{\frac{2}{\rho} \Delta p}$, wobei Δp die auf dem Wege n durchlaufene Druckdifferenz ist. Bei normaler Luftdichte ρ gilt folgende Tabelle:

Δp	1	2	3	5	10	mb
v	12.4	17.6	21.5	27.8	39.3	m/sec.

Land- und Seewinde

Der schnelle Abtransport der tagsüber zugeführten Wärme in das Wasser bewirkt eine geringe tägliche

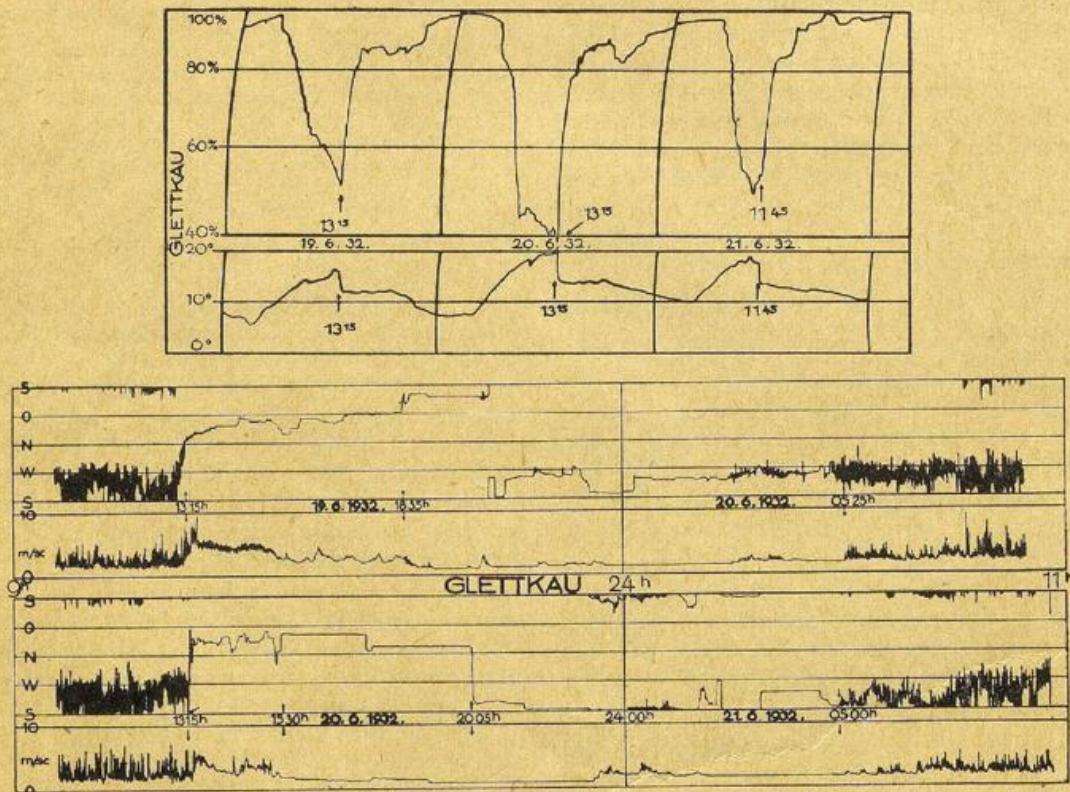


Abb. 9
Registrierung von relativer Feuchtigkeit, Temperatur, Windrichtung und Windstärke in Glettkau bei Danzig an drei Tagen mit Seewind

aufsteigenden Bewegungen am Orte der Erwärmung, zu Absinken in der Nachbarschaft. Entsprechend den Dimensionen der Atmosphäre sind die Horizontalbewegungen um ein Vielfaches größer als die in der Vertikalen.

Temperaturerhöhung über der See im Vergleich zu der größeren über Land. Die dann eintretende Neigung der Druckflächen (vergl. oben) führt zu einer Zirkulation der Bewegungen, die Seewind bei Tage, Landwind bei Nacht in Bodennähe, sowie Gegen-

strömungen in der Höhe zeigt. Die Bewegung verläuft praktisch küstensenkrecht. Die Reichweite von der Küste nach beiden Seiten ist etwa 10—50 km. Der vertikale Ast der Zirkulation bewirkt bei Tage über Land Aufsteigen und damit Wolkenbildung in Gestalt von Konvektionswolken, über der See Wolkenauflösung im absinkenden Strom. Die erzeugenden Druckunterschiede betragen etwa $\frac{1}{2}$ mb; die Temperaturdifferenzen können sehr groß (10°) werden und im Verein mit dem Windsprung eine Front vortäuschen. Meist entsteht der Seewind nicht an der Küstenlinie, obwohl dort die schärfsten Temperaturgegensätze liegen, sondern in einigem Abstand von der Küste auf dem Wasser. Er trifft dann erst um 14—16 Uhr oder noch später an Landstationen ein, dann aber mit einem deutlich sprunghaften Einsatz (Scheinfront). Die Ursache dürfte folgende sein: Der Landwind ist immer sehr viel schwächer ausgeprägt als der Seewind, weil die erzeugenden Temperaturunterschiede nachts auf die dünne Schicht der Bodeninversion beschränkt sind. Der Seewind ist meist kräftig entwickelt. Eine von der allgemeinen Wetterlage herrührende Strömung zum Land kann daher den Landwind, und damit den periodischen Wechsel überhaupt, leicht unterdrücken. Eine vom Land wehende Strömung wird den Seewind nicht so leicht unterdrücken, wohl aber ihn zunächst etwas auf See hinaustragen und seinen Einsatz verzögern, so daß der Seewind, wenn er überhaupt beobachtet wird, erst verspätet an Land ankommt. Aerologische Untersuchungen liegen für Batavia vor: Die Mächtigkeit des Seewindes ist dort 1400 m, die des Landwindes 300 m, die Gegenströmungen in der Höhe sind gut entwickelt. In gemäßigten Breiten kann die Mächtigkeit beider Strömungen auf $\frac{1}{3}$ davon angesetzt werden. Die Auswirkungen auf Temperatur und Feuchtigkeit können sehr groß sein: In einem berühmten Beispiel von der Küste von Senegambien bringt der Seewind eine Abkühlung von 10—14° C, einen Feuchtigkeitsanstieg von 5 auf 95%.

Ein Beispiel für die Verhältnisse an der deutschen Küste gibt die Abb. 9 für Danzig.

Berg- und Talwind

Berg- und Talwind sind im Laufe von 24 Stunden periodisch wechselnde Winde, die tagsüber bergauf (Talwind), nachts bergab (Bergwind) wehen. Nach neueren Untersuchungen von A. Wagner, Innsbruck, ist zu unterscheiden zwischen

1. Hangwinden,
2. Ausgleichsströmungen zwischen Bergland und Niederung,
3. Eigentlichen Berg- und Talwinden.

1. Die Hangwinde.

Durch die Einstrahlung der Sonne auf den Berghang wird die ihm anliegende Luft stärker erwärmt als die in gleicher Höhe in der benachbarten Atmosphäre befindliche, sie erfährt also einen Auftrieb und setzt sich hangaufwärts in Bewegung. Entsprechend entsteht nachts der Hangabwind durch die kräftige Abkühlung der ausstrahlenden Hänge. Diese Strömungen haben nur geringe Mächtigkeit, sie können leicht durch andere Winde verdrängt werden. Die Hangaufwinde herr-

schen bei positiver Strahlungsbilanz des Hanges, stellen sich also bald nach Sonnenaufgang ein, können durch Beschattung schnell zum Erlöschen gebracht werden und endigen gegen Abend, wenn die Ausstrahlung des Bodens überwiegend wird (schon vor Sonnenuntergang). Die Berg- und Talwinde der Mittelgebirge sind als Hangwinde anzusprechen. Ihre thermische Auswirkung kann jedoch bei Nacht sehr beträchtlich sein (z. B. ist der kalte Wind des Wispertales noch weit im Rheintal zu spüren). Den Hangwinden entspricht über der Mitte des Tales eine Gegenströmung, tagsüber nach unten, nachts nach oben; besonders die letztere ist aber nur sehr schwach.

Wichtig ist die Wolkenbildung im Hangaufwind, die gefährlich werden kann, wenn der Berg höher ist als das Kondensationsniveau und die Wolken dann am Berghang aufliegen. Sie darf nicht verwechselt werden mit der Wolkenbildung an Bergen infolge von Stau mit erzwungener Hebung. Die Wolkenbildung im Hangwind ist bedeutungsvoll für den Tagesgang der Bewölkung im Hochgebirge und ebenso für den Jahresgang (Minimum im Winter).

An der *Gesamtabdachung großer Gebirgszüge* (z. B. Alpen als Ganzes) treten ebenfalls Hangwinde auf, die bei Tage bis knapp unter Gipfelhöhe ein Zuströmen, darüber ein Abfließen der Luft vom Gebirge bewirken. Diese nähren die Berg- und Talwinde (siehe unten).

Gletscherwinde sind Hangwinde, die durch die ständig niedrige Temperatur der Gletscheroberfläche gegenüber der Luft hervorgerufen werden. Sie sind zum Unterschied von anderen Hangwinden keine Schönwettererscheinungen. Sie haben nur geringe Mächtigkeit, aber meist sehr große Turbulenz infolge des stoßweise erfolgenden Abfließens der Kaltluft (auch beim Hangabwind bekannt). Das Minimum tritt bei Tage ein. Der Inlandeiswind ist ein Sonderfall der Gletscherwinde. Er weht in dünner Schicht nach allen Seiten dem Gefälle folgend vom vergletscherten Gebiet ab. Man glaubte daher lange Zeit, daß er durch große „glaziale“ Antizyklen erzeugt werde. Aerologische Untersuchungen besonders in Grönland haben aber gezeigt, daß schon wenige hundert Meter über dem Boden unregelmäßige Strömungen aus verschiedenen Richtungen auftreten, so daß man an der Vorstellung der mächtigen glazialen Antizyklen nicht festhalten kann.

2. Ausgleichsströmungen

zwischen Hochebene und Niederung werden eingeleitet durch die Hebung der isobaren Flächen bei der täglichen Erwärmung über der Niederung. Die Höhe der Druckflächen bleibt unmittelbar am Hang ungeändert, so daß eine nach oben hin zunehmende Neigung der Isobarenflächen entsteht. Stärkste Neigung in Kammhöhe. Zur Aufrechterhaltung der dadurch eingeleiteten Bewegungen ist ein großes Luftreservoir, d. h. eine weite Niederung nötig. Merkmal: Größte Windgeschwindigkeit in Kammhöhe. Beobachtet sind solche Winde hauptsächlich an Himalajapässen.

3. Die eigentlichen Berg- und Talwinde.

Für diese wurde von Hann die gleiche Erklärung wie für 2. gegeben. Der aerologische Befund zeigt jedoch, daß die größten Geschwindigkeiten dicht über der Talsohle, nicht in Kammhöhe herrschen. Weitere Merkmale sind, daß sowohl der Bergwind wie der Talwind den ganzen Talquerschnitt und nicht nur eine bodennahe Schicht erfüllen und daß keine Mindestneigung der Talsohle erforderlich ist. Gerade in breiten, flachsohligen, aber tief eingeschnittenen Alpentälern sind Berg- und Talwinde besonders gut ausgeprägt. Es kann sich daher auch nicht um thermische Strömungen wie Hangwinde handeln. Die von Wagner gegebene Erklärung setzt ein Druckausgleichsniveau zwischen Tal und Vorgelände des Gebirges in der Kammhöhe der das Tal einschließenden Berge voraus. Die Luft im Tal ist stärker durchwärmt als im Vorlande (gleiche Wärmezufuhr auf kleinere Luftmassen), daher muß der Druck am Boden des Tales niedriger sein als draußen. Bei Nacht herrscht das entgegengesetzte Druckgefälle. Nach aerologischen Messungen von Innsbruck setzt der Talwind gleichzeitig in einer 500 Meter mächtigen Schicht ein, um dann allmählich bis zur Kammhöhe anzuschwellen. Der Bergwind beginnt zuerst in Bodennähe, wahrscheinlich eingeleitet durch einen „Hangabwind längs der Talsohle“. Berg- und Talwind treten in nordsüdlich und westöstlich verlaufenden, in breiten und schmalen Tälern in gleicher Weise auf. Je kleiner das Tal, desto eher handelt es sich aber um einen einfachen Hangwind, der auf seichtere Schichten beschränkt ist. Talwinde sind Schönwettererscheinungen, lassen sich aber auch bei trübem Wetter in den Winddifferenzen zwischen Morgen und Mittag oft noch nachweisen.

Man kann die Talwinde als eine lokale Verstärkung des am gesamten Gebirgsstock auftretenden Hangwindes ansehen. Dann wird der Talwind vom Hangaufwind des Gebirges gespeist. Den Abtransport der Luftmassen übernimmt der zurückkehrende obere Strom dieses Gebirgshangwindes. Die Hebung der Luft aus den flach verlaufenden Tälern am Talende und an den Flanken des Tales muß durch die eigentlichen Hangaufwinde geleistet werden, da der Talwind aus seinem Druckfeld nicht genügend Energie dafür entnehmen kann.

Der *Malojawind* ist ein tagsüber talab, nachts talauf wehender periodischer Wind, der am Malojapaß zwischen Oberengadin und Bergell auftritt. Da das Engadin nur äußerst flach geneigt ist, zum Bergell das Tal aber sehr steil abfällt, liegen in der Paßhöhe die warmen bodennahen Luftmassen des Engadins und die hoch über dem Talboden des Bergell liegenden kühleren Luftmassen horizontal nebeneinander. Hierdurch wird ein Vorstoß der Kaltluft gegen die Warmluft angeregt, der sich als Malojawind kaltfrontartig auswirkt.

Monsune

Monsune können als Beispiel einer thermisch angeregten Zirkulation angesehen werden, bei der

die ablenkende Kraft (vergl. unten S. 17) nicht vernachlässigt werden darf. Land- und Seewinde, sowie Berg- und Talwinde sind nur sehr kurzzeitig dauernde Strömungen dieser Art, bei denen die zahlenmäßig nur sehr kleine ablenkende Kraft keine nennenswerten Ablenkungen der Bewegung von der Richtung der ursprünglich beschleunigenden Druckgradienten bringen kann. Monsune sind Land- und Seewinde, die durch den Jahresgang der Temperatur bedingt werden. Der einzelne Monsun hält also ein halbes Jahr an, dementsprechend ist seine Reichweite und der Umfang der in das Strömungssystem einbezogenen Luftmassen ganz wesentlich größer als bei dem Land- und Seewind. Die Bewegung verläuft nicht mehr senkrecht zur Küste, sondern unter einem Winkel von etwa 45° nach rechts abgelenkt auf der Nordhalbkugel, nach links auf der südlichen. In der Höhe strömt über dem Monsun der Gegenmonsun, der ebenfalls durch Corioliskraft abgelenkt gegenparallel zu den unteren Winden weht. Durch die Ablenkung ergibt sich auch eine küstenparallele Bewegungskomponente, die unten und oben entgegengesetzte Richtung hat. Sie bewirkt eine Anhäufung der Luftmassen der unteren Strömung rechts (wenn man im Sommermonsun auf der Nordhalbkugel vom Meer zum Land blickt), ein Tiefgreifen der oberen Strömung links. In höheren Breiten wird diese Wirkung der ablenkenden Kraft so überwiegend, daß aus dem ursprünglichen Übereinander der Bewegungen ein Nebeneinander von Monsun und Gegenmonsun wird und die Strömung dadurch auflöst wird in Serien von Zyklonen und Antizyklonen. Monsune können sich deshalb in höheren Breiten nicht mehr klar ausbilden.

Das klassische Land des Monsuns ist Vorderindien. Der südwestliche Sommermonsun tritt hier nach seinem weiten Weg über den Indischen Ozean als Feuchtigkeitsbringer und Regenspender auf, der für die Fruchtbarkeit des Landes ausschlaggebend ist. Man betrachtet nach diesem Beispiel feuchtkühle Luftmassen als typisch für einen Sommermonsun. Die Strömung kommt nach Indien von der Südhalbkugel und wird dort gespeist vom Südostpassat (rechtwinklige Umlenkung der Strömung beim Uebertritt über den Äquator!) und von den Wintermonsunen Afrikas und Australiens. Auch die Nordwestwinde der Mittelmeerländer (Etesien) greifen nach ihrem Weg über Vorderasien in das indische Monsunsystem ein. Sie werden jedoch auf ihrem Weg von Norden nach Süden stark erwärmt und ausgetrocknet und treten schließlich als heiße Strömungen auf.

Monsuntendenzen zeigen sich auch im Wetterablauf Mitteleuropas. Schon eine Betrachtung der mittleren klimatischen Druckkarten zeigt, daß zu der allgemeinen Westströmung im Sommer eine Komponente ins Land hinein, im Winter eine Komponente vom Land aufs Meer hinzukommt. Auch im Ablauf des Wetters läßt sich ein Sommermonsun, der Abkühlung und zunehmende Bewölkung mit Regenneigung bringt, oftmals feststellen. Man unterscheidet:

1. Monsunvorläufer; die Kälteeinbrüche des Mai, die nur bis Mitteleuropa gelangen, weil über dem Kontinent noch hoher Druck herrscht,

2. Monsuneinbruch von Luftmassen aus dem Polargebiet während der Kälterückfälle der ersten Junihälfte; diese gelangen schon tiefer ins Innere des Festlandes,
3. anschließend Monsundurchbruch mit maritimer Luftzufuhr aus dem Gebiet nördlich des Azorenhochs und WNW-Winden in Deutschland.

Das Ende des Sommermonsuns mit entsprechendem Temperaturanstieg kann man in der Ende September sich häufig einstellenden Wetterlage des Altweibersommers sehen. Es bildet sich dann über dem Festlande ein Hochdruckgebiet aus, unter dessen Herrschaft sich besonders heiteres, warmes Wetter mit Luftzufuhr aus dem Südostquadranten einstellt.

B. Dynamik der Luftbewegungen

Die auf S. 13 geschilderte Auslösung von Luftbewegungen durch Erwärmung oder Abkühlung bestimmter Gebiete zeigt uns zwar den Vorgang, der der Entstehung aller Bewegungen zugrunde liegt, jedoch wirken außerdem noch eine ganze Reihe anderer Vorgänge abwechselnd auf die Bewegungen ein, die im folgenden betrachtet werden sollen. In erster Linie ist die ablenkende Kraft der Erddrehung zu erwähnen, unter deren Einfluß die Bewegungen in der freien Atmosphäre sich dem zunächst nur mathematisch definierten geostrophischen Wind sehr eng anpassen. Abweichungen treten jedoch unter dem Einfluß von Beschleunigungen auf, wobei der wichtigste Sonderfall der des sog. Gradientwindes ist. Weiterhin besitzt die Reibung in der Atmosphäre und diejenige zwischen Luft und Erdboden einen Einfluß auf Richtung und Geschwindigkeit des Windes, wobei wiederum der Fall periodisch schwankender Reibung und der daraus entstehende Tagesgang des Windes besonderes Interesse beanspruchen. Reibungs- und beschleunigungsfreie Bewegungen, jedoch in zwei aneinander grenzenden Luftmassen mit verschiedener Geschwindigkeit, werden in dem Abschnitt über Grenz- und Gleitflächen gesondert betrachtet.

Die ablenkende Kraft der Erddrehung

Unter dem Einfluß der Erddrehung erfährt ein entlang der Erdoberfläche in beliebiger Richtung in Bewegung gesetzter Körper eine allmähliche Ablenkung aus der geradlinigen Bahn, die auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links gerichtet ist, und die umso größer ist, je höher die geographische Breite ist. Am Äquator verschwindet sie. Das erweckt den Anschein, als ob auf den Körper eine ablenkende Kraft einwirke, die ihn aus seiner ursprünglichen Bewegung zur Seite zieht.

Auf einen Punkt der Erdoberfläche wirkt die Zentrifugalbeschleunigung der Erdumdrehung mit einer Komponente nach oben und einer zweiten meridianwärts zum Äquator. Die erste Komponente ist in der Schwerebeschleunigung (= Summe von Gravitation und Zentrifugalbeschleunigung) bereits enthalten. Die zweite Komponente wird durch eine gleich große Gravitationsbeschleunigung tangential zur Erdoberfläche, die aus der Abplattung der Erde folgt, ausgeglichen. Ein auf der Erdoberfläche reibungslos von West nach Ost bewegter Körper besitzt für einen Beobachter außerhalb der Erde eine vergrößerte Umlaufgeschwindigkeit, erfährt also eine größere Zentrifugalbeschleunigung, die ihn äquatorwärts und nach oben treibt. Es wird daher ein solcher, breitenkreisparallel bewegter Körper mit der scheinbaren Beschleunigung $2 \Omega \sin \varphi \cdot v_x$ (Ω = Winkelgeschwindigkeit der Erddrehung) zum Äquator (auf der Nordhalbkugel nach

rechts, auf der Südhalbkugel nach links) abgelenkt, ein von Ost nach West bewegter Körper wird wegen seiner verringerten Zentrifugalbeschleunigung zum Pol, d.h. ebenfalls nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links beschleunigt.

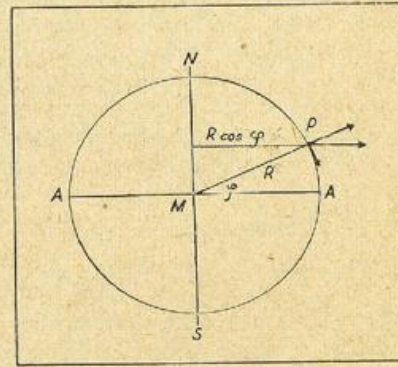


Abb. 10 a

Zerlegung der zusätzlichen Zentrifugalkraft eines breiten kreisparallel bewegten Körpers in eine Komponente nach oben und eine zum Äquator (erster Anteil der ablenkenden Kraft)

Ein meridianwärts bewegter Körper versucht, die Rotationsgeschwindigkeit um die Erdachse, die seinem Ausgangsbreitenkreis zugehört, beizubehalten, und wird deshalb bei Bewegungen zum Pol hin nach Ost, bei Bewegungen zum

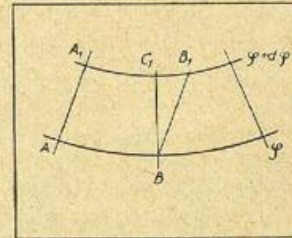


Abb. 10 b

Beibehaltung der zonalen Bewegung $AB = A_1B_1$ eines Körpers trotz Verschiebung in höhere Breiten (zweiter Anteil der ablenkenden Kraft)

Äquator hin nach West abgelenkt, also ebenfalls auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links und mit einer scheinbaren Beschleunigung vom Betrage $2 \Omega \sin \varphi \cdot v_y$

Aus ähnlichen Betrachtungen folgt für einen westöstlich bewegten Körper eine zusätzliche Beschleunigung vertikal aufwärts, vom Betrage $2 \Omega \cos \varphi \cdot v_x$ wegen seiner vergrößerten Zentrifugalbeschleunigung, und für einen vertikal aufwärts bewegten Körper ein Zurückbleiben gegenüber dem sich drehenden Koordinatensystem der Erde oder eine Beschleunigung nach West vom Betrage $2 \Omega \cos \varphi \cdot v_y$.

Die Winkelgeschwindigkeit Ω muß aus der Zeit des Stern-tages berechnet werden. $\Omega = 2 \pi / T$; $T = 86164$ sec; $2 \Omega = 1,458 \cdot 10^{-4}$ sec $^{-1}$. Die errechneten Beschleunigungen wirken auf jeden Körper unabhängig von der Masse desselben. Man kann sie daher als Auswirkung einer scheinbaren Kraft, der ablenkenden Kraft der Erddrehung, nur dann ansehen, wenn diese Kraft proportional der Masse des jeweils bewegten Körpers angesetzt wird, so daß immer die gleiche Beschleunigung resultiert. Man gebraucht auch die Benennung Corioliskraft oder Coriolisbeschleunigung, so genannt nach einem französischen Mathematiker.

Durch Zusammensetzung der einzelnen Komponenten (ebenso durch eine Vektorableitung) ergibt sich, daß die vollständige Coriolisbeschleunigung immer senkrecht steht auf der Richtung der Bewegung und senkrecht auf einer Parallelen zur Erdachse durch den Ort des bewegten Körpers. Ihr Gesamtbetrag ist $2 \Omega \sin \delta \cdot v$, wobei δ der Winkel zwischen Erdachse und Bewegungsrichtung ist.

Die ablenkende Kraft steht also immer senkrecht auf der Bewegung. Sie ist dann eine Zwangskraft oder Führungskraft und vermag keine Arbeit zu

leisten. Da Arbeit eine Form der Energie ist, kann die ablenkende Kraft also nicht energievermehrend wirken. Umgekehrt kann man sagen: Wird eine Energievermehrung, sei es eine Vermehrung der kinetischen oder der potentiellen Energie, in der Atmosphäre beobachtet, dann kann dies unter keinen Umständen eine Folge der Auswirkung der ablenkenden Kraft sein. Diese Feststellung ist zum Beispiel bei der Erklärung der Rossbreitenhochs und der warmen („dynamischen“) Hochs zu beachten.

Die Bewegungsgleichungen

Der geostrophische Wind

Bewegungen der Luft gehen nicht nur unter dem beschleunigenden Einfluß des Druckgradienten vor sich, sondern unterliegen auch der ablenkenden Kraft der Erddrehung. Beide Ursachen werden quantitativ durch die Bewegungsgleichungen erfaßt. Diese besagen, daß die Beschleunigung, die die Luft erleidet, gleich der Summe von Gradient- und Coriolisbeschleunigung sowie Reibungseinwirkungen ist.

Wenn wir letztere vorerst vernachlässigen, also reibungslose, außerdem horizontale Bewegung betrachten, dann ist

$$\frac{dv_x}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2 \Omega \sin \varphi \cdot v_y$$

$$\frac{dv_y}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2 \Omega \sin \varphi \cdot v_x$$

Für die Vertikale ist dabei die Gültigkeit der statischen Grundgleichung vorausgesetzt.

Eine beschleunigungsfreie Bewegung ($dv_x/dt = 0$; $dv_y/dt = 0$) besitzt nach diesen Gleichungen, sofern ein Druckgefälle nur in der Y-Richtung existiert, die Geschwindigkeit

$$v_x = -\frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -\frac{1}{l} \frac{dh}{dy}, \text{ wobei die Abkürzung } l = 2\Omega \sin \varphi$$

benutzt ist, sowie die oben dargelegte Beziehung zwischen dem horizontalen Druckgefälle und der Neigung einer isobaren Fläche eingeführt ist. v_x weht dann senkrecht zum Druckgefälle bzw. parallel den Isobaren.

Diese Bewegung, die dem Gleichgewicht zwischen der Beschleunigung des horizontalen Druckgradienten und der ablenkenden Kraft der Erddrehung entspricht, nennt man den *Geostrophischen Wind* v_g . Winde parallel den Isobaren und mit einer Geschwindigkeit gemäß obiger Gleichung wären daher

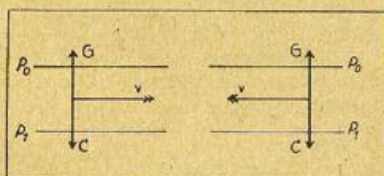


Abb. 11

Kräfteplan des geostrophischen Windes auf der Nordhalbkugel (links) und Südhalbkugel (rechts)
G = Druckgradientbeschleunigung, C = Coriolisbeschleunigung

in der Atmosphäre da zu erwarten, wo horizontale reibungslose und vor allem unbeschleunigte Bewegungen herrschen. Eine unbeschleunigte Bewegung muß geradlinig verlaufen und ständig die gleiche Geschwindigkeit haben; dies ist in der Atmosphäre jedoch nicht der Fall. In der Tat wird aber eine Übereinstimmung mit den beobachteten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in der freien Atmosphäre (oberhalb der Bodenreibungsschicht von etwa 1000 m Mächtigkeit) fast überall festgestellt.

Die Beschleunigungen besitzen also nur Wirkungen, die innerhalb der Meßgenauigkeit des Höhenwindes bleiben.

Die geostrophische Geschwindigkeit ist abhängig vom Abstand der Isobaren, von der Luftdichte und der geographischen Breite oder von letzterer und der Neigung der isobaren Flächen. Bei einer Luftdichte $\rho = 1.15 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ (entsprechend 900 mb und 0°C) und einem Druckgefälle von 1 mb/100 km gelten folgende Zahlen:

$\varphi =$	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90° Br.
$v_g =$	68.5	34.4	17.4	11.9	9.3	7.8	6.9	6.3	6.1	6.0 m/sec

Für andere Werte des Druckgefälles braucht nur mit dessen Betrag multipliziert zu werden.

Man macht *nicht* die Beobachtung, daß der Wind, wie es den Zahlen der Tabelle entsprechen würde, in den Tropen erheblich größer ist als in gemäßigten Breiten; das besagt dann, daß das Druckgefälle in den Tropen erheblich kleiner sein muß; dies wird auch beobachtet.

Man berechnet den geostrophischen Wind gern auch dann, wenn die Voraussetzung der Beschleunigungsfreiheit sicher nicht mehr zutrifft, z. B. bei gekrümmten oder auseinanderlaufenden Isobaren. — Die Ausarbeitung graphischer Verfahren (wie z. B. des Schemas in der linken unteren Ecke der Europakarte) zeigt die Umständlichkeit der notwendigen Luftdichtebestimmung und den großen Vorteil, den die Darstellung des Druckfeldes durch Topographien von Flächen gleichen Druckes liefert; außerdem bieten diese eine bessere Vergleichsmöglichkeit von Karten verschiedener Höhenlagen, da in ihnen trotz verschiedener Luftdichte gleichem Abstand der Höhenlinien gleiche Windgeschwindigkeiten entsprechen.

Höhenwind und Luftdruckfeld werden mit verschiedenen aerologischen Meßmethoden ermittelt. Die Verknüpfung beider durch die Gleichung des geostrophischen Windes gestattet

1. eine Kontrolle des einen Elementes durch das andere,
2. Extrapolation des Druckfeldes durch Höhenwindmessungen,
3. eine Berechnung des Höhenwindes aus dem Druckfeld, auch dann, wenn eine Meßmöglichkeit für den Wind z. B. wegen Bewölkung nicht besteht.
4. Eine Ermittlung der Windänderung mit der Höhe gestattet bereits eine Aussage über die Änderung des horizontalen Druckgradienten und dadurch über die Temperaturverteilung in der Horizontalen. Dies ist möglich auch in dem Falle, daß keinerlei Temperaturmessungen vorliegen.

Das Feld des geostrophischen Windes ist divergenzfrei, denn auch dann, wenn die Isobaren auseinanderlaufen (divergieren), ist die dadurch bedingte Abnahme des geostrophischen Windes in seiner Richtung gerade gleich der Wirkung des Auseinanderlaufens der Stromlinien; beide heben sich also auf. Wenn in der gesamten Atmosphäre der geostrophische Wind genau erfüllt wäre, dann könnte keine Massenzufuhr oder -abfuhr von irgendeinem Orte, mithin auch keine Luftdruckänderung am Boden auftreten. Es müssen also Abweichungen vorhanden sein.

Abweichungen vom geostrophischen Wind Gradientwind

Abweichungen treten dann auf, wenn die Bewegung nicht mehr unbeschleunigt ist.

Die totalen oder individuellen Beschleunigungen können in lokale und Feldbeschleunigungen zerlegt werden. Wenn keine lokalen Beschleunigungen, also keine zeitlichen Änderungen des Windes am festen Orte vorhanden sind, dann ist das Windfeld stationär. Es treten jedoch dann für das einzelne, gewissermaßen durch das festliegende Windfeld hindurchwandernde Teilchen Beschleunigungen infolge der Bahnkrümmung und der Veränderung der Geschwindigkeit entlang der Bahn auf. Diese sind normal zur Bahn: die Zentrifugalbeschleunigung, in deren Richtung: die Bahnbeschleunigung, beide zusammengefaßt als Feldbeschleunigungen (Beispiel: Strömung um ein Hindernis). Zentrifugalbeschleunigungen haben den Betrag v^2/r , wobei r der Krümmungsradius der Bahn ist; Bahnbeschleunigungen $\frac{1}{2} \frac{\partial v^2}{\partial s}$ sind gleich der Zunahme der kinetischen Energie der Masseneinheit.

Die Betrachtung der Kräftepläne zeigt, daß ein stationärer Wind auf kreisförmig gekrümmter Bahn

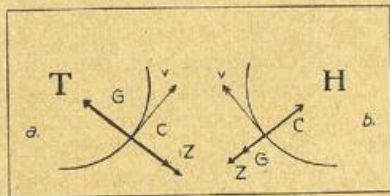


Abb. 12

Kräftepläne des Gradientenwindes auf der Nordhalbkugel
a) im Tiefdruckgebiet, b) im Hochdruckgebiet
Z = Zentrifugalkraft

ebenfalls parallel den Isobaren weht, jedoch im Falle zyklonaler Krümmung beim gleichen Druckgradienten eine geringere, unter antizyklonaler Krümmung eine größere Geschwindigkeit hat als der geostrophische Wind. Unter der Voraussetzung gleich großer Geschwindigkeiten müssen dann im Tiefdruckgebiet größere Druckgradienten, im Hoch kleinere zur Beobachtung kommen, wie es auch auf Wetterkarten zu sehen ist. Man nennt den unter Berücksichtigung der Zentrifugalkraft berechneten Wind *Gradientwind*. Er wird oftmals auch für nicht-stationäre Wetterlagen berechnet; dies hat jedoch umso weniger Berechtigung, je schneller veränderlich oder je schneller wandernd das Druckgebilde ist. Im Vergleich zur Strömung langsam ziehende Druckgebilde, wie sie z. B. im 500 mb Niveau häufig angetroffen werden, zeigen Windstärken, die besser mit dem Gradient- als mit dem geostrophischen Wind übereinstimmen.

Der Gradientwind berücksichtigt nur die Normalkomponente der Beschleunigung. Stationäre Winde mit Bahnbeschleunigung, d. h. Geschwindigkeitszunahme in Richtung des Windes müssen eine Ablenkung des Windes aus der Isobarenrichtung nach dem Tiefdruckgebiet, Winde mit negativer Beschleunigung eine Abweichung zum hohen Druck hin besitzen. Dies folgt aus einer Betrachtung der Kräftepläne unter Berücksichtigung von Gradientenkraft, Corioliskraft und Bahnbeschleunigung. Eine Beschleunigung der Strömung muß immer mit Arbeit leistenden Bewegungen in Richtung des Druckge-

fälles verbunden sein, weil auf andere Weise eine Vermehrung der kinetischen Energie nicht möglich ist.

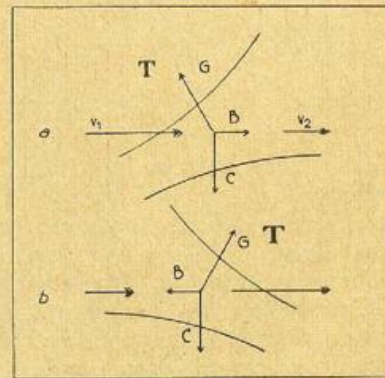


Abb. 13

Kräftepläne des beschleunigten Windes auf der Nordhalbkugel
a) bei Geschwindigkeitsabnahme
b) bei Geschwindigkeitszunahme
B = Trägheitskraft

Das bedeutet dann aber, daß Abweichungen vom geostrophischen Wind auftreten, welche nicht mehr, wie dieser selbst, divergenzfrei zu sein brauchen. Hierin liegt die größte Bedeutung der Bewegungen mit Abweichungen vom geostrophischen Kräftegleichgewicht, d. h. mit wirksamen Beschleunigungen auf die Luftmassen. Ohne diese Abweichungen würden keine Divergenzen, infolgedessen keine wirkliche Massenabfuhr (oder -zufuhr) in einem Gebiet und auch keine zeitlichen Änderungen des Luftdruckes, wie wir sie beobachten, auftreten können.

Im allgemeinsten Falle treten Beschleunigungen normal und tangential zur Bahn gleichzeitig auf.

Grenz- und Gleit-Flächen

Zwei in Ruhe, durch eine senkrechte Grenzfläche getrennt nebeneinander liegende Luftmassen verschiedener Dichte können nicht nebeneinander liegen bleiben, weil die in beiden Massen verschiedene senkrechte Druckabnahme Drucksprünge an der Grenzfläche verlangt, die sich durch Umsturz des Aufbaues ausgleichen müssen. Ein Gleichgewicht der beiden Massen ohne Drucksprünge an der Grenzfläche ist aber dann möglich, wenn beide verschiedene Horizontalbewegungen entlang der geneigt stehenden Grenzfläche besitzen. Jede Luftmasse für sich ist dann ebenfalls noch im Gleichgewicht: den vertikalen Druckgradienten hält die Schwerkraft, den horizontalen die Corioliskraft die Waage; außerdem ist aber auch die Grenzfläche im Gleichgewicht. Voraussetzung ist dabei, daß der Neigungswinkel der Fläche gegen die Horizontalebene der Bedingung genügt $\text{tg } \alpha = \frac{1}{g} \frac{(T_2 v_1 - T_1 v_2)}{(T_2 - T_1)}$.

Wenn $T_1 > T_2$ und der Neigungswinkel positiv ist, muß $T_2 v_1 > T_1 v_2$, oder mit Annäherung $v_1 > v_2$ sein, d. h. wenn man in der Kaltluft stehend zur Warmluft blickt, muß letztere relativ zur Strömung der Kaltluft sich nach links bewegen. Dies ist z. B. erfüllt, wenn es im Norden kalt ist und südlich sowie oberhalb der nach Norden hin ansteigenden Grenzfläche Westwind herrscht; in der Kaltluft muß dann

ein schwächerer Westwind, Windstille oder Ostwind wehen. Besonders im letzteren Falle, wenn die Bewegungsrichtungen entgegengesetzt sind, erkennt man den am Boden auftretenden Windsprung deutlich als einen zyklonalen Windsprung. Grenzflächen mit antizyklonalen Windsprüngen können nicht existieren.

Der Idealfall der stationären Grenzfläche, der von Margules abgeleitet worden ist, kommt in der Natur nicht vor; denn einesteils treten an Stelle der Grenzflächen mehr oder weniger breite Übergangsschichten, die in der Wetterkarte als Fronten, im aerologischen Befund als Inversionen sichtbar werden; andernteils sind die Bewegungen fast nie parallel der Grenzfläche und horizontal. Angenähert ist dies höchstens der Fall in den Frontalzonen, wo die Grenze zwischen verschieden temperierten Luftmassen isobarenparallel verläuft.

Abweichungen sind zu erwarten an bewegten Fronten, wo einesteils die Horizontalverschiebung der Front, andernteils die auftretenden Vertikalbewegungen das Bild der Gleichgewichtsflächen stören müssen. Trotzdem ist qualitativ auch in diesem Fall immer die Bedingung erfüllt, daß die Warmluft relativ nach links bewegt ist. Das Bild der Margules'schen Grenzfläche reicht aber ebenso wie das des geostrophischen Windes nur für eine Beschreibung der Zustände aus und besagt nichts über die energetischen Vorgänge, die zu diesem Zustand geführt haben.

An Fronten werden Grenzflächen zu *Gleitflächen*, die je nach der in der Warmluft vorherrschenden Bewegung als *Aufgleit-* oder *Abgleitflächen* bezeichnet werden. Erstere müssen steiler gegen die Horizontale geneigt sein als die Gleichgewichtsflächen, letztere flacher. Beobachtete Neigungswinkel sind für Abgleitflächen 1 : 1000 bis 1 : 500, Aufgleitflächen 1 : 300 bis 1 : 80; Einbruchflächen stehen mit 1 : 80 bis 1 : 25 noch steiler.

Die Festlegung von Gleitflächen aus aerologischen Beobachtungen erscheint insofern schwierig, als die Luftmassen weder vertikal noch horizontal isotherm aufgebaut sind. Hierfür ist es jedoch von großem Vorteil, daß die Grenzflächenbeziehungen auch noch gelten, wenn nicht die Temperatur, sondern die potentielle Temperatur als Kennzeichen der Luftdichte eingeführt wird, und daß sie auch bei nicht sprunghaftem Verlauf, sondern stetigen Übergängen zwischen den verschieden dichten Medien noch benutzt werden dürfen.

Die Reibung

Der Wind in Bodennähe weht nicht parallel den Isobaren, sondern hat immer eine Komponente zum tiefen Druck. Dies ist eine Wirkung der Reibung an der Erdoberfläche. Guldberg und Mohn machten die Annahme, daß die auf ein bewegtes Luftteilchen wirkende Reibung mit dessen Geschwindigkeit zunähme und entgegengesetzt der Bewegungsrichtung wirke. Sie konnten zeigen, daß dann der Wind umso schwächer ist und umso mehr von der Isobarenrichtung in die des Druckgefälles gedreht ist, je größer der Koeffizient der Reibung an der Erdoberfläche ist. Diese Annahme vermag zwar den Unterschied in den Windverhältnissen über Land

und Meer zu erklären, aber nicht den täglichen Gang der Windgeschwindigkeit mit seinem Maximum bei Tage, Minimum bei Nacht, der trotz gleicher Beschaffenheit der Erdoberfläche eintritt.

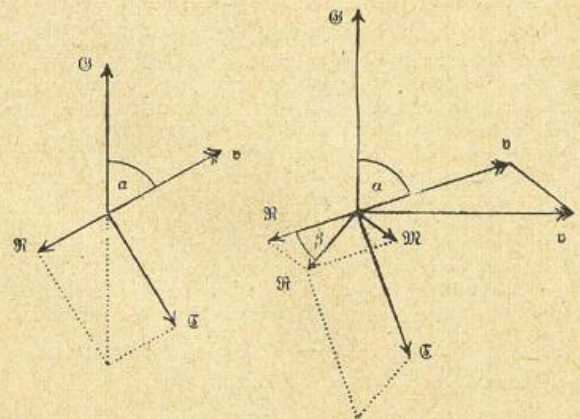


Abb. 14

Kräftepläne für Bewegungen mit Reibung nach den Annahmen von Guldberg und Mohn (links) und Sprung (rechts)
R = Oberflächenreibung, M = mitschleppende Kraft

Sprung wies 1885 zuerst auf die mitschleppende Kraft hin, die von den oberen schnell bewegten Luftschichten auf die bodennahe Luft vermög der inneren Reibung der Luft ausgeübt werden muß. Sie muß nach rechts vorn gerichtet sein, da der obere Wind gegen den unteren eine Rechtsdrehung besitzt. Erst über zwei Jahrzehnte später wurde dieses an Beobachtungen nachgewiesen. Es zeigt sich dann, daß die Reibung von der Gegenrichtung der Bewegung nach rechts um einen Winkel β abgelenkt ist. Beobachtungen ergeben für β über Land 29° , über dem Meere 50° , für die Reibungskonstante b über Land $1.9 \cdot 10^{-4}$, über dem Meer $0.65 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$.

Mit diesen Zahlen ergeben sich Ablenkungswinkel α und Geschwindigkeit v :

	über Land		über Meer	
in 90° Breite	$\alpha = 55^\circ$	$v : v_g = 0.50$	$\alpha = 78^\circ$	$v : v_g = 0.73$
" 50° "	51°	0.42	76°	0.67
" 20° "	$40,5^\circ$	0.23	67°	0.46

Turbulenz, Scheinreibung und Austausch

Die Reibung in der Atmosphäre steht in einem engen Zusammenhang mit der Turbulenz der Luftströmungen (vergl. unten). Die Luftbewegungen sind aber immer turbulent. Zwei Gründe sind dafür maßgebend:

1. Aus Laboratoriumversuchen ergibt sich, daß eine Rohrströmung vom laminaren in den turbulenten Zustand umschlägt, wenn eine bestimmte kritische Reynolds'sche Zahl $R_K = 550$ überschritten wird. Allgemein gilt $R = vd\rho/\eta$, wobei v die Geschwindigkeit, d ein Durchmesser der Strömung, ρ die Dichte, η die innere Reibung des Mediums ist. In der Luft würde sich Turbulenz also einstellen, wenn die Geschwindigkeit einen kritischen Wert $v_K = \eta R_K/d\rho$ überschreitet. Je mächtiger die Strömung (Dicke d), bei desto geringeren Geschwindigkeiten geschieht dies: setzt man $d = 2 \text{ m}$, dann ist $v_K = 0.4 \text{ cm/sec}$; es herrscht also praktisch immer Turbulenz. Als Anregungsvorgang muß man sich dabei die vertikale Ablenkung der

Strömung durch die Rauigkeiten der Erdoberfläche oder das Anwachsen kleiner Störungen der glatten Strömung infolge einer dynamischen Labilität vorstellen.

2. Außer dieser dynamischen Turbulenz bewirkt thermisch labile Schichtung auch eine thermische Turbulenz, die sich z. B. im Flimmern der Luft, in „Sonnenböen“ und in thermischen Konvektionsströmungen äußert.

Das Zusammenwirken der beiden Ursachen zeitigt einen sehr starken *Tagesgang* der Turbulenz: zusätzliche thermische Turbulenz vergrößert tagsüber die Geschwindigkeit in Bodennähe, und diese wieder liefert stärkere dynamische Turbulenz. Nachts verhindert die stabile Schichtung der Bodeninversion jede thermische Turbulenz, aber auch die erzwungene dynamische Durchmischung der Luft wird durch stabile Schichtungen stark verhindert.

Die Turbulenzvorgänge überbrücken eine weite Spanne von *Größenordnungen*. Selbst in der ruhigen, scheinbar laminaren Strömung bei Nacht besteht eine, allerdings nur kleine Turbulenz. Von dieser ausgehend finden sich alle Steigerungstufen bis zur Konvektionsbewegung, bei der man den einzelnen aufsteigenden Luftschlauch oder Cumulus als Turbulenzteilchen betrachten kann.

Die Turbulenzbewegungen haben trotzdem große Ähnlichkeit mit Molekularbewegungen. Es sind also keine Wirbel, sondern stoßartige Querbewegungen. Wie durch Molekularbewegungen zwischen zwei Schichten mit verschiedenen Eigenschaften Diffusion, Wärmeleitung und innere Reibung bewirkt werden, so haben auch die Turbulenzvorgänge ähnliche *Wirkungen*, die man als Scheindiffusion, Scheinleitung und Scheinreibung bezeichnet. Die Wirkung dieser Vorgänge ist allerdings um einige Zehnerpotenzen größer als die der Molekularvorgänge.

Auf einer *Scheindiffusion* beruht der *tägliche Gang der Sichtweite* und sein Unterschied zwischen Gipfel- und Talstationen. Nachts sinken die trübenden Staubteilchen in Bodennähe herab, so daß die Sicht unten schlecht, oben besonders gut wird. Durch die Durchmischung der Luft bei Tage wird der Staub vom Boden in die Höhe geführt und über die gesamte Luftmasse gleichmäßiger verteilt, so daß unten Sichtbesserung, oben Verschlechterung eintritt. — Ein Scheindiffusionsvorgang transportiert auch den am Boden durch Verdunstung entstehenden Wasserdampf in die Höhe. Befindet sich oben eine Inversion, deren stabile Schichtung Konvektionsbewegungen und Turbulenz verhindert, dann tritt unter dieser Sperrschicht ein Stau des Wasserdampfstromes ein, der zur Wolkenbildung (st oder sc, in höheren Schichten auch ac) führen kann.

Eine *Scheinleitung von Wärme* wird durch dynamischen und thermischen Austausch in verschiedener Weise bewirkt. Bei dynamisch erzwungener Bewegung in stabil geschichteter Atmosphäre kommen die von oben herabkommenden Turbulenzteilchen wärmer an als die von unten kommenden, da sie sich adiabatisch bewegen und die potentielle Temperatur ihrer Ausgangslage mitbringen. Das gibt dann einen nach unten gerichteten Transport von Wärme. Thermische Konvektion tritt dagegen nur ein, wenn das aufsteigende Teilchen eine Übertemperatur über seine

Umgebung besitzt, das absteigende eine Untertemperatur. Der Vorgang bewirkt daher einen Wärmetransport nach oben. Die Turbulenz sorgt durch ihre Scheinleitung für die vertikale Ausbreitung der Temperaturänderungen des Untergrundes, z. B. des täglichen Ganges der Temperatur, oder für die Erwärmung einer nach Süden vorstoßenden Kaltluftmasse und die Abkühlung einer nach Norden bewegten Warmluft.

Die quantitative Fassung der Scheinleitungs- und Diffusionsvorgänge erfolgt durch den Massenaustausch nach der Definition von Wilhelm Schmidt. Der Aufwärtstransport \mathfrak{E} einer Eigenschaft s der Luft wird hiernach geregelt durch die Gleichung $\mathfrak{E} = -A \frac{\partial s}{\partial z}$ und die zeitliche Änderung der Eigenschaft s durch die vertikale Änderung des Aufwärtstransportes: $-\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial z} = -\frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial A}{\partial z} \cdot \frac{\partial s}{\partial z}$.

Der Austausch A ist hierbei eine nur von dem Turbulenz- oder Durchmischungszustand der Luft abhängige Größe. Das bringt den Vorteil, daß man die Gleichungen für jede beliebige Eigenschaft s (Staubgehalt, Wasserdampfgehalt, Wärmegehalt bzw. Temperatur, Bewegungsgröße) anwenden kann. Wenn für s die horizontale Geschwindigkeit der Luft eingeführt wird, dann gibt \mathfrak{E} eine vertikale Übertragung von Bewegungsgröße an. Die zeitliche Änderung $\partial v/\partial t$ erhält die Bedeutung einer Beschleunigung. Dies ist die Beschleunigung, die von der Reibungskraft bzw. Scheinreibungskraft infolge der Turbulenz ausgeübt wird.

Wenn man die Übertragung von Eigenschaften der Luft durch Turbulenzvorgänge auf die Geschwindigkeit der Luft als transportierte Eigenschaft anwendet, ergibt sich also eine Beschleunigung, die als Auswirkung der Schein- oder Turbulenzreibung angesehen werden muß.

Setzt man diese Größe in die Bewegungsgleichungen ein, so erhält man die allgemein für horizontale Bewegungen geltenden Gleichungen.

$$\frac{dv_x}{dt} = lv_y + \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v_x}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\partial v_x}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{dv_y}{dt} = -lv_x + \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v_y}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\partial v_y}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

Wenn man annimmt, daß der Austausch unabhängig von der Höhe ist $\partial A/\partial z = 0$, dann ergibt sich im beschleunigungsfreien Falle durch Integration der Gleichungen eine Abhängigkeit der stationären Bewegungen von der Höhe (wenn $\partial p/\partial x = 0$ gesetzt wird):

$$v_x = v_g (1 - e^{-az} \cos az); \quad v_y = v_g e^{-az} \sin az$$

dabei ist $v_g = -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial y}$; $a^2 = l\rho/2A$.

Diese Gleichung liefert also die Verteilung von Windrichtung und -geschwindigkeit über die Höhe als Folge der Scheinreibungsvorgänge in der Luft. Es nimmt danach der Wind vom Boden aus, wo er gleich 0 ist, rasch mit der Höhe zu; dreht dabei nach rechts und erreicht schließlich in großen Höhen den geostrophischen Wind. Bemerkenswert ist, daß die Windgeschwindigkeit noch über die des geostrophischen Windes hinausgeht, dann auch die Ablenkung vom Druckgefälle 90° überschreitet und die Annäherung an den geostrophischen Wind in einer logarithmischen Spirale vor sich geht. Die Form der Windabhängigkeit von der Höhe ist bei verschiedenen Austauschwerten die gleiche, jedoch ist bei großem Austausch die Geschwindigkeit in gleicher Höhe kleiner als bei kleinem, wo gewissermaßen die Haftung der Luft an der bremsenden Erdoberfläche geringer ist. Der Vergleich mit Beobachtungen bestätigt diese Höhenabhängigkeit des Windes; man

findet Austauschwerte von 50—100 g/cm sec für die unterste km-Stufe.

Der Ablenkungswinkel des Bodenwinkels beträgt bei allen Austauschwerten nach obiger Gleichung 45° . Das widerspricht den Beobachtungen, die über Meer größere Werte ergeben als über Land. Die Ursache liegt darin, daß unmittelbar in

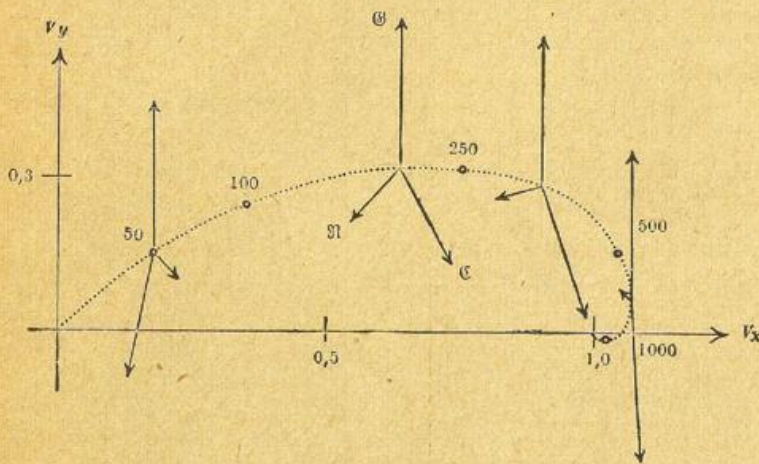


Abb. 15

Höhenabhängigkeit des Windes bei konstantem Austausch (Ekman-Spirale) mit Kräfteplänen für verschiedene Höhen

Bodennähe der Austausch kleiner ist als in der Höhe, denn der Boden hindert die Vertikalbewegungen der Turbulenz. Es existiert also eine Zunahme des Austauschs mit der Höhe und $\partial A / \partial z$ darf in den Bewegungsgleichungen nicht vernachlässigt werden. Berücksichtigung dessen würde größere Ablenkungswinkel auch des Bodenwindes ergeben.

Der Austausch nimmt nach neueren Untersuchungen bis etwa 100 m Höhe zu und darüber, wegen der nunmehr abnehmenden Turbulenzanregung durch die Erdoberfläche, langsam ab bis auf einen auch in großen Höhen noch verbleibenden Restaustausch von etwa 50 CGS-Einheiten. Die Höhenlage und Größe des Maximums ist von den besonderen Wetterlagenbedingungen abhängig.

Der tägliche Gang des Windes

Der Wind zeigt im allgemeinen einen Höchstwert der Geschwindigkeit nach Mittag, einen Tiefstwert in den Morgenstunden. Nach der von dem Amerikaner Espy 1840 und von Köppen 1879 gegebenen Erklärung ist dies eine Folge der täglichen Periode der Konvektion bzw. des Austausches. Dieser ruft tagsüber durch Vermischung der oberen raschen Strömung mit der unteren eine Beschleunigung der unteren Bewegungen hervor. Bei Nacht wird in der stabilen Schichtung der Bodeninversion die Durchmischung sehr klein und die oberen Schichten gleiten über die unteren durch die Erdoberfläche zurückgehaltenen hinweg. Eine Stütze dieser Ansicht ist das Fehlen des Tagesganges da, wo die tägliche Konvektion fehlt: über dem Meere und in der Polarnacht. — Oberhalb 100 m Höhe, vor allem aber auf allen Berggipfeln wird ein entgegengesetzter Tagesgang der Geschwindigkeit beobachtet mit einem Höchstwert in der Nacht, einem Tiefstwert in den Tagesstunden. Man glaubte hierin die Wechselwirkung mit den unteren Schichten zu sehen; was diesen tagsüber an Bewegungsgröße zukommt, wird den oberen Schichten entnommen. Diese Ansicht ist nicht haltbar, denn die Mächtigkeit der oberen Schicht ist

vielleicht 20 mal so groß, wie die der unteren, so daß ein Austausch der Bewegungsgrößen viel größere Schwankungen unten im Gefolge haben müßte.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Espy-Köppen'sche Theorie in ihrer einfachen Form nicht haltbar. Da $\partial^2 v / \partial z^2$ in Bodennähe negativ ist, müßte ein vergrößerter Austausch eine Verzögerung der Bewegung ergeben, aber kein Geschwindigkeitszunahme. Für diese ist vielmehr eine Vergrößerung der vertikalen Zunahme des Austausches während des Tages verantwortlich zu machen. Dem würde entsprechen, daß in den Höhen oberhalb 100 m, wo der Austausch nach oben hin abnimmt, tagsüber eine stärkere Abnahme mit der Höhe eintritt, und daß hierdurch die Abnahme der Windgeschwindigkeit in den oberen Schichten während des Tages bewirkt wird. — Mit der Tagesschwankung der Geschwindigkeit ist auch eine Drehung des Windes verbunden, die ebenfalls aus der Durchmischung mit höheren Schichten erklärt werden kann.

Neben diesem durch die Schwankungen des Austausches hervorgerufenen täglichen Gang des Windes bewirken auch Schwankungen des horizontalen Druckgradienten Windänderungen. Sowohl ein einfacher Tagesgang, vor allem aber eine doppelte Schwankung des Gradienten, die mit der doppelten Welle des Luftdruckes verknüpft ist, verursachen Zusatzvektoren des Windes mit einem ausgesprochenen einfachen oder doppelten Tagesgang. Mit großer Deutlichkeit zeigt sich dieser dort, wo der einfache Gang infolge Austausch fehlt, z. B. in den Beobachtungen der Meteor Expedition aus dem Passatgebiet des Atlantik.

Überblick über die Dynamik

Alle Bewegungen in der Atmosphäre werden gleichzeitig beeinflusst von den Kräften des Druckgradienten, der Ablenkung der Erddrehung und der Reibung, nur sind bei verschiedenen Vorgängen die einzelnen Kräfte verschieden bedeutungsvoll. Bei Bewegungen über kleine Entfernungen, z. B. Land- und Seewinden, ist die ablenkende Kraft fast unwirksam, so daß die Bewegung in Richtung des Druckgefälles erfolgt. Das gleiche ist beim Berg- und Talwind der Fall, wo außerdem aber die Talwände Ablenkungen verhindern. Die großen Bewegungen über weite Entfernungen, die wir bei synoptischen Vorgängen verfolgen, verlaufen mit großer Annäherung nach dem geostrophischen Windgesetz (Gleichgewicht zwischen Gradient- und Corioliskraft). Das ist jedoch nicht exakt erfüllt, denn Beschleunigungen (normal und tangential zur Bahn) sind immer vorhanden und bewirken Abweichungen, die jedoch meist nur von der Größenordnung 1 m/sec sind und bei der Meßgenauigkeit des Windes in der freien Atmosphäre nicht festgestellt werden. Die Wichtigkeit dieser Abweichungen für das Wettergeschehen ist jedoch schon oben betont worden. In Bodennähe unterliegen alle diese beschleunigten oder unbeschleunigten Bewegungen der Bremsung und Ablenkung durch die Reibung, deren Einfluß in den untersten Schichten durch die Ansätze von Gulberg und Mohn oder von Sprung beschrieben werden können. Die Abnahme des Reibungseinflusses mit der Höhe wird durch die Ekman-Spirale beschrieben.

C. Besonderheiten der Luftbewegungen

Benachbarte Teilchen einer Flüssigkeit oder eines Gases beeinflussen sich gegenseitig, so daß ihre Bewegungsvorgänge nicht voneinander unabhängig sind. Flüssigkeiten sind inkompressibel, daher regelt sich die gegenseitige Beeinflussung dadurch, daß bei der Betrachtung eines Volumenelementes der Zufluß der Strömung auf der einen Seite mengenmäßig gleich sein muß dem Abfluß auf der andern Seite. Die Luft ist ein zusammendrückbares Gas. Daher kann bei ihr der Ausfluß den Einfluß überwiegen oder umgekehrt. Den gesamten Ausfluß aus der Volumeneinheit bezeichnet man als Divergenz der Strömung. Die Divergenz kann hervorgerufen sein

1. durch ein Auseinanderlaufen der Stromlinien,
2. durch eine Geschwindigkeitszunahme in der Richtung der Strömung.

Beide Erscheinungen müssen für eine genaue Bestimmung der Divergenz berücksichtigt werden. Dabei kann es vorkommen, daß eine Geschwindigkeitsabnahme in der Richtung der Strömung zahlenmäßig gerade das Auseinanderlaufen der Stromlinien aufhebt und daher im gesamten die Divergenz verschwindet. In Gebieten, wo eine Divergenz der horizontalen Strömung vorhanden ist, muß zur Speisung der auseinanderlaufenden Bewegungen Luft von oben nachgeführt werden, wo Konvergenz herrscht, wird die Luft gezwungen, in die Höhe zu steigen. Allgemein findet man deshalb in Hochdruckgebieten absteigende, in Tiefdruckgebieten aufsteigende Bewegungen. Die Gleichung mit der diese Zusammenhänge formelmäßig erfaßt werden, führt den Namen Kontinuitätsgleichung.

Zur genauen Festlegung der Gebiete mit konvergenten oder divergenten Bewegungen ist eine sorgfältige Darstellung des Bewegungsfeldes der Luft erforderlich. Hierzu dienen die Stromlinien in Horizontalebene. Eine Stromlinie verbindet benachbarte Orte so miteinander, daß die Tangente an die Stromlinie an jedem Ort durch ihre Richtung die Richtung des Windes angibt. Eine Stromlinienkarte liefert also nur eine Richtungsdarstellung; zur vollständigen Beschreibung des Windfeldes ist außerdem eine Karte der Horizontalgeschwindigkeit (und eine der Vertikalkomponente) notwendig. Im Stromlinienbild sind die singulären Stellen und singulären Linien zu beachten. Man unterscheidet Konvergenz- und Divergenzlinien, ebenso Konvergenz- und Divergenzpunkte, die als Stellen stärkster Vertikalbewegung und damit konzentrierten Wettergeschehens beachtet werden müssen. Außerdem sind neutrale Punkte bemerkenswert, die in einer Richtung Konvergenz, in einer Querrichtung dazu Divergenz zeigen. Auf ihre Bedeutung für die Wetterkunde wird an anderer Stelle eingegangen.

Stromlinien geben nur den augenblicklichen Bewegungszustand im Windfelde an. Dagegen geben Luftbahnen oder Trajektorien die wirkliche, individuelle Bahn der Luftpartikeln an. Diese unterscheiden sich von den Stromlinien, weil das Bewegungsfeld in ständiger Umwandlung begriffen ist und ein Teilchen nach Durchlaufen einer kleinen Strecke einer Stromlinie schon kurze Zeit darauf ein geändertes Stromlinienbild vorfindet und nun dem neuen Verlauf folgt. Luftbahnen und Stromlinien

sind nur dann identisch, wenn das Bewegungsfeld stationär ist, also zeitliche Umwandlungen fehlen. Luftbahnen können sich selbst oder gegenseitig schneiden, Stromlinien nicht. Bei der Konstruktion von Luftbahnen muß die Wahrung der Individualität des Luftteilchen geprüft werden, indem die Konstanz eines konservativen Elementes, z. B. der spezifischen Feuchtigkeit kontrolliert wird.

Stromlinien und Luftbahnen dürfen keinesfalls verwechselt werden. In der freien Atmosphäre weht der Wind ziemlich genau parallel den Isobaren, so daß die Isobaren mit guter Annäherung ein Stromlinienbild darstellen. Sie geben jedoch kein Bild der Luftbahn oder nur bei stationären Wetterlagen. Für Untersuchungen der Herkunft der Luftmassen muß man also jeweils Luftbahnen konstruieren.

D. Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre

Die großen Wind- und Drucksysteme an der Erdoberfläche können folgendermaßen gegliedert werden:

75° N	60°	30°	0°	30°	60°	80° S
(ENE)	WSW	C	NE (E)	SE C	WSW	ESE
1012	1014	1019	1010	1018	989	991 mb

Benennungen: die äquatoriale Tiefdruckfurche der *Kalmen* wird auch als *Mallungen* oder *Doldrum* bezeichnet; zwischen 30° Nord und Süd wehen die beiden *Passate*; sie kommen aus den *Roßbreitenhochs* in 30° Breite. Diese Einteilung stellt eine Abstraktion dar, von der mannigfaltige Abweichungen festgestellt werden. Im Passatgebiet bilden die Monsune Asiens und Afrikas Störungszonen mit Strömungen, die jahreszeitlich wechseln und zur „planetarischen“, d. h. um die ganze Erde herum geltenden Zirkulation entgegengesetzt sein können. Die Passate zeichnen sich durch sehr große Beständigkeit und Gleichmäßigkeit der Strömung aus, jedoch darf nicht verkannt werden, daß von Tag zu Tag wechselndes Wetter bisweilen auch dort beobachtet wird. Auf der Ostseite des Atlantischen Ozeans gehen häufig Polarluftvorstöße der höheren Breiten in die Passatströmung über und gelangen so bis in das Äquatorgebiet (Abb. 16 und 17).

Der *vertikale Aufbau* der allgemeinen Zirkulation zeigt oberhalb der äquatorialen Tiefdruckfurche Ostwind bis in etwa 12 km Höhe, den sogenannten *Urpasat*. Darüber wird eine bis etwa 17 km reichende Schicht mit Westwinden angetroffen, oberhalb dieser in der Stratosphäre wieder Ostwind (auch *Oberpasat* genannt). Die *Passatströmungen* reichen bis zu einer Höhe von etwa 2 km, jedoch steigt die Mächtigkeit mit Annäherung an den äquatorialen *Urpasat* sehr rasch an. Oberhalb des NE-Passates werden entweder SW-Winde (besonders im Ostteil des Nordatlantischen Ozeans) oder SE-Winde beobachtet, jedenfalls aber Winde mit südlichen Komponenten. Der Name *Antipassat* wird heute nicht mehr gern gebraucht, weil eine beständige Strömung aus SW, die man so benannte, offenbar nicht überall vorhanden ist und die *Passatzirkulation* nicht als Zirkulation um eine rein horizontale Achse, sondern als eine solche, die mit horizontaler Umkreisung des *Roßbreitenhochs* verknüpft ist, aufgefaßt werden muß. In der Westwindzone nimmt

die Geschwindigkeit bis zur Höhe der Stratosphären-
grenze zu, darüber wieder ab, an dieser Grenze
liegt also ein Windmaximum, das mit sehr großer
Regelmäßigkeit angetroffen wird. Es kann nur da-
durch bestehen, daß grundsätzlich in der oberen

über in westliche Winde. Zudem treten sie auf der
Nordhalbkugel nur sehr unregelmäßig und in stän-
diger Abwechslung mit anderen Windrichtungen auf.
Nach alledem ist das Bild der allgemeinen Zirkula-
tion nur als ein Mittelwert über einen längeren

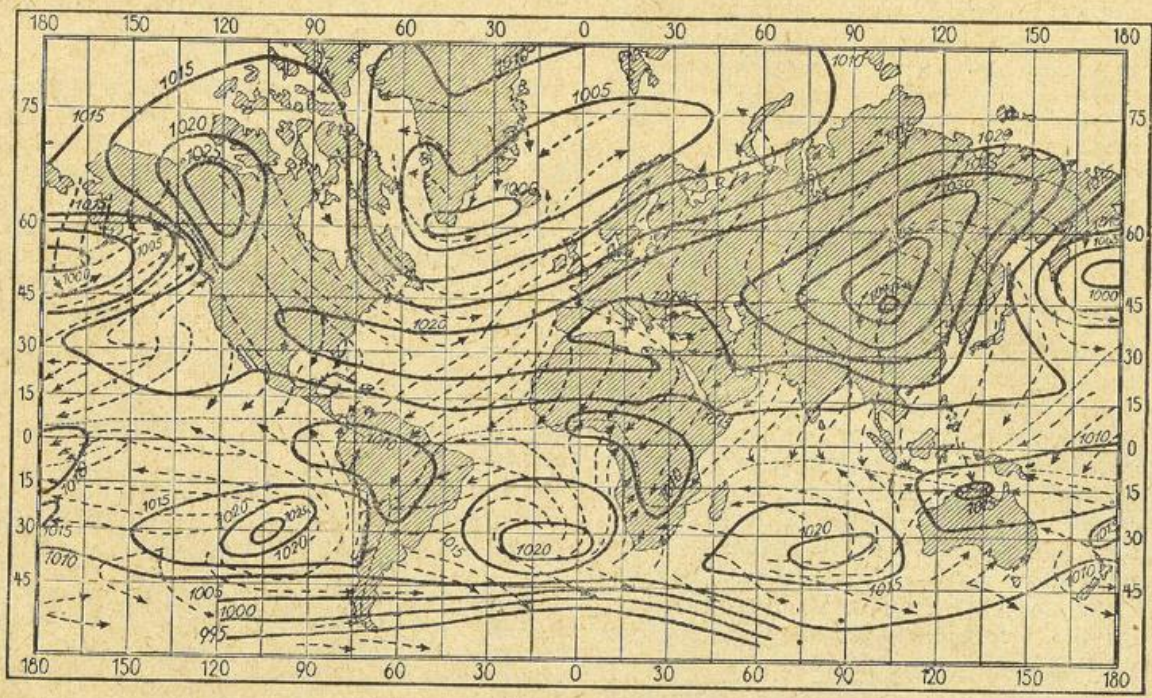


Abb. 16
Wind- und Luftdruckverteilung an der Erdoberfläche im Winter

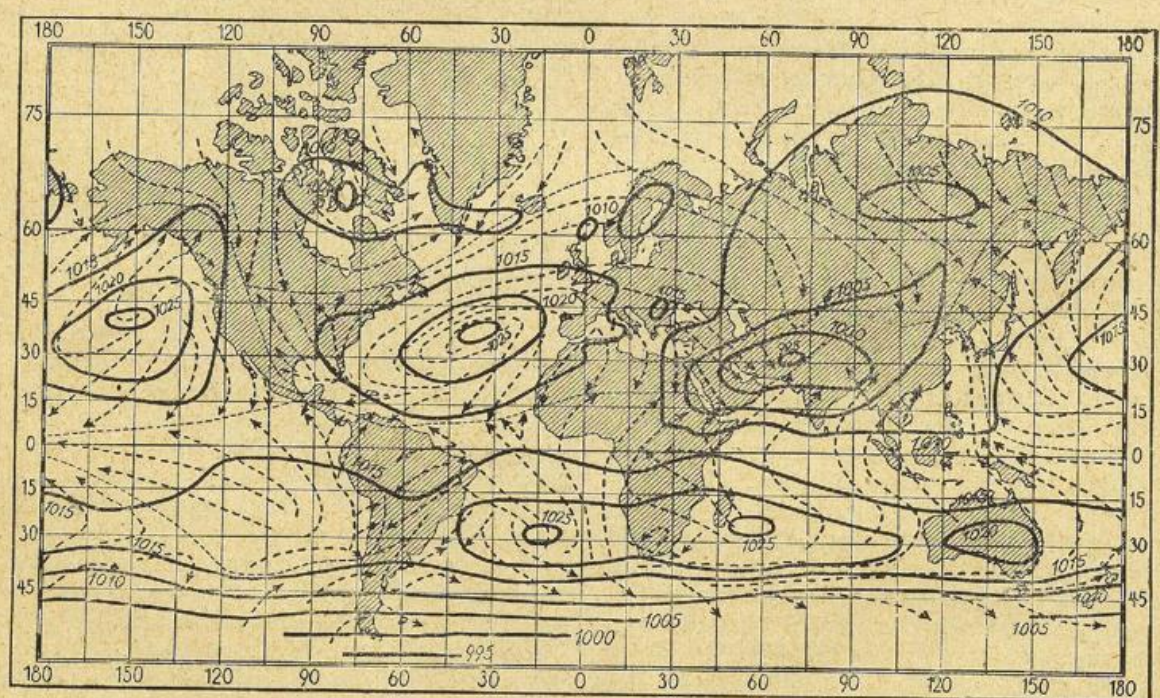


Abb. 17
Wind- und Luftdruckverteilung an der Erdoberfläche im Sommer

Troposphäre Tiefdruckgebiete kalt, Hochdruck-
gebiete warm sind, während in der Stratosphäre die
entgegengesetzte Temperaturanordnung besteht. —
Die zirkumpolaren Ostwinde besitzen nur sehr ge-
ringe Mächtigkeit, schon in geringer Höhe gehen sie

Zeitabschnitt und über alle Längengrade aufzufassen.
Eine Erklärung der Anordnung kann aus der
Massen- und Luftdruckverteilung auf der Grund-
lage des geostrophischen Windes gegeben werden.
Die Troposphäre allein würde ein Druckgefälle vom

Pol zum Äquator liefern. Ein solches wird in den zirkumpolaren Ostwinden und in der Passatströmung auch gefunden. Wenn zwischen 30 und 60° Breite Westwind mit Druckgefälle zu den Polen hin herrscht, dann kann dieses nur als eine Folge der Massenanordnung der Stratosphäre (kalt am Äquator, warm am Pol) angesehen werden, da man den Druck statisch erklären muß. Das Druckgefälle in der Westwindzone, synoptisch gesprochen im warmen Sektor des Tiefs, ist also stratosphärisches Druckgefälle, das durch die Massenanordnung der Troposphäre noch nicht vollständig kompensiert werden konnte. Die Temperaturanordnung der Atmosphäre erklärt auch die Höhenänderung der Winde, d. h. die Zunahme des Westwindes der gemäßigten Breiten bis zur Tropopause und in den Tropen die Abnahme der Ostwinde und Zunahme der oberen Westwinde, sowie oberhalb der Tropopause das Umschlagen der Westwinde in Ostwinde. Die durch die Margules'sche Gleichung geforderte Beziehung zwischen Massen- und Windfeld ist also in den Beobachtungen gewahrt.

Wie oben abgeleitet, stellen sich bei verschiedener Erwärmung benachbarter Gebiete Zirkulationen ein, die unten eine Bewegung vom kalten zum warmen, oben vom warmen zum kalten bringen. Dieses allgemeine Prinzip erscheint gewahrt nur in der Passatzirkulation, die unten zum Äquator, in der darüber liegenden Schicht zum Pol strömt; diese endet aber in der Absinkbewegung der Roßbreitenhochs. Auch die polaren NE-Winde mit den darüber strömenden SW-Winden können als eine solche rechtläufige Zirkulation aufgefaßt werden. Dagegen scheint die mittlere Zirkulation der Westwindzone verkehrt herum zu laufen, d. h. unten eine Bewegungskomponente nach höheren, oben eine solche nach niederen Breiten zu haben, also unten vom warmen zum kalten, oben vom kalten zum warmen. Das wesentliche an der Westwindzone ist jedoch die Aufspaltung der gleichmäßigen Drift in eine Serie von wandernden Hoch- und Tiefdruckgebieten. Großzügig betrachtet kann man hierin eine Umlagerung der Meridionalzirkulation von dem Anfangszustand mit übereinander liegenden Strömungsgliedern (polwärts oben, äquatorwärts unten) in einen solchen mit nebeneinander liegenden Strömungen (Tropik- und Polarluftvorstößen) sehen. Ein Mechanismus, der derartige Umlagerungen bewirkt, ist in der ablenkenden Kraft gegeben (vgl. auch Schluß des 1. Absatzes im Abschnitt Monsun, Seite 16). Innerhalb der einzelnen Hoch- und Tiefdruckgebiete, die nur durch die Ablenkungskraft der Erdrotation entstehen, kann dann die ursprüngliche rechtläufige thermische Zirkulation mit aufsteigenden warmen, absinkenden kalten Strömungen noch erkannt werden.

5. Kapitel

Der Wasserdampf in der Atmosphäre

Meßgrößen

Meßgrößen für den Wasserdampfgehalt sind: Die absolute Feuchtigkeit (Dampfdichte $\times 1000$), der Dampfdruck und die spezifische Feuchtigkeit. Von

diesen zeichnet sich die zweite aus durch ihre leichte Berechenbarkeit aus den Beobachtungsdaten. Die spezifische Feuchtigkeit gibt den Gewichtsanteil Wasserdampf am Luft-Wasserdampf-Gemisch an und ist deshalb unveränderlich bei Vertikalbewegungen. Der Nutzen der ersten Meßgröße ist in ihrer Eignung für Summenbildung (Integration) über dem Raum zu sehen. Die relative Feuchtigkeit folgt erst aus dem Vorhandensein eines Sättigungszustandes, der durch den maximalen Dampfdruck (maximale absolute oder spezifische Feuchtigkeit) gekennzeichnet ist. Der Sättigungszustand ist nicht von dem Vorhandensein der Luft abhängig, es ist also nicht die Luft mit Wasserdampf gesättigt, sondern der Wasserdampf selbst ist gesättigt (untersättigt, übersättigt). Auch der maximale Dampfdruck ist nur von der Temperatur, nicht vom Luftdruck und anderen Größen abhängig. Die Abhängigkeit des maximalen Dampfdruckes E (mb) von der Temperatur t (° C)

$$\log E = \log 6.16 + \frac{7.45 t}{234.7 + t}$$

wird als Magnus'sche Formel bezeichnet. In gleicher Weise wie der maximale Dampfdruck ist auch die absolute Feuchtigkeit des Sättigungszustandes vom Luftdruck unabhängig. Das gilt aber nicht für die spezifische Feuchtigkeit des Sättigungszustandes, die — in Annäherung — durch den Quotienten $623 E : p$ gegeben ist. Unter 0° gibt es zwei Sättigungszustände, nämlich in bezug auf unterkühltes Wasser oder in bezug auf Eis. Letzterer tritt bei der niedrigeren Dampfspannung ein. Der Taupunkt ist diejenige Temperatur, deren Sättigungsdampfdruck dem augenblicklich vorhandenen Dampfdruck gleich ist. Der Dampfdruck kann also aus der Magnus'schen Formel durch Einsetzen der Taupunkttemperatur berechnet werden.

Verdunstung

Der gesamte Wasserdampfgehalt der Atmosphäre wird durch Verdunstung vom Erdboden aus geliefert. Diese Verdunstung erfolgt nicht allein von freien Wasseroberflächen, sondern auch vom festen Boden aus, besonders auch durch die Blattoberflächen von Pflanzen, die sehr erhebliche Wasserdampfmengen verdampfen können. Maßgebend für die Verdunstungsgeschwindigkeit ist die Differenz $E' - e$ zwischen dem Sättigungsdampfdruck der verdampfenden Oberfläche und dem Dampfdruck der Umgebung. Außerdem ist die Verdunstungsgeschwindigkeit noch abhängig vom Luftdruck, von der Temperatur, und vor allem von der Ventilationsgeschwindigkeit. Man hat zur Wiedergabe der Meßergebnisse eine ganze Reihe verschiedenartiger Interpolationsformeln aufgestellt, die diese Abhängigkeit darstellen sollen. Meßtechnisch ergeben sich sehr große Schwierigkeiten, weil die verdampfende Meßoberfläche wirklich den gleichen Bedingungen hinsichtlich Ventilation, Temperatur usw. unterliegen muß wie die verdampfende Umgebung. Angenähert ist dies nur zu erreichen bei Verdunstungsmessungen von Seen, während bei dem festen Lande immer nur gemessen werden kann, wieviel verdunstet³ könnte, wenn hinreichend Wasser zur Verfügung wäre. Die verdunstende Jahresmenge beträgt etwa 120 cm Wasser in den Tropen, 35—50 cm in 50° Breite.

System der Hydrometeore

Durch den entgegengesetzten Vorgang, die Kondensation, wird der Wasserdampf in den flüssigen, durch die Sublimation unmittelbar in den festen Aggregatzustand übergeführt. Je nachdem, ob diese Vorgänge am Boden oder in der freien Atmosphäre erfolgen, und je nach den äußeren Bedingungen des Vorganges und dem Aussehen der Endprodukte unterscheidet man die verschiedenen „Hydrometeore“, die von T. Bergeron in folgendes (international angenommenes) System eingeordnet sind; dieses umfaßt zugleich eine Reihe anderer atmosphärischer Erscheinungen.

A. Keine Trübung der Luft durch Litho- oder Hydrometeore

Sichtweite > 150 km ☐ (Reine Luft)

B. Lufttrübung

Quasi-mikroskopische Partikeln schweben (scheinbar) in der Luft, Sichtweite < 150 km:

I. Lithometeore (Staub u. ä.) rufen einen mehr oder weniger opaleszierenden Schleier in der Luft hervor ∞ (Höhenrauch)

II. Hydrometeore (wesentlich Wassertropfchen) rufen grauen bis weißen¹⁾ Schleier in der Luft hervor:

a) $98\% > R_w > 90\%$ ²⁾, Schleier grau, Sichtweite > 1 km = (Dunst)

b) $R_w \approx 100\%$, Schleier weiß¹⁾, Sichtweite ≤ 1 km ≡ (Nebel)

C. Niederschlag

Makroskopische Partikeln fallen aus größerer Höhe (meistens aus Wolken):

I. Niederschlag in flüssiger Form, Wassertropfchen:

a) Dichtes, langsames Fallen ($v < 3$ m/sec) von sehr kleinen Tröpfchen, $d < 0,5$ mm, deren Horizontalbewegung sogar bei schwachem Winde bemerkbar ist * (Nieseln)

b) Schnelles Fallen von größeren Tröpfchen, Durchmesser jedenfalls teilweise $\geq 0,5$ mm³⁾; Bewegung bei schwachem Winde fast vertikal ● (Regen)

II. Niederschlag in fester Form, Eisparkeln:

a) Unverzweigte, dünne, federleichte Kristalle aus klarem Eis: Vollkristalle ↔ (Eisnadeln)

b) Verzweigte, sechsstrahlige, dünne Sternchen aus klarem Eis⁴⁾ * (Schneefall)

c) Weich und/oder spröde, ganz undurchsichtige, weiße (schneeähnliche) Körner:

¹⁾ In Stadt- und Industriegebieten wird Rauch oft dem Schleier eine gelbliche oder bräunliche Farbe verleihen.

²⁾ R_w = Relative Feuchtigkeit in bezug auf Wasser.

³⁾ Wenn die Tropfen verstreut fallen, wird das Symbol ● benutzt, auch wenn deren Durchmesser durchgehend (etwa) $< 0,5$ mm ist.

⁴⁾ Bei Temperaturen $> 0^\circ$ C werden diese Partikeln teilweise geschmolzen sein und oft zusammen mit Nieseln oder Regen auftreten (engl.: „sleet“).

Bei Temperaturen $> -10^\circ$ C fallen sie meist zu Flocken verkettet.

1. Mehr oder weniger abgeplattete Körnchen, Durchmesser jedenfalls in einer Richtung < 1 mm, entstanden durch Vergraupelung von II a oder b; springen nicht auf und gehen nicht entwei auf harter Unterlage △ (Griesel)
 2. Größere, runde oder konische Körner, Durchmesser überall > 1 mm; springen auf harter Unterlage auf oder gehen entzwei * (Reifgraupeln)
 - d) Mehr oder weniger harte, nicht spröde rundliche Gebilde, jedenfalls teilweise aus klarem Eis:
 1. Durchmesser < 5 mm:
 - a a) Glatte, mehr oder weniger klare Körner △ (Eiskörnchen)
 - bb) Reifgraupelkern durch Eisüberzug glasiert, dessen Dicke < 1 mm △ (Frostgraupeln)
 2. Durchmesser > 5 mm, überwiegend aus klarem Eis (Dicke der klaren Schichten > 1 mm); die Körner sind oft zu größeren, unregelmäßigen Eisstücken vereinigt ▲ (Hagel)
- Die Hydrometeore Regen, Schnee, Reifgraupeln und Zwischenformen fallen oft, die Hydrometeore Frostgraupeln und Hagel immer aus Cb-artigen Wolken und treten dann mehr oder weniger diskontinuierlich oder heftig auf ▽ (Schauer)

D. Treiben

Makroskopische Partikeln sind durch den Wind vom Boden in die Luft gewirbelt worden und bedingen dabei eine horizontale Sichtweite am Boden von weniger als 1 km:

- I. Mineralische Partikeln (Staub, Sand usw.) treiben in der Luft ⊕ (Staubtreiben, Staubsturm)
- II. Eisparkeln (Eisnadeln, Schnee usw.) treiben in der Luft⁵⁾ + (Schneetreiben)

E. Ablagerungen von Wasser an festen Gegenständen

I. In flüssiger Form:

a) Nur direkte Kondensation:

1. wesentlich auf horizontalen, durch gleichzeitige Ausstrahlung abgekühlten Flächen △ (Tau)

2. außerdem an vertikalen Flächen, die früher abgekühlt wurden □ (Beschlag)

b) Wesentlich Ablagerung von in der Luft kondensierten Tröpfchen:

1. Nebeltröpfchen ≡ (Nebeltau)

2. Niesel- oder Regentropfchen □ (Nasser Boden)

II. In fester Form:

a) Nur direkte Kondensation:

1. Analog mit Tau, kristallinische, federleichte und lose Ablagerung, wesentlich auf horizontalen Flächen ↔ (Reif)

2. Analog mit Beschlag, kristallinische, aber festere Ablagerung, auch an vertikalen Flächen] (Frostbeschlag)

b) Wesentlich Ablagerung von in der Luft kondensierten Tröpfchen:

⁵⁾ Wenn man nicht unterscheiden kann, ob der Fall C II oder D II vorliegt, weil von starkem (und böigem) Winde Schnee in der Luft herumgewirbelt wird, so wird das Symbol + (Schneegestöber) benutzt.

1. Unterkühlte *Dunst-* oder *Nebel-*tröpfchen werden wesentlich an Luvseiten abgelagert:
 - aa) Ablagerung weiß, etwas kristallinisch, locker, reif-ähnlich ✓ (Rauhreif)
 - bb) Ablagerung weißlich, körnig oder amorph, fester ✓ (Rauhrost)
2. *Niesel-* oder *Regentropfen* bedecken sowohl horizontale als auch vertikale Flächen mit ziemlich homogenem und klarem Eisüberzug, weil die Temperatur des Niederschlages und/oder der Gegenstände $< 0^{\circ}\text{C}$ ☒ (Glatteisdecke)
- c) *Niederschlag* in fester Form, besonders Schnee, bedeckt den Boden usw. ☒ (Schneedecke)

E. Elektrische Entladungen in der Atmosphäre

- I. Kontinuierliche:
 - a) von festen Gegenständen ⚡ (St. Elmsfeuer)
 - b) innerhalb der Ionosphäre ⚡ (Polarlicht)
- II. Diskontinuierliche:
 - a) Nur das Lichtphänomen wahrnehmbar ⚡ (Wetterleuchten)
 - b) Auch der Cb und das Schallphänomen wahrnehmbar ⚡ (Gewitter)

G. Optische Erscheinungen in der Atmosphäre

- I. Leuchtender Kranz oder Ring (oder Teil davon) um Sonne oder Mond:
 - a) Kranz, Halbmesser $< 10^{\circ}$, meist rötlich an der Außenkante⁶⁾ ⊙ (Kranz)
 - b) Ring, Halbmesser $\sim 22^{\circ}$, weiß oder rötlich bis braun an der Innenkante, wird von Eiskristallen bedingt⁷⁾ ⊕ (Halo)
- II. Großer leuchtender Ring (oder Teil davon) um den Sonnen- (oder Mond-) Gegenpunkt, Halbmesser = 42°
 - a) ungefärbt (weißlich), von Nebeltröpfchen bedingt ☉ (Nebelbogen)
 - b) mehr oder weniger vielfarbig, rot an der Außenkante, von Niesel- oder Regentropfen bedingt⁸⁾ ☉ (Regenbogen)
- III. Sonnenschein ☉
- IV. Zodiakallicht ☾
- V. Fata Morgana ∞

Thermodynamische Voraussetzungen der Kondensation

Voraussetzung für jeden Kondensations- oder Sublimationsvorgang ist, daß eine geringe Übersättigung eintritt, oder daß die Differenz zwischen dem Sättigungsdampfdruck der Stelle, an der die Kondensation vor sich gehen soll, und dem Dampfdruck der Luft, $E' - e$, negativ wird. Dies kann dadurch geschehen, daß

- a) in der Luft eine übermäßige Anreicherung von *Wasserdampf* erfolgt;
- b) daß die *Temperatur* erniedrigt wird;
- c) daß durch *Druckerniedrigung* die Luft adiabatisch abgekühlt wird;
- d) daß zwei Luftmassen mit hohem und niedrigem Dampfdruck *gemischt* werden.

Der Fall a) einer übermäßigen Anreicherung der Luft mit Wasserdampf erfolgt z. B. über kochendem Wasser oder in den (weißen) Dampffahnen von Lokomotiven. Bei letzteren ist meist deutlich zu sehen, daß unmittelbar über der Dampf Düse am Schornstein kein Nebel vorhanden ist; dieser bildet sich erst 20—50 cm oberhalb, wo der heiße Dampf abgekühlt ist. Ähnlichen Ursprungs ist der Nebel, der sich bildet, wenn ein warmer Regen durch kältere Luft fällt und dabei die Luft durch Verdampfen des Regens stark mit Feuchtigkeit angereichert wird.

(b) Abkühlung dient als Ursache der Kondensation oder Sublimation bei der Entstehung von Tau oder Reif an festen Körpern, deren Temperatur sich durch Ausstrahlung unter den Taupunkt erniedrigt. Teilt sich die Abkühlung auch den bodennahen Luftschichten mit, so entsteht Bodennebel, dessen Kennzeichen ist, daß er von unten nach oben wächst. Die Abkühlung durch Ausstrahlung bei Nacht kann jedoch auch in der wasserdampfreichen Luft unterhalb einer Inversion so groß werden, daß der Taupunkt unterschritten wird. Es bildet sich dann eine Hochnebeldecke, die von der Inversionsuntergrenze nach unten hin wächst. Die starke Ausstrahlung der feuchten Luft wird begünstigt, wenn die Luft über der Inversion sehr trocken ist und deshalb keine nennenswerte Gegenstrahlung ausüben kann. — Abkühlung warmer, feuchter Luft kann auch als wichtigste Entstehungsursache für Nebel im Grenzgebiet warmer und kalter Luftströmungen angesehen werden; z. B. sind die Meernebel, die sich bei Neufundland bilden, vermutlich auf Abkühlung der warmen Golfstromluft über dem kalten Labradorstrom zurückzuführen. Ähnlich ist der Vorgang bei den Nebeln, die sich im Polargebiet bilden, wenn die über dem Eis sehr stark abgekühlten Luftmassen über offenes Wasser mit einer Temperatur von etwa 0° geraten. An der Wasseroberfläche entsteht dann ein Nebel, der allerdings nicht in ruhiger Schichtung liegen bleibt, sondern da er gewissermaßen von unten geheizt ist, in lebhafter Turbulenz aufgewirbelt wird. Die gleiche Erscheinung wird bei uns als Seerauchen beobachtet, wenn im Herbst die kalte Luft über noch warme Wasserflächen streicht. Auch das Beispiel der Verfrachtung kontinentaler Warmluft weit aufs kühle Meer hinaus und der Fall der Nebelbildung innerhalb von Tropikluft, die in kühlere Gebiete vorstößt, gehören hierher. Nicht immer ist jedoch die Nebelbildung durch Abkühlung klar zu unterscheiden von derjenigen durch Mischung (d).

(c) Der wichtigste Abkühlungsvorgang, der zu Kondensation oder Sublimation führt, ist der durch adiabatische Druckerniedrigung beim Aufsteigen der Luft. Fast sämtliche Wolkenbildungen beruhen hierauf. Er wird in der Aerologie ausführlich besprochen.

⁶⁾ Hierzu gehört auch das „Irisieren“: Perlmutterfarben, die auf dem größeren Teil gewisser Wolken — besonders Linsenswolken — auftreten, auch in bedeutend größerem Abstand von Sonne und Mond als 10° .

⁷⁾ Hierzu gehört auch eine Reihe anderer „Halophänomene“: größere Ringe, Bogen, Lichtsäulen und deren Schnittpunkte miteinander („Nebensonnen, Gegen Sonnen“, usw.); sie entstehen alle in Ci-Wolken.

⁸⁾ Hierzu gehört auch ein größerer Bogen außerhalb und viele kleinere Bogen innerhalb des normalen, von analogem Ursprung und ähnlichen Eigenschaften.

(d) Werden zwei gesättigt feuchte Luftmassen mit den Temperaturen T_1 und T_2 und den Dampfdrücken E_1 und E_2 vermischt, dann ergibt sich (bei gleichem Anteil der beiden Massen) die Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_1 + T_2)$ und der Dampfdruck $E_m = \frac{1}{2}(E_1 + E_2)$. E_m ist nun nicht der Sättigungsdampfdruck der Temperatur T_m , sondern ist größer als dieser. Das hat seine Ursache in dem beschleunigten Ansteigen der Dampfspannungskurve nach hohen Temperaturen hin. (E_m wäre genau der Sättigungsdampfdruck von T_m nur dann, wenn die Dampfspannungskurve eine gerade Linie wäre.) Infolge der auf diese Weise eingetretenen Übersättigung muß Kondensation und Nebelbildung eintreten. Diese Art der Nebelbildung, der man früher sehr großes Gewicht beimaß, ist vermutlich bei einer ganzen Reihe der unter a) und b) genannten Vorgänge beteiligt, für sich allein spielt sie aber wohl nur eine untergeordnete Rolle.

Mikrophysik der Kondensation und Sublimation

Eine Zusammenlagerung mehrerer Moleküle des gasförmigen Wasserdampfes zu einem kleinen Tropfen kann nicht erfolgen, ohne daß ein „Kern“ vorhanden ist, der die frei werdende Kondensationswärme aufnimmt. Ohne Anwesenheit eines solchen Kernes würde sofort wieder Verdampfung eintreten.

Die Kerne kann man durch Nachahmung eines atmosphärischen Kondensationsprozesses im abgeschlossenen Volumen beobachten und zählen (Aitkenscher Kernzähler). Infolge ihrer Kleinheit ($r = 10^{-6}$ cm) ist aber die chemische Natur nicht feststellbar. Man vermutet, daß es sich um kleine Mengen stark hygroskopischer Gase, z. B. Schwefelsäure handelt, die bei Verbrennungsprozessen entstehen. Wegen ihrer Hygroskopizität treten sie schon bei relativen Feuchtigkeiten unter 100% mit dem Wasserdampf zu kleinen Tropfen stark konzentrierter Lösungen zusammen. Diese sogenannte *Vorkondensation* macht sich im atmosphärischen Dunst bemerkbar. Die Sichtweite in dunstiger Luft nimmt mit zunehmender relativer Feuchtigkeit ab, was einer Zunahme der Kerngrößen entspricht.

Für das weitere Wachstum dieser Tröpfchen ist von Bedeutung, daß

1. der Sättigungsdampfdruck über gekrümmten Oberflächen mit zunehmender *Krümmung*, also abnehmender Größe des Tropfens zunimmt,
2. über einer *Lösung* von irgend welchen Substanzen in Wasser der Sättigungsdruck erniedrigt ist.

Das gleichzeitige Wirken dieser beiden Vorgänge bedingt für kleine Tropfen von gelöster Kernsubstanz mit zunehmender Tropfengröße zunächst eine Zunahme des Sättigungsdruckes bis zu einem Höchstwert, der je nach der Größe des Kernes 1—10% über 100% liegen kann, danach eine Abnahme mit allmählicher Annäherung an 100% bei sehr großen Tropfen. Durch dieses Gesetz wird das Wachstum eines Tropfens bei zunehmender Feuchtigkeit geregelt, d. h. zunächst wächst der noch sehr kleine Tropfen langsam schon bei Untersättigung an; erst wenn der Maximalpunkt mit einigen % über 100 erreicht ist, nimmt bei weiterer Vergrößerung des Tropfens der Dampfdruck an seiner Oberfläche ab, die Luft ist also in bezug auf den Tropfen über-

sättigt, der Tropfen muß sehr rasch weiter wachsen. Dies ist der eigentliche Vorgang der Kondensation (Abb. 18).

Wenn der äußere Vorgang der Erhöhung der relativen Feuchtigkeit (z. B. die Hebung) sehr rasch verläuft, sind die ersten entstandenen Tropfen noch

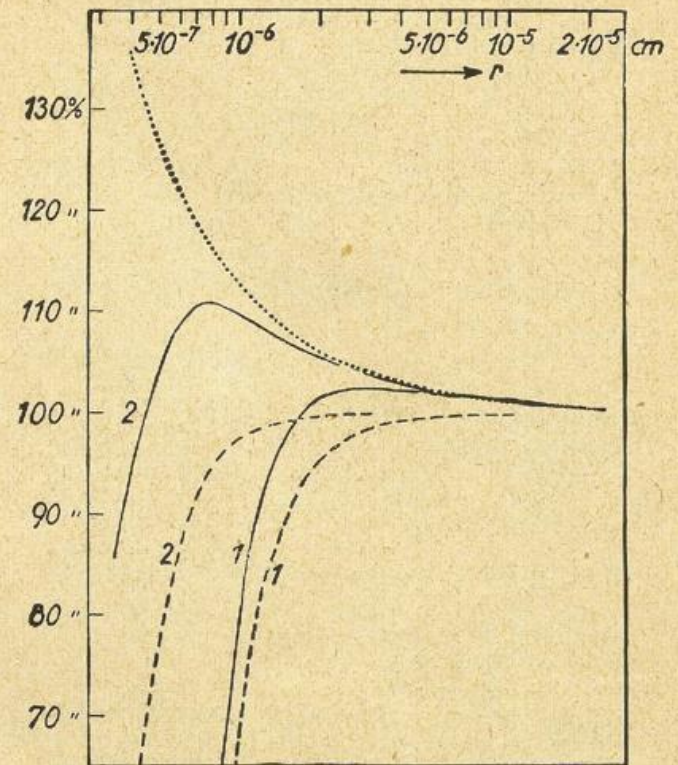


Abb. 18

Dampfdruckerhöhung über Tropfen infolge Oberflächenkrümmung (punktiert), Dampfdruckerniedrigung infolge Lösung von Kernsubstanz im Wasser (gestrichelt) bei großen Kernen (1) und kleinen Kernen (2) und vereinigte Wirkung beider Vorgänge (ausgezogen)

Feuchtigkeitsangaben als relative Feuchtigkeit bezogen auf ebene Oberflächen reinen Wassers

nicht in der Lage, den gesamten überschüssigen Wasserdampf aufzunehmen, es steigt die relative Feuchtigkeit noch etwas an, wodurch auch kleinere Kerne mit zur Kondensation gelangen. Infolgedessen finden wir in Quellwolken viele Tropfen vor, etwa $10^4/\text{cm}^3$, im Nebel oder Stratus jedoch nur wenige, etwa $10^2/\text{cm}^3$.

Wenn *ungleich große* Tropfen vorhanden sind, dann müssen die kleinen zugunsten der großen verdampfen, weil an der Oberfläche der letzteren ein geringerer Dampfdruck schon zur Sättigung bzw. Kondensation ausreicht als an den kleinen Tropfen.

Kondensation allein kann keinen Regen liefern. Eine Überschlagsrechnung zeigt, daß auch in günstigen Fällen nur so wenig Wasserdampf vorhanden ist, daß die Tropfen immer kleiner bleiben als $r = 5 \cdot 10^{-3}$ cm. Sie haben dann eine so geringe Fallgeschwindigkeit, daß sie nicht imstande sind, aus einer Wolke als Niederschlags-elemente herauszufallen ohne unterwegs zu verdampfen. Dies wird erst bei Tropfen von etwa $5 \cdot 10^{-2}$ cm möglich. Eine weitere Vergrößerung der Tropfen kann nur erhalten werden, wenn mehrere Tropfen zu einem einzigen zusammenfließen, d. h. wenn sie *koagulieren*.

Dieser Vorgang erfolgt durch die verschiedene Fallgeschwindigkeit ungleich großer Tropfen. Allerdings scheint bei einem Verhältnis der Durchmesser der beiden Tropfen, das größer als 10 ist, der Zusammenfließvorgang nicht mehr möglich zu sein. Das hat zur Folge, daß sich ein wirklich großtropfiger Regen auch auf diesem Wege nicht bilden kann. Die Erklärung reicht offenbar nur aus für die Entstehung von Nieselregen.

Nach einer von Bergeron aufgestellten und besonders von Findeisen ausgebauten Hypothese ist die Anwesenheit von *Eiskristallen* zur Erzeugung großtropfigen Regens notwendig. Eiskristalle entstehen nicht durch Gefrieren von Tropfen, sondern durch unmittelbare Sublimation. Für diesen Vorgang ist ein Kern genau so notwendig wie für die Kondensation. Kondensationskerne sind aber dafür nicht geeignet, weil infolge der Gefrierpunktniedrigung in Lösungen auch bei den tiefsten Temperaturen die Kerne noch flüssig sind. *Sublimationskerne* müssen deshalb feste Körper sein, vermutlich kleine Kristalle einer Größe von etwa 10^{-6} cm. Als Kondensationskerne dienen sie aber nicht, weil hierfür die geeigneteren hygroskopischen Kerne verfügbar sind. Sublimationskerne sind nur in sehr geringer Zahl vorhanden.

Der Sublimationsvorgang erfolgt in ganz ähnlicher Weise wie der der Kondensation, nur kommt die Dampfdruckerniedrigung über Lösungen in Fortfall. Sublimation tritt daher erst bei ziemlich großer Übersättigung auf. Diese wird leicht erreicht bei Temperaturen weit unter 0° , wo die Sättigung über Wasserflächen einer erheblichen Übersättigung in bezug auf ebene Eisflächen oder einer Sättigung in bezug auf gekrümmte Eisflächen entspricht. Daher setzt die Sublimation meist erst bei Temperaturen unter -10° ein. Geraten nun kleine Eiskristalle in Wasserwolken, so tritt wegen der Verschiedenheit des Dampfdruckes über Wasser und Eis ein sehr rapides Wachstum der Kristalle ein, die Tropfen müssen verdampfen, die Eiskristalle wachsen auf deren Kosten.

Je nach der Wachstumsgeschwindigkeit entstehen nun verschiedenartige *Formen von Kristallen*. Bei sehr langsamem Wachstum bilden sich Vollkristalle, d. h. sechskantige Prismen in Säulen- oder Plattenform. Ein aus Vollkristallen bestehender Schneefall wird als Eisnadeln, Polarschnee oder Diamantstaub bezeichnet. Bei rascherem Wachstum zeigt sich eine besonders schnelle Sublimation an den Kanten und Ecken der Kristalle, hier setzen sich schnell hervorschießende und sich vergabelnde Eisspieße ein; es entsteht ein fein gegliederter Schneestern.

Ein Weiterwachsen durch Koagulation erfolgt bei Schneestern, wenn sie bei Berührung aneinander festfrieren oder auch bei Temperaturen in der Nähe von 0° durch Schmelzwasser-Adhäsion aneinander festgehalten werden. Ein sehr rasches Wachstum erfolgt jedoch beim Fallen der Eisgebilde durch unterkühlte Wasserwolken; es tritt dann an Vollkristallen und Schneestern die sogenannte Vergraupelung, d. h. Anlagerung sehr kleiner, sofort gefrierender Nebeltröpfchen ein.

Erfolgt dieser Vorgang nicht allzu schnell, so kristallisieren die angelagerten Wassertröpfchen, und das ganze Gebilde hat zwar eine unregelmäßige

Gestalt, zeigt aber überall noch Kristallflächen. Diese Gebilde nennt man Reifgraupeln oder bei sehr geringer Größe Grieseln.

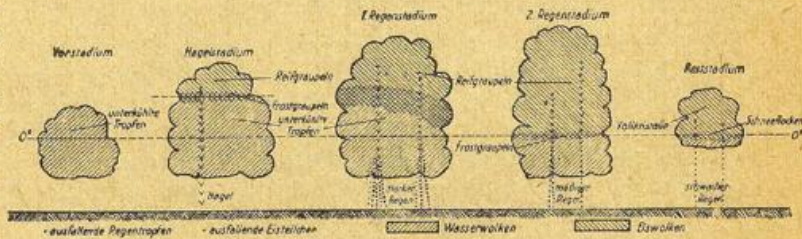


Abb. 19

Vorgänge bei der Niederschlagsentstehung in Quellwolken nach Findeisen

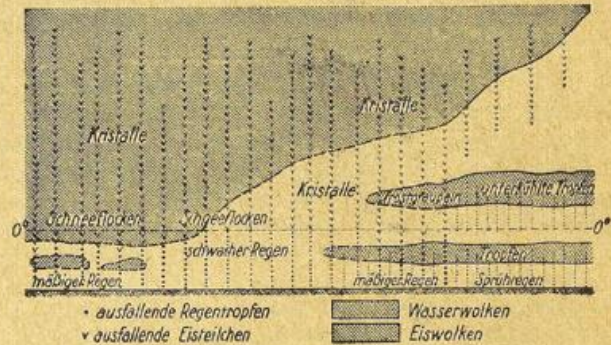


Abb. 20

Vorgänge bei der Niederschlagsentstehung in Schichtwolken nach Findeisen

Bei sehr hoher Zahl und Größe der angelagerten Tropfen entsteht ein dem Glatteis ähnlicher Überzug an den herabfallenden Niederschlags-elementen. Dies liefert je nach der Größe der Gebilde Frostgraupeln oder Hagel. Fallen die so gebildeten Niederschlags-elemente unverändert aus der Wolke heraus, dann herrscht Schnee-, Graupel- oder Hagelfall; schmelzen sie unterwegs, so ergibt sich großtropfiger Regen. Jeder eigentliche Regenfall (zum Unterschied von Nieselregen) ist also entstanden aus dem gleichzeitigen Vorhandensein von Eiskristallen und Nebeltropfen. Das gilt sowohl für Schauer wie für Aufgleit-Niederschläge. Vergl. Abb. 19 und 20.

Der Föhn

Das Musterbeispiel für einen pseudoadiabatischen Vorgang mit Kondensation beim Aufsteigen und trockenadiabatischem Absteigen ist das Übersteigen einer Luftmasse über einen Berg mit Stau- und Föhnerscheinungen.

Das Auftreten von Föhn ist unabhängig von der Richtung des Tales. Allerdings ist bei Südföhn die thermische Wirkung größer, da die Luftmassen von niedrigen nach höheren Breiten transportiert werden. Föhn ist unabhängig vom Klimagebiet und tritt in Grönland ebengo auf wie in den Tropen.

Auf der Luv-Seite des Berges treten Sichtverschlechterung, Absinken der Wolkendecke, Ausbildung der Föhn-Mauer, Stauniederschläge ein, während auf der Leeseite Auflösung der unteren, Auflockerung der mittelhohen Wolken, Abtrocknung der Luft und Temperaturanstieg einsetzt. Besonders

auffallend ist der Föhneinfluß auf die Temperatur im Winter, wenn eine vorher vorhandene Isothermie oder Inversion weggeräumt wird und eine sprunghafte Erwärmung von 10° oder mehr eintritt.

Das Gebirge muß mindestens so hoch sein wie die Kondensationshöhe. Je höher es ist, desto größer ist die Föhnwirkung. Auf den Stromlinien der Bewegung im Lee sind die potentielle Temperatur und die spezifische Feuchtigkeit konstant. Bemerkenswert ist, daß die Stromlinien sich besonders gut dem Gelände anschmiegen, insbesondere Leewirbel hinter Berghängen, die bei anderen Wetterlagen beobachtet werden, bei Föhn nicht auftreten. Bisweilen kommt es vor, daß die Föhnströmung einen Rest von Kaltluft, der sich am Talboden hält, nicht wegräumen kann. Der Föhn weht dann in geringer Höhe oberhalb der Talsohle mit unverminderter Gewalt, dringt aber nicht nach unten durch.

Eine in neuer Zeit besonders aufmerksam studierte Erscheinung ist die sogenannte *Föhnwelle* der Segelflieger, die man zuerst am Riesengebirge genauer untersucht hat. Es handelt sich um eine oberhalb des Lee-Gebietes in 5—8 km Höhe auftretende mächtige Aufwindströmung mit Vertikalgeschwindigkeiten von 4—8 m/sec, in deren Bereich sich eine überaus große, bisweilen mehrfach geschichtete Lenticulariswolke (Moazagotl-Wolke) bildet. Oberhalb der Luv-Seite des Gebirges herrscht dann in diesen Höhen eine absteigende Luftbewegung mit Wolkenauflösung. Die Strömungs- und Bewölkungsverteilung ist also in der Höhe gerade umgekehrt zu der am Boden. — Die Erscheinung tritt besonders in zyklonalen Strömungen, d. h. bei beträchtlicher und in der ganzen Troposphäre annähernd gleichmäßiger Strömungsgeschwindigkeit und nicht sehr stabiler Schichtung auf.

Die Innsbrucker Föhnstudien v. Fickers haben ergeben, daß der normale Ablauf eines Föhns in drei Stadien aufgeteilt werden kann: das Vorstadium, den antizyklonalen Föhn und das stationäre Föhnstadium.

Im *Vorstadium* liegt über den Alpen eine Antizyklone. Es lagert in den Alpentälern kalte Luft; oberhalb der noch sehr hoch gelegenen Inversion herrscht Absinken. Infolge der aus dem Hoch heraus gerichteten Bewegung fließen die unteren Luftmassen ab; ein Nachschub der Luft von der Seite her ist wegen der Trennwand des Gebirges nicht möglich, es muß daher die untere Kaltluft flacher werden, die Inversion senkt sich. Im Augenblick, wo sie unter die Höhe einer Station sinkt, tritt hier der Temperatur- und Feuchtigkeitssprung ein, der Föhn beginnt. Dies ist das *antizyklonale Stadium*.

Die Luftwärme und Trockenheit hat nichts mit Kondensationswärme und Stauregen auf der anderen Seite zu tun, es ist lediglich ein durch das Gelände begünstigtes Tieferherabgreifen der Hochdruckinversion.

Erst wenn das Hoch abwandert und ein Transport der Luftmassen von Süden her einsetzt, beginnt Eintrübung und Stau auf der Luv-Seite. Gipfelstationen zeigen dabei Feuchtigkeitzzunahme oder sind selbst in Wolken. Das vorher auf beiden Seiten anzutreffende schöne Wetter herrscht nur noch auf

der Lee-Seite. Es herrscht dann das *stationäre Föhnstadium*.

Kaltluftreste, die unter Umständen in den Föhntälern liegen bleiben, verursachen bei ihrem Vorstoß *Föhnpausen* oder Föhnstöße. Da die Luftmassen auf der Luvseite im ganzen kälter sind als auf der Leeseite, bildet sich ein kleines sekundäres Hoch im Luv, ein Tief im Lee, wodurch das glatte Isobarenbild in kennzeichnender Weise umgestaltet wird (*Föhnmase*).

Der Nordföhn auf der Südseite der Alpen macht sich meist weniger deutlich bemerkbar, da seine Temperaturerhöhung geringer ist. Übersteigt besonders kalte Luft das Gebirge, so daß sie noch kälter am Boden ankommt als die vorherige Luft, dann handelt es sich um eine *Bora*. Bei großer Höhe eines Gebirges kann sich Bora in tieferen Schichten in echten Föhn verwandeln. Die Bora ist ein ebenfalls trockener Fallwind von großer Heftigkeit, Bögigkeit und Kälte. Sie ist besonders aus Dalmatien bekannt. Die auf den Hochflächen des Karstes durch Ausstrahlung gebildete Kaltluft allein ist nicht für seine Intensität ausreichend.

Das gleiche gilt für den *Mistral* des Rhone-Tales, dessen große kinetische Energie im wesentlichen durch die Düsenwirkung der Enge zwischen Westalpen und Pyrenäen hervorgerufen wird.

Temperaturerniedrigung und Herabdrückung der Kondensationshöhe durch Berge

Außer dem eigentlichen Föhn sind zwei hiermit verwandte Erscheinungen zu beachten.

1. Die Lufttemperatur ist auf Bergstationen im allgemeinen niedriger als in gleicher Höhe in der benachbarten freien Atmosphäre. Das liegt daran, daß durch das Hindernis des Berges die Luft aus der Ebene gezwungen wird aufzusteigen und den Berg zu überströmen. Die potentielle Temperatur nimmt nun in einer ungestörten Atmosphäre mit der Höhe um etwa $5^{\circ}/1000$ m zu. Wird die unterste Luftschicht über einen Berg von 1000 m Höhe hinweggehoben, dann bleibt ihre potentielle Temperatur konstant, es herrscht auf dem Gipfel eine um 5° niedrigere potentielle (und daher auch 5° niedrigere wahre) Temperatur als in gleicher Höhe in der freien Atmosphäre. Führt kein Wind die Luft über den Berg hinweg, dann stellt sich bei vollständiger Windstille der Einstrahlungstyp der Temperatur ein, die Luft ist tagsüber etwas wärmer, nachts etwas kälter als die freie Atmosphäre.

2. Im Mittelzustand nimmt nicht nur die potentielle Temperatur mit der Höhe zu, sondern auch die spezifische Feuchtigkeit ab. Das besagt, daß die (absolute) Höhe des Kondensationsniveaus für übereinander liegende Luftteilchen der ungestörten Atmosphäre nach oben hin zunimmt. Wird nun bei Strömung über ein Hindernis auch die Luft der untersten Schichten durch die Hebung gezwungen zu kondensieren, so ergibt sich, daß dann die Kondensationshöhe in dieser Luft, d. h. also in unmittelbarer Nähe des Berges niedriger liegt als in größerer Entfernung. Wir finden eine Erniedrigung der Wolkenuntergrenze an Bergen, oder bei geringer Höhe der Berge über dem Berggelände.

Tagesgang und Jahresgang der Bewölkung

Im Tagesgang zeigen sich zwei Höchstwerte. Das erste Maximum der Himmelsbedeckung wird bei Nacht oder kurz vor Sonnenaufgang erreicht. Danach nimmt die Bewölkung ab, jedoch setzt bald eine neue Zunahme ein bis zu einem Maximum in den Nachmittagsstunden. Das Hauptminimum liegt in den späten Abendstunden oder in der Nacht. Das Nachmittagsmaximum ist der Cu-Bildung infolge der täglichen Konvektion zuzuordnen, während das morgendliche Maximum auf Nebel, Hochnebel und Stratusbewölkung zurückzuführen ist. Dementsprechend ist das zweite Maximum gut nur im Sommer ausgeprägt, es fehlt fast ganz im Winter, wo bei Sonneneinstrahlung meist nur eine Auflösung der Schichtwolken festzustellen ist (Abb. 21).

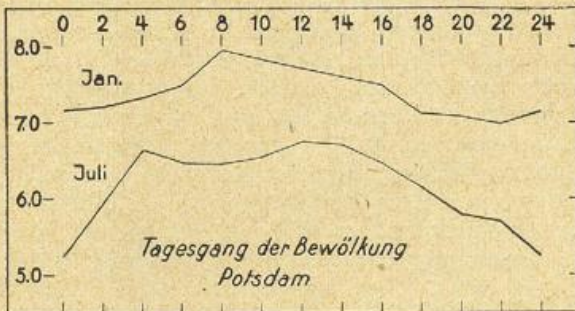


Abb. 21
Tagesgang der Bewölkung in Potsdam,
angegeben durch Zehntel der Himmelsbedeckung

Der Jahresgang der Himmelsbedeckung zeigt ein Maximum im Winter, das im wesentlichen auf Schichtwolken zurückzuführen ist und ein Minimum im Sommer. Dagegen ist der Jahresgang im Hochgebirge gerade umgekehrt. Die geringste Bewölkung finden wir dort im Winter, wo die Wolkendecke unterhalb der Gipfel liegt, das Maximum im Frühsummer, der Zeit der kräftig ausgebildeten Schauerbewölkung (Cb).

Die geographische Verteilung zeigt besonders deutlich die große Bewölkung in der äquatorialen Tiefdruckfurche; dann die heitere Zone der Roßbreiten mit Monatsmitteln, die im Mittel für alle Längengrade unter $\frac{2}{10}$ zurückgehen; polwärts hiervon wieder zunehmende Bewölkung im Gebiet der Westwinde; die Polargebiete haben während des Winters geringere Bewölkung als im Sommer.

Tages- und Jahresgang des Niederschlages

Auch im Niederschlag zeigt sich ein ähnlich zusammengesetzter Tages- und Jahresgang, wie er bei der Bewölkung festzustellen ist. Auch dieser ist auf die verschiedene Herkunft der Niederschläge aus Schauer- und Schichtwolken zurückzuführen. Man muß daher unterscheiden einen Küstentyp im Tagesgang der Niederschläge mit einem Maximum zwischen 0 und 6 Uhr und einem Minimum kurz nach Mittag, und einen Inlandtyp mit einem doppelten Tagesgang von der gleichen Art, wie der doppelte Gang der Bewölkung. In den Tropen und auf Hochstationen kommt fast nur der Schauertyp zur Beobachtung mit einem Minimum bei Nacht und einem Maximum zwischen 14 und 18 Uhr. Die Zeit der

raschesten Erwärmung zwischen 8 und 14 Uhr ist am niederschlagsärmsten. Die Maxima des Niederschlages liegen in den Zeiten der höchsten und der tiefsten Temperatur. Das nächtliche Maximum der Niederschläge an den Küstenstationen ist auffallenderweise im Sommer besser ausgeprägt als im Winter, allerdings auch das mittägliche Minimum (Abb. 22).

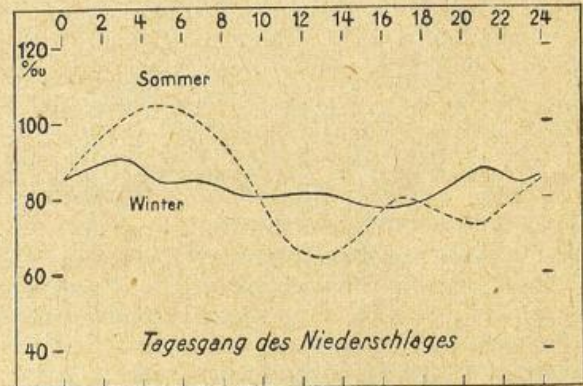


Abb. 22
Tagesgang des Niederschlages an einer Küstenstation
(Valentia, Irland), angegeben in pro mille der
Tagesgesamtmenge für 2-Stundenintervalle

Im Jahresgang ist in gemäßigten Breiten ebenfalls ein Küsten- und ein Inlandtyp zu unterscheiden. Letzterer hat den Höchstwert im Sommer, hervorgerufen durch Niederschlag gewittriger Art, während an Küsten diese Ursache in Fortfall kommt. Die im Winter lebhaftere Zyklontätigkeit bewirkt dann einen Höchstwert in dieser Jahreszeit.

6. Kapitel

Luftelektrizität

Elektrizität in der Atmosphäre wurde zuerst durch die berühmten Versuche von Franklin 1750 festgestellt, der vermittels Spitzenkollektoren die „Ladungen“ der freien Luft bei Gewittern nachwies. Bald darauf fand man die gleichen Erscheinungen auch bei heiterem Wetter, nur schwächer ausgeprägt. Die klare Deutung erfolgte erst 1860 durch Lord Kelvin, der zeigte, daß man nur die Auswirkung eines elektrischen Feldes mit senkrecht stehenden Kraftlinien bzw. horizontalen Potentialflächen beobachtete, dessen Intensität man durch Messung des vertikalen Potentialgefälles (in Volt/m) angeben kann. Es scheint hervorgerufen durch eine negative Ladung der Erdoberfläche und eine in großen Höhen (in der Ionosphäre) sitzende positive Ladung. Ob es Raumladungen gibt, wie sie nach Franklins Annahme vorhanden sind, kann aus der Beobachtung eines Potentialgefälles allein nicht entnommen werden. Nur wenn das Potentialgefälle Veränderungen mit der Höhe aufweist, sind diese als Anzeichen dafür zu werten, daß Ladungen dazwischen liegen müssen.

In ein neues Stadium trat die Luftelektrizitätsforschung durch die Untersuchungen von Elster und Geitel, die zeigten, daß ein isoliert aufgestellter Elektrizitätsträger seine Ladung allmählich verliert, daß die Luft also eine Leitfähigkeit besitzt. Diese

ist hervorgerufen durch das Vorhandensein von Ionen in der Luft, deren Bewegungen sich als elektrische Ströme auswirken. Ionen entstehen durch einen Vorgang, der ein Elektron von einem neutralen Molekül trennt. Diese Gebilde bleiben aber nicht allein, sondern lagern sich sofort mit mehreren neutralen Molekülen zu den sogenannten *kleinen Ionen* von etwa 4- bis 5-fachem Moleküldurchmesser zusammen (sogenannte Cluster-Ionen). Auch die kleinen Ionen lagern sich ihrerseits gern an größere Partikeln, Kondensationskerne, kleine Tröpfchen, Staubteilchen usw. an, es entstehen dadurch die schweren oder *großen Ionen*, die nur noch zu langsamen Bewegungen fähig sind und für die Leitfähigkeit der Luft geringere Bedeutung haben.

Als *Ionisierungsquellen* wirken:

1. Die radioaktive Strahlung des Erdbodens. Alle Gesteine enthalten Spuren von Radium, im Durchschnitt etwa $20 \cdot 10^{-12}$ g Ra/g; besonders viel ist z. B. in Granit, wenig in Basalt und Sedimentgesteinen enthalten. Meerwasser enthält 10^{-15} g Ra/g. Dieses Radium sendet α -, β - und γ -Strahlen in die Atmosphäre hinauf, die sogenannte Erdstrahlung. Die α - und β -Strahlen werden sehr schnell absorbiert, haben also nur in der untersten Meterstufe einige Wirkung, γ -Strahlen sind erst in 1000 m Höhe auf etwa 1% geschwächt. In normaler Beobachtungshöhe hat die Erdstrahlung eine ionisierende Wirkung von 1—3 J. (Ionenpaaren je cm^3 und sec.)
2. Erstes Zerfallsprodukt des Radiums ist die gasförmige Radium-Emanation (Radon). Auch diese ist radioaktiv, sie wird durch Austausch in die Luft hinaufgetragen und hat gemeinsam mit ihren Zerfallsprodukten Ra A, Ra B, Ra C als sogenannte Luftstrahlung eine Ionisierungstärke von etwa 2 J. — Hinzu kommt die Ionisierungswirkung des ersten Zerfallsproduktes des Thoriums, die Thoriumemanation, die die 0,6-fache Wirkung besitzt, also etwa 1 J.
3. Beide Ionisierungsquellen müssen mit der Höhe rasch abnehmen. Auf Ballonfahrten fanden jedoch Heß und Kohlhörster eine erhebliche Zunahme bis zum 80-fachen des Bodenwertes in 9,3 km Höhe. Man nahm deshalb eine von oben kommende Höhenstrahlung an, die heute als Ultra-Gammastrahlung oder kurz Ultrastrahlung bekannt ist und eine äußerst große Durchdringungskraft (Härte) besitzt. Ihre Ionisierungstärke beträgt etwa 1 J in Bodennähe.
4. Daneben wirkt noch die Ultraviolettstrahlung der Sonne sehr stark ionenerzeugend, jedoch nur in Höhen oberhalb 100 km, wo diese Strahlung schon vollständig absorbiert wird. Sie erzeugt dort die leitende Hülle der Erdatmosphäre, die Ionosphäre, die durch ihre Einflüsse auf die Ausbreitung der Funkwellen bekannt ist (vergl. S. 6)

Ionenvernichtende Vorgänge sind im wesentlichen die Wiedervereinigung positiver und negativer leichter Ionen und die Anlagerung an schwere Ionen; hierdurch erfolgt ein Ausgleich der Ladungen. Fast unwirksam für die Leitfähigkeit der Luft werden sie auch durch Anlagerung an große Staubteilchen oder Nebeltröpfchen. Man findet infolgedessen eine sehr starke Koppelung der Leitfähigkeit mit dem

Dampfdruck. Beispielsweise zeigt der regelmäßige Tagesgang der Leitfähigkeit genau das gleiche äußere Bild wie der des Dampfdruckes, ein Zeichen für das Wachstum und das Unbeweglichwerden der mit Kondensationskernen vereinigten Ionen.

Das Potentialgefälle besitzt im Mittel einen Betrag von 130 V/m. Jedoch treten sehr erhebliche Störungen auf, ganz besonders große unter Gewittern, wo sehr rasche und sprunghafte Änderungen bis über das 1000-fache des Normalwertes vorkommen und zwar nach positiven und negativen Werten. Beträge von 450 000 V/m sind gemessen.

Ein leitfähiges Medium im Potentialfelde muß Ströme hervorrufen. Es fließt daher ein ständiger Leitungsstrom von oben nach unten, der im Mittel einen Betrag von $2,9 \times 10^{-16}$ A/ cm^2 oder im Integral über die gesamte Erdkugel einen Betrag von 1800 A liefert. Beim Fließen eines solchen Stromes müßte das Potentialfeld nach kurzer Zeit zusammenbrechen, die Spannungsdifferenz würde sich ausgleichen. Daraus ergibt sich die Frage: *Welcher Vorgang erhält die negative Ladung der Erde aufrecht?*

Es ist denkbar, daß in den Störungsgebieten des elektrischen Feldes schon der Ausgleich erfolgt, ohne daß ein besonderer Zustrom negativer Elektrizität nötig ist. Insbesondere Wigand hat hierzu interessante Rechnungen aufgestellt; nach seiner Betrachtung gibt es am Tage auf der Erde 44 000 Gewitter mit je etwa 200 Blitzen. Dies entspricht einer Anzahl von 100 Blitzen in der Sekunde. Eine größere Anzahl von Messungen hat nun ergeben, daß etwa 65% aller Blitze einen Transport von positiven Ladungen nach oben, 35% einen solchen nach unten bringen. Also 30 Blitze in der Sekunde bringen einen nicht ausgeglichenen Betrag von schätzungsweise je 50 Coulomb positiver Elektrizität nach oben. Dies ergibt einen Strom von 1500 A, durch den die Erde negativ aufgeladen werden würde. Dies könnte vielleicht den oben berechneten Leitungsstrom ausgleichen. Die Grundlagen der Wigandschen Rechnungen sind jedoch nicht unangefochten geblieben. Man hat daher mancherlei Hypothesen über die Aufrechterhaltung der negativen Erdladung entwickelt, deren Erörterungen jedoch hier zu weit führen würden.

Die in *Gewittern* auftretenden Feldstörungen sind, wie erwähnt, sehr groß, die Schwankungen erfolgen sprunghaft, wenn sie mit dem plötzlichen Abbau des Feldes beim Überschlagen eines Blitzes einhergehen. Verstärkungen oder Umkehrungen des Potentialgefälles müssen durch echte Raumladungen innerhalb der Gewitterwolken erzeugt sein. Der zugrundeliegende Vorgang zur Erzeugung von Raumladungen muß

- a) die Möglichkeit einer Ladungstrennung in sich tragen, d. h. eine Spaltung neutraler Gebilde in positiv und negativ geladene,
 - b) eine mechanische Auseinanderführung der ungleich geladenen Teilchen und Sammlungen der gleichnamigen zu größeren Raumladungen gestatten.
- Für die Erzeugung der Raumladungen sind drei Theorien erwähnenswert:

A. Theorie von *Wilson*. In kernfreier Luft erfolgt die Kondensation erst bei einer Übersättigung von 400% relativer Feuchtigkeit an negativen Ionen (kleinen Ionen), bei 600% an positiven Ionen.

Die Negativen würden also eher in Gestalt von Tropfen ausfallen als die Positiven und damit die Ladungstrennung hervorrufen. Diese Theorie ist unhaltbar, weil kernfreie Luft in der Troposphäre nicht existiert.

B. *Influenz-Theorie* von Elster und Geitel. In einem fallenden Tropfen werden durch Influenz im elektrischen Felde der Erde positive Ladungen an der unteren Seite, negative Ladungen an der oberen zusammengedrängt. Tritt eine Spaltung des Tropfens ein, dann werden die schwereren Teile schneller fallen als die leichteren und dadurch eine Ladungstrennung herbeiführen, wenn die schwereren grundsätzlich eine andere Ladung tragen als die leichteren. Bei Koagulation durch ungleiche Fallgeschwindigkeit, d. h. wenn ein größerer Tropfen einen kleineren einholt, konnte nun gezeigt werden, daß im Augenblick des Aufprallens auf der Oberseite des größeren Tropfens sich kleine Stücke ablösen. Diese müssen also negativ geladen sein und die schwereren positiven Tropfen fallen als geladene Regentropfen aus der Wolke. Diese Theorie steht im Einklang mit Beobachtungen bei Landregen, die in der Mehrzahl der Fälle positiv geladenen Niederschlag und Abschwächungen oder sogar Umkehrungen des elektrischen Feldes ergeben. Die großen Raumladungen von Gewitterwolken können aber so nicht erklärt werden.

C. *Simpsons Gewitter-Theorie* stützt sich auf die Beobachtungen von Lenard, der zeigte, daß beim Zerplatzen von Wassertropfen kleine negativ geladene und große positiv geladene Tropfen entstehen. Dabei ist es gleichgültig, ob das Zerplatzen durch Aufprallen auf eine feste Fläche (daher Wasserfall-Elektrizität genannt) oder durch Zerspringen in der Luft erfolgt. Dieses Abspringen sehr kleiner negativer Tropfen wird von Lenard dadurch erklärt, daß an der Oberfläche jedes Tropfens eine aus komplexen Ionen gebildete elektrische Doppelschicht liegt und zwar mit der negativen Belegung nach außen, mit der positiven nach innen. Die abgeplatzten Teilchen sind also vorzugsweise negativ. Ein Zerplatzen der Tropfen erfolgt nun entweder durch die Turbulenz der Aufwindströmungen in Gewitterwolken oder wenn die Tropfen zu groß geworden sind, als daß sie sich noch im ganzen halten könnten. Dadurch sammeln sich im vorderen unteren Teil der Gewitterwolke größere positive Raumladungen an, während die kleineren negativen Tröpfchen durch den aufsteigenden Luftstrom nach den oberen und hinteren Teilen der Wolke vertragen werden können. Am vorderen Rande des Gewitters kommt es dann zu großen Verstärkungen des elektrischen Feldes, am hinteren Rande zu Umkehrungen, so daß an der ersteren Stelle die Blitze positive Ladungen nach unten, im hinteren Teil der Wolke negative Ladungen zur Erde bringen. Außerdem kann es auch zwischen ungleich geladenen Teilen der Wolke zum Überschlagen kommen und vielleicht auch zu Entladungen nach oben in die höheren Schichten der Lufthülle.

Aerologische Untersuchungen des elektrischen Zustandes von Gewitterwolken haben erwiesen, daß die oberen Teile wieder positive Raumladungen besitzen. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß gerade die Region der Kristallbildung mit Tempera-

turen unter -15° oder -20° sind. Es ist daher zu vermuten, daß in diesen Höhen die Eiskristalle in irgend einer Weise (Reibungselektrizität?) an der Entstehung der positiven Ladungen beteiligt sind. Genaueres ist hierüber noch nicht bekannt.

Die *Entladungsformen* der Elektrizität unterteilt man in Spitzenentladungen, Elmsfeuer, Flächenblitze, Linienblitze, Perlschnur- und Kugelblitze.

- a) *Spitzenentladungen* sind nicht sichtbar, es sind die besonders am Blitzableiter aber auch an Bäumen usw. einsetzenden stillen Entladungen. Der Blitzableiter ist nicht entfernt imstande, die Raumladungen einer Gewitterwolke auszugleichen.
- b) *St. Elms-Feuer* tritt bei sehr großem Potential-Gefälle als Büschel- oder Glimmentladungen auf. Es wird besonders auf Berggipfeln oder an Schiffen auf dem Meere beobachtet, nur selten in der Ebene. Es tritt auch bei Böenwetter ohne Blitzerscheinungen auf.
- c) *Flächenblitze* können einfach der Widerschein eines durch die Wolken verdeckten Linienblitzes sein. Es existiert jedoch auch eine eigene Entladungsform, da Flächenblitze zum Unterschied gegen das Linienspektrum des Linienblitzes bisweilen Banden-Spektren aufweisen. Flächenblitze kommen sehr häufig auch im Aufgleit-Altstratus vor. Wahrscheinlich handelt es sich um gleichzeitig an vielen Tropfen oder Kristallen auftretende Büschelentladungen. — Eine noch gänzlich ungeklärte Form der Entladung ist das bei heiterem Wetter auftretende Andenleuchten.
- d) *Linienblitze* unterscheiden sich von den Funkenentladungen der Laboratoriumsversuche dadurch, daß es sich nicht um oszillierende Entladungen handelt. Vielmehr erfolgen die einzelnen Blitzentladungen stoßweise in gleicher Richtung. Ein einzelner Blitz kann aus 20 oder mehr solchen einzelnen Entladungen bestehen. Die Dauer einer einzelnen Entladung beträgt 10^{-3} bis 10^{-2} sec, die Geschwindigkeit, mit der sich die Spitze des Blitzes vorarbeitet, etwa 100 km/sec. Der Durchmesser des Entladungskanals kann auf $\frac{1}{2}$ m geschätzt werden, die erzeugende Potentialdifferenz zwischen Anfangs- und Endpunkt auf 30 bis 100 Millionen Volt.
- e) Bei *Perlschnurblitzen* beobachtet man in der Bahn des Blitzes noch einige Zeit eine Kette von runden leuchtenden Gebilden, die sich relativ langsam fortbewegen. Hier liegt vielleicht ein Übergang zu
- f) *Kugelblitzen* vor, deren Natur bisher nur unbefriedigend geklärt ist. Sie treten als leuchtende Massen auf, die sich meist einige Zeit erhalten, langsam oder schnell fortbewegen, mit oder ohne Explosion verschwinden und überhaupt viel Rätselhaftes an sich haben.

7. Kapitel

Optik der Atmosphäre

Die einzelnen Probleme dieses Gebietes umfassen die Erscheinungen der normalen und anormalen Strahlenbrechung in der Luft, der Brechung (und Spiegelung) an Eiskristallen, der Brechung (und

Beugung) an Wassertropfen, der Beugung an Tropfen und Kristallen und der diffusen Zerstreuung.

1. *Strahlenbrechung* erfolgt in der Luft nach den Gesetzen der geometrischen Optik, wenn ein Lichtstrahl aus einem dichteren Medium in ein dünneres eintritt. Da die Luftdichte mit der Höhe abnimmt, sind die Lichtstrahlen, die die Lufthülle nicht genau senkrecht durchdringen, meist nach oben convex gekrümmt. Hierdurch entsteht die astronomische *Refraktion*, die ein Gestirn unter einer kleineren Zenit-Distanz erscheinen läßt, als in der es sich befindet. Außerdem wird die Hebung der Sonne über den Horizont, wenn sie mathematisch bereits untergegangen ist, und ihre scheinbare Abplattung in Horizontnähe hierdurch hervorgerufen. Auch der *grüne Strahl* ist eine Erscheinung der für die einzelnen Wellenlängen verschiedenen Refraktion. Der Krümmungsradius ist für einen die Erdoberfläche tangierenden Strahl unter normaler Dichteverteilung das 6-fache des Erdradius. Je schneller die Dichteabnahme mit der Höhe bzw. eine je stärkere Inversion vorhanden ist, desto stärker ist die Krümmung des Lichtstrahles. Sie wird gleich der der Erdoberfläche, wenn ein Temperatur-Gradient $\gamma = 11,4^\circ/100$ m besteht. Bei noch schärferen Inversionen wird die Krümmung noch stärker, es ergibt sich dann eine *Luftspiegelung nach oben*. Man sieht dann von Gegenständen in Horizontnähe ein Spiegelbild darüber schweben. Eine *Luftspiegelung nach unten* wird bei sehr hohen Temperatur-Gradienten angetroffen, die einer Dichtezunahme der Luft nach oben hin entsprechen, also z. B. über sehr stark erhitzten Straßen, Sandflächen usw. Erfolgt die Spiegelung unregelmäßig an welligen und mehrfachen Inversionsflächen, so zeigt sich die Erscheinung der *Fata Morgana*.

2. Durch Strahlenbrechung und gegebenenfalls auch Spiegelung an Eiskristallen entstehen die *Halo-Erscheinungen*. Zur Brechung sind nur Vollkristalle geeignet, nicht Schneesterne oder Reifgraupeln. Entsprechend den Vorgängen bei der Brechung tritt gleichzeitig eine Spektralzerlegung auf, die bewirkt, daß bei allen Halo-Erscheinungen Rot die der Sonne nächst gesehene, Violett die entfernteste Farbe ist (Unterschied gegen Beugungsvorgang). Eiskristalle treten als prismatische Säulen oder Plättchen auf, die immer so durch die Luft herunter fallen, daß die Breitseite waagrecht liegt. Infolgedessen liegt die Hauptachse des Prismas bei Säulen waagrecht, bei Platten senkrecht. Entsprechend der verschiedenen Lage der Hauptachse und je nachdem, ob der brechende Winkel 60° oder 90° beträgt, entstehen verschiedene Halo-Erscheinungen. Die wichtigsten sind:

Bei senkrechter Hauptachse und brechendem Winkel 60° : die Nebensonnen;

bei senkrechter Hauptachse und brechendem Winkel 90° : der Zirkumzenitalbogen;

bei waagrechtlicher Hauptachse und brechendem Winkel 60° : der obere und untere Berührungsbogen des kleinen Ringes,

bei regelloser Lage der Hauptachse und brechendem Winkel 60° : der kleine Ring von 22° Halbmesser;

bei regelloser Lage der Hauptachse und brechendem Winkel 90° : der große Ring von 46° Halbmesser;

bei Spiegelung an senkrechten Flächen: der Horizontalkreis;

bei Spiegelung an waagerechten Flächen: die Unter-sonne;

bei Spiegelung an regellos liegenden Flächen: die Lichtsäule durch die Sonne.

Von den zusammengesetzten Erscheinungen sind für den Flieger die Neben-Untersonnen die bemerkenswertesten; sie entstehen durch Spiegelung und Brechung am 60° -Winkel.

3. Durch Strahlenbrechung (im Verein mit Spiegelung und Beugung) in Wassertropfen entsteht der *Regenbogen*. Die einfache Erklärung von Descartes (1637) durch Brechung beim Eintritt und Austritt des Strahles in den Tropfen mit einmaliger Spiegelung (Regenbogen von 41° Radius um den Spiegel-punkt der Sonne) oder doppelter Spiegelung an der Innenwand des Tropfens (Regenbogen von 52°), erklärt nicht alle Erscheinungen, die man beobachtet. Zwar liefert diese Theorie die Farbenverteilung richtig, nämlich für den Hauptregenbogen das Rot außen, für den größeren Nebenregenbogen das Rot innen. Man findet jedoch bisweilen auch mehrere sekundäre Bögen an der Innenseite des Hauptregenbogens, man beobachtet verschiedene Farbfolgen, z. B. Spektren ohne rot oder ohne gelb, breite oder schmale Bögen, sogar ganz breite, farblos weiße Regenbogen, die nicht so einfach erklärt werden können. Die Erklärung ist nur unter Berücksichtigung der Beugung des Lichtes möglich, wobei die Größe der Tropfen eine Rolle spielt. Bei sehr kleinen Tropfen ($r < 2,5 \times 10^{-3}$ cm) findet die Theorie den weißen Bogen, daher „Nebelbogen“ genannt, der immer ein Beweis für die Anwesenheit von Wolken-elementen in flüssiger Form ist; bei $r = 10^{-2}$ cm erscheint die Farbenfolge ohne rot, bei $r = 5 \times 10^{-2}$ cm treten sehr prächtige Bögen auf mit der Farbenfolge rot, grün, violett, jedoch ohne blau.

4. Durch Beugung des Lichtes in flüssigen oder festen Wolken-elementen entstehen die *Höfe* oder *Kränze* um Sonne und Mond, mehrfache Wiederholungen der Spektralfarben, wobei jedesmal das rote Ende des Spektrums außen liegt. Wegen der blendenden Lichtfülle der Sonne werden die Höfe meist nur beim Mond beobachtet. Je größer der Radius der beugenden Teilchen, desto kleiner ist der Durchmesser der Höfe; sehr große Höfe sind also ein Zeichen für sehr kleine Wolken-elemente. Regelmäßige Höfe können nur entstehen bei einigermaßen gleichmäßiger Tropfengröße. — An den Rändern von Wolken, oftmals auch in auffallend großer Entfernung von der Sonne, beobachtet man ähnliche, aber unregelmäßigere Farbfolgen, die sogenannten *irisierenden Wolken*. Die Farbfolge ist durch die nach dem Rande der Wolke hin abnehmende Tropfengröße und durch den Winkelabstand von der Sonne zu erklären. — Als *Glorien* bezeichnet man Höfe, die sich um den Schatten eines Beobachters auf einer Nebelwand oder Wolke bilden. Ihre Entstehung ist noch nicht restlos geklärt. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß sie nur in Wasserwolken, nicht in Eiswolken beobachtbar sind.

5. Die geschilderten Beugungserscheinungen treten auf, wenn die Größe der beugenden Teilchen (Wolkenelemente) größer als die Wellenlänge des Lichtes ist. Ist sie kleiner als diese, dann ergibt sich ebenfalls eine Ablenkung des auf ein Teilchen auftreffenden Lichtes, jedoch ist diese Zerstreuung nach allen Seiten gerichtet und liefert keine spektrale Farbenanordnung in bestimmten Richtungen oder Struktur des abgelenkten Lichtes. Man nennt diese Erscheinung die *diffuse Zerstreuung*. Sie ist umso wirksamer, je kürzer die Wellenlänge ist; daher wird blaues Licht erheblich mehr zerstreut als gelbes oder rotes. Bei Partikeln von der Kleinheit der Moleküle geht diese

Abhängigkeit der Zerstreuung von der Wellenlänge umgekehrt proportional mit der 4. Potenz; wenn größere Teilchen, z. B. Kerne, Ionen, Staub und kleinste Wassertröpfchen (gequollene Kerne) zerstreudend wirken, erfolgt dies proportional λ^{-2} oder anderen, schwächer als λ^{-4} von der Wellenlänge abhängigen Funktionen. Bei sehr reiner, staub- und kernfreier Luft ist deshalb die Farbe des Himmels, d. h. das diffus zerstreute Sonnenlicht blau, bei trüber Atmosphäre sind auch größere Wellenlängen beteiligt, der Himmel wird milchigblau oder weißlich.

