

Wetter und Wetterentwicklung

HEINRICH VON FICKER

 Springer

Verständliche Wissenschaft

Fünftehnter Band

Wetter und Wetterentwicklung

Von

H. von Ficker



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1932

Wetter und Wetterentwicklung

Von

H. von Ficker
Berlin

1. bis 5. Tausend

Mit 42 Abbildungen
und 11 Karten



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1932

ISBN 978-3-662-41719-5 ISBN 978-3-662-41858-1 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-41858-1

**Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung
in fremde Sprachen, vorbehalten.**

Copyright 1932 by Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Ursprünglich erschienen bei Julius Springer in Berlin 1932.

Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1932

Vorwort.

Ich habe mich bemüht, den Ansprüchen zu genügen, die der Herausgeber der Sammlung „Verständliche Wissenschaft“ an seine Mitarbeiter stellt, ohne der Besprechung der Streitfragen auszuweichen, von denen die Meteorologie in der Gegenwart beherrscht wird. Bei dem großen Interesse, das den Witterungsvorgängen fast von jedem Menschen entgegengebracht wird, wäre es verwunderlich, wenn es nicht schon eine große Zahl allgemeinverständliche Einführungen in die Meteorologie in deutscher Sprache geben würde. Ich glaube, daß ich einerseits mehr, andererseits weniger gebe als die bisher erschienenen, allgemeinverständlichen Einführungen: ein Mehr in der Behandlung dessen, was mir zum Verständnis der Wetterentwicklung notwendig erscheint; weniger insofern, als ich fast nichts über Instrumente und Beobachtungsmethoden schreibe und außerdem so wenig als möglich Zahlen mitteile. Ob ich damit für den Leser das Richtige getroffen habe, vermag ich freilich nicht zu sagen, hoffe es aber!

Berlin, 7. Oktober 1931.

v. Ficker.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	V
1. Die Lufthülle unserer Erde	1
2. Die Sonne heizt	8
3. Es weht der Wind	17
4. Das Reich der Wolken	32
5. An der Kampffront der Luftmassen	45
6. Es braust der Föhn	58
7. Wirbel und Wirbelstürme	70
8. Die Zyklonen der mittleren Breiten	77
9. Im Hochdruckgebiet	100
10. Wetterkarte und Wettervorhersage	112
Anhang: Beispiele von Wetterkarten	117
Sachverzeichnis	137

1. Die Lufthülle unserer Erde.

Ein Kubikmeter Luft wiegt an der Meeresküste ungefähr 1,3 kg. Wenn man eine Glaskugel, deren Rauminhalt bekannt ist, einmal wiegt, nachdem man die Luft ausgepumpt hat, und ein zweites Mal in luftgefülltem Zustande, so kann man leicht das Gewicht der Luft feststellen. Trotzdem ist es eine sehr erstaunliche Tatsache, daß eine Luftsäule von 1 m^2 Querschnitt, die bis zur oberen Grenze der Atmosphäre reicht, 10333 kg wiegt oder mit diesem Gewichte auf 1 m^2 der Bodenfläche drückt. Der Mensch von heute hat kein richtiges Gefühl mehr dafür, wie überraschend diese Feststellung Torricellis, eines Galileischülers, auf seine Zeitgenossen gewirkt haben muß. Es ist nicht ohne Nutzen, daran zu erinnern, auf was für einem Wege Torricelli zu seiner Entdeckung gekommen ist. Wenn wir (Abb. 1) in eine beiderseits offene, U-förmig gebogene Röhre Quecksilber füllen, so steht es in beiden

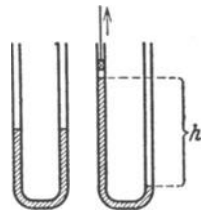


Abb. 1.

Torricellis Versuch. Schenkeln der Röhre gleich hoch. Wir können aber in den einen der beiden Schenkel einen möglichst dicht schließenden Stempel einführen und in die Röhre wieder Quecksilber einfüllen. Bewegen wir nun im Sinne des Pfeiles den Stempel nach aufwärts, so steigt das Quecksilber, dem Stempel folgend, empor, da unsere Anordnung ja nichts ist wie eine Saugpumpe. Vor Torricelli nahm man an, daß eine besondere Kraft, die man *horror vacui* (Widerwillen vor dem leeren Raum) nannte, das Quecksilber veranlasse, dem Stempel nachzufolgen. Es war bekannt, daß man auf diese Weise das Quecksilber nicht beliebig hoch heben könne, son-

dern nur so hoch, daß die Niveaudifferenz des Quecksilbers in beiden Röhren im Meeresniveau etwa 760 mm betrage. Unter Verzicht auf den geheimnisvollen horror vacui erklärte Torricelli die Anordnung als eine Art Waage, bei der das auf die offene Röhre drückende Gewicht der Luftsäule mit dem Gewicht der gehobenen Quecksilbersäule im Gleichgewicht sei. Hat die Röhre einen Querschnitt von 1 cm^2 , so wiegt also eine Luftsäule, die vom Meeresniveau bis zur Grenze der Atmosphäre reicht, ebensoviel wie eine Quecksilbersäule von 76 cm^3 Rauminhalt. Da 1 cm^3 Quecksilber $13,6 \text{ g}$ wiegt, so wiegt die Luftsäule $1,03 \text{ kg}$. Hat die Luftsäule einen Querschnitt von 1 m^2 , so ergibt sich das oben angegebene Gewicht von 10333 kg . Torricelli hat durch seine Erklärung nicht nur den horror vacui durch den Luftdruck ersetzt, sondern durch seine Versuchsanordnung zugleich das Instrument (Barometer) gefunden, mit dem der zeitlich und örtlich veränderliche Luftdruck gemessen werden kann. Wenn wir sagen, der Luftdruck oder der Barometerstand betrage 745 mm , so meinen wir damit, daß der Druck der über uns befindlichen Luftsäule gerade so groß sei wie der Druck einer Quecksilbersäule gleichen Querschnittes von 745 mm Länge. Es ist klar, daß der Luftdruck kleiner werden muß, wenn wir uns im Gebirge oder in einem Ballon über das Meeresniveau erheben: Je höher wir steigen, um so kürzer wird die über uns befindliche Luftsäule, um so geringer ihr Gewicht.

Da an der Meeresküste das Gewicht der ganzen über uns befindlichen Luftsäule von 1 m^2 Querschnitt 10333 kg beträgt und da andererseits 1 m^3 Luft ca. $1,3 \text{ kg}$ wiegt, so scheint es, als ob man durch eine einfache Division ($10333 : 1,3$) sofort die Höhe unserer Lufthülle zu ca. 7950 m berechnen könnte. Da aber Menschen aus eigener Kraft am Mount Everest bis über 8000 m , im Ballon bis 16000 m gestiegen sind, kann das Ergebnis unserer Rechnung unmöglich stimmen. Der Fehler, den wir gemacht haben, liegt in der Annahme, daß in jeder Höhe 1 m^3 Luft gleich viel wie im Meeresniveau wiege. Das wäre aber nur dann der Fall, wenn Luft, die ein Gemisch verschiedener

Gase ist, ebensowenig zusammendrückbar wäre wie Wasser. 1 m³ Luft wiegt aber um so weniger, je dünner die Luft wird, je geringer der Druck ist, unter dem die Luft steht. Da mit zunehmender Höhe die von oben drückende Luftsäule immer kürzer und ihr Druck immer geringer wird, wiegt 1 m³ Luft um so weniger, je höher wir kommen. Wir müssen deshalb viel mehr als 7950 m³ Luft übereinanderstapeln, um das im Meeresniveau gemessene Luftgewicht von 10333 kg erklären zu können. Da die Dichte der Luft, d. h. ihr Gewicht je m³, außerdem von der Temperatur und der Zusammensetzung der Luft in verschiedenen Höhen abhängt, wir aber darüber für größere Höhen nichts Genaueres wissen, so kann die Höhe unserer Lufthülle nicht genau bestimmt oder berechnet werden. Die Höhen jedoch, in denen die Dämmerungserscheinungen vor sich gehen, in denen das Aufleuchten der Sternschnuppen erfolgt, von denen das Polarlicht niederstrahlt, beweisen, daß noch in gewaltigen Höhen — vielleicht noch über 600 000 m! — Luft oder mindestens ein unserer Atmosphäre zugehöriges Gas in höchster Verdünnung vorhanden ist und zu Lichterscheinungen Veranlassung gibt. Glücklicherweise spielen sich die wichtigsten Wettervorgänge in den unteren Schichten unserer Lufthülle, im allgemeinen unterhalb 15 km ab. In dieser Höhe ist der mittlere Barometerstand, der im Meeresniveau 760 mm beträgt, bereits auf 90 mm gesunken; in 40 km Höhe würde ein Barometer nur mehr ca. 1,8 mm, in 100 km Höhe nur mehr ca. 0,007 mm anzeigen.

Die Luft ist ein Gemisch verschiedener Gase. Es erhebt sich die Frage, ob die Zusammensetzung der Luft sich von Ort zu Ort, ob sie sich mit zunehmender Höhe ändert. Dabei ist von vornherein klar, daß wir einen immer, aber in sehr wechselndem Betrage vorhandenen Bestandteil der Luft, das gasförmige Wasser oder den Wasserdampf, vorerst außer Betracht lassen müssen, wenn wir die Zusammensetzung der Luft untersuchen. Der Wasserdampf nimmt ja dadurch eine Sonderstellung ein, daß er bereits bei den in unserer Lufthülle vorkommenden Temperaturen flüssig oder fest werden kann und durch diese Besonderheit das organische Leben

auf unserem Planeten ermöglicht. Entziehen wir aber der Luft künstlich ihren Wasserdampfgehalt, so findet man, daß an der Erdoberfläche die Luft überall gleiche Zusammensetzung hat: 78 % Stickstoff, 21 % Sauerstoff (Volumprozent). Auf andere Gase — Kohlensäure, Argon, Ozon, Helium, Wasserstoff — entfällt insgesamt nur 1 %. Trotz der Unveränderlichkeit dieses Gemisches ist aber das Gewicht von 1 m³ Luft von der Temperatur abhängig. Unter gleichem Druck ist kalte Luft schwerer als warme — eine für das Verständnis der Witterungsvorgänge überaus wichtige Tatsache.

Da die Gase, aus denen die Luft besteht, verschieden schwer sind, so liegt die Annahme nahe, daß die Zusammensetzung der Luft sich mit zunehmender Höhe ändere, in der Richtung, daß in großen Höhen die leichten Bestandteile (Helium, Wasserstoff) immer mehr ein Übergewicht bekämen. In Wirklichkeit ändert sich aber die Zusammensetzung mindestens bis zu jenen Höhen, die für die Wetterentwicklung am wichtigsten sind, also bis ungefähr 15 km, so gut wie nicht — wohl eine Folge der gewaltigen Mischungsvorgänge, die in diesen unteren Schichten vor sich gehen. Entgegen früheren Anschauungen ist es aber sogar wahrscheinlich, daß auch in den größten Höhen noch Stickstoff und Sauerstoff vorhanden sind, während man vor nicht allzu langer Zeit oberhalb 100 km nur mehr Helium und Wasserstoff vermutet hat. So könnten wir also in der unteren Lufthülle überall gleiche Zusammensetzung der Luft annehmen, wenn unserer Voraussetzung gemäß kein Wasserdampf vorhanden wäre. Er ist aber vorhanden, und zwar in höchst wechselnden Beträgen. Wo die Temperatur hoch ist, kann die Luft viel Wasserdampf enthalten, selbst dann, wenn sie für unsere Empfindung „trocken“ ist. Umgekehrt ist der Wasserdampfgehalt sehr gering, wenn wir bei niedrigen Temperaturen die Luft als feucht empfinden. Da die Luft für das von der Erdoberfläche verdunstende Wasser um so weniger aufnahmefähig ist, je niedriger die Temperatur der Luft ist, muß der Wasserdampfgehalt unserer Lufthülle auch mit zunehmender Höhe abnehmen. An einem heißen Sommertag kann 1 m³ Luft bei einer Temperatur von 30° über 30 g

Wasserdampf enthalten, an einem Wintertag bei -20° nur mehr 1 g. Da wir in einer Höhe von ca. 10 000 m aber Temperaturen von ca. -55° finden, ergibt sich ohne weiteres, daß bereits in dieser Höhe so gut wie kein Wasserdampf mehr vorhanden sein kann. Die Vorgänge, die mit Wolkenbildung und Niederschlag verbunden sind, sind deshalb auf die unteren 10 km unserer Lufthülle beschränkt. Wir können deshalb bereits nach dem Wasserdampfgehalt eine Teilung der Atmosphäre vornehmen: Über den unteren, wasserhaltigen, verhältnismäßig seichten Schichten erstrecken sich oberhalb 10 km wasserdampflose trockene Luftmassen bis in außerordentlich große Höhen hinauf.

Zu einer ähnlichen Einteilung unserer Lufthülle nötigen uns aber auch die Ergebnisse über die Temperaturverhältnisse großer Höhen, die mit Hilfe leichter, durch unbemannte Gummiballons nach oben beförderter Registrierinstrumente gewonnen worden sind. Während bemannte Ballons oder Flugzeuge bis jetzt nur Höhen von 12—16 km erreicht haben, sind Gummiballons mit den angehängten Selbstschreibern bis 30 km emporgestiegen. Bis zu diesen Höhen erstreckt sich deshalb die gesicherte Kenntnis über die Temperaturverhältnisse unserer Lufthülle, hoch genug, um uns einige sehr überraschende Tatsachen erkennen zu lassen. Daß von der Erdoberfläche nach aufwärts die Temperatur im allgemeinen abnimmt, ist eine jedem geläufige Tatsache, ohne die der Bestand von Eis und Schnee auf den Gipfeln selbst der tropischen Gebirge nicht verständlich wäre. Wohl kommt ein aufsteigender Ballon dann und wann in wärmere Luft, aber diese gelegentlichen Fälle von „Temperaturumkehr“ ändern nichts an der Tatsache, daß im allgemeinen die Temperatur nach oben hin abnimmt, und zwar um 0,5 bis $0,7^{\circ}$ für eine Erhebung von 100 m. Da unsere Lufthülle nicht unmittelbar durch die von oben kommende Sonnenstrahlung, sondern mittelbar von unten, von der sich stark erwärmenden Erdoberfläche aus geheizt wird, erschien die nach oben abnehmende Temperatur als selbstverständliche Folge der von unten ausgehenden Heizung — als so selbstverständlich, daß man nach oben hin abnehmende Tempe-

raturen ohne weiteres auch für jene Höhen voraussetzte, die der unmittelbaren Beobachtung nicht mehr zugänglich waren. Um so größer war daher die Überraschung, als die Kurvenzüge der Registrierinstrumente in Europa oberhalb 10 km keine Temperaturabnahme mehr erkennen ließen. Zwischen 10 und 30 km blieb die Temperatur unveränderlich bei ca. -55° ; oberhalb 10 km fand man sogar eher eine Neigung zu einer Temperaturzunahme nach oben. In den Tropen erreicht man die Luftmassen unveränderlicher Temperatur erst in einer Höhe von ca. 17 km bei einer Temperatur von -80° , da hier die Schichten mit Temperaturabnahme nach oben weit höher als bei uns reichen. Also: Auch wegen der Temperaturverhältnisse müssen wir unsere Lufthülle in zwei Schichten von sehr verschiedener, lotrechter Erstreckung teilen, nämlich in eine untere, 10—15 km dicke Schicht, in der die Temperatur mit zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche abnimmt und die man heute als *Troposphäre* bezeichnet. Innerhalb dieser unteren Schicht ist eine lebhaft durchmischung der Luftmassen vorhanden, die ihrerseits zur Folge hat, daß die Temperatur nach oben hin abnimmt (vgl. S. 39). Innerhalb dieser Troposphäre befindet sich auch der gesamte Wasserdampf, so daß also alle eigentlichen Wettervorgänge ebenfalls auf die Troposphäre beschränkt sind. Über ihr, also je nach dem Breitengrade, unter dem wir uns befinden, oberhalb 9—17 km, breiten sich die trockenen, wolkenfreien Luftmassen der sogenannten *Stratosphäre* bis in unbekannte Höhen aus. Innerhalb der Stratosphäre nimmt die Temperatur nach oben hin nicht mehr ab, sondern eher zu, aber die Stratosphärentemperatur selbst ist um so niedriger, in je größerer Höhe der Übergang aus der Tropo- in die Stratosphäre sich vollzieht. Da wir bereits festgestellt haben, daß in den Tropen die Stratosphäre in wesentlich größerer Höhe beginnt als in mittleren Breiten, so ergibt sich eine zweite unerwartete Tatsache: Die kältesten Luftmassen unserer Lufthülle (mit einer Temperatur von ca. -80° Celsius) befinden sich nicht über den Polargebieten, sondern über dem Äquator und der Tropenzone. Um die Bedeutung dieser Tatsache zu erkennen, muß man sich folgen-

des klarmachen: An der Erdoberfläche werden Kälteeinbrüche durch das Zufließen kalter Luft aus den Polargebieten verursacht. In großen Höhen mittlerer Breiten wird es aber dann kälter, wenn Luft aus der Richtung des Äquators zufließt. Es ist aber für die Wetterentwicklung bei uns nicht ganz gleichgültig, was in großen Höhen geschieht. Wenn wir z. B. in Mitteleuropa bis 30000 m hinauf südliche Winde haben, die in allen Höhen Luftmassen aus niedrigeren Breiten zu uns führen, so wird es in Mitteleuropa innerhalb der Troposphäre wärmer, innerhalb der Stratosphäre kälter, und gleichzeitig hebt sich bei uns die Grenze zwischen beiden Sphären. Wir haben dann oberhalb eines troposphärischen Warmluftvorstoßes einen stratosphärischen Kälteeinbruch. Letzterer berührt uns nicht unmittelbar, sondern alles, was unsere Sinne als Wettervorgänge erkennen, geht innerhalb der Troposphäre vor sich. Und doch übt auch der stratosphärische Kälteeinbruch seinen Einfluß auf das Wetter aus, weil er den Luftdruckgang bis zur Erdoberfläche hinab beeinflusst und damit auch Richtung und Geschwindigkeit des Windes. Erinnern wir uns daran, daß kalte Luft schwerer ist als warme! Da in unserem Beispiel innerhalb der Troposphäre kältere Luftmassen durch wärmere verdrängt werden, müßte der Luftdruck fallen. Aber da innerhalb der Stratosphäre gleichzeitig durch die südlichen Winde warme Luftmassen durch kalte ersetzt werden, geht von der Stratosphäre eine drucksteigernde Wirkung aus. Die gesamte Druckwirkung beider Vorgänge an der Erdoberfläche ist deshalb von Fall zu Fall verschieden. Es kommt häufig genug vor, daß trotz kräftiger Erwärmung an der Erdoberfläche und innerhalb der Troposphäre das Barometer steigt. In dieser Form werden stratosphärische Vorgänge häufig bestimmend für den Luftdruckgang und die Luftdruckverteilung an der Erdoberfläche und damit auch bestimmend für die Wetterentwicklung, obwohl die Vorgänge innerhalb der Stratosphäre weder Wolken noch Niederschlag erzeugen und deshalb zu unserm Wetterbild nichts beitragen. Hier kann man auch anmerken, daß in der Stratosphäre die Winde durchschnittlich schwächer und der Richtung nach veränderlicher

sind als innerhalb der Troposphäre. Es ist deshalb nahelegend, daß man Mittel und Wege sucht, den Weltflugverkehr in diese großen wolkenfreien Höhen hinauf zu verlegen, trotz der außerordentlichen Schwierigkeiten, die sich der technischen Lösung dieser Aufgabe entgegenstellen.

So wenig wir über die Zusammensetzung der Luft oberhalb 30 km wissen, so wenig wissen wir auch über die Temperaturen von 30 km bis zur Grenze unserer Lufthülle. Es ist nicht ausgeschlossen, daß bei 40—50 km die Temperaturen wieder oberhalb 0° liegen, aber mit Sicherheit wird man erst dann etwas aussagen können, wenn es gelingt, Registrierinstrumente in diese Höhen hinaufzubefördern. Ob uns Raketen dazu verhelfen können, ist noch ungewiß!

2. Die Sonne heizt.

Warum geht es in unserer Lufthülle so unruhig zu? Warum ist kein Zustand von längerem Bestand, warum das Wetter so wechselvoll? Warum sind die Änderungen so rasch, unvergleichlich rascher und ausgreifender als die Änderungen in der festen Erdkruste, als jene in der Wassershülle unserer Erde? Das alles hat seinen Grund darin, daß die Luft ein leichtes Gasgemisch ist, dessen Teilchen leicht gegeneinander verschiebbar sind und das auch durch kleinste Kräfte in steter Bewegung erhalten wird. Wäre die Sonne ein ausgebrannter, kalter Stern, so hätten wir in der Atmosphäre der Erde freilich nur die geringfügigen Bewegungen, die durch die Anziehungskraft der Sonne und des Mondes, also durch Gezeitenkräfte, wachgerufen werden. Solche Bewegungen gibt es in unserer Lufthülle, aber sie sind außerordentlich klein und würden für sich allein der Beobachtung sich entziehen. Alles das, was wir als Wind, also als Versetzung von Luftmassen wahrnehmen, ist letzten Endes auf die Wärmezufuhr von der Sonne zur Erde, auf den Luftaustausch zwischen warmen und kalten Teilräumen unserer Atmosphäre zurückzuführen. Die Wärmestrahlung der Sonne ist es, durch die die atmosphärische Maschine in Gang gesetzt

wird, und zwar in einen sehr verwickelten und wechselvollen Gang, weil der Wärmestrom, der von der Erdoberfläche aufgefangen wird, im allgemeinen in niedrigeren Breiten viel größer ist als in hohen Breiten, weil ferner am gleichen Orte die zugestrahlte Wärmemenge wegen des jahreszeitlich verschiedenen Hochstandes der Sonne schwankt und weil die Wirkung der Sonnenstrahlung auf die Erdoberfläche und die Rückwirkung der erwärmten Erdoberfläche auf die Lufthülle auch davon abhängig ist, ob der bestrahlte Oberflächenteil dem festen Land oder dem Meere angehört. Denn die Heizung unserer Lufthülle geht der Hauptsache nach so vor sich: Von der Sonne geht ein Wärmestrom zur Erde; er durchsetzt die Atmosphäre, ohne dabei letztere beträchtlich zu erwärmen, er erwärmt vielmehr die Erdoberfläche, von der aus dann die Luft ähnlich geheizt wird wie Wasser auf dem Herde, d. h. die Erwärmung erfolgt von einer wärmeren Unterlage aus. Zuerst geht von letzterer Wärme durch Leitung an die unterste Luftschicht über, die dadurch wärmer und leichter wird, so daß sie aufsteigt, die zugeführte Wärme in höhere Schichten mitnimmt und dadurch herabsinkender, kalter Luft Platz macht, die nun ihrerseits durch Leitung erwärmt wird — ein im einzelnen sehr verwickelter Erwärmungsvorgang, den man *Erwärmung durch Konvektion* nennt. So wie in dem Topf auf dem Herde das konvektiv erwärmte Wasser in regellosem Durcheinander wallt und brodelt, so sehen wir an einem heißen Sommertage über dem Boden das Flimmern der Luft, verursacht durch das Aufsteigen erhitzter und das Absteigen noch kühler Luft — ein Vorgang, der die Heizung durch den Boden bis in viel größere Höhen hinauf wirksam werden läßt, als es durch den einfacheren, aber viel langsameren Vorgang der Wärmeleitung allein möglich wäre.

Weiß man, wieviel Wärme die Sonne der Erde zustrahlt? Um diese Frage zu beantworten, müssen wir uns zunächst darüber einigen, daß wir die Wärmemenge in Grammkalorien (gcal) messen wollen, wobei 1 gcal ausreicht, um die Temperatur eines Grammes (1 cm^3) Wasser um 1° zu erhöhen. Wir wollen also wissen, wieviel Grammkalorien die Sonne

einer zum Strahlengang der Sonne senkrecht stehenden Fläche von 1 cm^2 in der Minute zustrahlt. Es steht heute ziemlich fest, daß an der oberen Grenze der Atmosphäre diese Wärmemenge — man nennt sie „Solarkonstante“ — 2 gcal beträgt. Ein Wärmestrom dieses Betrages tritt von außen her in jeder Minute bei senkrechtem Einfallen der Strahlen in unsere Atmosphäre ein und geht in der Atmosphäre nach abwärts, wird aber während seines Weges bis zur Erdoberfläche hinab geschwächt. Einen — wie oben bereits erwähnt — nicht sehr großen Betrag verschluckt die Luft und erwärmt sich dabei, ohne daß diese Erwärmung im Laufe eines Tages mehr als $1/2^\circ$ betragen könnte. Diese Art von Schwächung (Absorption) wäre noch viel geringer, wenn in der Luft kein Wasserdampf enthalten wäre. Eine viel beträchtlichere Schwächung tritt dadurch ein, daß innerhalb der Lufthülle ein großer Teil der Sonnenstrahlung nach allen Seiten zerstreut wird. Ungefähr die Hälfte davon kommt als „zerstreutes Himmelslicht“ zur Erdoberfläche und erwärmt diese auch dann, wenn eine dicke Wolkendecke gar keine direkte Sonnenstrahlung zur Erde kommen läßt. Die andere Hälfte des zerstreuten Lichtes geht aber aus der Lufthülle hinaus in den Weltenraum und ist dadurch für das Erdganze unwiederbringlich verloren.

Wohl jedem Leser ist bekannt, daß das Sonnenlicht aus Strahlungen von sehr verschiedener Wellenlänge sich zusammensetzt, wobei die Wellenlängen sich ungefähr zwischen den Grenzen $3/10000$ und $25/1000$ mm halten. Die Strahlung kürzester Wellenlänge (Ultraviolett) ist nicht sichtbar für uns, aber chemisch (z. B. photographisch) sehr wirksam. Verhältnismäßig kurzwellig ist auch noch der Strahlungsbereich, der in Form verschiedener Farben sichtbar ist. Jenseits der roten Strahlung beginnt dann das Gebiet des „Ultrarot“, das nur durch die Wärmewirkung der dunklen Strahlen erschlossen werden kann. Es ist nun von Wichtigkeit, zu wissen, daß die obenerwähnte Zerstreung hauptsächlich die kurzwellige Strahlung schwächt und im Gebiete der sichtbaren Strahlung auch noch die die Empfindung „Blau“ hervorrufenden Strahlen, weshalb wir ja auch den Himmel blau sehen. Hin-

gegen verschluckt der in der Atmosphäre befindliche Wasserdampf hauptsächlich langwellige, dunkle Strahlung. Da aber der von der Sonne, also einem sehr heißen Körper, kommende Wärmestrom der Erde hauptsächlich in der Form kurzweelliger Strahlung zugeführt wird, ist es erklärlich, daß der Wasserdampf nur einen geringen Teil der von außen kommenden Strahlung zu absorbieren vermag. Ganz anders liegt die Sache, wenn wir die Wirkung des Wasserdampfes auf die von der Erdoberfläche nach oben, nach außen gehende Strahlung betrachten. Unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung erwärmt sich die Erdoberfläche nicht annähernd stark genug, als daß sie sichtbare Strahlen nach außen schicken könnte. Sie entsendet nur langwellige dunkle Strahlung, die aber zum größten Teil von dem in der Luft befindlichen Wasserdampf absorbiert wird. Durch diese Verschluckung der dunklen Erdstrahlung erhält aber unsere Lufthülle selbst ein großes Strahlungsvermögen, das abhängig ist von dem örtlich und zeitlich sehr verschiedenen Wasserdampfgehalt. Die Luftmassen strahlen also nach allen Seiten eine sehr beträchtliche Wärmemenge aus, und der gegen die Erdoberfläche gerichtete Teil dieses Wärmestromes wird als „atmosphärische Gegenstrahlung“ bezeichnet.

Wir sehen jetzt ein, wie schwierig es ist, die gesamten Strahlungsverhältnisse für einen bestimmten Ort der Erdoberfläche zu beschreiben. Wir müssen folgendes messen oder wenigstens berechnen können: 1. Wärmezufuhr durch direkte Sonnenstrahlung im Laufe einer Minute oder eines Tages oder eines Jahres. 2. Wärmezufuhr durch das zerstreute Himmelslicht. 3. Wärmezufuhr durch die atmosphärische Gegenstrahlung. 4. Wärmeverlust durch Ausstrahlung. 5. Bestimmung des Wärmebetrages, der an der Erdoberfläche für konvektive Heizung der Luft und für Verdunstung von Wasser verbraucht wird. Es muß bei Bestimmung dieser Wärmemengen der Einfluß der Bewölkung, die jahreszeitlich verschiedene Tag- und Nachtlänge, der jahres- und tageszeitlich wechselnde Betrag des Winkels, unter dem die direkte Sonnenstrahlung einfällt, berücksichtigt werden, sowie die mit der Sonnenhöhe wechselnde Dicke der atmosphärischen

Schicht, die von der direkten Sonnenstrahlung auf ihrem Wege von der Atmosphärenengrenze zur Erdoberfläche durchgesetzt werden muß. Da wir uns aber nur einen Überblick über die Größenordnung dieser Wärmeströme verschaffen wollen, genügt die Angabe, wieviel Wärme jeder einzelne Teilstrom im Laufe eines Tages durchschnittlich, d. h. im Mittel für die ganze Erdoberfläche, 1 cm^2 der letzteren zuführt. Von allen örtlichen Unterschieden sehen wir also ab. Wenn wir die Frage derart vereinfachen, so ergibt sich, daß im Verlaufe von 24 Stunden jeder Quadratcentimeter an der Grenze der Atmosphäre 720 gcal zugestrahlt erhält. Von dieser zugestrahnten Wärmemenge verschluckt die Atmosphäre 140 gcal ; ca. 130 gcal werden zerstreut und in den Weltraum reflektiert, während eine ebenso große Wärmemenge durch das „zerstreute Himmelslicht“ jedem Quadratcentimeter der Erdoberfläche zugeführt wird. Hierzu kommt der die Erdoberfläche erreichende Teil der direkten Sonnenstrahlung im Betrage von 160 gcal , während ungefähr ein gleich großer Betrag an der Oberfläche von Wolken in den Weltraum hinausgespiegelt wird und damit verlorengelht. Die gesamte Einnahme der Erdoberfläche beträgt deshalb nur 290 gcal auf den Quadratcentimeter im Laufe eines Tages und im Mittel für die ganze Erde. Wie verwendet nun die Erdoberfläche diese Wärmeeinnahme? Zunächst gibt die Erdoberfläche ca. 100 gcal durch Ausstrahlung ab, und nur ein Rest von 190 gcal bleibt für den „atmosphärischen Betrieb“ übrig, d. h. für die Heizung der unteren Luftschichten und für die unter Wärmeverbrauch stattfindende Verdunstung von Wasser. Für den Meteorologen ist zunächst der zuletzt ausgewiesene Bilanzposten von 190 gcal am wichtigsten. Wir konnten ihn aber nur berechnen, nachdem alle übrigen Posten der Wärmebilanz durch Messung bestimmt waren. Die ausgewiesene Menge (190 gcal) gilt wieder nur im Mittel für die ganze Erdoberfläche. In niedrigen Breiten ist dieses „atmosphärische Betriebskapital“ im Laufe des Tages viel größer, in hohen Breiten viel kleiner als der Durchschnittsbetrag. Während der Polarnacht der arktischen Gebiete bleibt ja von der ganzen Strahlungszufuhr nur die atmosphärische

Gegenstrahlung übrig, durch die lediglich die Wärmeabgabe durch Ausstrahlung vermindert wird, ohne daß für den atmosphärischen Betrieb etwas übrigbleiben würde.

Für das Verständnis der Witterungserscheinungen ist nun von größter Bedeutung, daß sich die flüssigen Oberflächengebiete der Erde gegenüber der Heizung durch die Sonne ganz anders verhalten als die feste Erdoberfläche. Der feste Erdboden verschluckt die ganze zugestrahlte Wärme, aber nur in einer sehr dünnen Oberflächenschicht, die sich deshalb sehr stark erwärmt und tagsüber viel Wärme an die Luft abzugeben vermag. Bei Nacht kühlt dafür der Erdboden rasch und kräftig ab, wodurch auch die Temperatur der unteren Luftschichten während der Nacht stark erniedrigt wird. Ganz anders eine Wassermasse! Im Wasser kann die Strahlung viel tiefer eindringen und erwärmt daher das Wasser bis in größere Tiefen hinab. Aber da die gleiche Wärmemenge einer viel größeren Masse zugeführt wird, ist deren oberflächliche Temperatursteigerung bei weitem nicht so groß wie jene einer festen Bodenfläche. Eine Wasseroberfläche kann deshalb bei Tag nur sehr wenig Wärme an die Luft abgeben, und diese Wärme dient außerdem weniger zur Erwärmung der Luft als zur Verdunstung von Wasser. Dafür sinkt aber auch die Temperatur der Luft über dem Wasser bei Nacht und im Winter nicht so tief wie über der festen Erdoberfläche, weil das an der Wasseroberfläche durch Ausstrahlung, Verdunstung und konvektive Wärmeabgabe erkaltete Wasser in die Tiefe sinkt, während aus der Tiefe das wärmere, leichte Wasser an die Oberfläche steigt und in Wärmeaustausch mit der Luft kommt. Wärmewirtschaftlich sind die Landmassen Verschwender: Sie erwärmen sich rasch und stark und geben die Wärme rasch wieder ab. Ganz anders sparsam wirtschaften die Wassermassen: Sie erwärmen sich langsam, speichern aber dafür viel Wärme für die Zeiten der Not, für die Zeiten überwiegender Wärmeabgabe (Nacht und Winter) auf. Erst im Spätwinter und Vorfrühling ist dann die Wärmesparkasse geleert und die winterliche Warmwasserheizung der Luft über dem Meer beendet. Jetzt freilich wird es über dem Meere kälter als über dem Lande,

weil letzteres gleich nach der Schneeschmelze die Luftmassen kräftig anheizt. So kommt es, daß bei Tag und im Sommer die Luft über dem festen Land wärmer ist als die Luft über den Meeren und großen Seen, während es sich bei Nacht und im Winter gerade umgekehrt verhält — der wesentliche Gegensatz zwischen Land- und Seeklima, der auch unsere Witterungsvorgänge maßgebend beeinflusst.

Natürlich bestehen auch auf dem festen Land große Unterschiede, je nach der Oberflächenbeschaffenheit. Nackter, trockener Boden heizt viel kräftiger und kühlt nachts viel stärker ab als Gras- oder gar Waldflächen. Wo Vegetation ist, wird ein Teil des verfügbaren Betriebskapitals immer auch für Verdunstung ausgegeben, während über trockenem Wüstensand alles für die konvektive Heizung der Luft verwendet wird. Da nun auf dem festen Land die Oberflächenbeschaffenheit von Ort zu Ort rasch wechselt, ist es verständlich, daß sich auf geringe Entfernung hin mitunter beträchtliche Unterschiede in der Temperatur der bodennahen Luftschicht entwickeln, mit ihren später zu erörternden Folgen auf den Bewegungszustand der Luft, die an warmen Tagen der Flieger in den unteren Luftschichten unangenehm genug zu spüren bekommt.

Wieder etwas anders verhält sich eine Schnee- oder Eiskecke. So wird z. B. während des Polarsommers der Boden ununterbrochen von der Sonne beschienen, aber trotz dieser sehr großen Wärmezufuhr erwärmen sich Boden und Luft nur sehr wenig und sehr langsam, weil die ganze Wärmezufuhr für die Schmelzung von Schnee und Eis verwendet und erst dann für die Heizung des Bodens und der Luft verfügbar wird, wenn Eis und Schnee ganz weggeschmolzen sind. Wir haben also im zentralen Polargebiet vor allem einen sehr kalten Sommer, während es im Winter bei weitem nicht so kalt wird wie in Nordostsibirien, wo in einem großen Gebiete die mittlere Januartemperatur unter -50° sinkt. Aber hier im Gebiete des winterlichen Kältepolars schneit es sehr wenig, die Schneedecke wird im Frühling rasch weggeschmolzen, und damit ist die Bedingung für eine kräftige sommerliche Erwärmung geschaffen. Noch eine andere Eigenschaft

des Schnees muß hier erwähnt werden: Schnee, besonders frischgefallener Schnee, hat ein außerordentlich starkes Ausstrahlungsvermögen, d. h. in klaren Nächten kühlt sich eine frische Schneedecke tief unter Lufttemperatur ab und beeinflusst die dem Boden aufliegende Luft in gleichem Sinne. Bei klarem „Strahlungswetter“ ist deshalb die Lufttemperatur in hohem Grad auch davon abhängig, ob dem Eintritt des schönen Wetters Schneefälle vorausgegangen sind oder nicht — ein für die Wettervorhersage oft sehr wichtiger Umstand.

Nun noch eine kurze zahlenmäßige Bemerkung: Von der einfallenden Strahlung verschluckt eine Luftsäule von Atmosphärenhöhe und einem Querschnitt von 1 cm^2 eine Wärmemenge von 140 gcal . Diese Luftsäule wiegt 1033 g . Da man zur Erwärmung von 1 g Luft um 1° eine Wärmemenge von $0,24 \text{ gcal}$ braucht, kann die Aufnahme von 140 gcal nur eine Erwärmung von wenig mehr als $1/2^\circ$ bewirken. Wir beobachten aber, daß die Lufttemperatur selbst bei uns, wenn auch nur in Bodennähe, an einem heißen Sommertag um 15° steigen kann, während in Wüstengebieten im Laufe des Tages mitunter ein Anstieg um 30° gemessen wird¹⁾. Das wäre unerklärlich, wenn die Luft durch die einfallende Strahlung und nicht, wie es der Fall ist, vom Boden her geheizt würde. Für diese konvektive Heizung, die sich allerdings nur bis zu einer Höhe von ungefähr 1000 m über dem Boden bemerkbar macht, stehen ungefähr 190 gcal zur Verfügung, mit denen man eine Luftsäule von 1000 m um ungefähr 5° erwärmen kann. In Wirklichkeit ist die Erwärmung in den bodennahen Schichten viel größer, weil sie am oberen Ende unserer Luftsäule verschwindend klein ist. Da außerdem das „atmosphärische Betriebskapital“ im Sommer und auch in niedrigen Breiten viel größer ist als der für mittlere Verhältnisse im Jahresdurchschnitt errechnete Betrag von 190 gcal ,

¹⁾ Immer nach „Schattentemperatur“ beurteilt! Wenn das Thermometer von der Sonne beschienen wird, ist die Temperaturmessung für den Meteorologen vollständig wertlos. Muß man in der Sonne messen (z. B. bei Ballonaufstiegen oder auf Berggipfeln), so müssen besondere, mit Strahlungsschutz und Ventilation versehene Thermometer verwendet werden.

so hat man keine Schwierigkeit, auch die kräftigsten Erwärmungen in den untersten Luftschichten zu erklären.

Man darf sich nicht vorstellen, daß die in niedrigeren Breiten der Erdoberfläche zugestrahlten Wärmemengen nur an Ort und Stelle zur Heizung der Luft verwendet werden. Für das feste Land trifft das wohl zu, nicht aber für die Wärmemengen, die von den Wassermassen der tropischen und subtropischen Ozeane aufgenommen und aufgespeichert werden. In Gestalt mächtiger, warmer Meeresströmungen wird das in niedrigen Breiten erwärmte Wasser in höhere Breiten hinauf verfrachtet, wo es seinen Wärmeüberschuß dann langsam an die Luft abgibt. Man braucht nur an den Golfstrom und seine Bedeutung für das Klima West- und Nordwesteuropas zu denken, um sich von den gewaltigen Wärmemengen einen Begriff zu machen, die von derartigen Strömen weit ab vom Ort der Strahlungszufuhr an die Luft abgegeben werden. In einer Breite, unter der in dem von Golfstromluft bestrichenen Norwegen noch Getreide reift, ist in Nordamerika die Franklinexpedition im Eis zugrunde gegangen! Allerdings gibt es auch kalte Meeresströmungen, die abkühlend auf die Luft in niedrigen Breiten wirken. Aber abgesehen davon, daß auch diese Wirkung nur eine wohltätige ist, weil sie den Temperaturunterschied zwischen niedrigen und hohen Breiten vermindert, ist im ganzen der Einfluß der kalten Wasserströmungen viel geringer, weil die große Masse des kalten schweren Wassers sich nicht an der Oberfläche der Meere ausbreitet und deshalb mit der Luft viel weniger in Berührung steht als die warmen Strömungen. Wie groß der Einfluß des Golfstroms ist, sieht man am besten, wenn man die Temperaturverhältnisse der beiden Orte Thorshaven und Jakutsk miteinander vergleicht. Beide liegen in einer geographischen Breite von 62° N, Thorshaven auf den vom Golfstrom umspülten Faröerinseln, Jakutsk in Nordostsibirien.

	Thorshaven	Jakutsk
mittlere Januartemperatur	3,2°	— 42,9°
„ Julitemperatur	10,8°	18,8°

Im Winter ist Thorshaven um 46° wärmer als Jakutsk, wo keine ozeanische Warmwasserheizung die Wirkung der winterlichen Abkühlung durch Ausstrahlung auszugleichen vermag. Im Sommer dagegen wird es in Sibirien viel wärmer als in Thorshaven, weil das feste Land eine rasch und ausgiebig wirkende Heizfläche ist, während der Ozean sich nur langsam und mäßig erwärmt. So kommt es, daß der Juli in Thorshaven nur um $7\frac{1}{2}^{\circ}$, in Jakutsk hingegen um 62° wärmer ist als der Januar.

3. Es weht der Wind!

Wind ist bewegte Luft, und Wind entsteht überall, wo zwischen Luftmassen über benachbarten Gebieten sich Temperaturunterschiede entwickeln.

Wir erleben einen schönen Sommertag am Strande des Meeres! Morgens ist alles ruhig und still, friedlich liegt das Meer, kaum ein Windhauch rührt sich. Die Sonne steigt höher, heizt hinter uns das Land bis zur Küste heran. Im Laufe des Vormittags beginnt dann weit draußen das Wasser sich zu kräuseln — dort ist Wind aufgekommen. Unmittelbar können wir nun sehen, wie der Wind sich gegen den Strand heranarbeitet und ihn endlich erreicht. Alles atmet auf: Der Seewind ist da, wird immer stärker und mächtiger, läßt keine Hitze aufkommen und herrscht bis zum Abend. Dann kommt wieder eine Zeit der Ruhe, bis in der Nacht die Luft vom abgekühlten Land zur wärmeren See hinauszuströmen beginnt. So wechselt an der Küste an schönen ungestörten Tagen der Seewind mit dem Landwind ab und zeigt uns auf kleinem Gebiet das Entstehen von Luftströmungen.

Der Seewind strömt vom kühlen Meer in das erwärmte Land, der Landwind vom abgekühlten Land hinaus zum wärmeren Wasser. In ähnlicher Weise finden wir fast in allen Fällen einfacher, atmosphärischer Störungen, daß an der Erdoberfläche der Wind aus einem kälteren in ein wärmeres Gebiet weht. Das einfachste Beispiel einer durch Temperatur-

unterschiede eingeleiteten Luftströmung kann jeder beobachten, der die Tür zwischen einem kalten und einem geheizten Zimmer öffnet und, in der Türöffnung stehend, mit Hilfe einer Kerzenflamme die Richtung des sich entwickelnden Luftaustausches feststellt. Nahe dem Boden fließt die Luft aus dem kalten in das warme Zimmer; in einiger Höhe jedoch hat man eine Gegenströmung, d. h. in der Höhe fließt Luft aus dem warmen in das kalte Zimmer. Wir wollen den Vorgang in einfachster Weise darstellen (vgl. Abb. 2). Im Anfangszustand I trennt eine Wand die in Ruhe befindlichen Luftmassen von verschiedener Temperatur. Die kalte Luftmasse ist schraffiert. In Zustand II ist die trennende Wand entfernt. Die kalte Luftmasse hat Keilform angenommen und schiebt sich in den ursprünglich warmen Raum vor. Die warme Luft wird in die Höhe gedrängt und fließt oben in den ursprünglich kalten Raum ab, wo sie absteigend den durch das Abfließen der Kaltluft freiwerdenden Raum ausfüllt. Die beiden Luftmassen sind durch eine „Grenzfläche“ voneinander geschieden. In dieser Fläche nimmt die Temperatur von unten nach oben sprunghaft zu. III stellt den Endzustand dar: Die kalte Luft hat sich unten ausgebreitet, die warme Luft oben, die Grenzfläche ist waagrecht geworden, und es ist keine Bewegung mehr vorhanden. Eine Bewegungsursache ist während des Überganges von Zustand I in Zustand III nur so lange wirksam, als die Grenzfläche zwischen Kaltluft und Warmluft geneigt ist.

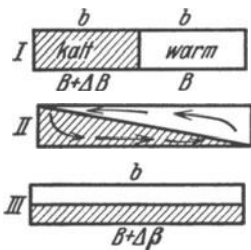


Abb. 2. Luftaustausch zwischen einem kalten und warmen Raum.

Endzustand dar: Die kalte Luft hat sich unten ausgebreitet, die warme Luft oben, die Grenzfläche ist waagrecht geworden, und es ist keine Bewegung mehr vorhanden. Eine Bewegungsursache ist während des Überganges von Zustand I in Zustand III nur so lange wirksam, als die Grenzfläche zwischen Kaltluft und Warmluft geneigt ist.

Wir können an diesem einfachen Beispiel noch etwas anderes lernen. Wie verhält es sich mit dem Luftdruck? Wir nehmen an, daß im Zustand I der Luftdruck an der oberen Begrenzung der beiden Luftmassen überall gleich, und zwar gleich b sei. Am Boden jedoch muß der Druck unter der schwereren Kaltluftmasse höher als unter der leichteren Warmluftmasse sein. Unter der Kaltluft zeigt das Barometer am Boden $(B + \Delta B)$ mm, unter der Warmluft hingegen

nur B mm an. Während des Überganges von I zu III strömt die Luft unten vom Gebiet höheren Druckes in das Gebiet niedrigeren Druckes. Dieses Druckgefälle besteht so lange, als die Grenzfläche zwischen den beiden, nunmehr bewegten Luftmassen geneigt ist. Im Endzustand III ist der Druck am Boden überall gleich geworden, und zwar gleich $B + \Delta\beta$, wobei $\Delta\beta$ kleiner als ΔB ist, d. h. gegenüber dem Anfangszustand ist der Druck am Boden in dem ursprünglich kalten Gebiete gefallen, hingegen in dem ursprünglich warmen Gebiet gestiegen. Wir sehen hier unmittelbar, daß der Überdruck unter der Kaltluftmasse durch das größere Gewicht der kalten Luft verursacht ist, und sehen weiter, daß durch die Bewegungen der Luftmassen Druckänderungen hervorgerufen werden. In dem Raume, in dem ein Teil der kalten Luft durch warme Luft ersetzt wird, fällt der Druck am Boden, während er dort steigt, wo ein Teil der Warmluft durch Kaltluft verdrängt und ersetzt wird.

Dieses einfache Beispiel für die Entstehung von Luftströmungen, das als Modell für einige atmosphärische Störungen brauchbar ist, leidet an mehreren Mängeln. Erstens werden die Temperaturunterschiede als gegeben vorausgesetzt, und zwar zwischen Luftmassen in getrennten Räumen. In der Natur gibt es aber keine trennenden Wände, die man nach Belieben entfernen kann. Außerdem sieht man nicht unmittelbar, daß auch in der Höhe die Luft, einem sich entwickelnden Gefälle folgend, von einem Gebiete hohen in ein Gebiet niedrigeren Druckes strömt. Wir wollen deshalb noch ein anderes Beispiel der Entstehung von Luftströmungen betrachten. Wir nehmen an, eine flache Insel sei ringsum vom Meer umgeben (Abb. 3), Zustand I entspricht den Morgenstunden, wenn die Luft über Wasser und festem Land überall gleiche Temperatur hat. Es herrscht Windstille, der Luftdruck ist an der Erdoberfläche überall gleich groß ($=B$). Auch in der Höhe ist in gleichem Abstand von der Erdoberfläche der Luftdruck überall gleich, was durch die waagrecht verlaufenden Linien b_1 , b_2 , b_3 angedeutet ist. Durch diese Linien werden Flächen gleichen Luftdrucks (isobare Flächen) versinnbildlicht, die im Anfangszustand unterein-

ander und mit der Erdoberfläche parallel laufen. Nun setzt (II) die Heizwirkung der Sonne ein. Vom Wasser geht so gut wie keine Wärme in die Luft über, hingegen werden die über der Insel befindlichen Luftmassen stark erwärmt und nach oben ausgedehnt. Da diese Ausdehnung für sich allein nur den Rauminhalt der Luftmassen, nicht aber ihr Gewicht ändert, so ändert sich zunächst auf der Insel der Luftdruck nicht. Er bleibt B , also gleich groß wie draußen an der Wasseroberfläche. In einer gegebenen Höhe über der Insel

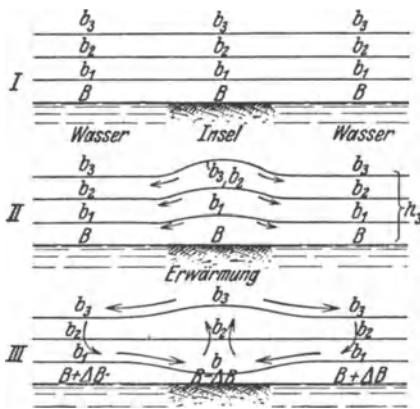


Abb. 3. Entstehung von Luftströmungen durch örtliche Erwärmung.

aber steigt der Luftdruck infolge der Erwärmung. Betrachten wir z. B. die Höhe h_3 , in der ursprünglich der Luftdruck b_3 geherrscht hat. Durch die Erwärmung wird Luft, die sich ursprünglich unterhalb h_3 befunden hatte, über h_3 hinausgehoben. Oberhalb h_3 liegt also jetzt mehr Luft als im Anfangszustand, und in der Höhe h_3 steigt deshalb über der Insel der

Luftdruck um einen Betrag, der um so größer ist, je kräftiger die Heizung der Luft über der Insel ist. Draußen über dem Meere bleibt hingegen der Druck in der Höhe h_3 ungeändert. Durch die Erwärmung werden also die Flächen gleichen Druckes über der Insel nach oben verschoben, und in der Höhe entwickelt sich deshalb allseits ein Druckgefälle gegen das Meer hinaus. Wo ein Druckgefälle sich entwickelt hat, muß sich die Luft in der Richtung des Gefälles in Bewegung setzen. Es wird also zunächst in der Höhe Luft nach allen Seiten abfließen, auf das Meer hinaus. Was dieser Luftabfluß zur Folge hat, zeigt Zustand III. Wo Luft abfließt, dort sinkt am Boden der Druck; wohin Luft zufließt, dort steigt der Druck. An der Oberfläche der Insel

sinkt deshalb der Luftdruck, während er gleichzeitig an der Meeresoberfläche steigt, d. h. an und nahe der Oberfläche stellt sich rings um die Insel ein Druckgefälle vom Meer gegen die erwärmte Insel ein. In den unteren Schichten folgt die Luft diesem Gefälle und setzt sich von allen Seiten als „Seewind“ gegen die Insel in Bewegung. Gleichzeitig muß sich bei andauernder Heizung über der Insel aufsteigende, hingegen über dem Meer eine absteigende Luftbewegung entwickeln. Wir sehen hier unmittelbar, daß der an der Erdoberfläche wehende Seewind sich erst entwickelt hat, nachdem bereits vorher in der Höhe Luftabfluß in entgegengesetzter Richtung eingetreten war. Außerdem sehen wir, daß der Seewind nur ein Teilglied eines zwischen Insel und Meer einsetzenden Luftkreislaufes ist, der sich aus dem Seewind und dessen Gegenströmung in der Höhe, aus absteigender Luftbewegung über dem Meer, aufsteigender über der Insel zusammensetzt. Wenn Abkühlung eintritt und die Flächen gleichen Druckes wieder waagrecht werden, kommt der Kreislauf zur Ruhe. Bei fortschreitender nächtlicher Abkühlung der Luftmassen oberhalb der Insel senken sich dann über letzterer die isobaren Flächen. In der Höhe fließt dann Luft vom Meer gegen die Insel, während an der Erdoberfläche selbst der Landwind weht. Nachts und meist noch bis in die Morgenstunden haben wir dann einen Kreislauf, der von den Luftmassen in entgegengesetzter Richtung wie tagsüber durchlaufen wird.

Was sich an den Küsten und auf Inseln als Land- und Seewind entwickelt, findet man im Gebirge bei schönem Wetter als Berg- und Talwind. Tagsüber weht der Talwind bergwärts, nachts stellt sich der kühle Bergwind ein, wenn auch dabei die Vorgänge etwas verwickelter sind als beim Land- und Seewind. Aber noch viel mächtigere Strömungen lassen sich auf ähnliche Weise erklären. Betrachten wir statt einer Insel ein großes, allseits vom Meer umgebenes Festland und setzen wir statt Tag und Nacht die Jahreszeiten Sommer und Winter, so kommen wir durch Überlegungen ganz ähnlicher Richtung zur Erklärung der Monsunwinde. Im Sommer strömen die Luftmassen vom kühleren Meer in

das warme Festland hinein (Sommermonsun), während der Wintermonsun aus dem kalten Festland auf das wärmere Meer hinausweht. Auch die Gegenströmungen in der Höhe fehlen den Monsunen nicht, es geht vielmehr den an der Erdoberfläche einsetzenden Strömungen in der Höhe immer eine Luftversetzung in entgegengesetzter Richtung voraus.

Wenn auf diese Weise Luftströmungen durch die verschiedene Erwärmung benachbarter Erdgebiete in Gang gesetzt werden, kommt man von selbst zu der folgenden Überlegung: Wir haben das ganze Jahr hindurch ein Temperaturgefälle vom Äquator gegen die polaren Gebiete. Wenn die niedrigeren Breiten der kräftigste Heizraum unserer Lufthülle sind, so müßte dann auch an der Erdoberfläche das ganze Jahr hindurch kalte Luft polaren Ursprungs gegen den Äquator hinabfließen, während in der Höhe eine Gegenströmung warme Luftmassen tropischen Ursprunges in hohe Breiten hinauf verfrachten sollte.

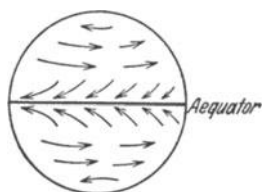


Abb. 4. Schema der allgemeinen Zirkulation (Erdoberfläche).

Tatsächlich gibt es auch einen Luftkreislauf zwischen niedrigen und hohen Breiten. Nebenstehende Abbildung soll die Strömungen an der Erdoberfläche höchst vereinfacht darstellen. Wir finden allerdings beiderseits des Äquators in den unteren Schichten der Lufthülle sehr mächtige und sehr beständige Strömungen, die von Nord und Süd dem Äquator zuströmen. Jedermann kennt die Namen dieser Strömungen: Nordostpassat auf der Nordhalbkugel, Südostpassat auf der Südhalbkugel. Man hat auch festgestellt, daß über diesen Passaten in der Höhe Gegenströmungen (Antipassate) entwickelt sind. Aber dieser ganze Kreislauf ist auf die Gebiete zwischen Äquator und 35° N und S beschränkt, mit aufsteigender Luftbewegung in den Tropen, absteigender Luftbewegung in ca. 30—35°. Jenseits der Passatzonen aber finden wir ein starkes Überwiegen westlicher Winde, für die uns unsere bisherigen Betrachtungen ebensowenig eine Erklärung liefern wie für die Tatsache,

daß die Passate nicht einfach als Nord- und Südwinde auftreten, sondern als Nordost- und Südostwinde. Auch bei einer genaueren Untersuchung der Monsunwinde — z. B. jenen Indiens und Ostasiens — würden wir schon gefunden haben, daß die Monsune nie in der Richtung des stärksten Druckgefälles wehen, sondern diesem Gefälle gegenüber immer mehr oder weniger abgelenkt erscheinen. Da wir bisher einzig und allein das aus Temperaturunterschieden sich entwickelnde Druckgefälle in der Waagerechten als treibende Kraft bei Entstehung der Luftströmungen betrachtet haben, so gewinnt es den Anschein, als sei außerdem noch eine andere Kraft wirksam, durch die die bewegte Luft veranlaßt wird, nicht in der Richtung des Druckgefälles selbst zu fließen.

Eine derartige ablenkende Kraft ist tatsächlich vorhanden, und über die Richtung, in der sie angreift, gibt uns die Ablenkungsrichtung bei den Passaten erste Auskunft. Das Druckgefälle, das die Passate in Bewegung setzt, ist auf beiden Halbkugeln gegen den Äquator gerichtet. Hier haben wir ja die stärkste Heizung. Hier sind unter aufsteigender Luftbewegung die Flächen gleichen Druckes in der Höhe am stärksten gehoben, während an der Erdoberfläche selbst wegen des Luftabflusses in der Höhe der Druck sinkt. Gegen diese Rinne tiefen Luftdruckes strömt auf beiden Halbkugeln der Passat. Aber da wir auf der Nordhalbkugel statt eines Nordwindes einen Nordostwind haben, so muß eine Kraft wirksam sein, durch die der Passatstrom aus seiner Richtung nach *rechts* (Westen) hin abgelenkt wird. Der Südostpassat wird nach links, also ebenfalls nach Westen abgelenkt. Die Tatsache, daß die Erde sich um ihre Achse dreht, gibt uns die Erklärung für diese Ablenkungen. Ein fester Punkt unter dem Äquator bewegt sich mit größerer Umdrehungsgeschwindigkeit als ein Punkt in höheren Breiten. Wenn aber ein bewegliches Teilchen, z. B. auf der Nordhalbkugel, sich in 35° Breite gegen den Äquator zu in Bewegung setzt, so behält dieses Teilchen die geringere, westöstlich gerichtete Umdrehungsgeschwindigkeit seiner Ausgangsbreite bei. Es kommt in Gebiete mit größerer Um-

drehungsgeschwindigkeit und bleibt gegenüber dem Meridian, durch den die geographische Länge des Ausgangspunktes der Bewegung bestimmt war, um so weiter zurück, je mehr sich das Teilchen dem Äquator nähert. Die Bewegung des Teilchens verläuft also so, als ob außer dem von Nord nach Süd gerichteten Druckgefälle noch eine von Osten nach Westen gerichtete, ablenkende Kraft auf das Teilchen eingewirkt hätte. Da diese Kraft durch die Erdumdrehung wachgerufen wird, nennt man sie die ablenkende Kraft der Erdrotation. Jedermann kann sich leicht überlegen, daß auf der Nordhalbkugel die obere Gegenströmung des Nordostpassates, der Antipassat, ebenfalls nach rechts abgelenkt werden muß, da das von Süd nach Nord bewegte Teilchen bei seiner Versetzung dem Ausgangsmeridian vorausseilen muß. Der Antipassat der Nordhalbkugel ist deshalb kein Südwind, sondern ein Südwestwind, und wird bereits in Breiten von ungefähr 30° ein reiner Westwind.

Da auf der Südhalbkugel ein Südwind in Gebiete mit größerer Umdrehungsgeschwindigkeit kommt, so muß auch dieser Südwind gegenüber den Ausgangsmeridianen zurückbleiben und wird deshalb zum Südostpassat. So lenkt die ablenkende Kraft der Erdumdrehung auf der Nordhalbkugel jeden Wind nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links aus seiner Bahn, ohne daß wir hier erörtern können, warum auch reine West- und Ostwinde abgelenkt werden. Die ablenkende Kraft wirkt um so kräftiger, in je höheren Breiten die Bewegung des Luftteilchens vor sich geht. Unter dem Äquator selbst tritt überhaupt keine Ablenkung ein. Außerdem ist die Größe der ablenkenden Kraft auch abhängig von der Geschwindigkeit des Windes: Je rascher sich die Luft bewegt, um so stärker ist die Ablenkung in der Zeiteinheit. Die Strecke, um die ein bewegtes Teilchen während einer Sekunde abgelenkt wird, ist an sich recht klein. Eine Windgeschwindigkeit von 10 m in der Sekunde ist schon recht beträchtlich. Bei dieser Geschwindigkeit beträgt aber in 30° Breite die Ablenkung nur 0,7 mm in der Sekunde. Wenn die ablenkende Kraft, die immer senkrecht zur augenblicklichen Bewegungsrichtung angreift, aber sehr lange einwirken kann, kann auch

die Ablenkung aus der ursprünglichen Bewegungsrichtung sehr groß werden. Die Bewegungen, die z. B. mit den Land- und Seewinden verknüpft sind, sind zu kurzlebig und erstrecken sich über zu geringe Entfernungen, als daß die Ablenkung infolge der Erdumdrehung augenfällig werden könnte. Aber ganz anders ist es bei den weit ausgreifenden **Kreisläufen**, denen die Monsune und Passate angehören. Im Sommer saugt z. B. das erhitzte asiatische Festland noch Luftmassen südlich des Äquators zu sich heran. Der Südostpassat der Südhalbkugel geht hier über den Äquator hinweg in den Sommermonsun Asiens über. Während südlich des Äquators die Ablenkung durch die Erdumdrehung nach links erfolgt, wird der Sommermonsun (Südwestmonsun) nach rechts abgelenkt, so daß in diesem gewaltigen einheitlichen Luftstrom nach dem Übergang über den Äquator die Ablenkungsrichtung wechselt, wie es in Abb. 5 angedeutet ist.

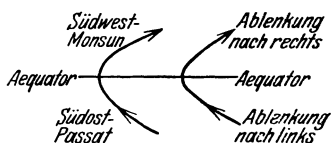


Abb. 5. Übergang des Südostpassats in den Südwestmonsun.

Die großen Luftströmungen in mittleren und hohen Breiten, die sich durch große zeitliche und örtliche Veränderlichkeit auszeichnen, gehören nicht zu der Art der Monsun- oder gar der Passatwinde. Bei den Winden der letztgenannten Art ist die Lage der Gebiete hohen und niedrigen Luftdrucks, zwischen denen der Luftkreislauf vor sich geht, wenigstens innerhalb einer Jahreszeit wenig veränderlich, woraus sich die Beständigkeit der erzeugten Winde erklärt. In mittleren und hohen Breiten geht der Luftaustausch allerdings auch zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten vor sich, aber da diese selbst sich verschieben und in steter Umbildung begriffen sind, so verschiebt und ändert sich damit auch unaufhörlich das System der erzeugten Luftströmungen. Die große Veränderlichkeit des Wetters in mittleren Breiten ist eine unmittelbare Folge. Innerhalb kurzer Zeit wechseln Luftströme polaren Ursprunges mit Winden aus niedrigeren Breiten ab, ohne daß man aus der Windrichtung allein immer die Herkunft der Luftmassen sicher erschließen

könnte, da ja die Strömungen, ehe sie uns erreichen, oft schon sehr beträchtlich aus ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt worden sind.

Wir wollen nun die Bahn eines Luftteilchens für einen sehr einfachen Fall darstellen. In Abb. 6 ist ein Druckgefälle durch 2 Isobaren dargestellt. Jedermann kennt heute schon das Liniensystem, durch das auf den Wetterkarten die Druckverteilung über größeren Gebieten dargestellt wird und das man erhält, wenn man alle Orte mit gleichem Luftdruck durch Linien verbindet ¹⁾. Durch einen Ort P_2 geht z. B. die Isobare für einen Barometerstand von 750 mm, durch den Ort P_1 die Isobare für 760 mm. In dem von uns betrachteten Gebiet laufen die Isobaren zueinander parallel.

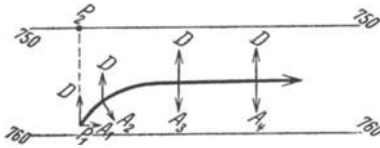


Abb. 6. Entwicklung der stationären Strömung (geradlinige Isobaren).

Für jeden Punkt in dem von uns betrachteten Teil der Erdoberfläche hat dann das Druckgefälle gleiche Richtung und gleiche Größe. Die Pfeile, die dieses Druckgefälle nach Richtung und Größe kennzeichnen,

sind mit D bezeichnet. Die Richtung von D ist überall senkrecht zu den Isobaren. Würde es nun keine ablenkende Kraft der Erdumdrehung geben, so würde ein im Ort P_1 durch die Druckkraft D in Bewegung gesetztes Luftteilchen auf dem kürzesten Wege, also in der Richtung von D selbst, der Isobare von 750 mm zustreben. Die Bewegung würde, da in jedem Punkte die Kraft D wirkt, eine beschleunigte sein, d. h. der Geschwindigkeitszuwachs würde in jeder Sekunde der gleiche sein. Die Bahn des Teilchens würde durch die punktierte Gerade $P_1 - P_2$ dargestellt. Tatsächlich wird aber, sobald das Teilchen seine Bewegung begonnen hat, die ablenkende Kraft der Erdumdrehung (A) wirksam, die auf der Nordhalbkugel

¹⁾ Natürlich müssen alle Luftdruckbeobachtungen, die ja von Orten verschiedener Seehöhe stammen, so umgerechnet werden, als ob jeder Ort im Meeresniveau liegen würde. Da der Luftdruck mit der Höhe gesetzmäßig abnimmt, ist diese Umrechnung sehr leicht. Ohne eine solche Umrechnung kann man Druckunterschiede in der Waagerechten nicht feststellen.

immer senkrecht zur Bewegungsrichtung nach rechts angreift, und die um so größer ist, je schneller sich das Teilchen bewegt. Letzteres kann sich nun nicht mehr in der Richtung des Druckgefälles bewegen, sondern nur mehr in einer Bahn, die durch das Zusammenwirken von Druckkraft und ablenkender Kraft bestimmt wird. Die Druckkraft D behält dabei immer gleiche Richtung, während der Winkel, den die ablenkende Kraft A mit der Druckkraft D bildet, um so größer wird, je weiter sich das Teilchen vom Ausgangspunkte P_1 entfernt. Die Bewegung erfolgt längs der gekrümmten Linie und ist so lange beschleunigt, bis ein Punkt erreicht ist, an dem die ablenkende Kraft gleich groß, aber entgegengesetzt gerichtet ist wie die Druckkraft D . Von diesem Punkte an bewegt sich das Teilchen so weiter, als ob keine Kraft mehr wirksam wäre, d. h. es wird sich mit gleichförmiger Geschwindigkeit in einer zu den Isobaren parallel verlaufenden Bahn weiterbewegen. Die Bewegung ist damit, wie man sich ausdrückt, stationär geworden.

Sind die Isobaren gekrümmt, z. B. kreisförmig (Abb. 7), so ändert sich an unserer Betrachtung nichts Wesentliches, obwohl die Richtung der Druckkraft jetzt von Punkt zu Punkt der Bahn sich ändert. In diesem Falle würden die Luftteilchen zuletzt Kreisbahnen beschreiben, die parallel zu den Isobaren verlaufen, ohne daß sie die Mitte des Tiefdruckgebietes erreichen könnten. Schauen wir aber auf Wetterkarten nach, ob Theorie und Beobachtung miteinander übereinstimmen und ob der Wind wirklich parallel zu den Isobaren weht, so finden wir, daß zwar der Wind nie in der Richtung des Druckgefälles, aber auch nie in der Richtung der Isobaren selbst weht. Immer ist der Winkel, den die Bahn des Teilchens mit der Richtung des Druckgefälles bildet, kleiner als ein rechter Winkel, selbst dann, wenn die Bewegung „stationär“ geworden ist.

Nach unseren bisherigen Annahmen müßte im Falle stationären

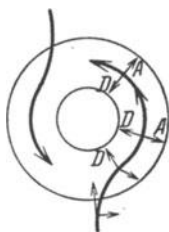


Abb. 7. Entwicklung einer stationären Strömung (gekrümmte Isobaren).

närer Bewegung ein in O befindliches Teilchen sich längs der Linie Z_1 parallel zu den Isobaren weiterbewegen (Abb. 8). In Wirklichkeit aber bewegt es sich längs der Linie Z_2 weiter, ohne daß dabei eine weitere Beschleunigung eintreten würde und ohne daß die ablenkende Kraft A gleich groß und entgegengesetzt gerichtet wäre wie die Druckkraft D . Diese aus den Wetterkarten abzulesende überraschende Tatsache zeigt uns, daß wir bei unseren bisherigen Überlegungen etwas vergessen haben, was immer vorhanden ist, sobald eine Luftmasse sich bewegt, nämlich den Einfluß der Reibung. Auf die bewegte Luft wirkt die Reibung vom Boden her ein;

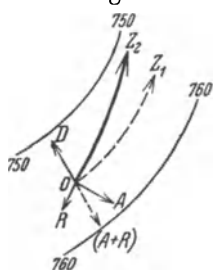


Abb. 8. Kräfteverteilung bei stationärer Bewegung (mit Reibung).

sie ist wirksam zwischen Teilchen der bewegten Luftmasse selbst und wird vor allem durch die sehr regellose Durchmischung der bewegten Luftteilchen gesteigert. Diese Reibung müssen wir auch noch als wirksame Kraft berücksichtigen, und zwar als eine Kraft R , die ungefähr entgegengesetzt der Bewegungsrichtung angreift und die Geschwindigkeit zu vermindern sucht. Abb. 8 deutet eine richtigere Kräfteverteilung an und läßt sofort erkennen, daß die Bewegung des Teilchens dann stationär wird,

wenn man ablenkende Kraft A und Reibungskraft R zu einer resultierenden Kraft $(A + R)$ zusammensetzen kann, die gleich groß, aber entgegengesetzt gerichtet ist wie die Druckkraft D .

Wir wissen jetzt eigentlich schon eine Menge — genug, um uns eine Vorstellung davon zu machen, wie die Winde verteilt sind, wenn eine etwas verwickeltere Luftdruckverteilung gegeben und durch Isobaren dargestellt ist. Wir wollen aber, ehe wir ein Beispiel betrachten, uns noch merken, daß die Geschwindigkeit des Windes um so größer ist, je größer die Druckkraft und je steiler das Druckgefälle ist, d. h. je enger aneinandergedrängt auf der Wetterkarte die Isobaren sind. Um nun für verschiedene Gebiete die Druckunterschiede in der Waagerechten miteinander vergleichen zu können, muß man es ähnlich machen wie bei einem Ver-

gleiche zwischen den Gefällswerten fließenden Wassers, d. h. man muß auch das Druckgefälle immer auf eine Einheitsentfernung beziehen, um es mit einem in einem anderen Gebiete beobachteten Druckgefälle vergleichen zu können. Als Einheitsentfernung, auf die alle in der Waagerechten gemessenen Druckunterschiede umgerechnet werden, nimmt man in der Meteorologie eine Entfernung von 111 km, die ungefähr der Größe eines Breitengrades auf der Erdoberfläche entspricht. Den auf eine Entfernung von 111 km umgerechneten Druckunterschied nennt man dann „Druckgradient“. In Abb. 9 sind zwei Isobaren dargestellt, die nicht zueinander parallel laufen. Dort, wo die Isobaren sich einander am meisten nähern, sind die Druckgradienten am größten und die Winde am stärksten, wobei aber nochmals zu betonen ist, daß die Winde nicht in der Richtung des stärksten Gefälles wehen. Wir deuten auf den Wetterkarten die Windrichtung durch Pfeile an, die Windstärke durch Querstriche. Da man die Windstärke nach einer Skala mißt, die von Null (Windstille) bis 12 (Orkan) geht, Windstärke 12 aber durch 6 Querstriche bezeichnet wird, entspricht ein voller Querstrich der Windstärke 2, während $3\frac{1}{2}$ Querstriche die Windstärke 7 anzeigen würden.

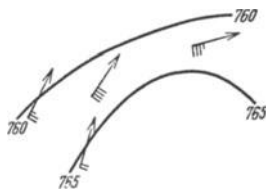


Abb. 9. Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit vom Druckgefälle.

Wenn uns durch Beobachtungen die Luftdruckverteilung über einem größeren Gebiete gegeben ist, so können wir selbst dann, wenn keine Windbeobachtungen vorliegen, lediglich nach dem Isobarenverlaufe den Bewegungszustand der Luft wenigstens angenähert darstellen¹⁾. Diese Möglichkeit allein beweist, daß die Luftdruckverteilung für alle Wetterbetrachtungen und Wetteruntersuchungen von außerordentlicher Wichtigkeit sein muß. Denn von der Richtung der Winde

¹⁾ Natürlich nur dort, wo nicht durch Gebirge die Winde lokal aus der durch die Druckverteilung gegebenen Richtung abgelenkt werden. In engeren Gebirgstälern werden ja überhaupt nur zwei einander entgegengesetzte, durch den Talverlauf bestimmte Windrichtungen beobachtet.

hängen ja wieder, wie wir noch sehen werden, die Temperaturverhältnisse und die Bildungsmöglichkeiten von Wolken und Niederschlägen ab.

Wir wollen nun von den bisher untersuchten Zusammenhängen eine Anwendung machen und betrachten in Abb. 10 eine aus gekrümmten Isobaren zusammengesetzte Druckverteilung, wie sie sich über Europa sehr oft einstellt. Die Isobare von 750 mm umschließt ein Tiefdruckgebiet, während die Isobare von 765 mm ein Hochdruckgebiet abgrenzt. Zwischen beiden Gebieten findet an der Erdoberfläche ein Luftaustausch statt. Aber die Winde, die wir nach dem Isobarenverlauf zeichnen können, wehen

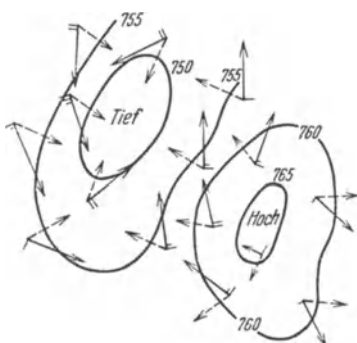


Abb. 10. Strömungsschema für den waagerechten Luftaustausch zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet.

nirgends in der Richtung des stärksten Druckgefälles (punktierte Pfeile), sondern sind überall gegenüber der Gradientenrichtung nach rechts abgelenkt. Die Befiederung der Windpfeile zeigt die von dem wechselnden Isobarenabstand abhängige Windgeschwindigkeit. Die Windrichtungen selbst zeigen einige bemerkenswerte Tatsachen: 1. Sowohl um das Tief wie um das Hoch haben wir

infolge der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung eine wirbelförmige Anordnung der Windströmungen, und zwar in der Art, daß um das Hoch die Luftmassen im Sinne der Uhrzeigerbewegung, um das Tief aber in entgegengesetztem Sinne sich bewegen.

2. Bezieht man die Windrichtung auf das Mittelgebiet des Tiefs bzw. Hochs, so sieht man, daß in das Tief von allen Seiten Luft hineinfließt, während aus dem Hoch nach allen Seiten Luft herausströmt. Das Hoch ist ein Quellgebiet von Luftströmungen, das Tief ein Zielgebiet. Im Hoch fließen Luftmassen auseinander, im Tief zusammen. In der Mitte der Hoch- und Tiefdruckgebiete ist die Luftbewegung sehr schwach.

Vergleicht man die Wetterkarten einer Reihe von aufeinanderfolgenden Tagen, so findet man meistens, daß in den Tiefdruckgebieten trotz des ununterbrochenen Luftzuflusses der Druck nicht steigt, andererseits in den Hochdruckgebieten trotz anhaltenden Luftabflusses nicht fällt. Das ist nur möglich, wenn in der Höhe die Luft aus den Tiefdruckgebieten herausbefördert wird, während in den Hochdruckgebieten in der Höhe Luft zufließen muß. Sobald wir aber in den Tiefdruckgebieten in den unteren Schichten ein Einströmen von Luft, in der Höhe ein Auseinanderfließen haben, sind wir zu dem Schluß genötigt, daß hier die Luftmassen auch in aufsteigender Bewegung begriffen sind. Für das Hochdruckgebiet hingegen — unten Abfließen, oben Zufließen — ergibt sich absteigende Luftbewegung. Mit diesem Schlusse sind wir aber auf die für die Wetterentwicklung wichtigste Grundtatsache gekommen. Wie wir im nächsten Abschnitte sehen werden, hängt es wesentlich von der Bewegung der Luft in der Senkrechten ab, ob wir Schlecht- oder Schönwetter haben.

Wenn wir von aufsteigender oder absteigender Luftbewegung sprechen, so meinen wir damit nicht, daß ein Wind nach aufwärts oder abwärts weht. Die Bewegung in der Waagerechten überwiegt gewöhnlich die Bewegung in der Senkrechten bei weitem. Nur in besonderen Fällen wird uns die Möglichkeit auch kräftigerer Luftbewegung in der Senkrechten sinnenfällig. Wenn ein Gewitter sich bildet, wenn die Wolkenmassen sich dabei nach oben aufblähen und vor unseren Augen in die Höhe wachsen, wird niemand zweifeln, daß bei diesem Vorgange Luftmassen aufsteigen und daß eine Art aufsteigenden Luftstromes vorhanden ist. Und wenn ein Föhnsturm in den Alpen tagelang von den Bergkämmen herabweht und durch die Täler tobt, schließen wir zwangsläufig auf absteigende Luftbewegung. Aber derart kräftige Vertikalbewegung der Luft ist immerhin selten. Gewöhnlich hat man es nur mit einem sehr langsamen Sinken und Steigen der Luftmassen zu tun. Für die Wetterentwicklung ist es aber bereits von größter Bedeutung, wenn in einer Luftmasse, die sich in der Waagerechten um 10 m/sek fort-

bewegt, gleichzeitig auch eine senkrechte Bewegung von Bruchteilen eines Zentimeters in der Sekunde vorhanden ist. Warum eine so geringfügige Verschiebung von Luftmassen nach oben oder unten so bedeutungsvoll ist, wollen wir im nächsten Abschnitt erörtern.

4. Das Reich der Wolken.

Wir ziehen frühmorgens im Gebirge aus, um einen Ausichtsberg zu besteigen. Der Himmel ist wolkenlos, der kühle Bergwind weht talabwärts und schläft erst ein, wenn die Sonne höher steigt. Kein verdächtiges Federwölklein kündigt einen Wetterumschlag — alles spricht für einen schönen Sommertag. Und doch kommen wir um den Genuß der Aussicht! Während unseres Aufstieges haben sich kleine Wolken an den Berghängen gebildet. Sie verschwinden wieder, kommen wieder näher den Kämmen, wachsen in die Breite und in die Höhe im Spiel des Talwinds, der vormittags einsetzt und bergwärts weht. Oben am Gipfel verwehren uns ziehende, wogende Wolken den Ausblick, wir müssen froh sein, wenn wir trocken wieder das Tal erreichen. So geht es im Sommer trotz bester Wetterlage oft Tag für Tag, im Wechsel zwischen klarer Nacht und bewölktem Nachmittag. Der längs der Bergwände aufsteigende Talwind ist es, der die Wolken erzeugt, und in ähnlicher Weise formen sich überall Wolken, wo Luftmassen aufsteigen.

Warum sind Wolkenbildung und Niederschläge an aufsteigende Luftbewegung geknüpft?

Daß die Luft fast immer und überall Wasser in Form von Dampf enthält, haben wir bereits im ersten Abschnitt erwähnt. Jede Wasserfläche, jedes Vegetationsgebiet, auch jede Schnee- oder Eisdecke gibt immer durch den Vorgang der Verdunstung Wasserdampf an unsere Lufthülle ab, während an anderen Orten das Wasser in Form von Regen oder Schnee wieder zur Erdoberfläche zurückkehrt. Während eines längeren Zeitraumes werden sich natürlich für die ganze Erdoberfläche Verdunstung und Niederschlag das Gleichgewicht

halten, weil ja sonst entweder die Weltmeere ganz verdunsten oder die Lufthülle ganz trocken werden müßte. Wir haben also auch einen Wasserkreislauf innerhalb unserer Wasserlufthülle, und dieser Kreislauf ist dadurch gegeben, daß das in Gasform verdunstende Wasser irgendwo und irgendwann wieder verflüssigt oder zu Schnee verfestigt wird und in dieser Form wieder aus der Luft herausfällt.

Wie kann man nun Wasserdampf verflüssigen? Die Antwort ist einfach: Durch Abkühlung der Luft. Luft von bestimmter Temperatur ist nämlich nicht unbegrenzt aufnahmefähig für Wasserdampf. In einer kleinen Tabelle wollen wir festlegen, wieviel Gramm Wasserdampf bei verschiedenen Temperaturen in 1 m³ Luft enthalten sein können:

Temperatur	— 20 ⁰	— 10 ⁰	0 ⁰	10 ⁰	20 ⁰	30 ⁰
Größtmögliche Wasserdampfmenge	1,1 g	2,4 g	4,9 g	9,4 g	17,3 g	30,4 g

Wenn also 1 m³ Luft, deren Temperatur 20⁰ beträgt, 17,3 g Wasserdampf enthält, so ist diese Luft mit Wasserdampf gesättigt, und sie kann keinen Wasserdampf mehr aufnehmen. Man sagt dann auch, die relative Feuchtigkeit dieser Luft betrage 100%. Enthält sie hingegen nur 9,4 g, so ist sie ungesättigt, sie könnte noch (17,3 — 9,4) g = 7,9 g verdunstenden Wassers aufnehmen und hat, da $9,4 : 17,3 = 0,54$ ist, nur eine relative Feuchtigkeit von 54%. Was tritt nun ein, wenn nichtgesättigte Luft von 20⁰ auf 10⁰ abkühlt? Da bei 10⁰ die Luft nur mehr 9,4 g enthalten kann, muß jeder Kubikmeter eine Wassermenge von 7,9 g abgeben, d. h. in jedem Kubikmeter müssen 7,9 g Wasserdampf in flüssiges Wasser umgewandelt und ausgeschieden werden. Daß diese Verflüssigung als Folge der Abkühlung auch tatsächlich eintritt, läßt sich durch verschiedene Versuche sehr leicht zeigen, allerdings nur unter der Bedingung, daß die Luft kleinste Staubteilchen (Kerne) enthält, an denen sich der flüssig werdende Wasserdampf in Gestalt feinsten Tröpfchen ansetzt. In der Atmosphäre sind in der Regel die hierzu nötigen Kerne in genügender Anzahl vorhanden.

Eine hierhergehörige Beobachtung kann jeder machen:

Wenn man im Winter die Tür einer Waschküche öffnet, so dringt die mit Dampf gesättigte Luft ins Freie, mischt sich hier mit kalter Außenluft, wird dadurch abgekühlt und wird sofort durch feinste Tröpfchenbildung (Nebel) sichtbar. Die Ursache der Abkühlung und damit der Verflüssigung von Wasserdampf ist in diesem Beispiel klar: Vermischung warmer, gesättigt-feuchter Luft mit kalter Luft. Im größten Ausmaß finden wir in der Natur eine derartige, durch Vermischung verschieden warmer Luftmassen erzeugte Nebelbildung im Atlantischen Ozean, und zwar im Gebiete von Neufundland vor, wo warme, durch das Golfstromwasser geheizte Luftmassen sich mit der kalten Luft, die über der Labradorströmung liegt, vermischen, eine in der Transatlantikschiifahrt ebenso wie bei den Ozeanfliegern sehr verrufene Gegend. Wenn aber auch ähnliche Mischungsvorgänge in unserer Atmosphäre häufig genug Nebelbildung und fein nässenden Niederschlag hervorrufen, so sind sie doch bei weitem nicht imstande, innerhalb kurzer Zeit über einem Orte so große Dampfmengen zu verflüssigen, daß es zu ergiebigen Regenfällen oder gar zu Platzregen kommen könnte.

Noch weniger reicht eine andere Art der Abkühlung aus, die uns in warmen, nicht zu trockenen Wohnräumen bei niedriger Außentemperatur einen flüssigen oder festen Beschlag an der Innenseite der Fensterscheibe liefert. Hierbei gibt die warme Innenluft, die in unmittelbarer Berührung mit den kalten Fensterscheiben steht, an letztere durch Leitung so viel Wärme ab, daß die Luft am Fenster übersättigt wird und den überschüssig werdenden Wasserdampf auf den Scheiben niederschlägt. Wenn in klaren Nächten Gegenstände auf der Erdoberfläche sich durch Wärmeausstrahlung tief unter die Temperatur der Luft abkühlen, so setzt letztere, durch Leitung sich abkühlend, den überschüssig werdenden Wasserdampf als Tau oder Reif ab. Tritt eine etwas ausgiebigere und höher reichende Abkühlung der Luft dadurch ein, daß letztere gegen den viel kälteren Erdboden kräftig ausstrahlt, so kann es zur Bildung von Bodennebeln kommen. Aber alle diese Vorgänge sind auch nicht ausreichend, um starke Niederschläge zu liefern.

Wenn weder Mischungsvorgänge noch Abgabe von Wärme durch Leitung oder Strahlung eine ausreichende Abkühlung mächtiger Luftmassen bewirken können, so bleibt uns zur Erklärung der Niederschläge nur mehr eine einzige Art der Temperaturerniedrigung übrig: die Abkühlung der Luft durch Erniedrigung des Luftdruckes. Da es sich bei diesem Abkühlungsvorgange nicht mehr um einen in der Natur unmittelbar zu beobachtenden Vorgang handelt, ist es begreiflich, daß man in der Meteorologie auf diese Möglichkeit der Niederschlagsbildung erst zuletzt verfallen ist.

Um ein Verständnis für diesen Vorgang zu gewinnen, ist es am besten, wenn wir die Natur zunächst durch ein Experiment befragen. Wir schließen Luft (Abb. 11) in einen Behälter ein, dessen Wände die Eigenschaft haben sollen, die eingeschlossene Luft möglichst gut gegen einen Wärmeaustausch mit der Außenluft, sei es durch Leitung oder durch Strahlung, zu schützen. Gefäße von der Art der allbekannten Thermosflaschen erfüllen diesen Zweck sehr gut. An diesem Gefäß bringen wir eine Luftpumpe *P* an, mit der wir den Rauminhalt der eingeschlossenen Luft verkleinern oder vergrößern können.

Am Beginne des Versuchs hat die Luft im Gefäß die gleiche Temperatur wie die Außenluft, und der Druck, unter dem die eingeschlossene Luft steht, ist dem Luftdruck im Außenraume an der Beobachtungsstelle gleich. In dem Gefäße befindet sich ein hochempfindliches Thermometer *T*, und wir können mit dem Gefäß auch ein Quecksilbermanometer *M* in Verbindung bringen, in dessen beiden Schenkeln das Quecksilber bei Beginn des Versuches gleich hoch steht, und das uns die während des Versuches eintretenden Druckänderungen im Innern des Gefäßes anzeigt. Nun gehen wir an den Versuch selbst. Wir drücken den Stempel der Luftpumpe nach abwärts und erhöhen dadurch den Druck im Innern des Gefäßes um einen Betrag, den uns das Manometer anzeigt. Wir drücken also die Luft zusammen und

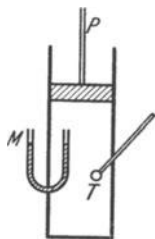


Abb. 11. Versuch zur Erzeugung von Temperaturänderungen durch Änderung des Druckes.

beobachten, daß das Thermometer sofort eine Temperaturerhöhung im Innern des Gefäßes anzeigt. Der Physiker erklärt uns: Wir haben eine Arbeit leisten müssen, um die Luft zusammenzudrücken. Nach dem Gesetz von der Erhaltung der Energie muß dafür die innere Energie der eingeschlossenen Luft vermehrt werden. Diese Vermehrung der inneren Energie zeigt sich in einer Temperaturerhöhung der Luft, ohne daß wir dieser Luft Wärme durch Heizung oder Strahlung zugeführt hätten.

Bewegen wir hingegen den Stempel der Pumpe nach aufwärts, so vergrößern wir das Volumen, die eingeschlossene Luft dehnt sich aus und leistet dabei eine Arbeit. Die Arbeit, die erforderlich ist, um den Pumpenstempel zu heben, leisten wir selbst; die Luft leistet nur die Arbeit, die zu ihrer eigenen Ausdehnung erforderlich ist und für die sie von ihrer eigenen Wärme etwas abgeben muß, d. h. die Temperatur der Luft sinkt, ohne daß sie nach außen hin durch Leitung oder Strahlung Wärme abgegeben hätte.

Es bereitet keine Schwierigkeit, die Größe der Temperaturänderung, die mit einer Änderung des Druckes um 1 mm verbunden ist, zu bestimmen, da uns das Manometer die Druckänderung, das Thermometer die gleichzeitige Temperaturänderung mitteilt. Ist der Druck bei Beginn des Versuches gleich dem mittleren Druck im Meeresniveau, also gleich 760 mm, so erhöht sich beim Zusammendrücken der Luft und einer Druckerhöhung von 10 mm die Temperatur um etwa 1° , während sie bei Ausdehnung der Luft und einer Druckerniedrigung von 10 mm um 1° sinkt. Ehe wir nun dieses Versuchsergebnis auf meteorologische Vorgänge in der Natur anwenden, wollen wir den Versuch mit einer scheinbar geringfügigen Änderung wiederholen.

Wir geben vor dem Versuch in das Gefäß etwas Wasser, so daß die im Gefäß eingeschlossene Luft ganz oder nahezu mit Wasserdampf gesättigt ist. Erniedrigen wir jetzt mit der Pumpe den Druck, so daß die Luft sich ausdehnt und abkühlt, so entsteht in dem Gefäß sofort feinsten, milchig gefärbter, aus winzigen Wassertröpfchen bestehender Nebel, der um so dichter wird, je stärker wir die Luft ausdehnen.

Wir sehen, wie der Wasserdampf infolge der Ausdehnungsabkühlung sich zu Nebel verflüssigt. Erhöhen wir dann den Druck und drücken die Luft zusammen, so wird der Nebel wieder dünner und verschwindet ganz, wenn die Luft wieder den gleichen Rauminhalt hat wie bei Beginn des Versuches. Erhöhen wir dann den Druck noch weiter, so wird die Luft wärmer als im Anfangszustand, und ein in dem Gefäße befindlicher Feuchtigkeitsmesser (Hygrometer)¹⁾ würde uns belehren, daß nunmehr die Luft nicht mehr mit Wasserdampf gesättigt ist.

Wenn wir unter den geschilderten Bedingungen den Versuch in beiden Richtungen wiederholen und sowohl Druck wie Temperatur genau messen, so ergeben sich bei gleichen Druckänderungen verschieden große Temperaturänderungen, je nachdem, ob wir die Luft von der Anfangslage aus ausdehnen oder zusammendrücken. Drücken wir die Luft zusammen, so finden wir, ungeachtet des nunmehr vorhandenen Wasserdampfes, daß einer Druckerhöhung von 10 mm wieder eine Temperaturerhöhung von etwa 1° entspricht, genau so wie früher bei Verwendung trockener Luft. Dehnen wir aber von der Anfangslage aus die gesättigte Luft unter Verflüssigung von Wasserdampf (Nebelbildung) aus, so bekommen wir bei einer Druckerniedrigung um 10 mm nur mehr eine Abkühlung von etwa 0,5°—0,7°, d. h. die Abkühlung wird viel kleiner als bei der Ausdehnung trockener Luft. Wieder eine merkwürdige, aber im Grunde genommen leichtverständliche Tatsache! Daß wir Wärme zuführen müssen, um Wasser zu verdampfen, weiß jedermann. Nicht mehr so allgemein bekannt ist aber die Tatsache, daß umgekehrt Wärme frei wird, d. h. aus gebundener in verwendbare Form übergeht, wenn Wasserdampf verflüssigt wird. Um 1 g Was-

¹⁾ Instrumente, die unmittelbar die relative Feuchtigkeit anzeigen, nennt man Hygrometer. Die gebräuchlichsten Hygrometer nützen die Eigenschaft des entfetteten Haares aus, sich durch Wasseraufnahme aus der Luft zu verlängern. Kennt man die relative Feuchtigkeit und die Temperatur, so kann man mit Hilfe von Tabellen sofort die absolute Feuchtigkeit berechnen, sei es, daß man die Spannkraft des in der Luft befindlichen Wasserdampfes oder daß man die im Kubikmeter Luft befindliche Wasserdampfmenge ermittelt.

ser zu verdampfen, brauchen wir eine Wärmemenge von 600 gcal. Die gleiche Wärmemenge wird aber wieder frei, wenn wir 1 g Wasserdampf verflüssigen. Wenn wir also in unserem zweiten Versuche die mit Wasserdampf gesättigte Luft ausdehnen und dadurch ihre Temperatur herabsetzen, wobei Wasserdampf sich in Wasser umwandelt, so wird durch diese Verflüssigung eine Wärmemenge frei. Diese frei werdende Wärmemenge wirkt der Abkühlung entgegen und verringert sie so kräftig, daß wir bei einer Druckerniedrigung um 10 mm nur mehr eine Abkühlung von 0,5—0,7⁰ beobachten statt einer solchen von 1⁰ bei trockener Luft.

Nun kommen wir zur Verwertung dieser Versuchsergebnisse in der Meteorologie und zu ihrer Anwendung auf Witterungsvorgänge. Wir sehen zunächst, daß wir die Temperatur der Luft auch dadurch herabsetzen können, daß wir sie unter niedrigeren Druck bringen. Spielt diese Möglichkeit der Abkühlung und damit auch der Wolkenbildung in der Meteorologie eine große Rolle? Wie liegen z. B. die Verhältnisse, wenn sich — wie es in Abb. 10 angedeutet ist — eine Luftmasse auf der Erdoberfläche aus einem Hochdruckgebiet in ein Tiefdruckgebiet verschiebt? Ist der Barometerstand im Hoch 770 mm, im Tief 740 mm, so beträgt die Erniedrigung des Druckes während der Verschiebung 30 mm, und die Temperatur der verschobenen Luftmasse wird etwa um 3⁰ sinken. Das ist an sich nicht sehr viel, würde aber zur Wolkenbildung hinreichen, wenn die aus dem Hochdruckgebiet ausströmende Luft schon ganz oder nahezu mit Wasserdampf gesättigt wäre, was im allgemeinen gewiß nicht der Fall ist. Dazu kommt aber noch etwas anderes! Unsere Luftmasse muß eine außerordentlich lange, oft mehrere 1000 km lange Strecke zurücklegen, um bis in das Tiefdruckgebiet zu gelangen. Die Luft ist also lange Zeit auf der Reise, und während dieser langen Zeit ändert sich ihre Temperatur auch durch Strahlung, durch Heizung vom Boden oder durch Wärmeabgabe an den Boden so stark, daß die Temperaturänderung infolge der gleichzeitigen Druckerniedrigung daneben nicht mehr von Wichtigkeit ist. Handelt es sich aber

nur um eine kurze, von der Luft rasch zu durchlaufende Strecke, so sind dabei die an der Erdoberfläche vorhandenen Druckunterschiede zu gering, um eine nennenswerte Abkühlung hervorzubringen.

Ganz anders aber liegen die Verhältnisse, wenn wir Verschiebungen der Luft in der Senkrechten, also auf- oder absteigende Luftbewegung betrachten. Nach oben nimmt ja der Luftdruck sehr rasch ab, in den untersten Schichten um etwa 1 mm für einen Höhenunterschied von 10 m. Steigt also eine Luftmasse nur um 300 m auf, so ist die Druckerniedrigung, die sie während dieses kurzen Aufstieges erfährt, etwa 30 mm, mithin ebenso groß wie die Druckverminderung, die in dem früheren Falle während der waagerechten Verschiebung über eine Strecke von mehreren 1000 km eintritt. Wenn die Aufstiegsgeschwindigkeit der Luft auch nur 1 cm in der Sekunde beträgt, so braucht sie zum Aufstieg von 300 m doch nur $8\frac{1}{2}$ Stunden. Bei Föhn oder innerhalb von Haufenwolken beobachtet man nicht selten Vertikalgeschwindigkeiten von 5—10 m/sek. Luftmassen, die an derartigen Vorgängen beteiligt sind, steigen in $\frac{1}{2}$ bis 1 Minute um 300 m auf. Je rascher das Aufsteigen vor sich geht, um so reiner kommt natürlich nun die Abkühlung zum Vorschein, die ausschließlich auf Ausdehnungsarbeit zurückzuführen ist¹⁾.

Es gibt Witterungsvorgänge, bei denen Luftmassen um mehrere 1000 m gehoben oder gesenkt werden. Ich erinnere nur an die früher erwähnten Kreisläufe (Land- und Seewind, Berg- und Talwind, Monsunwinde). Der tagsüber im Gebirge wehende Talwind schafft Luft aus den Tälern über die Kammhöhe der vergletscherten Berge hinauf, und die Haufenwolken eines Gewitters türmen sich über der Ebene bis zu Höhen von 6000—7000 m übereinander. Da wir nun in der Natur überall dort, wo wir aus meteorologischen Gründen eine kräftige, aufsteigende Luftbewegung annehmen

¹⁾ Da die Segelflieger auf die Ausnützung von „Aufwind“ angewiesen sind und planmäßig die durch das Gelände oder durch meteorologische Vorgänge verursachten „Aufwindzonen“ aufsuchen, sind wir heute über die Häufigkeit und die Geschwindigkeit aufsteigender Luftbewegung viel besser unterrichtet als noch vor einem Jahrzehnt.

müssen, zugleich Wolkenbildung und meistens auch Niederschläge beobachten, kann kein Zweifel mehr darüber bestehen, daß wir die auf Ausdehnungsarbeit zurückzuführende Abkühlung aufsteigender Luftmassen als die Hauptursache der Verflüssigung von Wasserdampf in unserer Lufthülle anzusehen haben. Umgekehrt beobachten wir dort, wo wir absteigende Luftbewegung annehmen müssen, eine Auflösung zuwandernder Wolken. Die mit absteigender Bewegung verbundene Erwärmung führt die Luft in den „ungesättigten“ Zustand über und bringt das in Tropfenform oder in der Form von Schneekristallen vorhandene Wasser zum Verdampfen.

Wir können die Ergebnisse der früher beschriebenen Versuche noch weiter ausnützen und fragen: Wie hoch muß eine Luftmasse aufsteigen, damit ihre Temperatur um 1° sinkt. Da der Luftdruck gesetzmäßig mit zunehmender Höhe abnimmt, so führt eine für den Physiker ganz leichte Rechnung zur Beantwortung der Frage: Solange in der aufsteigenden Luft kein Wasserdampf verflüssigt wird, muß sie um 100 m aufsteigen, damit eine Abkühlung um 1° eintritt. Sobald aber durch die Verflüssigung von Wasserdampf Wolkenbildung beginnt und dadurch Wärme frei wird, muß die Luft höher aufsteigen, um um 1° abzukühlen. Wie hoch sie in diesem Fall aufsteigen muß, hängt von dem Wasserdampfgehalt der Luft und von der Wassermenge ab, die während des Aufstieges um 100 m verflüssigt wird. Je größer die Menge des verflüssigten Wasserdampfes ist, um so größer wird die dabei frei werdende, der Abkühlung entgegenwirkende Wärmemenge, und um so langsamer kühlt die aufsteigende Luft ab. Wenn wir warme, dampfgesättigte Luft aufsteigen lassen, so sinkt ihre Temperatur nur um etwa $0,5^{\circ}$ je 100 m, während wir bei dem Aufstiege kalter gesättigter Luft eine Abkühlung von $0,7$ — $0,9^{\circ}$ beobachten. Je höher also die Temperatur ist, bei der in aufsteigender Luft die Wolkenbildung beginnt, um so langsamer kühlt sich die Luft während des weiteren Aufstieges ab. Erreicht die aufsteigende Luft erst bei einer Temperatur unterhalb 0° die Höhe, in der Wolkenbildung beginnt, so geht der Wasserdampf in

festen Form über, d. h. statt Wassertröpfchen entstehen Schneekristalle.

Das verflüssigte Wasser fällt aus den Wolken als Niederschlag heraus, kann allerdings unter Umständen schon wieder verdunstet sein, ehe es die Erdoberfläche erreicht. Kleine Tropfen und feine Schneekristalle können aber selbst bei recht geringen Aufstiegs geschwindigkeiten in der Luft sich schwebend erhalten oder nach oben geführt werden. Bei den großen Geschwindigkeiten, wie sie innerhalb großer Haufenwolken insbesondere bei Gewittern vorhanden sind, werden auch noch sehr große Tropfen und selbst schwere Eiskörner (Hagel) in die Höhe gerissen oder wenigstens schwebend erhalten. Hört dann die aufsteigende Luftbewegung auf, so kann das ganze mitgerissene, flüssige oder feste Wasser innerhalb kürzester Zeit als Platzregen oder Hagelschlag die Erdoberfläche erreichen.

Aufsteigende Luftbewegung ist der einzige Vorgang, der uns zu einer befriedigenden Erklärung ergiebiger Niederschläge innerhalb kurzer Zeit verhelfen kann. Wie groß selbst bei durchaus bescheidenen Annahmen die durch aufsteigende Luftbewegung erzeugten Niederschläge sein können, ersehen wir aus folgendem: Das einfachste Beispiel einer aufsteigenden Bewegung haben wir im sogenannten Wärmegewitter, wenn die an der Erdoberfläche übermäßig geheizte Luft über einem beschränkten Gebiet aufsteigt. Als Ersatz der aufsteigenden Luft fließt Luft aus der Nachbarschaft zu und wird in den Aufstieg miteinbezogen. Wenn die Luft an der Erdoberfläche eine Temperatur von 30° hat und wenn ihre relative Feuchtigkeit 50% beträgt, so sind in 1 m^3 15 g Wasserdampf enthalten. Wenn diese Luft bis 1400 m aufsteigt, so tritt die Bedingung für Wolkenbildung ein, d. h. in dieser Höhe genügt infolge der eingetretenen Abkühlung der mitgeführte Wasserdampf zur Sättigung. Unter Wolkenbildung und Niederschlag erreicht die Luft eine Temperatur von 0° in 4800 m, wo der Aufstieg zu Ende sein soll, wo die aufsteigenden Luftmassen also wieder waagrecht auseinanderfließen. Bei 0° kann 1 m^3 Luft höchstens noch 4,9 g Wasserdampf enthalten. Bis zur Höhe von 4800 m hat sich

unser Kubikmeter Luft auf $1,8 \text{ m}^3$ ausgedehnt, so daß die ursprünglich betrachtete Luftmasse noch $8,8 \text{ g}$ Wasserdampf enthält. Es ist also während des Aufstieges eine Wasserdampfmenge von $15,0 - 8,8 = 6,2 \text{ g}$ verflüssigt und als Regen ausgeschieden worden. Man kann sich nun leicht ausrechnen, was für ungeheure Regenmengen die aufsteigende Bewegung liefert, wenn sie über einem Gebiet unter den angegebenen Bedingungen auch nur eine halbe Stunde andauert und wenn die Aufsteigegeschwindigkeit nicht zu klein ist. Die Meteorologie hat es wirklich nicht nötig, zur Erklärung von Wolkenbrüchen, Platzregen und Hagelschlägen die Annahme zu machen, daß gelegentlich aus dem Weltraum Eismassen in unsere Lufthülle eindringen und Niederschlagskatastrophen verursachen.

Wir haben uns bisher mit den Formen der Wolken nicht beschäftigt, weil die drei Grundformen jedermann bekannt sind: Haufenwolke (Cumulus = Cu), Schichtwolke (Stratus = Str), Federwolke (Cirrus = Ci). Es gibt außerdem eine Reihe von Mischformen (Ci-Cu, Ci-Str, Str-Cu). Durch die Hinzufügung von alto (= hoch) wird ausgedrückt, daß die Bildung in größerer Höhe als gewöhnlich erfolgt, z. B. alto-cumulus, alto-stratus. Formlose niedrige Wolken, aus denen es regnet oder schneit, nennt man Nimbus (= Regenwolke), obwohl aus allen Wolkenformen Wasser herausfallen kann. Der Nimbus ist der Niederschlagsfabrikant großen Stils; in Gewittern bildet sich z. B. der Cumulus zum Cumulo-Nimbus aus.

Rasches Aufquellen warmer feuchter Luft erzeugt den Cumulus, dessen Haufen sich über einer meist waagrecht in $1-2 \text{ km}$ liegenden Grundfläche bis zu Höhen von $4-9 \text{ km}$ aufbauen. In niedrigeren Breiten erheben sich die Cumuli bis zu größeren Höhen, und es ist verständlich, daß in mittleren und hohen Breiten Haufenwolken im Sommer weitaus häufiger und mächtiger als im Winter sind. Eine der häufigsten Wolkenformen ist der Strato-Cumulus, der in Form einzelner Ballen oder Walzen oft den ganzen Himmel bedeckt, ohne daß die vertikale Mächtigkeit beträchtlich wäre. Die Bewegung der Luft nach aufwärts ist dabei meist so gering-

fällig, daß kein Niederschlag fällt, reicht aber aus, daß die entstehenden Wolken erhalten bleiben und mit dem Wind weiterziehen. Dort, wo kalte Luftmassen über wärmere Meeresflächen strömen und durch das Wasser geheizt werden, wie es in den Passatgebieten der Fall ist, ist Strato-Cumulus eine sehr häufige Bildung. Stratus, eine gleichförmige, in sich ziemlich formlose Wolkenschicht von großer horizontaler bei geringer vertikaler Mächtigkeit, ist sicher sehr häufig ein Erzeugnis starker Abkühlung durch Wärmeausstrahlung. Er ist ein Gebilde der unteren Troposphäre, und oft hat man den Eindruck, daß es sich nur um gehobenen Nebel handelt oder um ein Gebilde in der Grenzschicht zwischen einem unteren kalten und einem oberen warmen Luftstrom. Der Cirrus endlich, die Wolkenform der hohen Troposphäre, besteht aus feinen Eiskristallen, die sich am häufigsten wohl dann bilden, wenn aufquellende Haufenwolken, an deren Köpfen das emporgeführte Wasser verdunstet, die großen, kalten, an sich trockenen Höhen mit Wasserdampf versorgen. Es bilden sich dann Eiswolken, die mit den oberen, meist sehr raschen Luftströmungen weiterziehen und über einem Ort viel früher erscheinen als die langsamer wandernden Haufenwolken, aus denen sich der Cirrus entwickelt hat. Bei den Gewitterwolken z. B. erscheint flächenhafter Cirro-Stratus immer als Begleiter und Vorläufer des Cumulo-Nimbus, aus dem sich der Cirro-Stratus entwickelt. Übrigens hat man bei Ballonfahrten oft festgestellt, daß die Wolken auch noch bei Temperaturen tief unterhalb des Gefrierpunktes aus Wassertröpfchen bestehen können. Das Wasser ist dann „unterkühlt“ und gefriert bei geringfügigen Störungen oder Erschütterungen. Auf derartig unterkühltes, plötzlich zum Gefrieren gebrachtes Wasser mag es zurückzuführen sein, wenn ein Luftschiff oder ein Flugzeug innerhalb einer Wolke oft in wenigen Minuten einen dicken Eisüberzug erhält. Und wenn wir an den Hochkämmen des Himalaja Eisbildungen von einem Ausmaß und von einem Formenreichtum finden, wie es in den Alpen nicht angenähert der Fall ist, so wird dabei der Transport unterkühlten Wassers durch den Sommermonsun gegen den ungeheuren Gebirgswall eine hervorragende Rolle spielen.

Wenn ein bäuerlicher Wetterprophet seine oft überraschend richtigen Vorhersagen stellt, so richtet er sich neben der Windrichtung gewöhnlich nach der Form der Wolken — ein Beweis dafür, daß die verschiedenen Wolkenformen ihrer Entstehung nach auf das engste mit charakteristischen Wetterentwicklungen verbunden sind. Im Sommer erwarten wir bei Schönwetter höchstens nachmittags Haufenwolken, und selbst wenn es dabei zu einem Gewitter kommt, wird darin allein noch niemand den Vorboten von Schlechtwetter sehen. Und wie häufig ist Bodennebel bei Schönwetter im Winter! Andererseits weiß jedermann, was es zu bedeuten hat, wenn nach wolkenlosem Wetter die ersten Federwolken erscheinen, wenn später seidenglänzender, flächenhafter Cirro-Stratus aufzieht, wenn fahler Alto-Stratus die Sonne nur mehr als Scheibe sehen läßt. Niemand ist dann darüber erstaunt, daß nach dieser Entwicklung der endgültige Übergang zu Schlechtwetter sich vollzieht, worauf uns freilich auch das fallende Barometer vorbereitet hat. Häufig genug beobachten wir auch, daß Wolkenbildung gleichzeitig in verschiedenen Höhenschichten vorhanden ist, z. B. Cirro-Stratus oberhalb Strato-Cumulus, und daß dabei die oberen Wolken nach einer ganz anderen Richtung sich bewegen als die unteren — Vorgänge, die der mit Wetterkarten arbeitende Meteorologe leichter übersieht als der Bauer, der Jäger, der Seemann.

Einige Tatsachen, die wir bereits in früheren Abschnitten erwähnt haben, erklären sich jetzt zwanglos. Da in Tiefdruckgebieten von allen Seiten Luft zusammenfließt und in die Höhe entweicht, muß sich hier schlechtes Wetter entwickeln, da wir ja die Witterung hauptsächlich nach Bewölkung und Niederschlag beurteilen. Andererseits ist über den mittleren Teilen eines gut entwickelten Hochdruckgebietes die wolkenauflösende Wirkung der absteigenden Luftbewegung gewöhnlich so kräftig, daß selbst im Hochsommer bei stärkster Heizung der unteren Luftmassen kein genügend hochreichendes Aufsteigen eintreten kann, um Haufenwolken zu bilden. Wenn letztere bei an sich hohem Druck entstehen und dann oft genug auch Wärmegewitter zur Folge haben, so

darf man auch ohne Wetterkarte vermuten, daß der Beobachtungsort sich bereits im Randgebiete des Hochs befindet. Im Winter hingegen begünstigt der klare Himmel starke Wärmeausstrahlung des Bodens und damit die Bildung von Bodennebel, der gewissermaßen die unteren, sehr kalten Luftmassen sichtbar macht. In Gebirgstälern liegt im Winter bei Schönwetter oft ein Kaltluftsee, der gegen die viel wärmere Luft in der Höhe durch eine Wolkendecke abgegrenzt ist. Unten kalt, oben warm — das widerspricht zwar der gewöhnlichen, durch Temperaturabnahme nach oben gekennzeichneten Temperaturverteilung, aber im Winter ist eine solche „Temperaturumkehr“ nicht nur im Gebirge, sondern auch in der Ebene häufig. Im Gebirge kommen wir aber mit dieser Erscheinung unmittelbar in Berührung, wenn wir von den Tälern zu den Gipfeln hinaufsteigen, während wir über der Ebene nur mit dem Ballon oder mit der Flugmaschine die meist recht scharfe Grenzfläche zwischen unterer Kalt- und oberer Warmluft durchstoßen können. Tagelang kann es bei Hochdruckwetter selbst noch auf 3000 m hohen Berggipfeln wärmer sein als in den umliegenden Tälern, die durch Wolkendecken von der sonnigen klaren Höhe geschieden sind. Aber in diesen Fällen ist die an der Grenzfläche beobachtete Wolkenbildung meist ein Erzeugnis der Wärmeausstrahlung, während sonst die an den Grenzflächen beobachteten Wolken durch aufsteigende Luftbewegung erzeugt werden.

5. An der Kampffront der Luftmassen.

Vor etwa 80 Jahren hat man das meteorologische Geschehen in mittleren Breiten der Hauptsache nach als einen Kampf zwischen kalten und warmen Luftmassen aufgefaßt und damit die Veränderlichkeit unserer Witterung zu erklären versucht. Da kalte Luft schwerer ist als warme Luft, so hat erstere eine Neigung, sich an der Erdoberfläche in den unteren Schichten auszubreiten, während die warme Luft sich in der Höhe ausbreitet. In niedrigen Breiten — etwa von 35° Nord und Süd äquatorwärts — bewegen sich die kal-

ten Luftmassen als Passatströmungen „ordnungsgemäß“, d. h. dem größeren Gewicht der Kaltluft entsprechend, in den unteren Schichten, während die Warmluft (Antipassatströmungen) sich in der Höhe polwärts bewegt. Damit vollzieht sich der ganze Kreislauf ohne viel Störungen, d. h. die Luftmassen verschiedener Temperatur bewegen sich in den Höhen, in die sie ihrem Gewicht nach gehören. In höheren Breiten aber ist die Sache ganz anders! Da haben wir kein Übereinander, sondern ein Nebeneinander der warmen und kalten Luftströme. Ein derartiges Nebeneinander ist aber in der Regel nicht mit einem Gleichgewichtszustand verträglich, sondern die verschieden temperierten Luftmassen sind untereinander in einem beständigen Kampf um die Vorherrschaft in den unteren Schichten. So hat es der Berliner Dove vor vielen Jahrzehnten gelehrt, und heute ist seine Lehre wieder zu Ehren gekommen, nachdem sie ein halbes Jahrhundert lang in Acht und Bann getan war. In der Gegenwart ist die ganze Schulmeteorologie durch die „Lehre von den Fronten“ beherrscht, und auch in den Wetterberichten der Tagespresse wird so viel von Fronten geschrieben, daß manche Wetterberichte sich fast wie Gefechtsberichte lesen.

Was ist eine Front? Als Front bezeichnet man heute ganz allgemein jede Grenzfläche zwischen einer Kalt- und einer Warmluftmasse. In Wirklichkeit handelt es sich dabei nicht um Flächen, sondern um dünne Schichten, innerhalb deren sich die Temperatur sehr rasch ändert. Bei der früher erwähnten „Temperaturumkehr“ liegt diese Grenzfläche im großen und ganzen waagrecht: Die wärmere Luft schwimmt auf der kalten, ohne gegenseitige Verdrängungsversuche. Sobald aber Kaltluft und Warmluft nebeneinander liegen, ist im allgemeinen ein friedliches Verhältnis nicht mehr möglich. Die Grenzfläche verläuft dann nicht mehr waagrecht, sondern ist in der Art geneigt, daß die kalte Luft keilförmig unter die warme Luft hineingreift, wie es in Abb. 12 im Querschnitt durch eine in Warmluft eingebettete Kaltluftmasse angedeutet ist. Die Front (Grenzfläche) *F* grenzt die kalte Luft seitlich und nach oben gegen die wärmere Um-

gebung ab. Wenn nicht ganz besondere, nur sehr selten erfüllte Bedingungen vorhanden sind, wird die schwere Kaltluftmasse das Bestreben haben, auseinanderzufließen und sich noch weiter unter die warme Luft hineinzuschieben. Je mehr sich die Kaltluftmasse in der Waagerechten ausbreitet, um so seichter muß sie werden. In der Höhe muß dann Warmluft zufließen, absinken und den durch die schrumpfende Kaltluft freigemachten Raum einnehmen. Auch die Winkel, unter denen die Grenzfläche F die Erdoberfläche schneidet, werden um so kleiner werden, je weiter die Kaltluft auseinanderfließt. Unter Verschiebung der Fronten dringt also die kalte Luft in Gebiete ein, die ursprünglich von warmer Luft besetzt waren. Durch die vorrückenden Kaltluftfronten wird die warme Luft in die Höhe gedrängt und zum Aufsteigen veranlaßt, so daß wir an einer vorrückenden Kaltfront fast immer Wolkenbildung und sehr häufig auch Niederschläge beobachten. Während also im Mittelgebiet einer auseinander-



Abb. 12. Schema einer in Warmluft eingebetteten Kaltluftmasse.

fließenden Kaltluftmasse die warme Luft herabsinkt, wird an den Rändern die warme Luft zum Aufsteigen veranlaßt.

In dem eben erörterten Vorgang hat man es mit einer Kaltluftmasse zu tun, die inselförmig inmitten von warmer Luft liegt und allseits in die Warmluft vorstößt. Gewöhnlich aber bleiben kalte Luftmassen auf einer Seite mit einem Kaltluftreservoir in Verbindung. In den meisten Fällen strömt die Kaltluft zungenförmig in ein warmes Gebiet ein, entsprechend Abb. 13, die einen aus einem Kaltluftgebiet ausquellenden Kaltluftstrom anzeigt. Die Höhe der Kaltluftmassen, die durch die Linie F (Schnittlinie der Fronten mit der Erdoberfläche) gegen die Warmluft abgegrenzt ist, wird in der Richtung gegen das Kaltluftreservoir immer größer. Je weiter sich die kalte Luft in das ursprünglich warme Gebiet hinein ausbreitet, um so stärker wird sie von der wärmeren Erdoberfläche aus geheizt — eine Wirkung, die sich besonders kräftig bei dem Vordringen von Kaltluft über wärmeren Meeresflächen äußert. Schließlich wird die ursprünglich kalte

Luft bis auf die Temperatur der Warmluft angeheizt sein, und damit ist natürlich der Einbruch kalter Luft zu Ende.

Bisher haben wir nur vorrückende Kaltfronten betrachtet und haben angenommen, daß sich die kalte Luft nach allen Seiten ausbreitet. Leider ist dieser einfachste Fall verhältnismäßig selten. Bereits in Abb. 13, die das Vorstoßen kalter Luft in einen warmen Südweststrom hinein darstellt, ist durch Windpfeile verschiedener Länge angedeutet, daß die Kaltluft nach Osten und Westen nicht mit gleicher Kraft vorstößt, sondern daß sie sich gegen Osten hin viel rascher ausbreitet als nach Westen. So stellt sich jeder Kaltluftausbruch als ein unsymmetrisches Gebilde dar, wobei einmal die Ausbreitung gegen Westen, ein anderes Mal jene gegen Osten überwiegen kann. Sehr häufig hat eine zungenförmig vorstoßende

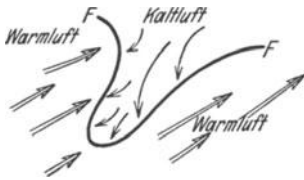


Abb. 13. Vorstoß einer Kaltluftmasse.



Abb. 14. Querschnitt durch eine wandernde Kaltluftmasse.

Kaltluftmasse den in Abb. 14 angedeuteten Querschnitt. In unseren Breiten können dabei sowohl die kalten wie die warmen Luftmassen von Westen nach Osten strömen; die verschiedenen Geschwindigkeiten sind durch Pfeile verschiedener Länge bezeichnet. Die Höhe, bis zu der sich die kalten Luftmassen erstrecken, ist von Fall zu Fall sehr verschieden, kann aber bei kräftigen Kälteeinbrüchen auch 5—8 km erreichen. Die ganze kalte Masse bewegt sich jetzt nach Osten, an der Front F_1 mit großer Geschwindigkeit in die weniger stark bewegte Warmluft vorstoßend. Bei F_1 schneidet also eine „Kaltfront“ (Böenfront) die Erdoberfläche. Hier wird, gewöhnlich unter starker Wolkenbildung und ergiebigen, aber kurz dauernden Regengüssen, die Warmluft in die Höhe gedrängt. Sobald F_1 einen Ort überschreitet, tritt mit starkem Wind rasche Abkühlung ein — kurzum, der Wetterkundige stellt fest, daß eine „Böe“ durchzieht.

Auf der Rückseite der ostwärts wandernden Kaltluftmasse wird letztere seicht. Wenn hier zugleich die Windgeschwindigkeit klein wird, so muß die von Westen kommende Warmluft längs der Grenzfläche in die Höhe gleiten wie an dem Abhange eines sehr flachen Gebirges, wobei die Grenzfläche selbst nach Osten zurückweicht. Man hat also hier im Gegensatz zur Vorderseite der Kaltluftmasse ein langsames Aufsteigen der Warmluft, das zu mäßigen, aber oft lang anhaltenden Niederschlägen (Landregen) führt. Im Gegensatz zu der vordringenden Front F_1 (Kaltfront) nennt man die zurückweichende Front F_2 eine warme Front. Das Zurückweichen der Warmfront F_2 wird wohl hauptsächlich dadurch bewirkt, daß längs der Linie F_2 die seicht gewordenen Kaltluftmassen sich mit der heranwehenden Warmluft mischen — ein Vorgang, der bei F_2 sehr häufig durch Mischungsnebel angezeigt wird.

Zieht also über einen Ort eine derartige Kaltluftmasse von Westen nach Osten hinweg, so beobachtet man eine Reihe sehr auffälliger Witterungserscheinungen. Wenn ein bei A (Abb. 14) im warmen Gebiet befindlicher Beobachter gegen Westen schaut, so bemerkt er als ersten Vorboten des kommenden Wetterumschlages gewöhnlich Federwolken, die höchstwahrscheinlich durch die Vorgänge an der Kaltfront erzeugt werden, aber wegen der viel rascheren Luftbewegung in hohen Schichten dem Einbruch der Kaltfront selbst weit vorausziehen, also in A viel früher beobachtet werden. Noch ehe die Kaltfront F_1 den Beobachter in A erreicht, sieht letzterer schon die eindrucksvollen, in langer Reihe aufmarschierenden Cumulo-Nimbus-Wolken, die ihre Entstehung der nach oben verdrängten Warmluft verdanken, und von denen gewöhnlich die bereits früher erschienenen Federwolken ihren Ausgang nehmen. Erreicht F_1 den Beobachtungsort, so wird der Wind stürmisch, meist auch unter Richtungswechsel, die Temperatur beginnt zu sinken, der Luftdruck steigt, und Regen (Schnee, häufig auch Graupeln) fällt. Während die Kaltluft über dem Beobachtungsort wegfließt, steigt der Luftdruck weiter, weil bis in immer größere Höhen hinauf warme Luft durch schwerere Kaltluft ersetzt

wird. Der Regen fällt mit Unterbrechungen, aber in ergiebigen Güssen aus den sich folgenden Wolkenwalzen heraus. Wenn die Scheitellinie *S* der Kaltluftmasse, in der letztere am höchsten reicht und in der sich Vorder- und Rückseite der Kaltluftmasse scheiden, hereinrückt, erreicht der Luftdruck den höchsten Stand¹⁾, die Niederschläge haben aufgehört, und der Himmel hat sich aufgeheitert. Der Druck beginnt wieder zu fallen, es treten von neuem Federwolken auf, die aber nunmehr der von Westen her aufgleitenden Warmluft ihre Entstehung verdanken. Je seichter die Kaltluft nunmehr wird, um so massiger, niedriger, geschlossener wird die Bewölkung — Cirro-Stratus geht in Alto-Stratus und zuletzt in Nimbus über. In geringer Höhe über dem Beobachter fließt oft schon lange Zeit warme Luft, ehe der letzte Rest der Kaltluft weggeräumt ist und die Warmluft bis zum Erdboden herunterreicht. Wenn letzteres eingetreten ist, so kann man häufig beobachten, daß die Niederschläge aufhören und die Bewölkung abnimmt, obwohl der Luftdruck noch weiter fällt.

So häufig die Witterung in der oben geschilderten Weise sich entwickelt, so außerordentlich verschieden ist von Fall zu Fall die Zeitspanne, die zu dieser Entwicklung benötigt wird. Und ebenso verschieden ist von Fall zu Fall die Ausdehnung in die Höhe und Breite. Bei der Fortpflanzung eines sommerlichen Wärmegewitters z. B. reicht die bewegte Kaltluftmasse in der Regel nicht sehr hoch, bei Gebirgsgewittern oft nur 50—100 m. Trotzdem ist, auch von den elektrischen Erscheinungen abgesehen, die Wirkung eine außerordentliche, weil die dem Erdboden auflagernde, stark erhitzte und wasserdampfreiche Warmluft durch das Einschleichen einer auch nur sehr seichten Kaltluftmasse zum Aufsteigen bis in sehr große Höhen veranlaßt wird. Im Sommer ist ja bei Schönwetter die Erwärmung der unteren Luftschichten so stark, daß letztere trotz des höheren Druckes, unter dem sie stehen, leichter werden können als die darüber

¹⁾ Aber nur unter der nicht immer zutreffenden Voraussetzung, daß die Luftdruckänderungen ausschließlich durch die oben geschilderten Vorgänge innerhalb der Troposphäre bewirkt werden.

befindliche Luft. Physikalisch gesprochen befindet sich dann unsere Lufthülle in dem Zustande labilen Gleichgewichts. Es genügt dann ein so geringfügiger Anlaß wie der Vorstoß einer seichten Kaltluftmasse, um die Warmluft rasch und gewaltsam emporstrudeln zu lassen. Es ist allerdings notwendig, daß die warme Luft auch feucht ist. Wie wir früher gesehen haben, kühlt trockene Luft aufsteigend sehr rasch ab und verliert dann bereits in geringer Höhe ihren Auftrieb gegenüber den Luftmassen in der Umgebung. Steigt aber feuchte Warmluft auf, so bilden sich bald Wolken und Niederschlag, und die Temperaturabnahme der aufsteigenden Luft wird langsam, so daß Auftrieb bis in viel größere Höhen wirksam bleibt als bei trockener Luft. In kurzer Zeit und in großen Mengen wird dann der nach oben geführte Wasserdampf verflüssigt und damit die Bedingung für elektrische Entladungen geschaffen. In großen Höhen sieht man aus den Haufenwolken des Gewitters Federwolken — meist flächenhaften Cirro-Stratus — ausschießen, die der sich verschiebenden Gewitterfront voraneilen, bis die abends einsetzende Abkühlung der unteren Luftschichten den Gewitterzug zum Stillstand und zum Erlöschen bringt. Jeder weiß, wie rasch nach dem Durchzug eines Wärmegewitters das Wetter wieder schön wird, so daß sich die früher geschilderte Wetterentwicklung beim Durchzug einer Kaltluftmasse oft innerhalb einer Stunde vollzieht, während sie bei großen Kältewellen oft mehrere Tage beansprucht.

Während bei Wärmegewittern die Kaltluftmasse, deren Bewegung den Gewitterprozeß weiter trägt, sehr seicht ist und vielleicht erst durch die im Herdgebiet fallenden Niederschläge erzeugt wird, hat man es bei den großen, in jeder Jahreszeit vorkommenden Kältewellen mit sehr hochreichenden Luftmassen zu tun, die in Form eines oft außerordentlich langen Kaltluftstromes der Polarregion entquellen. Die höchsten Breiten unserer Erde, das Nordpolar- und das Südpolargebiet, stellen gewaltige Sammelbecken kalter Luft dar. Die Kaltluft, die in Form einer Kalotte der Erdoberfläche aufliegt, greift allseits keilförmig unter die Warmluft niedrigerer Breiten hinein; längs der gestrichelten Linie

liegen an der Erdoberfläche Kaltluft und Warmluft nebeneinander. Man fühlt sofort, daß man es hier mit einer Grenzfläche von ungeheurer Ausdehnung und außerordentlicher Bedeutung zu tun hat, die in der Natur freilich nie den in der Abb. 15 angedeuteten einfachen Verlauf hat und sich wohl auch nie ganz geschlossen um das Polargebiet schlingt. Man nennt diese Grenzfläche heute „Polarfront“. Wenn wir außerdem in der Abbildung annehmen, daß die polare Kaltluft von Osten nach Westen, die Warmluft aber in umgekehrter Richtung strömt, so ist das ebenfalls eine Vereinfachung, die einem längs des ganzen Umfanges nie vorhandenen stationären Zustand entspricht. Wir wollen damit nur ausdrücken, daß die über dem Polargebiet auseinanderfließenden Kaltluftmassen unter dem Einfluß der Erdrotation Ostwinde erzeugen, während in mittleren Breiten

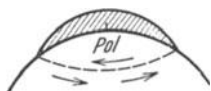


Abb. 15. Schema der Polarfront.



Abb. 16. Störung der Polarfront durch Kaltluftausbrüche.

— ebenfalls wegen der Bewegung der Erde — Westwinde vorherrschen. In Wirklichkeit hat die Polarfront immer einen sehr verwickelten Verlauf, weil an manchen Stellen polare Luft in der Form von Kältewellen oder Kaltlufteinbrüchen weit äquatorwärts, also in das Warmluftgebiet hineinstößt, während gleichzeitig an anderen Stellen die Warmluft kalte Gebiete erobert hat und für einige Zeit besetzt hält. Abb. 16 sucht dieser Vorstellung gerecht zu werden. Zwei Kaltluftströme K_1 und K_2 greifen zungenförmig in das Gebiet der warmen Westwinde hinein, während W_1 und W_2 warme Ströme sind, die als Ersatz der ausgequollenen Kaltluftmassen polwärts fließen. Die gestrichelte Linie entspricht einer Mittellage der Polarfront, während die ausgezogene, in verschiedener Stärke angelegte Linie den tatsächlichen Verlauf an einem bestimmten Tage anzeigen soll. Um einen Be-

griff von der Ausdehnung der Gebilde zu geben: Der Kälteinbruch K_1 kann gerade in Nordeuropa, K_2 in Nordamerika im Gange sein, so daß das warme Gebiet zwischen diesen beiden Kaltluftströmen über dem Atlantischen Ozean liegt. Die dick ausgezogenen Teile der Polarfront entsprechen Grenzlinien, längs deren Kaltluft in wärmere Gebiete eindringt, stellen also Kaltfronten dar, während längs der dünner ausgezogenen Linien Kaltluft vor der andringenden Warmluft zurückweicht (Warmfronten). Die Höhe der Kaltluftmassen nimmt überall polwärts zu. In gleicher Breite nimmt in der Höhe die Warmluft in der Waagerechten mehr Raum als an der Erdoberfläche ein, da ja die kalten Luftmassen überall keilförmig unter die Warmluft hineingreifen.

Die veränderliche Witterung der mittleren Breiten wird hauptsächlich durch den fortwährenden Wechsel zwischen kalten und warmen Luftströmen bedingt. In einem späteren Abschnitt (8) wird ausführlich besprochen, was für eine große Rolle die Strömungen verschiedener Temperatur im Aufbau der Luftdruckgebiete spielen. Da wir um die Tiefdruckgebiete Winde der verschiedensten Richtung treffen, also Winde sowohl polaren wie subtropischen Ursprunges, so weiß man seit langem, daß diese Strömungen entsprechend ihrer verschiedenen Heimat auch sehr verschiedene Temperaturen haben. Aber daß diese Strömungen durch Grenzflächen (Fronten) voneinander geschieden sind und daß die Vorgänge gerade an diesen Fronten für die Witterungsgestaltung entscheidend sind, hat man jahrelang außer acht gelassen, bis der Norweger V. Bjerknes und seine Schüler nach dem Kriege die Bedeutung der Frontvorgänge wieder entdeckt und in den Mittelpunkt der meteorologischen Forschung gerückt haben.

Nicht alle Stellen des randlichen Polargebietes sind gleich günstig für das Ausquellen von Kältewellen. Bevorzugte Quellstellen sind die Ostseite des Felsengebirges in Nordamerika, die steile Ostküste von Grönland, die nordsüdlich verlaufende Gebirgskette des Ural, die gebirgige Ostküste des asiatischen Festlandes. Es hat fast den Anschein, daß diese Gebirge als Hindernisse in das Gebiet der polaren Ostwinde

hineinragen und dadurch die Kaltluftmassen nach Süden ablenken. In Mitteleuropa kommen im Winter häufig Kälteeinbrüche aus Nordosten, also aus der Gegend des Uralgebirges und dem Gebiete von Nowaja Semlja, während im Sommer fast ausschließlich Kaltlufteinbrüche aus Nordwesten, also von Grönland her, beobachtet werden können. Auch im Winter kommt polare Kaltluft oft aus Nordwesten. Aber da diese Kaltluftströme einen langen Weg über das im Winter warme Meer zurückgelegt haben, ehe sie West- und Mitteleuropa erreichen, sind die unteren Schichten der kalten Strömungen oft schon so stark erwärmt, daß in niedrigen Lagen keine Abkühlung mehr eintritt, bei oft kräftiger Abkühlung in größeren Höhen. Die Meteorologen sprechen dann von einem Einbruch „maritimer Polarluft“, im Gegensatz zu „frischer Polarluft“, wie sie im Winter mit Nordostwind nach Mitteleuropa driftet. Andererseits darf man nicht immer gleich an „Polarluft“ denken, wenn im Sommer in Mitteleuropa kühle, feuchte Luft aus Westen oder Nordwesten einbricht. Die Luft über dem Ozean ist im Sommer gewöhnlich viel kälter als die Luft über dem Festland, so daß der Einbruch warmer ozeanischer Luft Abkühlung und Niederschlag bringt, ohne daß wir deshalb gleich an einen „Angriff aus der Polarfront heraus“ zu denken brauchen.

Man darf natürlich nicht glauben, daß bei Durchzug einer Kalt- oder Warmfront die Vorgänge immer gleichartig verlaufen. An der Erdoberfläche sind die Temperaturunterschiede zwischen Kalt- und Warmluft sehr oft verwischt. Einerseits kann die Kaltluft in den unteren Schichten schon stark erwärmt sein, andererseits kann in einem an sich warmen Gebiet die Temperatur der untersten Luftschichten durch Ausstrahlung sehr stark gesunken sein. Wenn es in solchen Fällen bei Einbruch einer Kaltfront an der Erdoberfläche wärmer statt kälter wird, so ist es natürlich nicht empfehlenswert, in den Witterungsberichten der Zeitungen die Ankunft von „Polarluft“ festzustellen. Stellt man — wie es in den Wetterkarten geschieht — das Wetter eines größeren Gebietes übersichtlich dar, so ist es nicht immer möglich, die augenblickliche Lage der Fronten bzw. ihrer Schnittlinien

mit der Erdoberfläche aus der Temperaturverteilung herauszulesen. Zum Glück für den praktischen Meteorologen vertragen sich aber die Fronten gewöhnlich auch durch einen Wechsel in der Windrichtung, durch das Ausmaß und die Art der Bewölkung und durch das Vorhandensein von Niederschlagsgebieten, da die meisten Niederschläge durch die Vorgänge an den Fronten entstehen! Aber nicht alle! Bei der Entstehung der ausgiebigen Niederschläge, die bei Wärmegewittern beobachtet werden, spielt das Aufgleiten an Fronten oder das Empordrängen durch Kaltluft nicht die Hauptrolle. Im Gegenteil: Die Beobachtung der Wolkengebilde zeigt uns bei Wärmegewittern unmittelbar, daß ein aufsteigender Luftstrom selbst die vorhandenen Grenzschichten durchbricht, nicht aber an ihnen aufgleitet. Das ist aber auch die einzige Ausnahme von Bedeutung, so daß im allgemeinen die Lage der Fronten durch den Verlauf der Niederschlagsgebiete festgelegt ist.

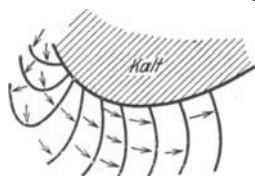


Abb. 17. Ausbreitung einer Kältewelle in Nordasien.

Die Verfolgung großer Kälteeinbrüche, die starke Abkühlung bringen, ist natürlich am leichtesten. Stellt man auf Wetterkarten von Tag zu Tag die Lage der vorrückenden Kaltfront fest, also jene Linie, längs der gerade starke Abkühlung beobachtet wird, so läßt sich das Vorrücken der Kaltluftmassen nicht nur leicht verfolgen, sondern die weitere Ausbreitung meist auch gut vorhersagen. Bei den Kältewellen, die aus der Richtung von Nowaja Semlja kommen, läßt sich dabei folgendes feststellen (Abb. 17): Kaltluft quillt aus und bewegt sich zuerst nach Südwesten und Süden, biegt aber dann nach mehreren Tagen nach Osten um. Sie überschwemmt also zuerst Nordosteuropa, und im Winter dringt sie mitunter auch nach Mittel- und Westeuropa vor. Der Hauptschwall kalter Luft geht aber zunächst nach Süden, wo das Gebiet des Kaspischen Meeres und seltener auch noch Westturkestan überschwemmt werden. In Ausnahmefällen ist aber die Mächtigkeit der Kaltluftmasse so groß, daß von Westturkestan aus noch die Gebirge im Süden, wenn auch

nur an niedrigen Gebirgspässen, überschritten werden, so daß sich der Kaltluftstrom vom Polarmeer bis Südpersien verfolgen läßt. Hierbei handelt es sich sicher um die Verfrachtung von Polarluft über ungeheure Strecken bis in subtropisches Gebiet, wobei sich die kalte Luft meist mit einer Geschwindigkeit von 30—50 km in der Stunde bewegt. Bei der Ausbreitung der kalten Luft nach Osten hin, die häufig durch ganz Sibirien hindurch bis an die Küsten des pazifischen Ozeans verfolgt werden kann, handelt es sich aber vermutlich um einen etwas anderen Vorgang. Die Kaltluft, die hier ostwärts driftet, stammt wohl nicht mehr aus dem Quellgebiet bei Nowaja Semlja, sondern fließt aus immer östlicher liegenden Gebieten zu, so daß man hier eine östlich fortschreitende „Aufrollung der Polarfront“ vor sich hat, die man nicht mehr aus der Ausbreitungsneigung der Kaltluft erklären kann, sondern die durch ganz bestimmte Druckverteilungen erzwungen wird. Immerhin zeigt uns die Erforschung der nordasiatischen Kältewellen, daß der erste Vorstoß der Kaltluft in der Regel mit Nordost- oder Ostwind erfolgt, während man es dort, wo die Kaltluft aus Westen oder Nordwesten zufließt, mit Luftmassen zu tun hat, die bereits lange auf der Wanderschaft sind, wie es z. B. bei den häufigen Kälteeinbrüchen in Mitteleuropa aus Nordwesten der Fall ist. Je länger eine polare Luftmasse bereits in Verschiebung und je weiter sie von ihrem Quellgebiet entfernt ist, um so mehr verwischen sich natürlich die Eigentümlichkeiten frischer Polarluft.

In Asien und in Europa werden die südwärts wandernden Kaltluftmassen vielfach durch Gebirge aufgehalten, während sie über den Ozeanen zu rasch angeheizt werden, um in den Subtropen noch starken Temperaturrückgang bringen zu können. Wenn aber festes Land sich bis zum Äquator erstreckt, ohne daß westöstlich verlaufende Gebirge die niedrigen Breiten gegen Einbruch kalter Luft schützen, so kann starke, für die Landwirtschaft gefährliche Abkühlung bis zu den Subtropen hinab eintreten. Die Kältewellen, die in Nordamerika östlich des Felsengebirges nach Süden ziehen, verdanken diesem Umstande ihre besondere Kraft und ihren üblen Ruf. Diese

„Cold waves“ wandern häufig bis Florida hinunter, bis in den Golf von Mexiko, und können Frost noch bis ca. 30° N hinab erzeugen. Dabei kann die Temperatur innerhalb eines Tages um 40° sinken, innerhalb einer Stunde um 20° und darüber. Aber da der Wetterdienst den Ausbruch der Kaltluft bereits in hohen Breiten feststellt und verfolgt, können die südlichen Gebiete meist rechtzeitig gewarnt werden. Bei kräftigen Kältewellen wird der Gesamtbetrag der Abkühlung auch dadurch sehr groß, daß vor dem Einbruch der Kaltluftmassen gewöhnlich sehr warme Luft zufließt, d. h. Luft, die wärmer ist, als es in der betreffenden Gegend der Jahreszeit nach der Fall sein sollte. In kleinem Maßstab beobachtet man etwas Ähnliches auch bei unsern Wärmegewittern, aber dabei handelt es sich gewöhnlich um Warmluft, deren Temperatur an Ort und Stelle durch starke Einstrahlung und Heizung vom Boden aus ungewöhnlich gestiegen ist, nicht aber um Zufuhr besonders warmer Luft aus einem weit entfernten Gebiet. Gerade letzteres ist aber sowohl in Amerika wie in Sibirien der Fall, ehe Kältewellen einbrechen. In Abb. 16 wurde ja bereits dargestellt, wie zwischen zwei Kältezungen Warmluft polwärts vordringt. Wo ein warmer subtropischer Luftstrom von frischer Polarluft verdrängt wird, wird der Temperaturfall naturgemäß viel größer sein als dort, wo die frische Polarluft durch lange Wanderung über wärmere Wasserflächen bereits in maritime Polarluft umgewandelt worden ist, wie es z. B. in Europa bei den von Nordwest eindringenden Kaltluftmassen gewöhnlich zu beobachten ist.

Wir finden also, daß die in der Waagerechten vor sich gehende Verfrachtung von Luftmassen verschiedener Herkunft und damit verschiedener Temperatur ein Wetterfaktor ersten Ranges für viele Gebiete der Erdoberfläche ist. Man spricht dann — im Gegensatz zu der in senkrechter Richtung vor sich gehenden Konvektion — von Advektion und advektiven Vorgängen. Sind somit die für das Wetter in mittleren Breiten wichtigsten Vorgänge — Wolkenbildung und Niederschlag — an den Kampf zwischen Kaltluft und Warmluft geknüpft und damit auf die untersten 7—12 km

unserer Lufthülle beschränkt, so darf man daraus doch nicht den Schluß ziehen, daß Vorgänge in noch größeren Höhen, also in der Stratosphäre, auf die Gestaltung des Wetters der Troposphäre keinen Einfluß mehr hätten. Auch oberhalb 12 km beobachtet man den Wechsel von Kaltluft und Warmluft, der zwar nicht mehr zu Wolkenbildung in diesen Höhen ausreicht, der aber immerhin noch den Luftdruck und die Luftdruckverteilung in den unteren Schichten zu beeinflussen vermag. Da aber die Bewegung der Kälte- und Wärmewellen in den unteren Schichten von der Luftdruckverteilung abhängig ist, werden die Vorgänge in großen Höhen auch noch für die Bewegung der Luftmassen in den unteren Schichten mitbestimmend. Leider, muß man sagen! Denn die Wettervorhersage wäre viel einfacher, wenn die Luftdruckverteilung an der Erdoberfläche nur von dem beobachtbaren Nebeneinander kalter und warmer Luft in der unteren Atmosphäre abhängig wäre. Was in der Stratosphäre vor sich geht, erfahren wir aber nur aus gelegentlichen Stichproben, und in der Regel ist man in die unangenehme Lage versetzt, aus dem Luftdruckgange an der Erdoberfläche mehr oder minder zutreffende Rückschlüsse auf die Vorgänge in der Stratosphäre ziehen zu müssen. Trotzdem hat die nach dem großen Kriege erfolgte Rückkehr zu den alten Anschauungen von Dove über den Kampf der polaren Kaltluft mit tropischer Warmluft die praktische Meteorologie mächtig gefördert.

6. Es braust der Föhn.

Wenn im Winter mit westlichen Winden in Mitteleuropa der Frost vergeht und Tauwetter eintritt, so wundert sich kein Mensch darüber, weil jeder weiß, daß im Winter die Luft über dem Meer draußen viel wärmer ist als die Luft über dem festen Land. „Westwind“ heißt aber für Mitteleuropa nichts anderes als Luftzufuhr vom Ozean her. Nicht immer und überall gelingt es, auffällige Temperatursteigerungen auf Zufuhr warmer Luft oder auf besonders kräftige

Sonnenstrahlung zurückzuführen. In der kälteren Jahreshälfte treten z. B. in den nordseitigen Alpentälern sehr häufig Winde auf, die vom Alpenkamm herabwehen, in der Talregion die Temperatur innerhalb weniger Stunden, häufig auch nachts, um 10—15° erhöhen und die Schneedecke wegfressen. Mitten im Winter wird die Temperatur frühlinghaft, seltsame Wolken ziehen in großen Höhen, türmen sich als Mauer über den Bergen, von denen der warme Wind talwärts weht. Näher gerückt als sonst scheinen die Berge, die Luft ist viel durchsichtiger als gewöhnlich und tönt die Landschaft in satten Farben. Und nicht nur warm ist der Wind, sondern auch trocken und von übler Wirkung auf den Gemütszustand vieler Menschen: Es weht der Föhn!

Woher stammt der Föhn? Warum ist er so warm? Ein warmer trockener Wind, der von Süden kommt — was lag da näher, als in den Wüsten Nordafrikas die Heimat dieser merkwürdigen Winde zu suchen? Da ergibt sich aber eine Schwierigkeit: Ein in der Sahara entspringender Südstrom wird im allgemeinen nicht die Alpen erreichen, weil ihn die Ablenkung durch die Erddrehung nicht zu den Alpen, sondern weiter nach Osten befördern wird. Die Meteorologen von anno dazumal wußten Rat. Sie begrüßten den Föhn als den ausnahmsweise erst in den Alpen herabsteigenden Antipassat und verlegten die Heimat der nordalpinen Föhnwinde in das warme Karibische Meer, in den westlichen Atlantischen Ozean, weil es selbstverständlich schien, daß eine warme Luftströmung nur in einem warmen Gebiete entspringen könne. Als aber dann die meteorologischen Beobachtungen ausgedehnter wurden und die Möglichkeit boten, die gleichzeitige Witterung über großen Gebieten zu überblicken, ergaben sich bemerkenswerte Tatsachen: Nur in der Talregion ist der Föhn trocken und warm. Der gleiche Luftstrom, unter dessen warmem Hauch im Tal der Schnee schmilzt, ist oben auf der Kammhöhe der Berge meist schneidend kalt, und auch jenseits des Kammes, also dort, wo der Luftstrom aufsteigt, ist er kalt und feucht, mit Schneefall in der Höhe, Regen in den Talgründen. Während des Föhnsturmes wird die Luft also erst

auf der Leeseite des Gebirges warm, während des Absteigens in die Föhntäler hinab. Ist dieser Schluß richtig, so braucht man den Ursprung der Strömung natürlich auch nicht in einer warmen Gegend zu suchen.

Wäre die Erforschung der Föhnerscheinung nicht gerade vom nordalpinen Föhn ausgegangen, wo die Richtung des Windes auf wärmere Gebiete hinweist, so hätte die richtige Auffassung sich wohl früher durchgesetzt. Bei den sehr starken Föhnwinden z. B., die an den Küsten Grönlands auftreten und die vom Inlandeis herabwehen, hätte wohl kein Meteorologe den Schluß gezogen, daß die Heimat dieser Winde, die hochgelegene Eiswüste Grönlands, ein warmes Gebiet sein müsse. Hier hätte er sich unmittelbar vor die Frage gestellt gesehen: Warum werden die aus dem eisigen Inneren herabstürzenden Luftmassen auf dem Weg bis zur Küste herab warm?

Wer die Ausführungen des Abschnittes 4 noch in Erinnerung hat, wird die richtige Erklärung der Föhnerscheinungen sofort angeben können. Aufsteigende Luft, die sich ausdehnt, kühlt sich um 1° für je 100 m Aufstieges ab; herabsinkende Luft, die zusammengedrückt wird, erwärmt sich für die gleiche Höhenstrecke um 1° . Unter gewöhnlichen Verhältnissen nimmt aber die Temperatur nach oben nur um $\frac{1}{2}^{\circ}$ je 100 m ab. Wenn also aus irgendeinem Grund die Luft veranlaßt wird, von der Kammhöhe eines Gebirges in das Tal hinabzuströmen, so muß die herabsinkende Luft im Tale wärmer ankommen als die Luft, die vor Eintritt der absteigenden Bewegung im Tal vorhanden gewesen ist. Betrachten wir ein Gebirge von 2500 m Höhe, während die Talsohle 500 m hoch liegen soll. Vor Eintritt der absteigenden Bewegung sei die Temperatur auf dem Kamm 0° , im Tale 10° , was einer Temperaturabnahme um $0,5^{\circ}$ pro 100 m entspricht. Nun strömt die Luft vom Kamm in das Tal hinab, erwärmt sich dabei um $1^{\circ}/100$ m, kommt also mit einer Temperatur von 20° unten im Tal an. Wir beobachten also hier im Tal eine Erwärmung um 10° , ohne daß die Luft aus einem wärmeren Gebiet zugeflossen wäre. Die im Tal ankommende Luft ist zugleich sehr trocken, selbst wenn

sie oben auf der Kammhöhe bei 0° mit Wasserdampf gesättigt war. Je tiefer sie herabsinkt, um so wärmer wird sie, um so weiter entfernt sie sich vom Sättigungszustande. Die relative Feuchtigkeit, auf der Kammhöhe 100%, beträgt unten im Tal nur mehr 33% — die in der Höhe kalte und feuchte Luft ist während des Abstieges warm und trocken geworden.

Wie können wir aber die Tatsache erklären, daß es bei Föhn in den Nordalpen gleichzeitig auf der Südseite der Alpen kälter ist, daß es dort regnet oder schneit, während in den Nordalpen heiteres, warmes, trockenes Föhnwetter herrscht? Nun, wenn bei kräftigem Föhn die Alpen tatsächlich zur Wetterscheide werden, dann überweht ein von Süden kommender Luftstrom die Alpen, steigt auf der Südseite auf, sinkt auf der Nordseite herab. Dann müssen wir auch die mit

der aufsteigenden Luftbewegung verbundenen Vorgänge auf der Südseite betrachten. Nehmen wir einmal an (Abb. 18), am Südfuß der Alpen liege eine Station *S* in 500 m Höhe, auf der Nordseite eine gleich hohe Station *N*, während auf dem

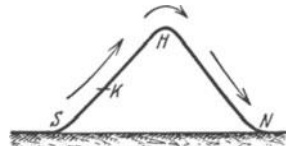


Abb. 18. Strömung über ein Gebirge (Föhn).

Kamm der dazwischenliegenden Gebirgskette in 2500 m Höhe auf der Station *H* beobachtet wird. In *S* beginnt der Luftstrom mit einer Temperatur $t - 10^{\circ}$ den Aufstieg. Würde dieser Luftstrom ganz trocken sein, d. h. würde trotz der Abkühlung während des Aufstieges nach *H* keine Verflüssigung von Wasserdampf eintreten, so würde der auf der Leeseite herabsinkende Luftstrom in *N* mit der gleichen Temperatur ankommen, die er in *S* vor dem Aufstieg hatte. Gewiß kann es durch diesen Vorgang in *N* wärmer werden als vorher. Aber es kann nicht wärmer werden als in *S*, weil die trockene Luft während des Aufstieges nach *H* sich um den gleichen Betrag abkühlt, um den sie sich dann während des Herabsinkens nach *N* wieder erwärmt. Die aufsteigende Luft würde in *H* mit einer Temperatur von -10° , in *N* mit einer Temperatur von $+10^{\circ}$ ankommen. Ein Temperaturüberschuß

in *N* gegenüber *S*, wie er ja für kräftiges Föhnwetter bezeichnend ist, ergibt sich vielmehr nur dann, wenn im luvseitigen, aufsteigenden Luftstrom oberhalb *K* (Kondensationsgrenze) Wasserdampf verflüssigt wird. Denn in diesem Falle wird während des Aufsteigens von *K* nach *H* durch den Verflüssigungsvorgang Wärme frei, und die Temperaturabnahme zwischen *K* und *H* wird kleiner als $1^{\circ}/100$ m (vgl. Abschnitt 4). Da aber der von *H* nach *N* absinkende Luftstrom sich um $1^{\circ}/100$ m erwärmt, muß es in *N* wärmer werden als in *S*. Daß dieser Temperaturüberschuß recht beträchtlich werden kann, soll ein Zahlenbeispiel zeigen (Abb. 19): Anfangstemperatur in *S* sei 10° bei einer relativen Feuchtigkeit von 75%. Nach einem Aufstieg um 500 m bis *K* ist

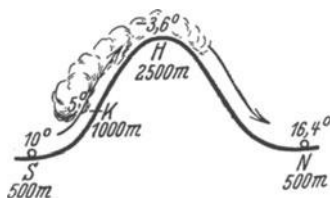


Abb. 19. Föhnströmung mit Kondensation.

die Luft bei einer Temperatur von 5° mit Wasserdampf gesättigt; hier beginnt Wolkenbildung und Niederschlag bis zu dem um 1500 m höheren Kamm hinauf, der mit einer Temperatur von $-3,6^{\circ}$ erreicht wird. Die auf der Kammhöhe gesättigt-feuchte Luft sinkt dann herab und entfernt

sich um so weiter vom Sättigungszustand, je tiefer sie herabsinkt und je wärmer sie dabei wird. Sie erreicht die Föhnstation *N* mit einer Temperatur von $16,4^{\circ}$ und einer relativen Feuchtigkeit von nur 31%. In *N* ist es also um $6,4^{\circ}$ wärmer als in *S*. Wenn man von *N* gegen die Gebirgskette schaut, sieht man eine dem Kamm aufgelagerte Wolkenmauer, die trotz des Sturmes am Kamm festhängt — die sogenannte „Föhnmauer“ —, die nichts anderes ist als die höchste Wolkenbildung des auf der Alpensüdseite aufsteigenden Luftstromes.

Wenn man bedenkt, daß die in Abschnitt 4 geschilderten Überlegungen über die Wirkung von Ausdehnung und Zusammendrückung von Gasen in der Meteorologie vor 60 Jahren zum erstenmal auf eine meteorologische Frage, nämlich auf die Föhnerscheinungen, angewendet wurden, so spürt

man unmittelbar, daß diese neue Föhntheorie geradezu revolutionierend in der Meteorologie gewirkt haben muß. Denn diese Theorie führte außerdem zu einer richtigen Vorstellung über die Wolken- und Niederschlagsbildung. Sie gab eine Erklärung für die Wirkung der Gebirge als Witterscheiden, für den Witterungsgegensatz zwischen Tief- und Hochdruckgebieten, für die klimatische Auswirkung des Luftaustausches zwischen Tropen und Subtropen. Denn das der Föhntheorie zugrunde liegende Prinzip ist überall anwendbar, wo es innerhalb eines Luftkreislaufes zu auf- und absteigenden Bewegungen kommt. So bildet die Föhntheorie,

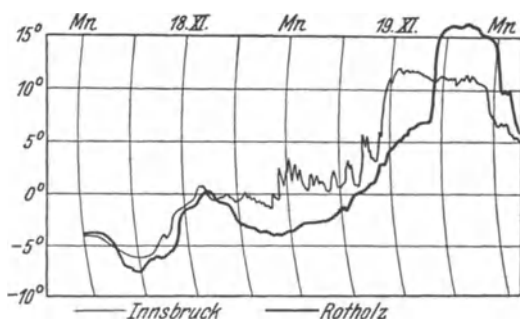


Abb. 20. Temperaturverlauf bei Föhn.

begründet von dem Physiker Helmholtz und dem Meteorologen J. Hann, tatsächlich einen Markstein in der Entwicklung meteorologischer Erkenntnisse.

Ganz einfache Überlegungen führen sofort zu der Einsicht, daß der Temperaturüberschuß der Föhnseite über die Luvseite bei gleichen Anfangsbedingungen um so größer sein muß, je höher das dazwischenliegende Gebirge ist. Auch auf der Föhnseite kann es in benachbarten gleich hohen Orten sehr verschieden warm werden, je nachdem, ob der Föhnstrom über einen hohen Kamm oder über einen tief eingeschnittenen Paß herüberkommt. So läßt die Temperaturregistrierung eines Föhnsturms im Inntal (Abb. 20) nicht nur die gewaltige Temperatursteigerung erkennen, die der Föhn den nordalpinen Tälern bringt, sondern sie zeigt auch,

daß es in Innsbruck, wohin der Föhn über den verhältnismäßig niedrigen Brennerpaß kommt, nicht so warm wird als in dem gleich hoch gelegenen Rotholz, wohin der Luftstrom von dem eisgepanzerten Hochgebirgskamme der Zillertaler Alpen absinkt.

Eine Reihe bemerkenswerter Fragen, die mit dem Föhn zusammenhängen, können wir hier nur flüchtig streifen. Die Föhntheorie erklärt uns sehr schön, warum herabsinkende Luftmassen warm und trocken werden. Darüber gibt sie uns aber keine Auskunft, warum die Luft überhaupt sich in die Täler herabbewegt. Denn warme Luft ist ja leichter als kalte, breitet sich deshalb viel leichter in der Höhe aus und hat an sich gar keine Neigung, abwärts zu strömen. Viel leichter ist diese Frage bei den sehr häufigen Nordföhnen, die in den südalpinen Tälern auftreten, zu beantworten. In diesen Tälern entwickelt sich Nordföhn gewöhnlich dann, wenn gleichzeitig

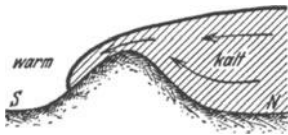


Abb. 21. Kaltluftmasse beim Überschreiten der Alpen.

auf der Alpennordseite mit Nordwest- oder Nordwind ein Kälteeinbruch im Gange ist, dem sich die Alpen als Hindernis entgegenstellen. Die kalte, in ihrer Vorwärtsbewegung gehemmte Luft staut sich dann auf der Nordseite

der Alpen immer höher und höher, wobei es gewöhnlich zu mächtiger Wolkenbildung und zu ergiebigen Niederschlägen kommt. Sobald aber die kalte Luft, wie es in Abb. 21 angedeutet ist, bis über die Kammhöhe der Alpen anschwillt und auf die Südseite der Alpen übertreten kann, hat sie hier wärmere, leichtere Luft unter sich und muß deshalb wegen ihres größeren Gewichtes unter Verdrängung der Warmluft ebenso talabwärts strömen, wie es Wasser tun würde. Dabei erwärmt sich die sinkende Kaltluft durch Zusammendrückung freilich so rasch, daß nur in den höheren Lagen der Alpensüdseite Abkühlung eintritt, während in den tief gelegenen Tälern häufig sogar eine Temperaturerhöhung beobachtet wird. Auf der Alpensüdseite äußert sich also der Fallwind nur in den Tälern unten als Föhn, in größerer Höhe aber als „Bora“. Immerhin sieht man bei diesen Nordföhnen ganz klar, wo-

durch die absteigende Luftbewegung auf der Leeseite eingeleitet wird. Beim Südföhn hingegen ist das Absteigen der Luft viel schwerer zu begreifen. Es läßt sich indessen nachweisen, daß vor dem Ausbruch des Föhns zuerst die in den Tälern vorhandene kalte Luft abfließt. Da des Gebirges wegen die abfließenden Luftmassen nicht durch waagerechten Luftzufluß ersetzt werden können, ist nur eine Ersatzströmung aus der Höhe herab möglich, auch wenn diese Strömung warm ist. Die Höhenluft wird förmlich herabgesaugt, und in seltenen Fällen, unter ganz besonderen Bedingungen, kann ein ähnlicher Vorgang auch in der Ebene, weitab von allen Gebirgen, warme, trockene Höhenluft bis zum Boden herab befördern.

Eine für die Wetterentwicklung in vielen Gebirgsgebieten wichtige Folgerung aus der Föhntheorie ergibt sich sofort: Wenn ein Kettengebirge sich in einer Gegend erhebt, in dem eine bestimmte, zum Verlauf der Gebirgskette quer gerichtete Windrichtung vorherrscht, so muß das Gebirge zur Klimascheide werden. Die vom vorherrschenden Wind getroffene Luvseite, an der die Strömung aufsteigt, muß durch stärkste Wolken- und Niederschlagsbildung ausgezeichnet sein, während auf der Leeseite der absteigende Ast der Strömung ein viel trockneres, wolkenarmes Klima erzeugt. Die Alpen allerdings haben keine ausgesprochene Regen- und Trockenseite. Obwohl Nordwestwinde in den Alpen, wenigstens in höheren Lagen, viel häufiger sind als Winde aus südlicher Richtung, so fallen auf der Alpensüdseite im Jahresdurchschnitt doch gleich ergiebige Niederschläge, weil die zwar selteneren südlichen Luftströmungen wegen ihrer durchschnittlich höheren Temperatur viel mehr Wasserdampf enthalten und im Aufsteigen verflüssigen als die Winde aus nördlicher Richtung. Es regnet deshalb in den Südalpen seltener, aber ergiebiger als in den Nordalpen. Wo aber überhaupt nur eine einzige Windrichtung vorherrscht, bilden die Gebirge eine scharfe Grenze zwischen Regen- und Trockengebiet. Bekannt sind in dieser Beziehung die gewaltigen Regenmengen, die auf einzelnen Inseln des Pazifischen Ozeans in Luv der Passatströmung fallen. Auch der Südwestmonsun

Indiens verflüssigt den größten Teil seines Wasserdampfgehaltes an den indischen Küstengebirgen und an der Riesenumauer des Himalaja. Setzt aber der vom Land gegen das Meer gerichtete Wintermonsun ein, so beginnt die Trockenzeit.

Gibt so das Föhnprinzip Auskunft über die Entstehung größter klimatischer Gegensätze, so bewährt es sich andererseits auch im täglichen Wetterdienst als guter Wegweiser. Wenn wir früher die Begleit- und Folgeerscheinungen der Kälteeinbrüche und Warmluftvorstöße betrachtet haben, so darf man dabei nicht vergessen, daß selbst geringfügige Erhebungen eine Abweichung vom gewöhnlichen Ablauf bringen können. Wir haben schon oben erwähnt, daß z. B. der häufige Nordföhn der Südalpen durch Kälteeinbrüche auf der Nordseite der Alpen veranlaßt wird. Während die an der Front vorrückender Kaltluftmassen auftretende Wolken- und Niederschlagsbildung durch Stau an der Alpenkette so gesteigert werden kann, daß statt der in der Ebene gewöhnlich beobachteten Böenregen oft tagelange Landregen eintreten, so erfolgt der Übertritt und Abstieg der Kaltluftmassen auf der Südseite meistens ohne Niederschlag selbst in jenen Höhen, in denen noch Abkühlung beobachtet wird. Nicht darauf beruht die klimatische Begünstigung der Südalpen, daß das Gebirge die nördlichen Winde überhaupt abhält. Aber die Nordwinde treten hier als absinkende Fallwinde auf, werden im Fallen rasch erwärmt und liefern keine Niederschläge.

Auch die klimatischen Folgeerscheinungen des sogenannten Kreislaufes in unserer Lufthülle, der sich aus den Passaten und deren Gegenströmungen in der Höhe zusammensetzt, wären ohne Anwendung des Föhnprinzips nur schwer verständlich. Die Anwendung auf diesen großartigen Naturvorgang zeigt uns aber zugleich die Grenzen, die der Verwendung des Prinzips gesetzt sind. Wie bereits in Abschnitt 3 auseinandergesetzt wurde, steigt in den Tropen dort, wo die Passate beider Halbkugeln in einer sehr windschwachen Zone (äquatorialer Kalmengürtel) sich treffen, die Luft auf, fließt in den Höhen, immer mehr zu einer Westströmung werdend, nach Norden und Süden ab, sinkt in etwa 35° N

und S, den sogenannten Roßbreiten, herab und kehrt als Passat in die Tropenzone zurück. Ob und inwieweit das Auf- und Absteigen der Luftmassen an Grenzflächen vor sich geht, soll hier nicht weiter erörtert werden. Auf jeden Fall ist das Föhnprinzip auf alle Teile des Kreislaufes, in denen Luftmassen in der Senkrechten versetzt werden, anwendbar. Wir erkennen sofort die Ursache des Niederschlagsreichtums und der starken Wolkenbildung in der Tropenzone. Andererseits lösen sich im absteigenden Ast, also in den Roßbreiten, die Wolken auf, und die Niederschlagsarmut dieser Zonen hat auf den Festländern ausgedehnte Wüstengebiete erzeugt. Die Vergleichbarkeit der Vorgänge mit dem Föhn liegt auf der Hand. Während aber bei dem starken Föhn eine bestimmte Luftmasse in so kurzer Zeit in die Föhntäler hinab gelangt, daß die eintretenden Temperaturänderungen lediglich durch Zusammendrückung der Luft erzeugt werden, liegen im allgemeinen Kreislauf der Erde zwischen Aufstiegs- und Abstiegsgebieten so große, von den Luftströmungen waagrecht zu durchmessende Strecken, daß die Wärmezufuhr durch Leitung und Konvektion, der Wärmeentzug durch Ausstrahlung nicht mehr vernachlässigt werden dürfen, weil sie von mindestens gleicher Temperaturwirkung sind als die Vorgänge, die beim Föhn allein für die Temperaturänderungen verantwortlich sind. Bei Föhn können wir die Endtemperatur einer Luftmasse im Föhntal berechnen, wenn wir die Anfangstemperatur und Anfangsfeuchtigkeit auf der Luvseite kennen. Bei einer im allgemeinen Kreislauf der Atmosphäre bewegten Luftmasse ist hingegen die Berechnung nicht mehr möglich, weil wir die durch Wärmezufuhr und Wärmeabgabe hervorgerufenen Temperaturänderungen nicht kennen. Die Luftmassen, die in der Höhe von den Tropen zu den Roßbreiten abfließen, werden sicher durch Ausstrahlung stark abgekühlt, während andererseits die äquatorwärts vordringenden Passate über den Ozeanen rasch erwärmt werden. Wir wissen aber nicht genau, wie groß diese von der Luft abgegebenen und der Luft zugeführten Wärmemengen sind. Das Föhnprinzip erklärt uns also wohl den großen Witterungsgegensatz

zwischen Tropen und Roßbreiten, gestattet aber bei Anwendung auf den allgemeinen Kreislauf keine zahlenmäßigen Berechnungen wie bei den eigentlichen, an das Gebirge gebundenen Föhnwinden. In dieser Beziehung sind der Föhnströmung im engeren Sinne die Vorgänge am ähnlichsten, die beim Auf- und Abgleiten längs der Begrenzungsflächen von Kaltluftmassen auftreten. Wenn Warmluft längs einer solchen Grenzfläche sich aufwärts bewegt, so geschieht im Grunde genommen ja doch nur das gleiche, als wenn ein Luftstrom längs eines Gebirgshanges aufgleitet. Nur sind die Gebirgshänge gewöhnlich viel steiler als die Gleitflächen in der freien Atmosphäre, die außerdem ihre Lage fortwährend verändern.

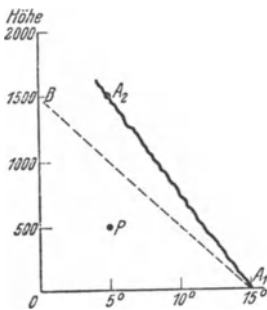


Abb. 22.
Stabiles Gleichgewicht in der unteren Troposphäre.

Wo immer eine Luftmasse aufsteigend oder herabsinkend eine Temperaturveränderung erfährt, muß das Föhnprinzip zu Hilfe genommen werden, wenn uns auch das Prinzip selbst nicht erklären kann warum, zu einer Bewegung in der Senkrechten gekommen ist. Eine mit dem Föhnprinzip zusammenhängende Betrachtung gibt uns aber rasch Auskunft darüber, ob eine vorhandene Temperaturschichtung den Eintritt senkrechter Versetzungen begünstigt oder nicht. Wir wollen die Frage nach dem Beispiel der Meteorologen mit Hilfe eines Diagrammes (Abb. 22) untersuchen. Wir zeichnen zwei zueinander senkrecht stehende Achsen, tragen auf der senkrechten Achse die Höhen, auf der waagerechten die Temperaturen auf. Jeder Punkt auf der Papierfläche zeigt dann die in einer bestimmten Höhe herrschende Temperatur an, z. B. würde im Punkt P in einer Höhe von 500 m eine Temperatur von 5° herrschen. Liefert uns nun ein Ballonaufstieg die in jeder Höhe herrschende Temperatur, so können wir die Temperaturverteilung in der Senkrechten durch eine Linie darstellen, z. B. in Abb. 22 durch die dick ausgezogene Linie A_1-A_2 . Mit Hilfe dieser Linie sehen wir, daß an der Erdoberfläche (Höhe 0) eine Temperatur von

15°, in einer Höhe von 1500 m eine Temperatur von 5° herrscht. Die Temperatur nimmt also für eine Erhebung um 100 m durchschnittlich um 0,67° ab. Wenn nun eine in A_1 an der Erdoberfläche befindliche Luftmasse gewaltsam, etwa durch den Einschub einer seichten Kaltluftmasse, zum Aufsteigen veranlaßt wird, so hört dieser erzwungene Aufstieg sofort auf, sobald die Kaltluftmasse durchgezogen und damit die Hebungsursache verschwunden ist. Denn die in die Höhe beförderte Luft kühlt um 1°/100 m ab, und die Temperatur, die sie in jeder Höhe annehmen würde, ist durch die gestrichelte Linie $A_1—B$ gegeben. Wir sehen sofort: Je höher die Luftmasse gehoben wird, um so kälter wird sie gegenüber der umgebenden, durch die Linie $A_1—A_2$ bezeichneten Luft. Ist aber die Luftmasse kälter als ihre Umgebung, so muß sie ihres größeren Gewichtes wegen wieder herabsinken, sobald die Ursache der gewaltsamen Hebung nicht mehr vorhanden ist. Die gehobene Luftmasse sinkt also in diesem Falle wieder herab

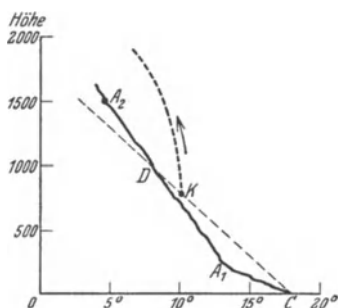


Abb. 23. Labiles Gleichgewicht in der unteren Troposphäre.

und kehrt in ihre Anfangslage an der Erdoberfläche zurück.

Ganz anders verläuft der Vorgang, wenn in den untersten Schichten durch starke Einstrahlung und Heizung die Temperatur so hoch gestiegen ist, daß die Schichtung wie in Abb. 23 durch die dick ausgezogene Linie $C—A_1—A_2$ gegeben ist. Oberhalb $A_1—A_2$ haben wir die gleiche Temperaturverteilung wie in Abb. 22. Vom Boden bis A_1 ist es jetzt viel wärmer, und die Temperaturabnahme mit der Höhe ist hier größer als 1°/100 m. Die leichteste, an der Erdoberfläche eintretende Störung veranlaßt die heiße Bodenluft zum Aufsteigen in große Höhen. In dem gewählten Beispiel steigt die Bodenluft, einmal in Bewegung gesetzt, automatisch bis D auf, weil sie trotz der Abkühlung um 1°/100 m bis zur Höhe D wärmer bleibt als ihre Umgebung. Erst in D

kommt die aufsteigende Luft in eine gleich warme Umgebung; hier erlischt ihr Auftrieb, und sie kommt zur Ruhe. Wir sehen, daß in diesem zweiten Fall die einmal eingeleitete Bewegung nach oben durch die allgemeine Temperaturschichtung begünstigt und bis in größere Höhe aufrecht erhalten wird, ganz im Gegensatz zu dem früher betrachteten Fall. Selbstverständlich muß als Ersatz der aufsteigenden Bodenluft kältere Luft aus der Höhe zur Erdoberfläche herabsinken.

Wenn im zweiten Fall — z. B. bei *K* in einer Höhe von 1000 m — in der aufsteigenden Luftmasse Verflüssigung von Wasserdampf (Wolkenbildung) eintritt, so steigt die Luftmasse in noch viel größere Höhen hinauf, weil durch die Verflüssigung Wärme frei wird und die Temperatur der aufsteigenden Luft viel langsamer als um $1^{\circ}/100$ m abnimmt. Die in Abb. 23 durch Punkte dargestellte Linie oberhalb *K* entspricht derartigen Verhältnissen, unter denen die aufsteigende Luft bis in sehr große Höhen hinauf wärmer als die Umgebung bleiben kann. Durch die Verflüssigung von Wasserdampf wird also die Aufstiegsbewegung sehr begünstigt. Die Haufenwolken bei Gewittern reichen nur deshalb in so gewaltige Höhen hinauf, weil der aufsteigende Luftstrom wegen der Wolkenbildung sehr lange wärmer bleibt als die Umgebung.

Durch diese Betrachtungen haben wir uns weit von unserm Ausgangspunkt, von der Besprechung der Föhnwinde, entfernt. Aber die Erforschung der Föhnerscheinungen würde keinen Wendepunkt in der Entwicklung der Meteorologie dargestellt haben, wenn nicht das „Föhnprinzip“ zur Erklärung vieler Erscheinungen verholfen hätte, die zunächst mit dem Föhn selbst in gar keinem Zusammenhang standen.

7. Wirbel und Wirbelstürme.

So großen Schaden auch ein Föhn, eine Bora oder der Böensturm einer einbrechenden Kaltluftmasse verursachen können, so sind doch die größten Zerstörungen, die durch

atmosphärische Ereignisse veranlaßt werden, an Wirbelwinde geknüpft¹⁾, also an Luftströmungen, die um ein meist windschwaches Mittelgebiet wirbelförmig angeordnet sind. Zwei Wirbelsysteme haben wir bereits kennengelernt, und zwar Systeme von solchem Umfange, daß der wirbelartige Aufbau erst klar wird, wenn wir auf Karten die gleichzeitige Windverteilung auf einer ganzen Halbkugel oder wenigstens eines größeren Erdgebietes darstellen. Wenn wir früher gefunden haben, daß jenseits von 35° N und S bis in sehr hohe Breiten hinauf Westwinde vorherrschen, so stellen diese den Erdball umkreisenden Westwinde im Grunde genommen nichts anderes dar als zwei riesige Luftwirbel um die durch schwache Ostwinde ausgezeichneten Polargebiete. Ferner haben wir gefunden, daß die Luftmassen, die an der Erdoberfläche einem Gebiete niedrigen Luftdruckes zufließen oder die aus einem Gebiete hohen Luftdruckes abfließen, sich unter dem Einfluß der Erdumdrehung zu einem wirbelartigen Windsystem zusammensetzen. Aber der Durchmesser auch dieser Gebilde — mehrere hundert bis einige tausend Kilometer — ist noch so groß, daß ohne die Darstellung auf Wetterkarten die Luftwirbel nicht erkannt werden können. Mit diesen Gebilden werden wir uns außerdem noch ausführlich beschäftigen. Es gibt aber in unserer Lufthülle noch eine Reihe viel kleinerer Wirbelformen, die mehr als lokale, kurzlebige Störungen auftreten, von denen aber trotzdem die größten Zerstörungen ausgehen.

Wenn der Wind scharf an der Ecke eines Hauses vorbeigeht, so wirbelt im Windschatten Staub auf und zeigt Wirbelbewegung der Luft an, eine Folge der Saugwirkung, die der vorüberwehende Wind auf die an sich ruhige Luft in Lee des Hindernisses ausübt; eine alltägliche, an ein sichtbares Hindernis geknüpfte Erscheinung ohne jede meteorologische Bedeutung. Viel interessanter sind die kleinen, auch in ganz flachem Gelände sich entwickelnden Staub-

¹⁾ Wir sehen dabei ab von großen Überschwemmungen, die ja auch atmosphärisch bedingt sind, wenn auch der Schaden oft erst in größerer Entfernung von dem Gebiet der stärksten Niederschläge eintritt.

wirbel, die mit dem Wind kurze Zeit weiterwandern und dann verschwinden. Sehr oft entstehen sie wohl durch Aufstrudeln überhitzter Luft, also von der Erdoberfläche aus. Bewegte Luft, aus deren Energievorrat sich auch die rasch kreisende Wirbelbewegung ernährt, ist immer Vorbedingung für die Ausbildung eines Wanderwirbels. Daß aber die Wirbelbewegung nicht zuerst an der festen oder flüssigen Erdoberfläche entstehen muß, sondern zuerst in einiger Höhe über der Erdoberfläche einsetzt und dann erst nach unten zu an Raum gewinnt, sehen wir an den Wind- und Wasserhosen. Bei diesen Gebilden — man faßt sie unter der Bezeichnung „Tromben“ zusammen — ist die anfängliche Wirbelbildung oft in einer niedrigen Wolkendecke sichtbar. Ein nach unten sich verlängerndes, zapfenförmiges Wolkengebilde zeigt dann das Übergreifen der Wirbelbewegung auf immer tiefere Luftmassen an, bis zuletzt bei den Wasserhosen ein im Verhältnis zur Höhe sehr schmaler Schlauch von den Wolken bis zur Wasseroberfläche herabreicht. Die Luft wirbelt schraubenförmig nach oben, obwohl die Wirbelbewegung in der Höhe begonnen hatte. Es wird also Luft förmlich nach oben gesaugt. An der Wasseroberfläche ist das Zufließen und Aufsteigen der Luft so heftig, daß Wasserstaub mitgerissen wird und den sogenannten Fuß der Wasserhose bildet, während der zur Wolke gehende Schlauch durch Verflüssigung von Wasserdampf in der emporwirbelnden Luft sichtbar wird. Bei Windhosen auf dem Lande sind die Vorgänge ganz ähnlich wie bei Wasserhosen, nur sehen wir statt eines langen Schlauches meist ein trichterförmiges, nach unten rasch sich verjüngendes Gebilde. In diesen Tromben erfolgt aber das Wirbeln durchaus nicht immer in dem Sinne, wie es der Erdumdrehung entsprechen würde — ein Beweis dafür, daß letztere bei der Erzeugung dieser Wirbelformen keineswegs die Hauptrolle spielen kann. Über die Vorgänge, die in Wolkenhöhe die erste Wirbelbewegung einleiten, um dann der gewöhnlichen Fliehkraft die Ausgestaltung des Wirbels und die Erniedrigung des Luftdruckes in der Längsachse des Wirbels zu überlassen, wissen wir nichts Sicheres. Starke Zunahme der Windgeschwindigkeit

mit der Höhe, wohl auch Richtungswechsel des Windes wirken sehr begünstigend. Obwohl an der Erdoberfläche die Tromben gewöhnlich nur einen sehr geringen Durchmesser haben (ungefähr 50—200 m), ist die Druckerniedrigung eine außerordentlich große; sie kann das Quecksilber im Barometer um 30—40 mm herabdrücken und ist dann mit entsprechend heftigen Winden verbunden. Windgeschwindigkeiten von 50 bis 100 Sekundenmetern kommen vor, obwohl die Tromben selbst sich nur langsam fortbewegen. Zum Glück ist die Lebensdauer der Windhosen meist nur eine kurze, in der Regel nur 10—30 Minuten bei einer Weglänge von einigen Kilometern.

Tromben sind immerhin selten, woraus man schließen kann, daß wenigstens in mittleren Breiten eine nicht häufig vorkommende Verbindung günstiger Faktoren zu ihrer Erzeugung notwendig ist. Leider trifft das für die Wirbelstürme, die in den Vereinigten Staaten als Tornados bekannt und berüchtigt sind, nicht zu, obwohl sie in allen wesentlichen Zügen den Tromben ähnlich sind. Sie treten östlich des Felsengebirges in den südlichen Staaten bis zum Golf von Mexiko hinab in der wärmeren Jahreshälfte so häufig auf, daß sie als besonders bezeichnend für den Witterungsablauf in diesen Gebieten angesehen werden müssen. Es gibt keinen Vorgang in unserer Lufthülle, der im Verlauf weniger Minuten ein so außerordentliches Zerstörungswerk vollbringen kann wie diese Tornados. Nicht mit Unrecht spricht man von atmosphärischen Ungeheuern. Häuser bersten wie bei einer Explosion auseinander, oft erst in der Luft, nachdem sie durch die Wirbel vom Boden abgehoben worden sind, so daß sich die Bewohner der am meisten gefährdeten Landstriche durch die Anlegung von Tornadokellern zu schützen suchen. Dabei ist der Wirbeldurchmesser an der Erdoberfläche auch nicht viel größer als bei gewöhnlichen Tromben, und ähnlich wie bei den Tromben ist auch die Geschwindigkeit, mit der die Tornados wandern. Die Wirbelentwicklung geht von höheren Wolken aus, aus denen sich der Wirbel zuerst in der Form eines Elefantenrüssels, später trichterförmig herabsenkt, bis an der Erdoberfläche sich ebenfalls

ein Wirbelfuß ausbildet, so daß zuletzt ein stundenglasähnliches Gebilde entsteht (Abb. 24).

Über die meteorologischen Bedingungen, die zur Entwicklung der meist von Südwest nach Nordost wandernden Tornados führen, hat man eine Reihe von Anhaltspunkten. Da sie nur in der wärmeren Jahreshälfte auftreten, darf man von vornherein vermuten, daß starke Erwärmung der unteren Luftschichten die Entwicklung begünstigt. Vielleicht handelt es sich aber dabei weniger um starke Heizung der Luft vom Boden aus als um die Zufuhr sehr warmer feuchter Luft auf der Vorderseite wandernder, an sich harmloser Tiefdruckgebiete, wie wir sie später ausführlich besprechen werden. Die besondere Energie dieser Wirbel erklärt sich daraus, daß sie immer in der Nähe der Grenzflächen zwischen Warm-



Abb. 24. Entwicklung des Wolkenschlauches bei einem Tornado.

und Kaltluftmassen entstehen. Es ist ein Merkmal der nordamerikanischen Tiefdruckgebiete, daß die Temperaturunterschiede im Gebiete derartiger Grenzflächen besonders schroff sind. Man kann

vermuten, daß die im Westen der Tornadogebiete sich erhebenden Gebirge die Ausbreitung der kalten Luft in den unteren Schichten hemmen, während sie in der Höhe bereits vorstößt und über abnorm warme Luftmassen gelangt. Hier sinkt die Kaltluft rapide herab, während die Warmluft emporstrudelt, noch ehe an der Erdoberfläche die eigentliche Kaltfront angelangt ist. Nur durch einen ähnlichen Vorgang kann man sich einerseits die außerordentliche Gewalt des Vorganges, andererseits die Bildung mehrerer Tornados an einem einzigen Tage erklären. Immerhin sind die Tornados nur eine durch örtliche Verhältnisse begünstigte und zu ungeheurer Kraftentfaltung gesteigerte Begleiterscheinung wandernder Tiefdruckgebiete und in ihrer Entwicklung an diese gebunden.

Was die Größenverhältnisse, nicht aber die entwicklungs-geschichtliche Stellung anbelangt, bilden die sogenannten tropischen Zyklonen den Übergang zwischen den Tornados und den außerordentlich ausgedehnten Tiefdruckgebieten mittlerer

Breiten. Diese auf die Tropenzone beschränkten Wirbelstürme kommen nur in einigen Meeresgebieten und auch hier nur selten vor und führen je nach dem Orte ihres Auftretens verschiedene Namen (Teifune, Westindia Hurricanes, Mauritius-Orkane usw.). Der Wirbeldurchmesser kann bei diesen tropischen Zyklonen bereits 1000 km betragen, also eine starke Annäherung an die Größenverhältnisse außertropischer Tiefdruckgebiete, mit denen sie auch dadurch verwandt sind, daß der Drehungssinn des Wirbels immer durch die Erddrehung bestimmt ist. Abb. 25 zeigt die elliptischen Isobaren und die Windrichtung bei einem in Manila am 20. 10. 1882 beobachteten Wirbelsturm. Auch die tropischen Zyklonen sind am häufigsten im Sommer. Ihre Lebensdauer ist weitaus

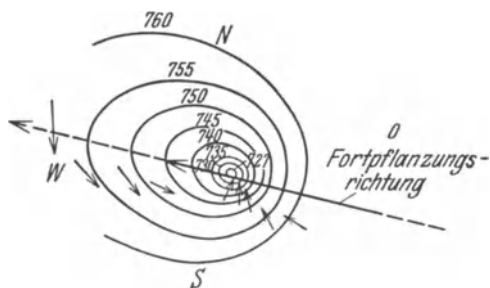


Abb. 25. Wirbelsturm in Manila (20. Oktober 1882).

größer als jene der Tornados, d. h. das Sturmfeld einer tropischen Zyklone kann sich tagelang erhalten und verschieben, so daß diese Art von Wirbeln außerordentlich wichtig und gefährlich für die Schifffahrt ist, abgesehen von dem Schaden, den die auf Land übertretenden Zyklonen in den Küstengebieten hervorrufen. Glücklicherweise lösen sie sich über festem Lande in der Regel rasch auf. An den Küsten werden dabei die größten Zerstörungen häufig nicht durch den Orkan selbst, sondern durch die Aufstauung der Wassermassen gegen die flachen Küsten verursacht. So erreichte bei der sogenannten Backergunge-Zyklone am 31. 10. 1876 die Sturmflut an der Megna-Mündung eine Höhe von 14 m und vernichtete ungefähr 200 000 Menschenleben. Da auf den tropischen Meeren der Luftdruck unter gewöhn-

lichen Verhältnissen nur sehr kleinen und sehr regelmäßigen Schwankungen unterliegt, warnt rascher und starker Druckfall den Seemann vor der Annäherung einer Zyklone. Im Zentrum solcher Wirbel kann der Druck unter 700 mm sinken. Eine mächtige Wolkendecke, von randlichen Cirrusbildungen bis zu dichtem Strato-Cumulus im Zentralgebiet, spannt sich über das Sturmfeld und zeigt durch heftige Regengüsse das Aufsteigen feuchter, warmer Luftmassen an. Geht die Wirbelmitte über ein Schiff hinweg, so springt der Wind in die entgegengesetzte Richtung um, nach einer kurzen Zeit fast völliger Windstille im Wirbelzentrum. Hier bricht auch ganz überraschend oft die Wolkendecke auf und gewährt einen Durchblick auf den blauen Himmel. Die Seeleute nennen diesen Durchblick das „Auge des Sturms“, das den Meteorologen anzeigt, daß auch bei diesen Wirbeln im eigentlichen Zentrum Luft herabgesaugt wird. Da in der Tropenzone in den unteren Schichten größere Temperaturunterschiede fehlen, hat man auf der Vorder- und Rückseite dieser Wirbel nahezu gleiche Temperatur. Da aber Temperaturunterschiede in der Waagerechten in größerer Höhe vorhanden sein können, ist es nicht ausgeschlossen, daß auch die tropischen Zyklonen ihre Energie aus dem Temperaturgegensatz benachbarter Luftströmungen schöpfen.

Die tropischen Wirbelstürme entstehen immer in der Nachbarschaft des Äquators und am leichtesten vielleicht dort, wo die Passatströmungen beider Halbkugeln aufeinander treffen. Die ablenkende Kraft der Erddrehung ist hier an sich sehr gering, aber einerseits doch kräftig genug, um die einem Störungsgebiet zufließenden Luftmassen wirbelförmig anzuordnen; andererseits aber können sich die in Bewegung gesetzten Strömungen in so niedrigen Breiten dem Gebiete der ursprünglichen Störung viel stärker annähern als in höheren Breiten. Bei gleich tiefem Druck im Zentrum wird der Durchmesser der Wirbel deshalb kleiner als bei den Zyklonen höherer Breiten. Die Richtung, in der die Zyklonen wandern, ist durch die allgemeine Drift der Luftmassen bedingt. Sie ziehen deshalb zunächst von Osten nach Westen, da ja in der Nachbarschaft des Äquators in den Passatzonen

Ostwinde vorherrschen. Da sie sich aber dabei vom Äquator entfernen, hat es den Anschein, als ob nicht nur der untere Passat Einfluß auf die Zugrichtung der Zyklonen hätte, sondern auch die Strömungen in der Höhe. Sobald die Zyklonen in der Gegend der Wendekreise die Passatzzone polwärts verlassen haben, ändert sich die Zugrichtung. Die Sturmfelder wandern nunmehr nach Nordosten, sich sozusagen in die vorherrschende Westwinddrift der mittleren Breiten einbettend. Auf alle Fälle wird den tropischen Zyklonen ihre Bahn von Strömungen des allgemeinen Kreislaufes aufgezwungen. Sobald eine Zyklone tropischen Ursprungs in die Westwinddrift einbiegt, wandert sie rascher, und das Sturmfeld wird umfangreicher, die Gradienten und die Windgeschwindigkeit werden kleiner. Da außerdem in mittleren Breiten die Winde auf der Vorder- und Rückseite des Wirbels Luftmassen sehr verschiedener Natur heranzuführen, entsteht ein Wirbelgebilde, das sich nicht mehr wesentlich von den häufigen, wandernden Tiefdruckgebieten unterscheidet. Wenn auch die Mehrzahl der letzteren durchaus nicht aus tropischen Zyklonen entsteht, so kommt diese Umwandlung doch vor und beweist eine entwicklungsgeschichtliche Verwandtschaft, wie sie z. B. zwischen Tornados und tropischen Zyklonen in keiner Weise vorhanden ist.

8. Die Zyklonen der mittleren Breiten.

Da heute jeder Kulturstaat einen Wetterdienst unterhält und jeder Wetterdienst mindestens einmal täglich eine Wetterkarte herausgibt, weiß heute jedermann, wie eine Wetterkarte aussieht. Wie sie entsteht, werden wir später besprechen. Das Skelett jeder Wetterkarte ist die durch Linien gleichen Luftdruckes (Isobaren) dargestellte Luftdruckverteilung über einem größeren Erdgebiet. Jede Wetterkarte zeigt uns, wo der Luftdruck hoch und wo er niedrig ist. Wo die Wetterkarte „Tief“ verzeichnet, hat man ein zyklonisches, wo „Hoch“ eingeschrieben ist, ein antizyklonisches Gebilde. So setzt sich zu Wasser und zu Lande jede Druckverteilung

aus Zyklonen und Antizyklonen zusammen. Dazu kommen dann noch Teil- und Zwischengebilde, die für den praktischen Wetterdienst sehr wichtig sind, die sich aber bereits nach dem Isobarenverlauf immer leicht und deutlich als zyklonische oder antizyklonische Formen bestimmen lassen (Randtief, Sekundärtief, Rinne tiefen Druckes, Rücken hohen Druckes, Hochdruckkeil usw.). Zeigt eine Isobare gegenüber einem Zentralgebiet tiefen Druckes konkaven Verlauf, so spricht man von zyklonaler Isobarenkrümmung; bei konvexem Verlauf von antizyklonaler Krümmung. In Abb. 26 verläuft die mit 1 bezeichnete Isobare zyklonal, die Isobare 3 antizyklonal, Isobare 2 geradlinig. Es ist wichtig, auf den Krümmungssinn der Isobaren zu achten. Bei zyklonaler

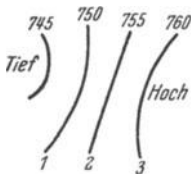


Abb. 26. Zyklonale und antizyklonale Krümmung der Isobaren.



Abb. 27. Windverteilung in einer Zyklone.

Krümmung hat man immer Neigung zu aufsteigender, bei antizyklonaler Krümmung Neigung zu absteigender Luftbewegung.

Im einfachsten Fall ist eine Zyklone von geschlossenen, elliptischen Isobaren umgeben (Abb. 27).

Da die Winde nahezu in der Richtung der Isobaren wehen, stellt eine Zyklone äußerlich einen meist sehr umfangreichen Luftwirbel dar, in dem die Luftmassen auf der Nordhemisphäre in einer Richtung wirbeln, die der Uhrzeigerbewegung entgegengesetzt ist, während auf der Südhalbkugel der Umlauf gleichsinnig mit dem Uhrzeiger erfolgt. Von den waagerechten Ausmaßen abgesehen, ist also der Unterschied gegenüber den tropischen Zyklonen zunächst nicht groß. Er wird aber groß durch folgende Umstände: Erstens sind die Zyklonen mittlerer Breiten im Gegensatz zu den tropischen Gebilden ungemein häufig, man kann sagen allgegenwärtig. Außerdem strömen aber den Zyklonen mittlerer Breiten von allen Seiten Luftmassen sehr verschiedener Temperatur zu. Ein Blick auf Abb. 27 zeigt, daß auf der Ostseite der Zyklonen, die man auch als ihre Vorderseite bezeichnet, südliche

Winde wehen, auf der Westseite (Rückseite) Winde aus Norden. Letztere kommen aus kalten, erstere aus warmen Gegenden¹⁾. In mittleren Breiten setzt sich also das Windsystem einer Zyklone im allgemeinen aus Strömungen von sehr verschiedener Temperatur zusammen, wobei aber — und das ist wichtig! — die Temperaturen der einzelnen Ströme nicht langsam und stetig ineinander übergehen. Die Luftmassen verschiedener Temperatur sind vielmehr durch Grenzflächen (Fronten) voneinander getrennt.

Es hat sich herausgestellt, daß in einer wohlausgebildeten, einfachen, noch lebensfähigen Zyklone mindestens zwei Fronten vorhanden sind, die zwischen sich den sogenannten „warmen Sektor der Zyklone“ einschließen. Das von Kaltluft bestrichene Gebiet ist an der Erdoberfläche immer viel umfangreicher als der Wirkungsbereich der Warmluft; letzterer nimmt aber mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche zu, was nach den Ausführungen des Abschnittes 5 keiner Erläuterungen mehr bedarf. Im einfachsten Fall können wir also eine Zyklone mittlerer Breiten durch das in Abb. 28 wiedergegebene Schema darstellen, wobei Kalt- und Warmfront in der heute auf Wetterkarten üblichen Weise verzeichnet sind. Früher haben wir aus dem Zusammenfließen (Konvergieren) der Luftströmungen gegen die Mitte des Tiefdruckgebietes geschlossen, daß die Luft im zyklonalen Gebiet in aufsteigender Bewegung sein müsse. Jetzt ergibt sich, daß die Aufstiegsbewegung vornehmlich an die beiden erwähnten Fronten gebunden ist. Wo an der Warmfront die Luft aufgleitet, hat man wenig ergiebigen Regen längerer Dauer; wo die Kaltfront vorrückt, gehen kräftige böige Regen oder Schneefälle nieder (vgl. Abschnitt 5). Die Einfachheit des Schemas wird durch die Tatsache wenig berührt, daß statt einer einzigen Kaltfront oft mehrere, hintereinander gestaffelte Kaltfronten vorhanden sind und daß oft auch statt einer einzigen mehrere Warmfronten gefunden

¹⁾ Wir betrachten im folgenden immer Zyklonen der nördlichen Halbkugel. Die Übertragung auf die südliche Halbkugel ist sehr einfach, wenn man berücksichtigt, daß dort die Erddrehung jede Luftströmung nach links ablenkt und daß hier Südwinde kalt, Nordwinde aber warm sind.

werden. In viel größerem Ausmaße wird die Einfachheit des Schemas dadurch gestört, daß die Zyklonen bis in sehr große Höhen hinaufreichen. Berechnet man die Druckverteilung in größeren Höhen, so ergibt sich, daß die Zyklonen durchaus keine Wirbel um senkrecht stehende Achsen sind. Je größere Höhen wir betrachten, um so weiter rückt der tiefste Druck nach Westen oder Nordwesten (auf der Nordhalbkugel). Bezeichnet man die Linie, in der in jeder Höhe der Druck am niedrigsten ist, als die Achse der Zyklonen, so steigt diese Achse gewöhnlich gegen Westen an, mit der Erdoberfläche einen außerordentlich kleinen Winkel bildend. Wenn also ein Ort an der Erdoberfläche bereits auf der Rückseite der



Abb. 28. Zyklone mit Warmsektor.

Zyklone im Bereich der kalten Strömungen liegt, kann ein mäßig hoher, ganz nahe gelegener Berggipfel noch auf ihrer Vorderseite liegen und in die warme Vorderseitenströmung hineinragen. Die Registrierungen, die uns die unbemannten Ballons aus großen Höhen heruntergeholt haben, zeigen überdies, daß im Gebiet einer Zyklone die Stratosphäre bereits in einer viel geringeren

Höhe beginnt als in einem Gebiet hohen Luftdrucks. Da die Stratosphäre um so wärmer ist, in je geringerer Höhe sie beginnt (vgl. Abschnitt 1), ergibt sich von selbst der Verdacht, daß auch noch stratosphärische Vorgänge zum Aufbau der Zyklonen gehören und zumindest den Luftdruckgang an der Erdoberfläche beeinflussen.

Für die Wettervorhersage sind zwei Tatsachen von besonderer Wichtigkeit. Das heute übliche Verfahren, auf Grund von Wetterkarten Voraussagen für ein bis zwei Tage zu machen, wäre unmöglich, wenn die Zyklonen ganz regel- und ziellos wandern würden. Wäre es so, so wären Vorhersagen nur möglich, wenn wir die Gesetze, nach denen die Wanderung der Zyklonen vor sich geht, ganz genau kennen würden und zu Vorausberechnungen benützen könnten. So weit ist aber die Meteorologie noch lange nicht. Daß trotzdem Vorhersagen, von denen ein großer Teil eintrifft, ge-

macht werden können, beruht auf der Tatsache, daß die meisten Zyklonen mittlerer Breiten von Westen nach Osten sich verschieben. Es kommt zwar vor, daß Zyklonen mehrere Tage lang an der gleichen Stelle bleiben oder daß eine Zyklone, ausnahmsweise von Ost nach West sich verschiebend, „rückläufig“ wird, aber die große Mehrzahl wandert trotzdem ostwärts. Und mit der Zyklone verschiebt sich auch die zyklonale Witterung. Dürfte man ferner annehmen, daß die Zyklonen unveränderliche Gebilde seien, so wäre das Problem der Wettervorhersage für kurze Zeiträume gelöst, wenn man die Zugrichtung der Zyklonen und die Geschwindigkeit ihrer Fortbewegung in jedem einzelnen Fall vorhersagen könnte. Das ist aber dem Meteorologen nur sehr näherungsweise möglich, und Behelfe, die dem Meteorologen die dürftigen Anhaltspunkte über künftige Bewegung und Geschwindigkeit einer Zyklone geben, werden wir später besprechen.

Außerdem trifft unsere Annahme, daß die Zyklonen unveränderliche Gebilde seien, nicht im entferntesten zu. Jede Folge von Wetterkarten zeigt uns nicht nur die Wanderung, sondern auch die Umbildung von Zyklonen. Da gibt es Zyklonen, die sich „ausfüllen“, d. h. Zyklonen, in deren Mittelgebiet der Druck höher wird, als er vorher war. Man fühlt unmittelbar, daß diese sich ausfüllenden Gebilde den Höhepunkt ihrer Entwicklung bereits überschritten haben und ihrer Auflösung entgegengehen. Ein anderes Mal beobachtet man, daß eine zuwandernde Zyklone sich „vertieft“, d. h. daß der Druck im Mittelgebiete noch weiter sinkt. Oder daß aus einem unbedeutenden Anhängsel an eine Zyklone, angedeutet durch die zyklonale Ausbuchtung einer randlichen Isobare, sich eine selbständige, von geschlossenen Isobaren umgrenzte Zyklone entwickelt — Vorgänge, die auf einen noch sehr jugendlichen, lebenskräftigen Entwicklungszustand hinweisen. Da nun mit der Veränderung und Umbildung der Zyklone sich auch die an die Zyklonen gebundene Witterungsverteilung ändert, so gehört es zu den wichtigsten Aufgaben des praktischen Meteorologen, den jeweiligen Entwicklungszustand einer Zyklone zu erkennen. Eine um so wichtigere Aufgabe, als von dem Entwicklungszustand einer

Zyklone ihre weitere Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit abhängen.

Noch während des Weltkrieges wären die meisten Meteorologen in Verlegenheit geraten, wenn man von ihnen verlangt hätte, ein durch bestimmte Tatsachen begründetes Urteil über den jeweiligen Entwicklungszustand einer Zyklone abzugeben. Inzwischen aber haben uns Bjerknes und seine Schüler gelehrt, daß ein solches Urteil möglich ist, und zwar durch Feststellung der Lage und Ausbildung des „warmen Sektors“. Die beiden Fronten, die den warmen Sektor einschließen, gehen von der Mitte der Zyklone aus. Bei entstehenden und noch jungen Zyklonen ist der Winkel zwischen

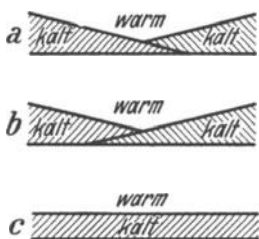


Abb. 29. Vereinigung (Okklusion) der Fronten in einer Zyklone.

beiden Fronten groß. Und im allgemeinen kann man sogar sagen, daß eine Zyklone sich noch vertiefen wird, solange ein warmer Sektor an der Erdoberfläche überhaupt nachweisbar ist. Je älter eine Zyklone wird, um so mehr nähern sich die beiden Fronten, um so kleiner wird der von ihnen eingeschlossene Winkel. Der Grund ist leicht einzusehen. Die langsam zurückweichende Warmfront gehört der

Rückseite einer abziehenden, die rasch vorstoßende Kaltfront der Vorderseite einer heranrückenden Kaltluftmasse an. Im Laufe der Zeit wird dann die Warmfront von der Kaltfront eingeholt, d. h. die Kaltluftmassen vereinigen sich, und man findet dann an der Erdoberfläche überhaupt keine Warmluft mehr. Je nachdem, ob die westliche Kaltluftmasse kälter ist als die östliche (a) oder umgekehrt (b), erfolgt die Vereinigung so, wie es in Abb. 29 angedeutet ist. Sobald die Fronten sich vereinigt haben, beginnt die Zyklone abzustorben und sich auszufüllen, da die horizontalen Temperaturunterschiede bis in immer größere Höhe hinauf verschwinden. Wenn dann die Grenzfläche zwischen Kalt- und Warmluft sich waagerecht einstellt (c), kommen die zyklonalen Strömungen allmählich zum Stillstand: Die Zyklone hat sich aufgelöst. So geben uns die Entstehung, die Um-

bildung und das Verschwinden des warmen Sektors die wichtigsten Anhaltspunkte über den Entwicklungszustand einer Zyklone. Mißlich ist dabei nur der Umstand, daß z. B. in West- und Mitteleuropa die Temperaturunterschiede zwischen Warm- und Kaltluft oft so klein sind, daß auch ein vorhandener Warmsektor nur mit Mühe nachgewiesen werden kann. Eine Zyklone, deren Fronten sich bereits vereinigt haben, nennen die Meteorologen heute meist eine „Okklusion“. Wenn aber auch kein Warmsektor mehr vorhanden ist, und wenn auch das ganze zyklonale Gebiet bereits allseits von kalter Luft überspült ist, so kann es doch wieder zu einer Verjüngung, zu einer Regeneration der Zyklone dadurch kommen, daß in ihren Kreislauf erneut sehr warme oder sehr kalte Luft eintritt. Wenn z. B. eine bereits absterbende, okkludierte Zyklone, von Westen kommend, über Skandinavien hinweg Nordosteuropa und damit ein Gebiet erreicht, in das aus der Gegend von Nowaja Semlja sehr häufig frische Polarluft einströmt, kann es leicht zu einer Wiederbelebung der scheinbaren Todeskandidatin kommen.

Von dem Entwicklungszustand einer Zyklone hängt meist auch ihre Geschwindigkeit ab. Junge, durch einen Warmsektor ausgezeichnete Zyklonen wandern rascher als absterbende. Ist der Warmsektor einmal verschwunden, so kommt es häufig genug vor, daß eine Zyklone sich nicht mehr weiter bewegt, sondern „stationär“ wird und sich ausfüllt, wenn nicht einer der oben erwähnten regenerierenden Vorgänge eintritt. Die Mehrzahl der aus dem Atlantischen Ozean nach Europa einwandernden Zyklonen erreicht das Festland bereits in okkludiertem Zustande, und damit hängt es wohl zusammen, daß die über dem Ozean sehr rasch und sehr zielstrebig wandernden Zyklonen sich in Europa viel langsamer und viel unschlüssiger bewegen als vorher. Diese für den europäischen Meteorologen sehr peinliche Tatsache hat zur Folge, daß die für Europa ermittelten „Zugstraßen der Zyklonen“ ein sehr verwickeltes Bild liefern, während es in Nordamerika viel weniger Zugstraßen gibt, was für die Wettervorhersage natürlich viel günstiger ist.

Solange ein warmer Sektor vorhanden ist, bietet er dem

Meteorologen einen guten Anhaltspunkt zur Beurteilung der Frage, wohin die Zyklone sich verlagern wird. Nach einer im praktischen Dienst viel erprobten Regel bewegt sich eine Zyklone ungefähr in der Richtung weiter, in der die Winde im warmen Sektor wehen. Es hängt also viel davon ab, auf welcher Seite der Zyklone der warme Sektor entwickelt ist. Die Annahme, daß die Warmluft immer mit südlichen Winden zu uns kommen müsse, trifft durchaus nicht immer zu. Auf verschlungenen Bahnen kommt im Winter manchmal Warmluft, die von den Subtropen ausgegangen ist, als Nordweststrom nach Mitteleuropa. Nur auf der Polarseite der Zyklone fehlt der Warmsektor in der Regel. Im übrigen aber sind in Abb. 30 drei häufige Fälle angedeutet, wobei die

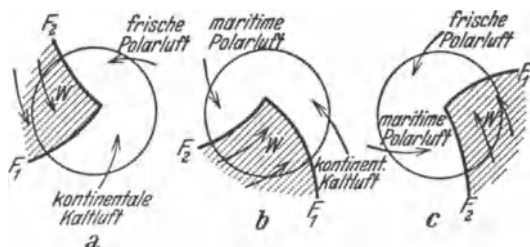


Abb. 30. Verschiedene Lage des Warmsektors bei Zyklonen in Europa.

Zyklone selbst nur durch eine kreisrunde Isobare bezeichnet wird. Im Fall *a* liegt der warme Sektor auf der Westseite der Zyklone, d. h. wir finden innerhalb des Sektors warme Nordwestwinde, während das übrige Gebiet der Zyklone teils von frischer Polarluft, teils von kontinentaler Kaltluft, die unter Mitwirkung kräftiger winterlicher Wärmeausstrahlung ihre niedrige Temperatur erlangt hat, beherrscht wird. Nach der Warmsektor-Regel wird die Zyklone nach Südosten weiterziehen, die kontinentale Kaltluft wird von der Warmluft verdrängt werden, während die frische Polarluft rasch nachdrängt und den Warmsektor verkleinert, da die Kaltfront F_2 sich rascher verschiebt als die Warmfront F_1 . Einen häufigeren Fall stellt *b* dar: Der Warmsektor mit warmen Südwestwinden ist auf der Südseite der Zyklone entwickelt; letztere wird sich deshalb im allgemeinen nach Nordosten

verlagern, ebenfalls unter Verschmälerung des warmen Gebietes. Die Hauptbewegungsrichtung ist jedoch in den Fällen a und b von West nach Ost gerichtet. Das trifft nicht mehr bei Fall c zu, der nicht sehr häufig, aber gerade für Mitteleuropa sehr wichtig ist. Bei Zyklonen, die im Mittelländischen Meer als Randgebilde nördlicher Hauptdepressionen entstehen und die dann, selbständig werdend, östlich der Alpen auf der sogenannten „Zugstraße Vb“ nordwärts ziehen, findet man oft einen sehr ausgesprochenen, warmen Sektor auf der Südost- oder Ostseite. Nach der Regel müssen sich diese Zyklonen nach Norden oder Nordwesten bewegen, also in einer Richtung, die nicht mehr mit der allgemeinen Westdrift und mit der gewöhnlichen Zugrichtung der Zyklonen übereinstimmt. Bei dieser Lage des warmen Sektors werden deshalb die Zyklonen leicht „rückläufig“, sie bewegen sich sehr langsam und werden nach der Okklusion stationär. An der Front F_1 , die dann ebenfalls sich nur sehr langsam bewegt, gleitet die von Südosten kommende, über dem Mittelländischen Meer sehr feucht gewordene Luft auf und erzeugt in der Regel tagelang anhaltende, sehr ergiebige Niederschläge, die zu den gefürchteten Hochwassern der Oder Veranlassung geben. Diese Niederschläge können auch noch anhalten, wenn die Front F_2 die Front F_1 eingeholt hat, und hören erst nach gänzlicher Auffüllung der Zykzone auf.

Wenn auch Zyklonen mit einem kräftig entwickelten Warmsektor die Prophetentätigkeit des Meteorologen begünstigen, so muß andererseits festgestellt werden, daß derartige Zyklonen in Europa nicht allzu häufig sind. Entweder sind die Temperaturunterschiede, die auf den Wetterkarten festzustellen sind, innerhalb des zyklonalen Gebietes nur gering, oder die Temperaturen selbst sind durch Ein- oder Ausstrahlung in den untersten Schichten so stark verändert, daß die in einiger Höhe über dem Erdboden vorhandenen Temperaturunterschiede aus den Wetterkarten namentlich dort nicht mehr abgelesen werden können, wo Höhenstationen fehlen. Dazu kommt die bereits erwähnte Tatsache, daß eine große Zahl der in Europa eindringenden Zyklonen bereits okkludiert, in den unteren Schichten also nur mehr von Kaltluft umflossen

ist. Um die Zugrichtung einer Zyklone auch in solchen Fällen beurteilen zu können, verwendet man oft mit Vorteil eine alte Regel. Man bestimmt auf der Wetterkarte die Richtung des größten Temperaturgefälles über einem großen Gebiet. Im allgemeinen bewegen sich dann die Zyklonen senkrecht zur Richtung des größten Temperaturgefälles derart, daß das warme Gebiet auf der rechten Seite der Zyklonenbahn bleibt. Ist es also z. B. im Sommer in Südosteuropa sehr warm, im nördlichen Atlantischen Ozean sehr kalt, so fällt die Temperatur (Abb. 31) am stärksten von Südost nach Nordwest. Bei dieser Temperaturverteilung haben die Zyklonen die Neigung, sich in der Richtung *Z* zu bewegen; sie wandern also in höhere Breiten hinauf. Im Winter hingegen, wenn das

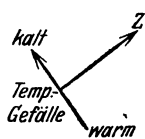


Abb. 31. Abhängigkeit der Zyklonenwanderung vom Temperaturgefälle.

Temperaturgefälle meist von Südwest nach Nordost am kräftigsten ist, werden die Zyklonen mit Vorliebe niedrigere Breiten aufsuchen. Die Anwendung dieser Regel hat aber zur Voraussetzung, daß die am Boden vorhandenen Temperaturunterschiede bis in größere Höhen hinauf wirksam sind — eine Voraussetzung, die gewöhnlich nur erfüllt ist, wenn das Temperaturgefälle für ein sehr großes Gebiet bestimmt wird. Viel günstiger ist es immer, wenn innerhalb des zyklonalen Gebietes selbst ein deutlicher Warmsektor vorhanden ist.

Seit dem Ende des Großen Krieges ist das alltäglich den Wetterdienststellen durch Funkspruch übermittelte Beobachtungsmaterial auf ein Vielfaches des Vorkriegsumfanges angewachsen, so daß größere Dienststellen zwei- bis dreimal täglich Wetterkarten entwerfen können. Für den Praktiker ist hierdurch das Urteil darüber, wie sich eine Zyklone in der Zukunft verhalten wird, außerordentlich erleichtert, vor allem durch die Berücksichtigung der sogenannten „barometrischen Tendenz“. Jede in den Meldedienst eingegliederte Station meldet nicht nur für jeden Beobachtungstermin Temperatur, Luftdruck, Windrichtung und Stärke, Bewölkungsgrad und Bewölkungsart, sondern auch die Veränderung des Luftdrucks während der letzten drei Stunden. Sie meldet, ob und

um welchen Betrag der Luftdruck in den letzten drei Stunden gefallen oder gestiegen ist. Wie man nun auf der Wetterkarte die Orte mit gleichem Luftdruck durch Isobaren verbindet, so kann man auch alle Orte, in denen der Luftdruck um den gleichen Betrag gefallen oder gestiegen ist, durch Linien verbinden. Es ist klar, daß ein Blick auf diese Linien (Isallobaren) sofort einen Schluß auf die Bewegungsrichtung einer

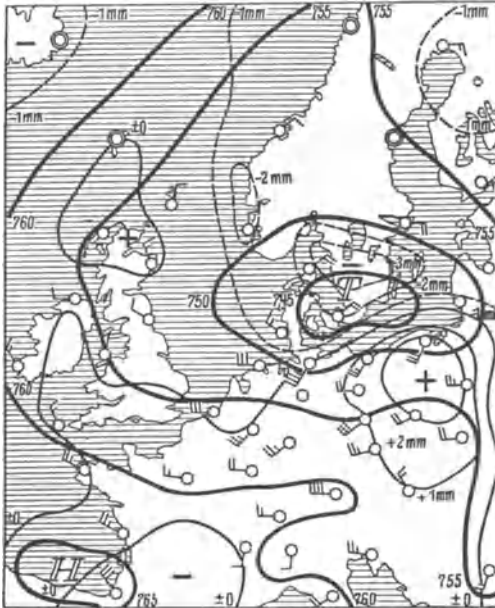


Abb. 32. Isobaren und Isallobaren.

Zyklone zuläßt. In Abb. 32 sind die dick ausgezogenen Linien Isobaren und stellen eine Zyklone über der westlichen Ostsee dar. Im Gebiete der gestrichelten Linien ist der Druck in den letzten drei Stunden gefallen, im Gebiete der fein ausgezogenen Linien ist der Druck gestiegen. Die Isallobaren zeigen an, daß die Zyklone in Verschiebung begriffen ist, und ihr Zentrum wird voraussichtlich dorthin wandern, wo der Druck am stärksten fällt. Sind hingegen aus dem Umkreis einer Zyklone keine oder nur sehr geringe Druckänderungen ge-

meldet, so ist das ein Zeichen, daß die Zyklone stationär geworden ist und sich nicht mehr weiter bewegt. Bei einer noch lebenskräftigen, östlich wandernden Zyklone hat man auf deren Ostseite (Vorderseite) fallende, auf der Westseite (Rückseite) steigende Tendenz. Steigt aber im ganzen Gebiet der Zyklone der Luftdruck, so ist sie bereits in Ausfüllung begriffen. Bei einiger Übung kann man also aus der Verteilung der „barometrischen Tendenz“ auf der Wetterkarte rasch sehr wichtige Schlüsse ziehen, ohne daß man sich den Kopf über die wahre Natur der Zyklonen zu zerbrechen braucht. Man muß überhaupt sagen, daß seit Kriegsende namentlich unter dem Einfluß der norwegischen Meteorologen ein stark handwerksmäßiger Zug in die Arbeit der „Wettermacher“, der praktischen Meteorologen, gekommen ist. Sie sind viel weniger als früher auf gefühlsmäßiges Arbeiten angewiesen und stützen sich viel mehr auf Regeln, die gelehrt und gelernt werden können, aber leider nur eben Regeln, keine Gesetze sind. Wenn die Wettervorhersagen heute besser sind als vor dem Kriege, so ist der Fortschritt allerdings nicht nur der Vertiefung unserer wissenschaftlichen Erkenntnisse zu verdanken, sondern ebenso sehr der Verbesserung und Verdichtung des Meldewesens seit Einführung der Funktelegraphie. Auch der Fortschritt der Aerologie (Erforschung der freien Atmosphäre) hat viel dazu beigetragen. War man früher auf die Meldungen einiger weniger und nicht einmal sehr hoch gelegener Stationen auf Berggipfeln angewiesen, so steht jetzt dem Meteorologen ein unvergleichlich reicheres Beobachtungsmaterial aus großen Höhen zur Verfügung, das von Flugzeugen, Drachen und Pilotballons in alltäglichen Aufstiegen gewonnen wird. So gibt es auch eine Anzahl von Regeln über die Zyklonenbewegung und Zyklonenentwicklung, die sich auf die Richtung der Höhenwinde, auf die Beobachtung der Cirruswolken, auf den Vergleich der gleichzeitigen Druckänderungen auf Berggipfeln und in der Niederung gründen, es würde aber zu weit führen, wenn wir alle diese Regeln besprechen würden.

Im Wetterdienst wird heute mit den auf den Wetterkarten des Tages jeweils vorhandenen Zyklonen gearbeitet, ohne daß

ein Meteorologe heute mit Gewißheit angeben könnte, wie die Zyklonen hoher und mittlerer Breiten eigentlich entstehen. Daß mit den Kleinwirbeln der Atmosphäre bis zur Größenklasse der Tornados nicht die mindeste Verwandtschaft und noch weniger ein Entwicklungszusammenhang besteht, wurde bereits erwähnt. Hingegen ist sicher, daß sich tropische Wirbelstürme in Zyklonen umwandeln, wenn sie in mittlere Breiten hinaufwandern. Aber sie wandeln sich dabei gründlich um und werden viel ausgedehnter. Infolge der verschiedenen Temperatur der in dem Kreislauf einbezogenen Luftmassen treten Fronten auf, deren Vorhandensein man als wichtigstes Merkmal der Zyklonen in mittleren Breiten betrachten darf. Zweitens entsteht nur ein verschwindend kleiner Teil unserer Zyklonen aus tropischen Wirbelstürmen; die meisten sind auch ihrer Entstehung nach Gebilde der mittleren Breiten. Da nun zumindest in allen jungen, noch entwicklungsfähigen Zyklonen Fronten vorhanden sind, so ist es naheliegend, die Entstehung der Zyklonen überhaupt auf Luftströme verschiedener Temperatur zurückzuführen, die durch Grenzflächen voneinander getrennt sind. Ob nun die auf S. 52 besprochene „Polarfront“, durch die die kalte Polarluft von den wärmeren Winden der Westwindzone geschieden wird, tatsächlich längs des ganzen Erdumfangs vorhanden ist oder nicht, so läßt sich doch auf Weltwetterkarten immer zeigen, daß Fronten sich in fast ununterbrochener Folge durch alle in mittleren Breiten vorhandenen Zyklonen hindurchziehen und daß diese Frontenfolge meist nur dort unterbrochen ist, wo die Polarströme in die Passatströmung einmünden. Macht man die letztgenannte Einschränkung, so kann man die erwähnte Frontenfolge ruhig als Polarfront bezeichnen, und dann ergibt sich eben der Schluß, daß nahezu alle Zyklonen mittlerer Breiten an dieser Polarfront entstehen, längs der Polarfront sich verschieben und nach ihrer Okklusion von Polarluft umflossen sind. Man muß höchstens noch die Einschränkung machen, daß im Winter auch „kontinentale Kaltluft“, im Sommer „maritime Kaltluft“ die Rolle echter Polarluft übernehmen kann.

Die meisten Meteorologen neigen heute der Auffassung zu, daß die Zyklonen sich aus geringfügigen Deformationen der „Polarfront“ entwickeln. Im einfachsten, immer nur für kurze Zeit verwirklichten Fall verläuft die Polarfront bzw. der Schnitt der Grenzfläche zwischen polaren Ostwinden und dem wärmeren Westwind geradlinig, so wie es in Abb. 33a angedeutet ist. Längs der Linie *P* (Polarfront) beobachten wir dann eine „Rinne niedrigen Drucks“. Beide Ströme verschiedener Richtung, die durch die Erddrehung aus Nord- und Südwinden entstanden sind, müssen auf der Nordkugel den niedrigsten Druck zu ihrer Linken haben (vgl. Abschnitt 3), was nur möglich ist, wenn

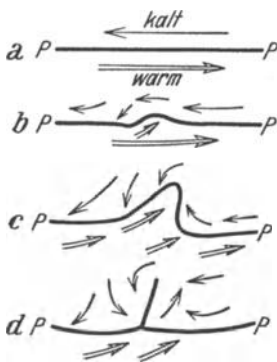


Abb. 33. Entwicklung einer Zyklone.

der Druck längs der Linie *P—P* am niedrigsten ist. Im stationären Zustande würde sich die gegenseitige Lage der beiden Ströme und damit auch die Lage der Polarfront nicht ändern. Man kann sich nun vorstellen, daß es durch eine Art von „Wellenbildung“ an der Polarfront an einer Stelle der Front zu der in *b* angenommenen, zunächst geringfügigen Deformation kommt, in der Warmluft nach Norden vordringt, während Kaltluft westlich der Warmluft nach

Süden dringt. Da im stationären Stadium *a* die Kaltluft keilförmig unter die Warmluft hineingreift, so daß letztere in der Höhe viel weiter polwärts sich ausdehnt als an der Erdoberfläche, so könnte die schwach geneigte Grenzfläche zwischen beiden Strömungen in ähnlicher Weise zur Wellenbildung veranlaßt werden wie eine Wasseroberfläche durch die darüber hinstreichende, viel leichtere Luft. Daß in der Atmosphäre unter ähnlichen Bedingungen eine Wellenbildung von allerdings viel kleinerem Ausmaße möglich ist, beweisen uns ja die sehr häufigen Wellenzüge der sogenannten Wogenwolken. Erinnert man sich aber an die in Abschnitt 5 erwähnte Tatsache, daß das Ausquellen der Polarluft in einigen Erdgebieten leichter vor sich geht als in anderen und daß z. B.

auf der Ostseite von Gebirgen das Vorstoßen der Kaltluft sehr begünstigt wird, so liegt eine andere Auffassung mindestens ebenso nahe. Es gibt Forscher, die die anfänglichen Deformationen der Polarfront weniger als eine Wirkung von Wellenbildung, sondern mehr als eine Folge des Reliefs der Erdoberfläche auffassen, als eine Folge der Verteilung von Land und Meer, der Massenerhebungen, von Inselgruppen usw. Ob und wann sich die Meteorologen über diese Fragen einigen, ist sehr ungewiß. Aber auf jeden Fall geht die weitere Entwicklung einer Zyklone ungefähr so vor sich, wie es in Abb. 33 dargestellt ist: Aus einer unbedeutenden Deformation (*b*) entwickelt sich ein warmer Sektor (*c*), dessen Öffnungswinkel immer kleiner wird und dessen Polarende mit der Mitte der Zyklone zusammenfällt. Der kalte Luftstrom auf der Westseite rückt immer weiter vor, bis die beiden Fronten sich vereinigen und das Absterben der Zyklone einleiten (*d*). Die Polarfront hat sich gegenüber dem Anfangsstadium *a* weit nach Süden verschoben. Dort, wo in Stadium *d* (Okklusion) die als vereinigt dargestellten Fronten nordwärts aus der Polarfront abzweigen, ist bereits eine neue Deformation angedeutet, die nun ihrerseits zur Bildung einer neuen Zyklone in niedrigerer Breite Veranlassung geben kann. Auf diese Weise kann jede absterbende Zyklone eine neue gebären, und diese Neuerzeugung hört erst auf, wenn die ausgequollenen Polarluftmassen äquatorwärts das Gebiet der Passatwinde erreicht haben. Kann man also die Entstehung der Zyklonen in mittleren Breiten fast immer mit der Polarfront in Zusammenhang bringen, so ergibt sich jetzt sofort noch eine zweite wichtige Tatsache: Zu jedem großen Polarluftvorstoß, der bis in die Subtropen hinab verfolgt werden kann, gehört nicht nur eine einzige, sondern in der Regel eine ganze Reihe (Familie) von Zyklonen, die sich alle an der Front der vorrückenden kalten Luftmassen entwickeln, die sich längs dieser Front, einander folgend, bewegen und gleichzeitig die verschiedenen Entwicklungszustände, die eine Zyklone durchlaufen kann, darstellen. In verwickelter Weise schlingt sich (Abb. 34) die Polarfront durch eine Reihe entwicklungsgeschichtlich zu-

einander gehöriger Zyklonen: *a* zeigt das älteste, zuerst entstandene, nunmehr bereits absterbende Familienmitglied, das aus dem Isobarenverlauf oft nur mehr in Spuren nachweisbar ist; *b* ist eine Zyklone, die nahezu okkludiert ist; *c* zeigt die nächste, noch vollkräftige Zyklone, während wir bei *d* das jüngste, eben geborene Familienmitglied sehen, das sich im Isobarenverlauf auf der Wetterkarte vielleicht erst durch eine Ausbuchtung der um *c* zyklonal verlaufenden Isobaren verrät. Bei *p* mündet der Polarstrom in dem Passat ein und erreicht damit ein Gebiet, in dem er keine Zyklone mehr zu

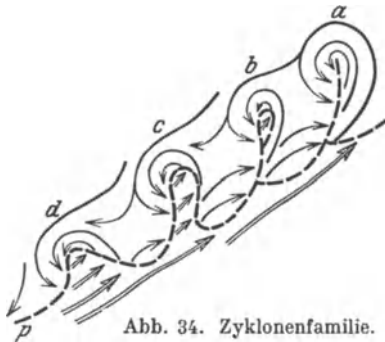


Abb. 34. Zyklonenfamilie.

erzeugen vermag. So läßt ein Vorstoß polarer Luft oft 4 bis 5 Zyklonen entstehen, die einander aber nicht auf der gleichen Bahn folgen, da die Kaltfront selbst sich verschiebt. Je jünger ein Glied der Reihe ist, in einer um so niedrigeren Breite entsteht es und in einer um so niedrigeren Breite wandert

es ostwärts. Auch hier hat man oft den Eindruck, als handle es sich um einen längs der Polarfront sich verschiebenden Wellenzug. Andererseits aber erfolgt die Neubildung von Zyklonen so oft an der gleichen Stelle, daß man den topographischen und orographischen Verhältnissen einen großen Einfluß auf die Entstehung von Zyklonen zuschreiben muß. So ist es z. B. die Regel, daß in Europa bei Kälteeinbrüchen aus Nordwesten das jüngste Glied der zugehörigen Zyklonenfamilie fast immer südlich der Alpen entsteht, in ganz offenkundiger Abhängigkeit von dieser Massenerhebung, die ein kräftiges Hindernis für die Ausbreitung der Kaltluft ist.

Die eben erwähnten Neubildungen südlich der Alpen sind für den forschenden Meteorologen wichtig und reizvoll, weil sie in einem Gebiete erfolgen, in dem auch auf Höhenstationen der Alpen ständig beobachtet wird, so daß hier auch die

Vorgänge in der Höhe einigermaßen übersehbar sind. Hier bilden sich Zyklonen sozusagen vor unseren Augen, während wir die meisten der übrigen europäischen Zyklonen fix und fertig vom Atlantischen Ozean geliefert bekommen, ohne daß wir die Einzelheiten ihrer Entwicklung aus den höchst spärlichen Schiffsbeobachtungen herauslesen könnten. Fragen wir nun nach der Entstehung der südlich der Alpen auftauchenden Mittelmeerzyklonen, so finden wir immer, daß sie als jüngste Familienmitglieder an Zyklonen angehängt sind, die nördlich der Alpen ostwärts wandern und dabei häufig schon die Ostsee erreicht haben. In Abb. 35 ist dieser Zusammenhang angedeutet. T_1 ist die alte, T_2 die neue südalpine Zyklone. Bei Z befindet sich auf dem Alpenkamm ein Gipfelobservatorium in ungefähr 3000 m Höhe, etwa die Zugspitze oder der Hohe Sonnblick. M ist ein in der Ebene nördlich der Alpen gelegener Ort, z. B. München. Die Bildung der Zyklone T_2 erfolgt nun in der Regel dann, wenn nördlich der Alpen bereits die zur Rückseite der Zyklone T_1 gehörige Polarluft eingebrochen ist, ohne daß letztere schon in beträchtlicheren Massen auf die Alpensüdseite übergeflossen wäre. Da aber über M die Kaltluftmassen bereits über die Höhe von Z hinauf die Warmluft verdrängt haben, beobachtet man in M steigenden Luftdruck, ganz im Sinne unserer bisher entwickelten Vorstellungen. Nur ist dieser Luftdruckanstieg meist viel schwächer als man erwarten müßte und als man berechnen kann. Denn oben auf dem Gipfel Z fällt gleichzeitig noch der Luftdruck, obwohl die kalte Luft auch den Gipfel schon erreicht hat. Nicht selten ist dieser Druckfall so stark, daß auch unten in M der Druck noch mäßig fällt, obwohl über M schon bis in eine Höhe von 3000 m warme Luft durch schwerere Kaltluft ersetzt worden ist. In solchen Fällen hat man unmittelbar den Eindruck, daß oberhalb Z sich Vorgänge abspielen, deren druckerniedrigende Wirkung den an sich in M zu erwartenden Druckanstieg ver-

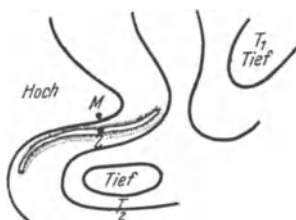


Abb. 35. Entstehung einer Zyklone südlich der Alpen.

schon in beträchtlicheren Massen auf die Alpensüdseite übergeflossen wäre. Da aber über M die Kaltluftmassen bereits über die Höhe von Z hinauf die Warmluft verdrängt haben, beobachtet man in M steigenden Luftdruck, ganz im Sinne unserer bisher entwickelten Vorstellungen. Nur ist dieser Luftdruckanstieg meist viel schwächer als man erwarten müßte und als man berechnen kann. Denn oben auf dem Gipfel Z fällt gleichzeitig noch der Luftdruck, obwohl die kalte Luft auch den Gipfel schon erreicht hat. Nicht selten ist dieser Druckfall so stark, daß auch unten in M der Druck noch mäßig fällt, obwohl über M schon bis in eine Höhe von 3000 m warme Luft durch schwerere Kaltluft ersetzt worden ist. In solchen Fällen hat man unmittelbar den Eindruck, daß oberhalb Z sich Vorgänge abspielen, deren druckerniedrigende Wirkung den an sich in M zu erwartenden Druckanstieg ver-

mindern oder sogar in fallenden Druck umwandeln. Hat man sich einmal von dem Vorhandensein derartiger „kompensierender Vorgänge“ in der Höhe überzeugt, so ist es nicht mehr möglich, eine Zyklone einfach aus kalten und warmen Luftströmen in der unteren Troposphäre aufzubauen, wie wir es bisher getan haben. In höheren Schichten der Troposphäre, vermutlich sogar erst in der Stratosphäre, haben wir vielmehr ebenfalls einen Wechsel von Luftströmungen anzunehmen, dessen Druckwirkungen sich in verwickelter Weise mit der Wirkung der troposphärischen Kalt- und Warmluftströme zu den Druckänderungen zusammensetzen, die wir in der Niederung an der Erdoberfläche tatsächlich beobachten.

Da nun die Alpen den Vorstoß der Kaltluft nach Süden hemmen, so kommt auf der Südseite der Alpen zunächst nur die Druckwirkung der in großen Höhen sich abspielenden Vorgänge zur Beobachtung. Während also in *M* der Druck steigt, fällt er südlich der Alpen und fällt hier sogar noch stärker als oben auf dem Gipfel selbst, so daß sich auf der Alpensüdseite ein neues Tiefdruckgebiet T_2 entwickelt, das nicht immer, aber sehr häufig als selbständige Zyklone ostwärts wandert. In diesem Falle haben wir es aber mit einer Zyklone zu tun, deren Entstehung auf Vorgänge in der Höhe zurückzuführen ist. Und wenn wir weit ab vom Gebirge bei einem Kälteeinbruch, dessen Massen mehrere Kilometer hoch sind, keinen Druckanstieg, sondern Druckfall finden, so sind wir auch hier genötigt, „kompensierende Vorgänge“ in der Höhe anzunehmen und sie als wesentlich für den Aufbau einer Zyklone zu betrachten.

Über die Art und das Verbreitungsgebiet dieser „hohen“ Vorgänge haben wir bisher nichts vorausgesetzt. Am einfachsten ist es, wenn man dabei an stratosphärische Ereignisse denkt und sich dabei an Erörterungen in Abschnitt 1 erinnert. In der Stratosphäre kommen Kälteeinbrüche aus Süden, Wärmeeinbrüche aus Norden. Stellen wir uns nun vor, daß auf der Rückseite einer Wanderzyklone von der Erdoberfläche an bis weit in die Stratosphäre hinein überall „Polarluft“ zufließt, d. h. Luft aus hohen Breiten. Diese Polarluft wird in den unteren Schichten Abkühlung bringen,

in sehr hohen Schichten aber Erwärmung. Die Abkühlung für sich allein würde an der Erdoberfläche Druckanstieg bringen, die in großen Höhen vor sich gehende Erwärmung für sich allein aber Druckfall. Wie der Druck an der Erdoberfläche sich ändert, wenn beide Vorgänge zusammenwirken, läßt sich von vornherein nicht sagen — eine für den praktischen Meteorologen sehr peinliche Unsicherheit. Gibt die troposphärische Abkühlung den Ausschlag, so steigt der Druck; er fällt aber trotz der Abkühlung, wenn der Druckfall der stratosphärischen Erwärmung überwiegt.

Wenn man eine Reihe von einanderfolgenden Wetterkarten vor sich hat und von Tag zu Tag die Druckänderungen durch Zeichnung von sogenannten Isallobaren (Linien gleicher Druckänderung, vgl. S. 87) verfolgt, so erkennt man bald, daß es neben den Zyklonen noch Druckwellen gibt, die mutmaßlich von der Stratosphäre ausgehen, die sich in anderer Richtung und mit anderer Geschwindigkeit bewegen können als die Zyklonen selbst, die deshalb eine vorhandene Zyklone vertiefen oder abschwächen und die — wie im Falle der oben geschilderten Mittelmeerzyklonen — auch die Neubildung von Zyklonen anregen können. Aus allen diesen Gründen sind neben den Isobaren der Wetterkarte auch die aus je zwei Karten abgeleiteten „Isallobaren“ von großer Wichtigkeit. Auf die Verteilung des Luftdruckes im ganzen, also auf den Verlauf der Isobaren, hat die Massenverteilung innerhalb der ganzen Atmosphäre Einfluß. Bei den durch Isallobaren gekennzeichneten Steig- und Fallgebieten des Luftdruckes kann man hingegen oft mit großer Sicherheit feststellen, ob die erzeugenden Vorgänge in niedrigen oder hohen Schichten der Atmosphäre sich abspielen, was für die prognostische Verwertung der isallobarischen Gebilde von größter Wichtigkeit sein kann. Hat man z. B. ein Fallgebiet des Luftdruckes in einer Gegend, in der nach den Beobachtungen auf hohen Bergen oder nach den viel höher reichenden Messungen in einem Flugzeug bis in große Höhen hinauf Abkühlung eingetreten ist oder die Temperatur sich nicht geändert hat, so bleibt eben nichts übrig als der Schluß, daß Vorgänge in sehr großen Höhen den Luftdruck er-

niedrig haben. In Abb. 36 sehen wir die Wetterkarten zweier aufeinanderfolgender Tage und die durch Isallobaren dargestellten Druckänderungen vom ersten bis zweiten Tag. Für



Abb. 36 a. Druckverteilung am 2. Oktober 1931.

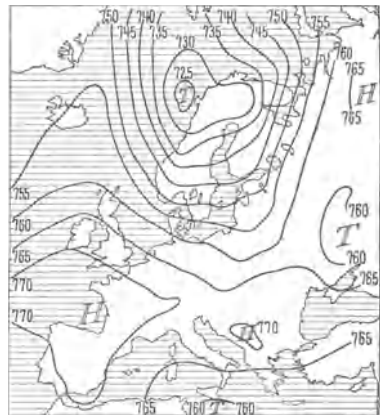


Abb. 36 b. Druckverteilung am 3. Oktober 1931.



Abb. 36 c. Änderung des Luftdruckes vom 2.—3. Oktober 1931.

Abb. 36 a—c.

den praktischen Wetterdienst sind allerdings die früher erwähnten „Tendenzkarten“, auf denen die Änderungen des Druckes in den der Beobachtung vorausgegangenen drei Stunden dargestellt sind, noch wichtiger.

In den Berichten der Wetterdienststellen spielen „Randstörungen“ und „sekundäre Zyklonen“ eine große Rolle. Äußerlich verraten sie sich im Isobarenbild meist durch Ausbuchtungen des im Idealfall ellipsenförmigen Isobarenverlaufes, und ihre Entwicklung ist fast immer auf die Süd- und Ostseite der dazugehörigen Hauptzyklonen beschränkt. Denn die meisten dieser Randbildungen sind gewöhnlich nichts anderes als die ersten Anzeichen eines neuen, von der okkludierenden Mutterzyklone sich abspaltenden Familienmitgliedes, das im weiteren Verlaufe allerdings auch absterben kann, ohne über den embryonalen Zustand einer Randstörung hinausgediehen zu sein (Abb. 37 a). In anderen Fällen erlebt man dafür, daß aus einer unbedeutenden Randstörung über Nacht ein tiefer, selbständiger Sturmwirbel entsteht. Immer ist es notwendig, festzustellen, ob den Randgebilden noch sehr warme Luft zufließt. Ist letzteres der Fall, so muß man immer mit



Abb. 37. Randbildungen der Zyklonen.

einer Vertiefung und Verselbständigung rechnen. Eine besonders auffällige Randstörung wird sehr oft in der wärmeren Jahreshälfte beobachtet und wegen des Isobarenverlaufes als V-Depression bezeichnet; sie ist ausgezeichnet durch sehr schroffe Temperaturgegensätze zu beiden Seiten der als gestrichelte Linie gezeichneten Kaltfront (Abb. 37 b). Mit außerordentlicher Geschwindigkeit fegen oft solche Kaltfronten unter Entwicklung mächtiger „Wirbelgewitter“ durch West- und Mitteleuropa. Da die Zyklonen, an die sich Randstörungen ansetzen, meist schon absterben und sich nur mehr langsam weiterbewegen, ist es nicht verwunderlich, daß die Randstörungen sich in der Regel viel rascher bewegen als die Mitte der dazugehörigen Mutterzyklonen. Da heutzutage dreimal täglich Wetterkarten gezeichnet werden, ist man aber fast immer in der Lage, sich mit Hilfe der Tendenzkarten ein Urteil über die Zugrichtung und die Zuggeschwindigkeit der Randstörungen zu bilden.

Was nun das Schlechtwetter in zyklonischen Gebilden an-

belangt, so hat man darüber bis zur Entwicklung der Lehre von den Fronten eigentlich nur ziemlich verwaschene Vorstellungen gehabt. Da in das zyklonale Gebiet von allen Seiten Luft einströmt, schloß man, daß hier ein „aufsteigender Luftstrom“ entwickelt sein müsse. Wer fragte, warum denn trotz des aufsteigenden Luftstromes große Gebiete innerhalb der Zyklonen niederschlagslos sein könnten, warum hier Landregen, dort Regenschauer niedergingen, warum bei tiefstem Barometerstand mitunter ganz heiterer Himmel zu beobachten sei, konnte eine befriedigende Antwort nicht bekommen. Jetzt wissen wir, daß die aufsteigende Luftbewegung und damit Wolkenbildung und Niederschlag an Fronten gebunden sind, daß Wolken- und Niederschlagsform ganz verschieden sind, je nachdem, ob die Wolkenbildung an einer Warm- oder Kaltfront eintritt. Vereinigen sich bei einer okkludierenden Zyklone die Fronten, so verschmelzen auch die Niederschlagsgebiete, während bei einem gut entwickelten Warmsektor die beiden Niederschlagszonen trotz des niedrigen Drucks durch ein niederschlagsfreies, oft durch sehr schönes, warmes Wetter ausgezeichnetes Gebiet getrennt sein können. Wir wissen ferner, daß es zu lang anhaltenden ergiebigen Niederschlägen in der Ebene gewöhnlich nur dann kommt, wenn eine Warmfront, stationär werdend, sich im gleichen Gebiet hält, wenn also lange Zeit über ein und demselben Gebiete Warmluft aufgleitet. Wir können auch die weit über die Niederschlagszonen hinausreichenden Wolkenfelder nach Art, Ausmaß und Höhenlage der Wolken auf Fronten und Okklusionen zurückführen. Ist man ein Meteorologe, der nicht nur über Zahlentabellen und Wetterkarten brütet, so spürt man es beim Betreten der Straße nicht nur an der Temperatur, ob man sich in „Polarluft“, ob man sich in „Subtropikluft“ befindet. So verschieden sich auch von Fall zu Fall die Witterungsverteilung in den Zyklonen darstellt — was einheitlich ist, ist die Verknüpfung mit den Fronten. Wo die Fronten scharf und klar entwickelt sind, wie z. B. in den Vereinigten Staaten, ist die Diagnose, ist die Prognose des Wetters leicht — wo hingegen die Mehrzahl der Zyklonen, bereits okkludiert, vom Meer in das Festland

einwandert wie in Europa, dort wird die Arbeit der Wetterpropheten unvergleichlich schwieriger. Auch die sehr verwinkelte Oberflächengestaltung Europas mit ihren Binnenmeeren, Halbinseln, Gebirgszügen verschiedenster Streichungsrichtung erschwert die Aufgabe durch das Auftreten zahlloser örtlicher Einflüsse, die bei Aufstellung einer Wettervorhersage berücksichtigt werden müssen; so treten z. B. auf der Nordseite der Alpen die für die Vorderseite einer Zyklone bezeichnenden Südwinde als Föhn auf, mit Schönwetter bei fallendem Druck, so daß hier die Vorgänge im Warmsektor der Zyklone gegenüber dem gewöhnlichen Ablauf in den Ebenen sehr stark abgeändert erscheinen. Das Zurückweichen der „Warmfront“ erfolgt hier ohne Niederschlag. Kommt hingegen mit der Rückseite der Zyklone die „Kaltfront“ über die Nordalpen, so steigen die Nord- oder Nordwestwinde tagelang an den Alpen auf, und statt kurz andauernder Böenregen geht Landregen von oft tagelanger Dauer nieder — schlechtestes Wetter bei stark steigendem Luftdruck. Oder ein anderes Beispiel: Wenn Kaltluft östlich der Alpen den Steilabfall zur warmen Adria erreicht, wird der vorher gemäßigste Luftstrom zum tobenden Katarakt, der als Bora von oft orkanartiger Stärke zur Küste hinabstürzt. So greift überall das Relief eines Landes umgestaltend ein, am meisten natürlich dort, wo das Relief sehr bewegt ist. Auch Neben- und Binnenmeere von geringer Ausdehnung spielen eine für den Meteorologen nicht immer leicht abzuschätzende Rolle. Ein Beispiel: Im Winter schiebt sich oft auf der Polarseite einer Zyklone frische Polarluft gegen Mitteleuropa vor. Aber wieviel hängt dann z. B. für Berlin davon ab, ob die Polarluft über Land oder über die Ostsee zufließt! Ist letzteres der Fall, so wird die Abkühlung bei weitem nicht so kräftig, weil das Ostseewasser die darüber strömende Luft stark erwärmt. Aber da dabei der an sich trockene Oststrom auch mit Wasserdampf angereichert wird, so bekommt man nicht den sonst mit Ostwetter verbundenen heiteren Himmel, sondern tiefliegende Wolkendecken. In ähnlicher Weise machen sich auch die Kältewellen, die das Nordufer des Kaspischen Meeres häufig und mit großer Gewalt heimsuchen, am Süd-

ufer dieses Binnenmeeres im Temperaturgang kaum mehr bemerkbar, obwohl der Wind nach Norden dreht. So sind fast alle Winde, für die sich besondere Namen eingebürgert haben — Föhn, Bora, Mistral, Schirokko usw. — nichts anderes als örtlich verstärkte und abgeänderte Zyklonalströmungen.

Es ist durchaus nicht richtig, daß eine Zyklone um so schlechteres Wetter bringt, je „tiefer“ sie ist, je rascher der Luftdruck bei ihrer Annäherung fällt. Gewiß, die Windstärke ist um so größer, je größer die Druckunterschiede in der Waagerechten sind. Aber da die Fronten rasch beweglicher Zyklonen sehr schnell über einen Ort hinwegziehen, sind dabei auch die begleitenden Niederschläge von kurzer Dauer. In absterbenden, sich ausfüllenden Zyklonen, die ihre Beweglichkeit bereits eingebüßt haben, kommt es meist zu viel anhaltenderen Niederschlägen, wobei sich der Luftdruck oft nicht mehr oder nur mehr sehr langsam ändert.

Wenn die Meteorologie auch die Frage nach der Entstehung der Zyklonen noch nicht eindeutig beantworten kann, so hat sie doch seit Beginn des Jahrhunderts über den Aufbau und die Umbildungsbedingungen der zyklonalen Gebilde so viele gesicherte Einzelheiten festgestellt, daß für den Praktiker die Frage nach der Entstehung ganz in den Hintergrund tritt. Je mehr Beobachtungsmaterial uns im Laufe der Jahre aus großen Höhen der freien Atmosphäre zufließen wird, um so klarer werden unsere Vorstellungen werden, und um so eher werden wir befähigt werden, zahlenmäßiges Rechnen an die Stelle gefühlsmäßigen Tastens zu setzen.

9. Im Hochdruckgebiet.

Es wird Zeit, daß wir uns auch mit den Schönwetter erzeugenden Luftdruckgebilden befassen oder, wie die Meteorologie sich ausdrückt, mit den Hochdruckgebieten oder Antizyklonen. Schon in der volkstümlichen, von keiner Lehrmeinung angekränkelten Meteorologie spielt das Steigen des Quecksilbers im Barometer eine große Rolle. Fast jeder

schimpft auf die Meteorologen, wenn der Luftdruck steigt und trotzdem der Regen fällt. Mit Unrecht! Denn das Steigen des Luftdruckes ist bestenfalls ein prognostisches, in die Zukunft weisendes Zeichen insofern, als steigendem Luftdruck schönes Wetter in vielen Fällen nachfolgt und sich meist sogar erst dann einstellt, wenn der Druckanstieg langsam wird oder ganz aufhört. Besonders dann, wenn rascher Druckanstieg mit starker Abkühlung Hand in Hand geht, ist die Aussicht auf schönes Wetter von Bestand nicht sehr groß. Allzu rasch geht der Anstieg oft wieder in Druckfall über, und das Schönwetter beschränkt sich nur auf einige Stunden. Viel eher darf man mit Eintritt von schönem Wetter oder mit weiterer Dauer bereits herrschenden Schönwetters rechnen, wenn das Quecksilber gleichzeitig im Barometer und im Thermometer steigt — eine Regel, die sich im Sommer überall, im Winter aber nur auf Berggipfeln bewährt¹. Man kann also durch einfache Beobachtungen ohne alle Vorkenntnisse feststellen, daß es Antizyklogen von zweierlei Art geben muß: Einmal entwickelt sich hoher Luftdruck durch Zufuhr kalter, ein anderes Mal bei Zufuhr warmer Luft. Daß es im Winter in der Ebene gewöhnlich in allen Hochdruckgebieten kalt ist, darf uns über diesen Unterschied nicht hinwegtäuschen. Die Beobachtungen auf Berggipfeln belehren uns, daß bei der zweiten Art von Hochdruckgebieten im Winter die kalte Luft nur in seichter Schicht über der Ebene und in den Gebirgstälern liegt, daß man aber über diesem „Kaltluftsee“ sehr warme und trockene Luft vorfindet. Örtlich unbeeinflusste Verhältnisse zeigt uns hingegen der Sommer; je länger sich eine Antizyklone über dem gleichen Gebiete hält, um so heißer wird es. Warum ist diese Beobachtungstatsache so wichtig? Sie ist deshalb von so großer Bedeutung, weil durch sie eine einfache Erklärung der warmen Hochdruckgebiete ausgeschlossen wird. Alles wäre sehr einfach zu deuten, wenn man die Antizyklogen ohne Ausnahme als Anhäufungen kalter Luftmassen über einem Gebiete betrachten dürfte. Da kalte Luft schwerer ist als warme, so muß der Druck dort

¹ Hingegen ist Erwärmung mit fallendem Druck ein Anzeichen für Wetterverschlechterung. Dieser Unterschied wird sehr oft übersehen.

steigen, wo warme Luft bis in größere Höhen hinauf durch Kaltluft verdrängt und ersetzt wird. Es gibt nun tatsächlich Hochdruckgebiete, die auf diese einfache Weise entstehen und die man als „kalte Antizyklonen“ bezeichnet. Sie bringen auch auf hohen Berggipfeln Abkühlung, aber für sich allein können sie keine längere Schönwetterperiode erzeugen. Sie sind rasch beweglich, verschieben sich mit großer Geschwindigkeit und sind gewöhnlich nichts anderes als Gebiete mit verhältnismäßig hohem Luftdruck zwischen zwei Zyklonen, auf der Vorderseite begrenzt durch die Kaltfront der abziehenden, auf der Rückseite begrenzt durch die Warmfront einer neuen, heranziehenden Zyklone, die den Luftdruck nicht lange auf dem erreichten Hochstande verharren läßt. Auf aufeinanderfolgenden Wetterkarten verraten sich diese Antizyklonen durch ihre rasche Ortsveränderung und geben besonders dann, wenn der Druckanstieg deutlich an das Vorrücken kalter Luft gebunden ist, keine Veranlassung zu Irrtümern.

Wenn man aber, wie es in Europa häufig vorkommt, ausgedehnte Hochdruckgebiete oft tagelang über dem gleichen Gebiet verharren sieht, so erhält man ein ganz anderes Bild von dem Aufbau der Antizyklonen. Wohl findet man dann in der Niederung — eine Folge der im Winter mächtigen Wärmeausstrahlung bei heiterem Himmel! — oft strengen Frost, besonders, wenn die starke Ausstrahlung einer frischen Schneedecke mithilft. Aber schon in geringer Höhe, auf niedrigen Berggipfeln, ist es warm, und im Sommer erstreckt sich diese hohe Temperatur bis in die Ebene herab. Auf den Gipfeln sinkt die Temperatur dann auch nachts nicht — im Gegenteil, es wird nachts bei steigendem Druck oft noch wärmer, was uns beweist, daß die hohe Temperatur nicht eine Wirkung der Sonnenstrahlung ist, sondern auf der Zufuhr warmer Luft beruht. Der Luftkörper solcher Antizyklonen ist wärmer, als es der Jahreszeit entspricht, und die Aerologie hat uns die Beweise dafür verschafft, daß diese Antizyklonen, deren Beweglichkeit eine äußerst geringe ist, bis zum Beginn der Stratosphäre hinauf zu warm sind. Allerdings beginnt gerade im Gebiet warmer Antizyklonen die Stratosphäre erst in besonders großen Höhen. Da nun die

Stratosphäre um so kälter ist, in je größerer Höhe sie beginnt, so kann man natürlich sagen, daß der hohe Druck erzeugt wird durch abnorm kalte Luftmassen in der Stratosphäre. Damit kommen wir aber zu einer noch ungeklärten, meteorologischen Streitfrage, der wir nicht weiter nachgehen können. An dieser Stelle genügt uns die Erkenntnis vollkommen, daß es Antizyklonen gibt, die innerhalb der Troposphäre warm sind, die wir nicht durch Zufließen kalter Luftmassen innerhalb der Troposphäre erklären können und die wir „warme Antizyklonen“ nennen. Es ist bemerkenswert und für den Entwicklungsgang der Meteorologie bezeichnend, daß in dieser Frage die Meteorologen zweier Erdteile jahrelang aneinander vorbeigeredet haben. In Nordamerika sind kalte rasch wandernde Antizyklonen so sehr die Regel, daß man die Auffassung, Hochdruckgebilde seien nichts anderes als Anhäufungen von Kaltluft, geradezu als Dogma betrachtet hat. In Europa denkt man hingegen, wenn man von Antizyklonen spricht, immer an die hier viel häufigeren, ortsbeharrlichen, sehr ausgedehnten Hochdruckgebiete, deren Aufbau aus warmen Luftmassen J. Hann aus den ersten, auf dem Hohen Sonnblick (3106 m) gewonnenen Beobachtungsjahrgängen nachweisen konnte. Erst ihm gelang der Nachweis, daß es zwei Arten von Antizyklonen gibt, von denen die eine in den Vereinigten Staaten, die andere in Europa häufiger ist. Aber es hat ziemlich lange gedauert, bis die damals führenden amerikanischen Meteorologen sich bekehren ließen.

Die sehr beweglichen Antizyklonen Amerikas sind nichts anderes als ein sich verschiebender Schwall kalter Luft, wie er oft zwischen zwei Zyklonen der gleichen Familie südwärts vorstößt und wie er in Abschnitt 5 (S. 48) im Querschnitt durch eine Kältewelle dargestellt ist. Es ist deshalb nur natürlich, daß diese kalten Hochdruckgebiete sich ungefähr mit der gleichen Geschwindigkeit bewegen wie die zugehörigen Zyklonen. Oft sind diese zwischen Zyklonen sich einschiebenden Wanderantizyklonen auf den Wetterkarten im Isobarenbilde nur schwach angedeutet, sind aber bei Vergleich mehrerer aufeinanderfolgender Wetterkarten durch

Zeichnung der „Isallobaren“ namentlich dann leicht festzustellen, wenn den „Steiggebieten des Luftdruckes“ Fallgebiete der Temperatur entsprechen. Nur muß das Sinken der Temperatur entweder aerologisch oder durch Beobachtungen auf Bergstationen bis in große Höhen nachweisbar sein. In Abb. 38 ist eine kalte Antizyklone schematisch dargestellt. Warme, hohe Antizyklogen sind viel solidere Gebilde, meist sehr umfangreich, über dem gleichen Gebiete verharrend und dadurch ausgezeichnet, daß die von Westen herankommenden Zyklonen das Hochdruckgebiet nicht abbauen können, sondern, nach Norden oder Süden ausweichend, gegen Nordost oder Südost wandern. Verfolgt man die Bildung einer warmen Antizyklone im Sommer, so entsprechen Steiggebiete des



Abb. 38. Kalte Wanderantizyklone.



Abb. 39. Strömungsschema für eine Antizyklone.

Luftdruckes immer auch Steiggebieten der Temperatur, und namentlich in der Höhe sinkt die relative Feuchtigkeit dabei auf außerordentlich niedrige Beträge. Man kann sich das Ansteigen des Druckes nur

durch Zufuhr kalter Luft in der Stratosphäre, also in sehr großer Höhe erklären oder durch eine Anhäufung von Luftmassen, hervorgerufen durch die Bewegung der Luft über dem Gebiete der Antizyklone. Wie Abb. 39 zeigt, fließt die Luft an der Erdoberfläche allseits aus dem Gebiete der Antizyklone aus. Wenn trotzdem der Druck gleichbleibt oder sogar noch steigt, so muß man — wenn man Zufuhr kalter Luft in der Stratosphäre als Ursache der Drucksteigerung ausschließt — annehmen, daß im antizyklonalen Gebiet in der Höhe mehr Luft zufließt, als in den unteren Schichten abfließt. Da in den Randgebieten der warmen Antizyklogen die Winde infolge der Erddrehung schon fast in der Richtung der Isobaren verlaufen, so könnte man annehmen, daß diese randlichen Strömungen rückstauend auf den Abfluß aus dem Mittelgebiet der Antizyklogen wirken. So würde die ablenkende Kraft der Erddrehung, die auf der Nordhalbkugel immer nach rechts gerichtet ist, einerseits die Ausfüllung der Zyklonen, andererseits die Ent-

leerung der Antizyklonen verhindern. Bemerkenswert ist es auf jeden Fall, daß in der Tropenzone, wo die ablenkende Kraft gleich Null oder sehr klein ist, die beständigen Hochdruckgebiete höherer Breiten nicht gefunden werden.

Früher (S. 22) wurde darauf hingewiesen, daß in ca. 35^o Breite über den Ozeanen fast immer Gürtel hohen Luftdruckes gefunden werden, die unseren warmen Antizyklonen nahe verwandt sind. Der Kern eines solchen Hochdruckgebietes ist z. B. fast immer im Gebiet der Azoren zu finden, und dieses Azorenhoch spielt für die Witterung Europas eine sehr große Rolle. Bei vielen unserer warmen Antizyklonen läßt sich nun direkt nachweisen, daß sie mit einem zeitweiligen Vorstoß des Azorenhochs in Verbindung gebracht werden können, bzw. daß sie sich vom Azorenhoch abspalten und selbständig machen. Das legt den Schluß nahe, daß die warme, trockene Luft unserer warmen Antizyklonen aus den Subtropen stammt und daß diese Antizyklonen nichts anderes sind als Luftgebilde, in denen warme Subtropenluft in großen Massen herabsinkt und dann in höhere Breiten befördert wird. Damit würde auch die Tatsache in Einklang stehen, daß die Stratosphäre über warmen Antizyklonen besonders kalt ist. Wir haben ja bereits in Abschnitt 1 gesehen, daß die Stratosphäre um so kälter wird, je mehr wir uns dem Äquator nähern. Da in gleicher Richtung die Troposphäre wärmer wird, so müßte eine Antizyklone, erzeugt durch Luftzufluß aus den Subtropen, innerhalb der Troposphäre höhere, in der Stratosphäre niedrigere Temperaturen als gewöhnlich zeigen. Den oft auffällig langen Bestand der warmen Antizyklonen kann man dadurch freilich nicht erklären.

Eine Schwierigkeit bereitet das außerordentlich beharrliche Hochdruckgebiet, das über Nordasien im Winter liegt, und bei dessen Betrachtung sich unmittelbar der Eindruck aufdrängt, daß es durch die extrem kalten Luftmassen über dem gleichen Gebiet erzeugt sein müsse. Also ein stabiles, kaltes Hochdruckgebiet! Nun steht aber fest, daß das gleiche Gebiet im Winter durch extrem kräftige „Temperaturumkehr“ ausgezeichnet ist, daß also in der Höhe die Temperaturen weitaus höher sein werden als in der Niederung,

ähnlich wie es in Europa im Gebiete winterlicher, hoher Antizyklonen der Fall ist. Im Gegenteil, wenn man annimmt, daß diese sibirische Antizyklone bis in große Höhen reicht, so muß man auch annehmen, daß der Luftpörper dieses riesigen Hochdruckgebietes warm ist. In kalter Luft nimmt ja der Druck mit der Höhe rascher ab als in warmer Luft, und auch unsere beständigen Hochdruckgebiete sind nur deshalb auch in größeren Höhen noch vorhanden, weil sie warm sind. Der Vorgang bei der Entwicklung der sibirischen Antizyklonen ist vielmehr der, daß mit Annäherung des Winters die Temperaturen durch Ausstrahlung immer tiefer sinken. Dadurch verringert sich der Rauminhalt der Luftmassen, sie „schrumpfen“, und es muß Luft in großen Höhen zufließen und absteigen — ein Vorgang, den der Wiener Meteorologe Myrbach sehr bezeichnend das „Einatmen der Kontinente“ nennt, während im Sommer die infolge der Erwärmung „ausatmenden“ Festlandsmassen allseits Luft abgeben.

Wenden wir uns wieder den bescheideneren Hochdruckgebieten auf unseren Wetterkarten zu! Daß unter den Meteorologen solange Mißverständnisse über kalte und warme Antizyklonen bestanden, hat seine letzte Ursache wohl darin, daß diese beiden Arten von Antizyklonen entwicklungsgeschichtlich miteinander verbunden sind, und zwar in der Richtung, daß die warmen, in große Höhen reichenden Antizyklonen sich in der Regel aus niedrigen, kalten Wanderantizyklonen entwickeln. Für den beständigen Hochdruckgürtel der Subtropen trifft das allerdings nicht zu, wohl aber für die lang dauernden Hochs mittlerer Breiten. Die Entwicklung einer warmen Antizyklone verläuft in der Regel folgendermaßen: Zuerst ergießt sich in ein Gebiet ein oft hoch reichender Kaltluftstrom, und zwar unter raschem Druckanstieg. Während dann z. B. im Winter in den untersten Schichten infolge Auflösung der Wolken die Temperaturen durch Ausstrahlung noch weiter sinken, beobachtet man darüber Erwärmung bis zur Stratosphäre hinauf, wobei der Druck trotz der Erwärmung noch weiter steigt. Damit ist der Übergang zur warmen, hohen Antizyklone bereits vollzogen.

Man kann wohl sagen: Nur ein Bruchteil der niedrigen, kalten Wanderantizyklonen entwickelt sich weiter zu warmen Hochdruckgebieten, aber jeder warmen Antizyklone geht in mittleren Breiten eine kalte Antizyklone voraus. In Europa ist diese Umwandlung viel häufiger als in den Vereinigten Staaten; mit voller Deutlichkeit nachzuweisen ist sie nur aus den Dauerregistrierungen auf Berggipfeln. Selbstverständlich muß dieser zeitlichen Aufeinanderfolge eine Ursache zugrunde liegen. Wenn auch die Kaltfront eines einbrechenden Polarstromes Bewölkung und Niederschlag erzeugt, so hat man innerhalb der sich ausbreitenden und dabei schrumpfenden Polarmassen absteigende Luftbewegung anzunehmen. Ist der Scheitel der Kaltluftmasse (vgl. Abb. 14) einmal durchgezogen, so muß Aufheiterung eintreten, und über der schrumpfenden Kaltluft muß nun auch die darüberströmende oder auch in Ruhe befindliche Warmluft herabsteigen. Diese Warmluft stammt aber, auf oft sehr großen Umwegen zufließend, aus den Subtropen. Fließen aus dem Polarbecken große Massen von Kaltluft unter Bildung einer Wanderantizyklone äquatorwärts, so wird andererseits eine starke Ersatzströmung subtropischer Luft sich polwärts in Bewegung setzen unter Entwicklung eines „stratosphärischen“ Druck-Steiggebietes. Wo die beiden Steiggebiete sich überlagern, kommt es zur Bildung der hohen Antizyklonen, in der warme Luft allmählich, der schrumpfenden Kaltluft folgend, bis oder (im Winter) fast bis zur Erdoberfläche herabsteigt, so daß zuletzt nur mehr die „warme Antizyklone“ übrigbleibt. Wir haben ja gesehen, daß wir in ähnlicher Weise bei den Zyklonen Vorgänge bis in die Stratosphäre hinauf berücksichtigen müssen, wenn wir den Aufbau einer Zyklone beschreiben wollen. Aber bei den Antizyklonen lassen sich die „niedrigen“ und „hohen“ Vorgänge reinlicher voneinander trennen. Man darf sich aber beileibe nicht einbilden, daß die Meteorologen diese Zusammenhänge schon restlos erklärt hätten. Im Gegenteil — man weißt noch äußerst wenig und streitet sich darum noch kräftig. Bemerkenswert ist aber auf alle Fälle, daß die Enderzeugnisse der zyklonalen und antizyklonalen Gebilde — okkludierte Zyklonen und

warme Antizyklogen — die rasche Beweglichkeit des jugendlichen Zustandes verloren haben. Da im Endzustand sowohl der Zyklonen wie der Antizyklonen bis in große Höhen hinauf die Temperaturunterschiede in der Waagerechten verschwinden, hat es den Anschein, daß die Beweglichkeit der Druckgebilde in der Tat von dem Vorhandensein solcher Temperaturunterschiede abhängig ist.

Was nun die Wetterentwicklung und Wetterverteilung in Antizyklonen anbelangt, so brauchen wir nur zusammenfassen, was früher schon da und dort erwähnt worden ist. Antizyklonen sind immer Gebilde, in denen Luftmassen absteigen und in den unteren Schichten auseinanderfließen, wodurch etwa vorhandene Wolken sich auflösen. Aber die Dauer des Schönwetters ist ganz davon abhängig, ob die Entwicklung bis zur warmen, hohen Antizyklone fortschreitet oder nicht. Ist es nicht der Fall, handelt es sich also um ein kaltes Wanderhoch, so findet man an dessen Vorderseite die Vorgänge an einer Kaltfront, an der Rückseite jene einer Warmfront. Dazwischen liegt das Antizyklonalgebiet mit absteigender Luftbewegung und heiterem Himmel, dessen Andauer von den Ausmaßen und der Geschwindigkeit der Kaltluftmassen abhängt. Geht die nachfolgende Erwärmung bei fallendem Druck vor sich oder beginnt der Druck bei noch niedrigen Temperaturen zu fallen, so ist das ein sicheres Anzeichen dafür, daß eine Umwandlung in eine warme Antizyklone und damit Schönwetter von einiger Dauer nicht zu erwarten ist. Es schließt sich vielmehr meist sehr rasch die von der herannahenden Warmfront ausgehende Wetterverschlechterung an.

Hingegen gibt es kein besseres Wetterzeichen, als wenn nach dem Durchzug der Kaltfront bei Aufheiterung der Druckanstieg noch andauert, wenn auch verlangsamt, und wenn dabei gleichzeitig von den Berggipfeln Erwärmung gemeldet oder über der Ebene mit Drachen oder durch Flugzeuge festgestellt sind. Die Erwärmung sinkt dann immer tiefer herab, und solange dabei steigender oder andauernd hoher Druck beobachtet wird, hat man für den Bestand des Schönwetters nichts zu fürchten. Erst wenn der Druck zu fallen beginnt,

bereitet sich der Übergang zur zyklonalen Witterung vor. Auf der Alpennordseite beginnt in diesem Falle der Druckfall in der Niederung früher, sehr häufig mit einsetzenden Föhnwinden, die ja in den Nordalpen bezeichnend für die Vorderseite heranziehender Zyklonen sind. Aber erst dann, wenn der Luftdruck auch in größeren Höhen zu fallen beginnt, kann man von der Beendigung des antizyklonalen Wetters sprechen.

Hat sich eine warme Antizyklone in einem Gebiete erst eingerichtet, so ist im windstillen oder windschwachen Mittelgebiet die Witterung in der Ebene ganz von den Strahlungsvorgängen abhängig, deren Wirkung allerdings jahreszeitlich sehr verschieden ist: Große Hitze im Sommer, große Kälte mit Temperaturumkehr nach oben im Winter. Sehr häufig sinkt dabei im Winter in den unteren, bodennahen Schichten die Temperatur so stark, daß der in der Luft befindliche Wasserdampf verflüssigt wird und daß sich Nebel bildet. Im Gebirge hat man dann bei wolkenlosem Himmel und verhältnismäßig sehr hohen Temperaturen und stärkster Sonneneinstrahlung den Genuß eines wundervollen Bildes unter sich: Ein ruhiges, unermeßliches Wolkenmeer, dessen Ausläufer wie in Fjorden durch die Täler des Gebirges hereinziehen. Tage-, ja wochenlang kann der Mensch in der Ebene die geschlossene Wolkendecke über sich haben, während in den hochgelegenen Kurorten und Sportplätzen alle Vorzüge der hohen Lage und der antizyklonalen Witterung zum Vorschein kommen. Im übrigen darf es im Mittelgebiet einer warmen Antizyklone keine stärkere Bewölkung geben. Trotz der großen Hitze im Sommer ist nicht einmal die Gewitterbildung begünstigt! Es ist ja auch in der Höhe sehr warm, und wenn auch die unteren Luftschichten tagsüber stark angeheizt werden, so erlischt der Auftrieb der überheizten aufsteigenden Bodenluft in den warmen, höheren Schichten sehr bald, gerade so, wie ein langsam aufsteigender Gasballon seinen Auftrieb einbüßt, wenn er nach dem Durchstoßen einer „Inversion“ auf einmal in wärmere Luft kommt. Erst in den Randgebieten einer Antizyklone, im Übergangsgebiet zu einer Zyklone wächst die Gewitterneigung. Dann ist aber auch der Luftdruck gewöhnlich schon etwas gefallen, die ungewöhn-

lich hohe Temperatur in der Höhe nicht mehr vorhanden und dafür Zirrusbildung in sehr hohen Schichten eingetreten.

Um schönen Hochdruckwetters teilhaftig zu werden, muß man sich aber nicht immer gerade im Mittelgebiet einer umfangreichen, hohen Antizyklone befinden. Überall dort, wo bei antizyklonaler Krümmung der Isobaren die Bahnen der Luftströme sich voneinander entfernen, die Luftmassen also auseinanderfließen, hat man schönes Wetter. Auf die absolute Höhe des Luftdruckes an einem Orte kommt es dabei nicht so sehr an. Wie oft hat man in Mitteleuropa bei an sich hohem Druck schlechtes Wetter! Immer findet man dann zyklonale Isobarenkrümmung als Ursache. Sehr häufig zieht sich z. B. im Winter durch Europa ein „Rücken hohen

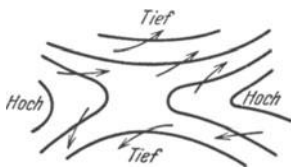


Abb. 40. Hochdruckrücken.

Druckes“ (Abb. 40), der das subtropische Azorenmaximum mit dem winterlichen Hochdruckgebiet Ost-rußlands-Sibiriens verbindet. Dabei kann man im ganzen Gebiet des Hochdruckrückens schönes Wetter finden (von häufiger Nebelbildung abgesehen), aber es ist klar, daß dort, wo die Isobaren zyklonal um die Tiefs im Norden und Süden sich ziehen, die Wahrscheinlichkeit schlechten Wetters viel größer ist als im Gebiete der von den zwei Hochs unter antizyklonaler Isobarenkrümmung vorspringenden Hochdruckkeile.

Hochdruckkeile, die durchaus nicht immer durch die Zufuhr kalter Luft in der Troposphäre erzeugt werden, sind für den Meteorologen überhaupt wichtige Gebilde. So findet man häufig keilförmige, nach Norden gerichtete Ausläufer des Azorenhochs westlich Skandinaviens. Im gleichen Gebiet findet man dann 24 Stunden später Tiefdruckausläufer so häufig, daß man von einer Regel sprechen kann! Aber kein Gesetz! Sehr oft handelt es sich bei dieser Ablösung von Hochdruckkeilen durch Tiefdruckausläufer- und -rinnen um die Wirkung von Druckwellen, die ihre Entstehung hoch-atmosphärischen Vorgängen verdanken.

Eine andere, in den Alpen und anderen Gebirgen sehr häufig vorkommende Art von Hochdruckkeilen ist hingegen

niedrig-troposphärischer Entstehung und dadurch ausgezeichnet, daß diese Hochdruckkeile meist mit sehr schlechtem Wetter verbunden sind. In den Alpen bilden sich diese Hochdruckkeile sowohl auf der Süd- wie auf der Nordseite des Gebirgskammes, wie es in Abb. 41 dargestellt ist. Der Hochdruckkeil auf der Südseite (a) begleitet den Übergang von antizyklonalem zu zyklonalem Wetter und ist bezeichnend für Föhnwetter auf der Nordseite der Alpen. Ein südlicher Luftstrom überquert die Alpen, steigt auf der Südseite auf, sinkt auf der Nordseite herab. Da es auf der Föhnseite (vgl. Abschnitt 6) immer wärmer ist als auf der Luvseite, erklärt sich der Hochdruckkeil aus der niedrigeren Temperatur auf der Südseite der Alpen. Im Fall b — Hochdruckkeil auf der Nordseite der Alpen — springt der niedrig-troposphärische Ursprung des Hochdruckkeiles noch mehr in die Augen. Kalte

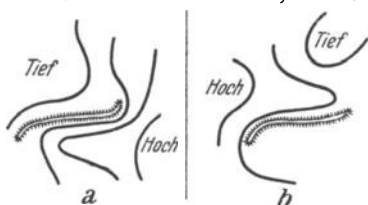


Abb. 41. Hochdruckkeil südlich (a) und nördlich (b) der Alpen.

Luft — meist maritime Polarluft — strömt von Nordwesten gegen die Alpen, staut sich hier bis zur Kammhöhe auf und sinkt auf der Südseite in die Tiefe, wobei es hier in niedrigen Lagen sehr oft zu Nordföhn kommt. In beiden Fällen ist aber der reichliche Niederschlag im jeweils aufsteigendem Zweig der Strömung nicht so sehr auf Frontvorgänge zurückzuführen wie auf den durch die Massenerhebung erzwungenen Aufstieg der Luftströme. Wenn eine Zyklone aus der Gegend des Kanals ostwärts zieht, geht übrigens die Wetterlage a oft sehr rasch in die Lage b über, d. h. das Föhnwetter auf der Nordseite der Alpen wird abgelöst durch einen Kälteeinbruch, der einen „Wettersturz“ bringt und durch sein plötzliches Einsetzen schon vielen Bergsteigern den Untergang gebracht hat. Grund genug für jeden Gebirgswanderer, bei Südföhn die gefährliche Hochregion trotz des oft noch sehr schönen Wetters zu verlassen. Im Zeitalter des Rundfunks sollte es wirklich kein Kunststück mehr sein, die Schutzhütten im Gebirge mit Empfangsgeräten auszurüsten,

damit die Wetterdienststellen ihre Warnungen auch den von einem Wetterumschlag am meisten Bedrohten zukommen lassen können!

10. Wetterkarte und Wettervorhersage.

Dem Meteorologen, dem eine Voraussage daneben gerät, wird gerne vorgehalten, wie gut es die Bauern, die Jäger, die Fischer, die Bergführer treffen, die sich bei ihren Voraussagen nur nach dem richten, was sie am Himmel sehen und was ihnen die Windrichtung dazu sagt. Aber man hat kein Recht zu einem solchen Vorhalt. Denn die Vorhersagen solcher Menschen treffen auch nicht öfters ein als die eines halbwegs geübten Prognostikers; zweitens gibt es genug Meteorologen, denen das gleiche Erfahrungswissen, der gleiche „Wetterinstinkt“ zur Verfügung steht wie naturverwurzelten Laien; drittens können die Meteorologen mit großer Wahrscheinlichkeit Vorhersagen auch für Gebiete geben, die weit entfernt von ihrem Wohnort liegen. Ein erfahrener, in Berlin amtierender Meteorologe kann von Berlin aus brauchbare Vorhersagen für Italien, für Sibirien, für die Vereinigten Staaten abgeben, freilich nur unter der Voraussetzung, daß ihm eine Wetterkarte des betreffenden Gebietes zur Verfügung steht. Denn der Meteorologe gründet seine Prognosen nicht mehr auf das *Nacheinander* im Wettergeschehen, wie er es an seinem Wohnorte beobachten kann, sondern auf das *Nebeneinander*, das gleichzeitig über einem möglichst großen Gebiete unserer Erdoberfläche vorhanden ist. Dieses Nebeneinander zeigt ihm die Wetterkarte, und sein Handwerkszeug sind dabei die Regeln, von denen wir eine Reihe in den früheren Abschnitten angedeutet haben.

Vor dem Weltkrieg sahen die Wetterkarten recht einfach aus, da der hohen Telegrammkosten wegen von den Wetterdienststellen nur ein spärliches Nachrichtenmaterial gesammelt werden konnte. Nicht jede europäische Dienststelle verfügte z. B. über die Mittel, um die höchst wichtigen, aber auch sehr teuren Kabelmeldungen von Island zu beziehen.

Heute laufen durch Funkspruch so viele Beobachtungen selbst von hoher See ein, daß man Wetterkarten für die ganze nördliche Halbkugel von ca. 25° Breite an bis über den Polarkreis hinaus zeichnen kann. Insbesondere mußte auch für die Beratung des Flugverkehrs das Nachrichtenmaterial vervielfacht werden. Und man verfügt nicht nur über viel mehr Meldestationen als früher, sondern von jeder Station bekommt man auch viel mehr Meldungen über Einzelheiten des Wetters. Hat man sich z. B. früher mit der Meldung des Bewölkungsgrades begnügt, so wird heute auch die Wolkenform mitgeteilt und dadurch die Auffindung der Fronten wesentlich erleichtert. Barometrische Tendenz, Witterungscharakter, Sichtverhältnisse, außergewöhnliche Vorgänge — alles wird heute in Chiffren hinausgefunkt und nicht nur einmal, sondern dreimal täglich.

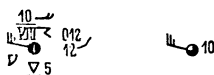


Abb. 42a

b.

Die Wetterkarten, mit denen das Publikum in Berührung kommt, enthalten nur sehr wenig von den täglich einlaufenden Meldungen. In Fig. 42 b ist dargestellt, was eine übliche Wetterkarte enthält, nämlich Bewölkung, Windrichtung und Temperatur, während Fig. 42 a zeigt, was der Meteorologe auf Grund des Wettertelegrammes für die gleiche Station in seine Arbeitskarte einträgt. Die Zahlen und Zeichen bedeuten in diesem Beispiel folgendes: Bewölkung 9 (●), Westnordwest-Wind von der Stärke 5 (\swarrow), Temperatur 10° (10), relative Feuchtigkeit zwischen 80 und 90% (VIII). Es sind Cirruswolken vorhanden (\sim), außerdem mittelhohe Wolken (\Leftarrow); ferner Cumulo-nimbus und noch tiefer einzelne Nimbusfetzen (∇), während die beigesetzte 5 bedeutet, daß der Anteil der unteren Wolken an der Gesamtbewölkung 50% beträgt. Die Zahl 012 gibt den Luftdruck und bedeutet 1001.2 Millibar, da im Wetterdienst der Luftdruck nicht mehr in Millimetern, sondern in Millibar mitgeteilt wird. (1 mm Quecksilber entspricht einem Druck von 1.33 Millibar). Endlich bedeutet die Zahl 12 mit dem zugefügten Zeichen (\swarrow), daß der Luftdruck in den letzten drei Stunden um 1,2 Millibar gestiegen war.

In den Wetterdienststellen muß sehr rasch gearbeitet werden, da die auf Grund der Morgenmeldungen (Witterungszustand um 8 Uhr morgens) ausgearbeiteten Vorhersagen bereits um 10 $\frac{1}{2}$ Uhr dem Rundfunk zur Verbreitung, den Zeitungen zur Veröffentlichung übermittelt werden müssen.

In dieser kurzen Spanne Zeit müssen die Arbeitskarte, die Karte mit einer Übersicht der barometrischen Tendenz und die zur Veröffentlichung bestimmte Wetterkarte in Reinzeichnung hergestellt werden. Und das alles, um eine Vorhersage für die nächsten 24, höchstens 48 Stunden, zu ermöglichen. Leider ist die Meteorologie noch nicht so weit, daß sie das Wetter für längere Zeiträume mit einiger Sicherheit voraussagen könnte. Selbst die derzeit üblichen Tagesprognosen treffen, wie jedermann weiß, nicht immer ein. Aber böswilligen Kritikern kann man mit dem Hinweis begegnen, daß es viele Unternehmungen landwirtschaftlicher und industrieller Art gibt, die sich täglich von der zuständigen Wetterdienststelle besonders beraten lassen und dafür bezahlen. Sie würden letzteres nicht tun, wenn ihnen die dauernde Beratung keinen Nutzen brächte. Bei dem gegenwärtigen Stand des Wetterdienstes wird allerdings nur der den vollen Nutzen aus den Vorhersagen ziehen, der tagtäglich die Prognosen verfolgt und sich nach ihnen richtet. Für den ständigen Benützer der Prognosen überwiegt der Nutzen. Wer sich nur vor den Oster- oder Pfingstfeiertagen für die Vorhersage interessiert und dabei einmal hereinfällt, hat kein Recht, den Wert der Prognosen im allgemeinen zu bestreiten. Dabei soll nicht verschwiegen werden, daß nicht jeder Interessenten-Gruppe im gleichen Ausmaß gedient werden kann. Windrichtung und Windstärke, Temperatur und Bewölkung können viel zuverlässiger vorhergesagt werden als Eintrittszeit, Dauer und Ergiebigkeit der Niederschläge. Da aber die Niederschläge z. B. für den Landwirt das Wichtigste sind, ist es klar, daß die Landwirte nicht zu den dankbarsten Nutznießern des Wetterdienstes gehören. Es gibt Menschen genug, die sich der offiziellen Meteorologie gegenüber von vornherein so ablehnend verhalten wie gegenüber der Medizin. Wer mit seinen Leiden zum Wunderdoktor geht, wer seine Wettervorhersagen aus dem hundertjährigen Kalender bezieht, den wird man von den Vorzügen der wissenschaftlichen Methoden nicht überzeugen können. Wer aber den Entwicklungsgang der meteorologischen Prognostik während der letzten 20 Jahre verfolgt hat, der weiß, wie groß nament-

lich nach dem Kriege der durch die Vertiefung unserer Kenntnisse und durch die Vervielfachung der Meldungen erzielte Fortschritt ist.

Für längere Zeiträume als ein bis zwei Tage, kann der Meteorologe noch keine Vorhersagen abgeben, obwohl auch im Witterungsablauf oft vieler Wochen, ja Monate Gesetzmäßigkeiten erkennbar sind. So kennt man z. B. seit langer Zeit die sogenannte „Beharrungstendenz der Witterung“, d. h. die Erscheinung, daß ein einmal vorhandener Wettertypus sich oft monatelang erhält und nicht unvermittelt in sein Gegenteil umschlägt. In einem durch Tauwetter mit westlichen Winden ausgezeichneten Winter Mitteleuropas wird wohl zeitweise Frost eintreten, aber immer wieder wird mildes Wetter sich wieder herstellen und dem Winterwetter sein Gepräge verleihen. Trotzdem ist es nicht möglich, auf diese „Beharrungstendenz“ Prognosen für ein bis zwei Monate zu gründen. Ebenso wenig auf die Tatsache, daß die Witterungsvorgänge einem periodischen Wechsel unterliegen, wobei — und darin liegt die Schwierigkeit! — Witterungsperioden von sehr verschiedener Länge sich miteinander vermischen. Mit allen diesen Fragen beschäftigt sich die Gegenwartsmeteorologie sehr eingehend, ohne daß ein Meteorologe es heute wagen dürfte, der Öffentlichkeit Langfristprognosen mitzuteilen. Der Nutzen, den eine richtige Langfristprognose bringen könnte, ist freilich groß; aber noch größer würde der Schaden werden, wenn im Vertrauen auf eine nicht eintreffende Langfristprognose weittragende, wirtschaftliche Verfügungen getroffen worden wären. Auch die Kurzfristprognosen treffen nicht immer ein. Aber der Schaden, den eine falsche Kurzfristprognose bringen kann, wird vergleichsweise nur unbedeutend sein gegenüber den Nachteilen, die aus falschen Langfristprognosen erwachsen würden.

Um eine Andeutung von der Arbeit des „Wettermachers“ zu geben, soll nun in einem Anhang an Hand von Wetterkarten mit sehr ausgeprägten Wetterlagen über die Überlegungen gesprochen werden, die den Meteorologen zur Stellung einer bestimmten Wettervorhersage nötigen. Nur die Behandlung bestimmter Beispiele wird dem Leser die Mög-

lichkeit verschaffen, mit Verständnis die heute schon in vielen Zeitungen veröffentlichten kleinen Wetterkarten zu betrachten und zu verwerten. Die Wetterkarten sind sehr einfach gehalten, und es sind nur die kräftigsten, für die Wetterentwicklung wichtigsten Fronten eingezeichnet.

Für die Fronten sind folgende Signaturen üblich:

Kaltfront 

Warmfront 

Okklusion 

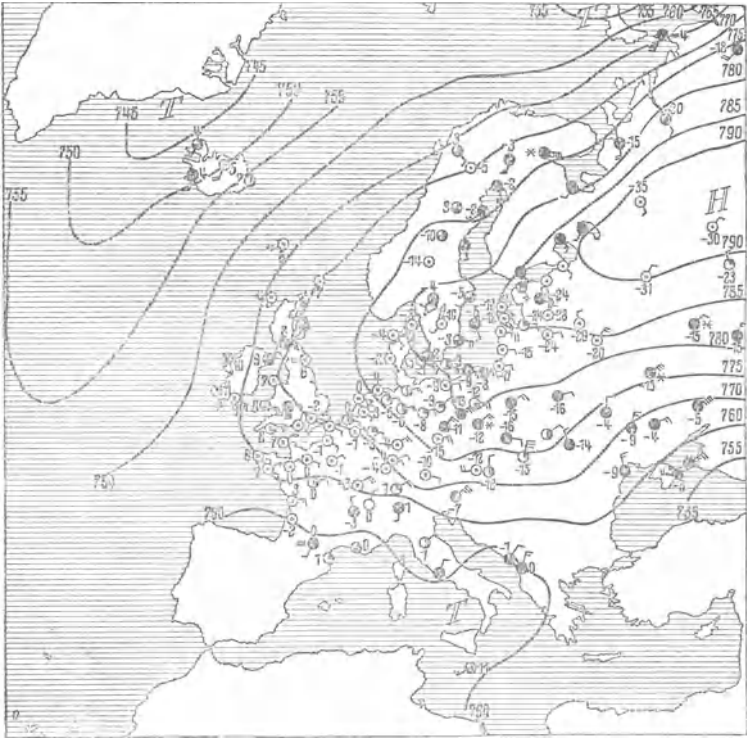
Die gebräuchlichsten Signaturen für den Wetterzustand sind außerdem folgende:

1. Bewölkung: wolkenlos ☉, heiter ☂, halbbedeckt ☑, wolzig ☒, bedeckt ●, Dunst ∞, Nebel ≡.
2. Niederschläge: Regen ●●, Schnee ●✱, Graupeln ●△, Hagel ●▲, Gewitter ●⚡.

Anhang.

Beispiele von Wetterkarten.

Karte 1.



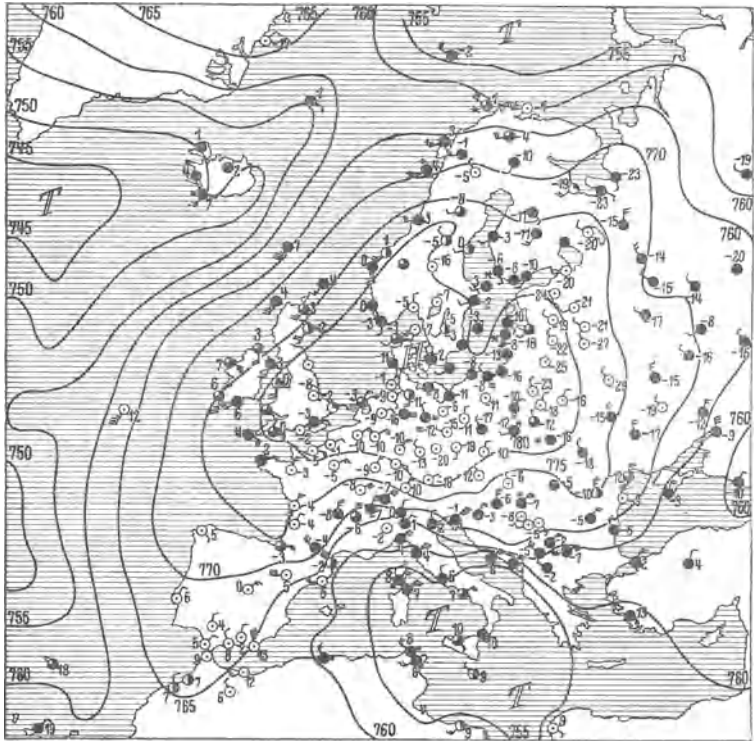
Wetterkarte vom 12. Januar 1926, 8 Uhr vorm.
(Kälteeinbruch aus Nordosten.)

A. Kälteeinbruch aus Nordosten.

Karte 1.

Ein mächtiges Hochdruckgebiet, dessen Kern — Luftdruck über 790 mm! — über Nordosteuropa liegt, beherrscht die Witterung fast ganz Europas. In den zentralen Gebieten der Antizyklone herrscht wolkenloses Wetter, so daß die Temperatur der früher zugeführten kalten Luftmassen nunmehr bis auf 20—35⁰ unter Null gesunken ist. Im zentralen Hochdruckgebiet ist die Luftbewegung durchweg schwach; hier steigen die Luftmassen ab. In der Höhe ist es zweifellos viel wärmer als am Boden, aber da in Rußland Bergstationen fehlen, stehen direkte Beobachtungen nicht zur Verfügung. Vom Kerngebiet hohen Druckes quellen am Boden allseits kalte Luftmassen aus und erzeugen in Mitteleuropa überall frische Ostwinde. Über den britischen Inseln und in Norwegen ist es noch warm, aber es ist zu erwarten, daß bis zum nächsten Tag auch hier Temperaturrückgang einsetzt, da bei dieser Wetterlage die Zufuhr von Luft aus Osten noch längere Zeit anhalten wird. An der Adria und an der Nordküste des Schwarzen Meeres tritt der Einbruch der kontinentalen Kaltluft als „Bora“ auf. Da bei diesen Kälteeinbrüchen aus Nordosten die Kaltluftmassen gewöhnlich sehr seicht sind, entwickeln sich auch an der Front der langsam vorrückenden Kaltluft keine kräftigeren Niederschläge. Nur in den randlichen Gebieten tritt stärkere Bewölkung auf. Da derartige Antizyklonen erfahrungsgemäß sehr stabil sind, ist für Mitteleuropa bei anhaltend östlichen bis nordöstlichen Winden Verschärfung des Frostes bei vorwiegend heiterem, trockenem Wetter zu erwarten.

Karte 2.



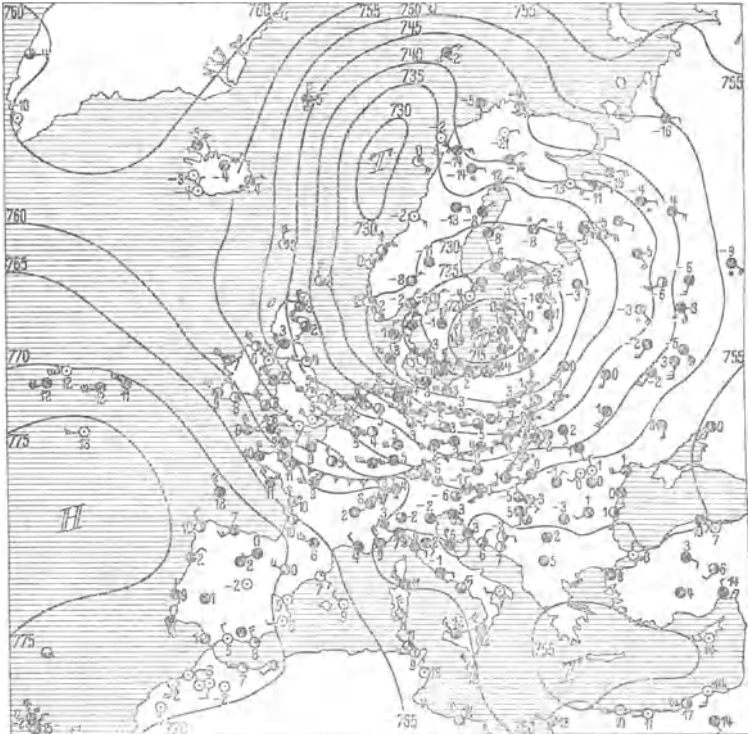
Wetterkarte vom 1. März 1929, 8 Uhr vorm.
(Winterliches Strahlungswetter in Mitteleuropa.)

B. Winterliches Strahlungswetter in Mitteleuropa.

Karte 2.

Das Hochdruckgebiet hat eine viel geringere Ausdehnung als im Fall A, liegt mit seinem Kern über Mitteleuropa und hat sich bis England und in das südliche Skandinavien ausgedehnt. Die Antizyklone hat sich in Mitteleuropa im Anschluß an einen Kälteeinbruch entwickelt; nach Aufheiterung sind die Temperaturen in Mitteleuropa auf einen in Anbetracht der Jahreszeit (1. März!) ungewöhnlich tiefen Stand (-10 bis -20°) gesunken. Stellenweise hat die starke Wärmeausstrahlung Bodennebel und Hochnebeldecken erzeugt. Die nicht sehr umfangreiche Antizyklone ist ringsum von Zyklonen umgeben, von denen die im westlichen Mittelmeer liegende besonders ausgeprägt ist. Das Druckgefälle von der Antizyklone zu dieser Mittelmeerzyklone ist äußerst stark, die Luftbewegung dementsprechend kräftig. Da die kalten Luftmassen, die Alpen im Osten und Westen umfließend, eben erst die Küsten des Mittelmeeres erreichen, wird an letzteren stürmische Bora beobachtet. Hier würden sich Kaltluftfronten einzeichnen lassen. Es ist sofort zu sehen, daß das heitere, windstille Antizyklonalwetter nur auf das Mittelgebiet der Antizyklone beschränkt ist. Wo die Krümmung der Isobaren „zyklonal“ wird, tritt überall stärkere Bewölkung auf, stellenweise auch Niederschlag. — Da die Antizyklone sehr kräftig ist (über 780 mm), ist mit einer raschen Änderung der Wetterlage nicht zu rechnen. In den kalten Gebieten wird der strenge Frost unter Nebelbildung sicher noch 1—2 Tage anhalten. Die weitere Ausbreitung der Kaltluft wird in der Hauptsache nach Südosten erfolgen, während ein Übergreifen des strengen Frostes auf das noch frostfreie Irland oder nach Norwegen nicht zu erwarten ist. Hier wehen bereits Südwestwinde, die unter langsamem Abbau der Antizyklone nach Osten hin an Raum gewinnen werden, freilich nur langsam.

Karte 3.



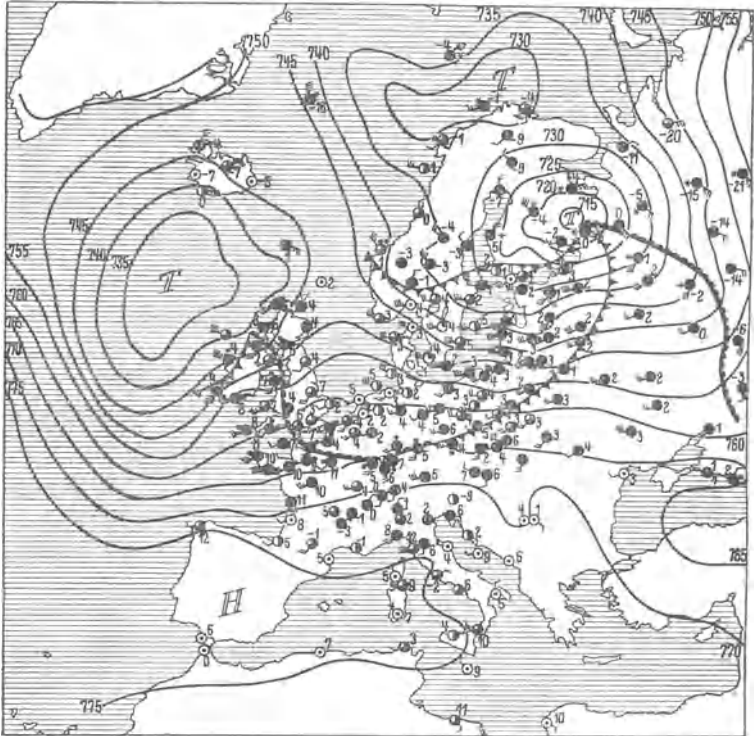
Wetterkarte vom 17. Januar 1931, 8 Uhr vorm.
(Winterlicher Sturmwirbel.)

C. Winterlicher Sturmwirbel.

Karte 3.

Die Wetterlage ist in jeder Beziehung der auf Wetterkarte 2 dargestellten (Antizyklonales Strahlungswetter) entgegengesetzt: Eine umfangreiche und sehr tiefe Zyklone beherrscht fast ganz Europa; ihr Zentrum liegt über der mittleren Ostsee, wo der Druck bis auf 715 mm gefallen ist, während gleichzeitig im Azorenhoch ein Luftdruck über 775 mm beobachtet wird. Die Gradienten sind deshalb äußerst stark, die Luftbewegung in West- und Mitteleuropa stürmisch. Die westlichen bis nordwestlichen Winde in den oben genannten Gebieten sind zwar polaren Ursprunges, sind aber durch das Strömen über den Ozean stark erwärmt (maritime Polarluft) und bringen in bodennahen Luftschichten überall Tauwetter. Die Rückseite der Zyklone ist wärmer als die Vorderseite. Die Zyklone ist bereits okkludiert, ein sehr schmaler Warmsektor nur mehr von Polen bis zum Nordrand der Alpen erkennbar. Auf der Rückseite der Zyklone entwickelt sich am Nordabfall der Alpen ein Keil hohen Druckes, der in den Westalpen bereits zu Niederschlägen geführt hat, da hier die mit wachsender Höhe nach rechts drehenden Winde aufsteigen. Ein breites Niederschlagsgebiet ist auch längs der Okklusionslinie entwickelt, hier gleitet die maritime Polarluft über die vorgelegerte, kältere Kaltluft kontinentalen Ursprungs auf. Sehr niedrige Temperaturen haben sich noch auf der Südseite der Alpen im Windschatten des Gebirges erhalten. Frische Polarluft strömt auf der Nordwestseite der Zyklone über Island nach Südwesten. Bis zum nächsten Tage wird der Warmsektorrest verschwinden, die maritime Polarluft nach Süden und Osten an Raum gewinnen, wobei aber im Osten die Temperatur steigen wird. Norddeutschland bleibt in dem Strome der maritimen Polarluft auf der Zyklonenrückseite, unter Drehung des Windes von West auf Nordwest, wobei allmählich immer kühlere Luft zufließen wird, unter den für die Rückseite kennzeichnenden, böigen Niederschlägen. Vorhersage für Berlin: Kühler und weiter unbeständig mit einzelnen Schauern bei böigen Nordwestwinden.

Karte 4.



Wetterkarte vom 10. Februar 1928, 8 Uhr vorm.
(Westwetterlage im Winter [Tauwetter].)

D. Westwetterlage im Winter (Tauwetter).

Karte 4.

West- und Mitteleuropa sind im allgemeinen von einem mächtigen Westwindstrom beherrscht, der fast in ganz Europa Tauwetter bringt. Nur in Schweden, Finnland und Ostrußland liegen die Temperaturen unter Null. Der Weststrom ist zwei Zyklonen zugehörig, die westlich Norwegens durch einen schmalen Rücken hohen Druckes voneinander getrennt sind, aber zur gleichen Zyklonenserie (Familie) gehören. Beide Zyklonen haben einen Warmsektor, sind also noch nicht absterbend. Besonders auffällig ist die Warmfront der westlichen Zyklone, längs der — vom nördlichen Irland durch England und Frankreich bis in das westliche Deutschland — ein Regengebiet entwickelt ist. Die südliche Kaltfront der östlichen Zyklone könnte auch bereits als „Okklusion“ aufgefaßt werden, wenn nicht die sehr niedrigen Temperaturen im östlichen Rußland zur Einzeichnung einer Warmfront nötigen würden. Zwischen beiden Zyklonen, und zwar auf deren Südseite, krümmen sich die Isobaren antizyklonal — ein Zwischenhoch, auf dessen Ostseite (in der deutschen Bucht) Nordwestwinde entwickelt sind, während auf der Westseite (über England) südwestliche Winde wehen. Die Gegend von Berlin wird zunächst in dieses Zwischenhoch kommen, die Bewölkung wird bei leicht sinkenden Temperaturen abnehmen. Wer ohne Wetterkarte das Wetter voraussagen will, kann leicht zur Meinung kommen, daß der Weststrom von einem Polarstrom abgelöst werde. Ein Blick auf die Wetterkarte zeigt aber, daß nach Durchzug des flachen Zwischenhochs Berlin bald wieder in den Bereich der Warmfront der westlichen Zyklonen kommen muß. Die Vorhersage für Berlin muß demnach lauten: Nach vorübergehender Aufheiterung und geringfügiger Abkühlung neuerdings Bewölkungszunahme und Niederschläge bei milden, westlichen bis südwestlichen Winden.

Karte 5.



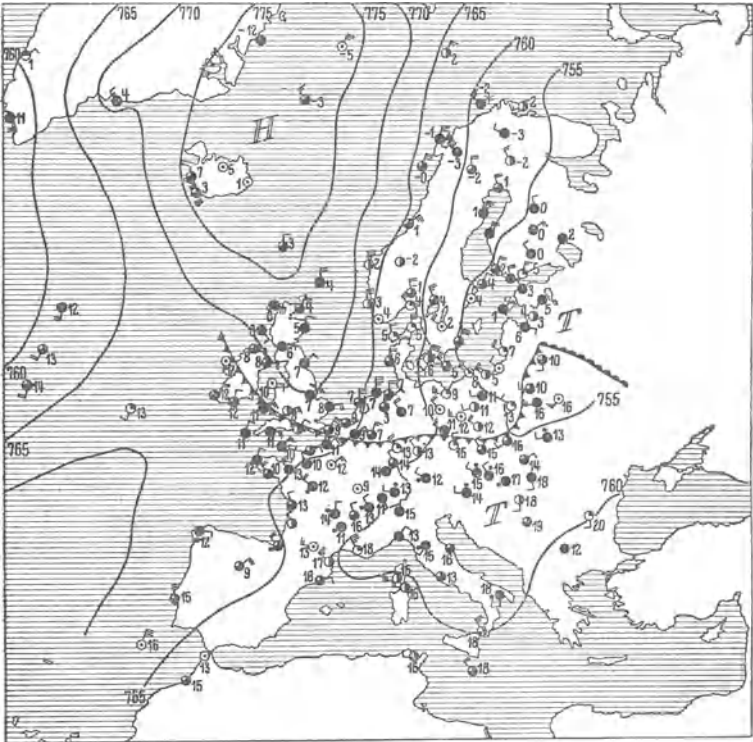
Wetterkarte vom 26. Dezember 1928, 8 Uhr vorm.
(Warmsektor vor der Okklusion.)

E. Warmsektor vor der Okklusion.

Karte 5.

Die Zyklonen, die vom Atlantischen Ozean nach Europa einwandern, erreichen das Festland meist schon „okkludiert“, d. h. der Warmsektor ist bereits verschwunden oder mindestens sehr schmal geworden. Wetterkarte 5 zeigt eine im Winter häufige Wetterlage: Im nördlichen Atlantischen Ozean liegt eine bereits okkludierte Zyklone, auf deren Rückseite aus dem Raume zwischen Grönland und Spitzbergen frische Polarluft vordringt. Südlich von deren Front liegt maritime, stark erwärmte Polarluft. Eine südliche Randbildung der Zyklone ist hingegen noch mit einem schmalen, aber sehr deutlichen Warmsektor ausgestattet, der von der subtropischen Zone hohen Druckes ausgeht und an der Südspitze Norwegens endigt. In diesem Sektor strömt sehr warme Subtropenluft nordwärts, im Osten und Westen durch Fronten gegen viel kältere Luft (maritime Polarluft) abgegrenzt. Sowohl im Gebiete der nördlichen Okklusion wie längs der Fronten des Warmsektors fallen Niederschläge. Obwohl es im mittleren Norddeutschland in Anbetracht der Jahreszeit sehr mild ist, werden die Temperaturen bei Durchzug des Warmsektors noch erheblich steigen, allerdings nur für kurze Zeit, da die beiden Fronten des Warmsektors sich rasch vereinigen werden. Ostpreußen wird z. B. deshalb nicht mehr so hohe Temperaturen wie das westliche und mittlere Deutschland bekommen. Der Durchzug der Warmfront wird mit Regen verbunden sein, worauf nach Durchzug auch der Kaltfront die Bewölkung bei sinkenden Temperaturen abnehmen wird, bei zeitweise böigen Niederschlägen. Vorhersage für Berlin: Nach sehr milder, regnerischer Nacht tagsüber etwas kühler bei veränderlicher Bewölkung und Schauern.

Karte 6.



Wetterkarte vom 10. Mai 1927, 8 Uhr vorm.
(Kälterückfall im Mai.)

F. Kälterückfall im Mai.

Karte 6.

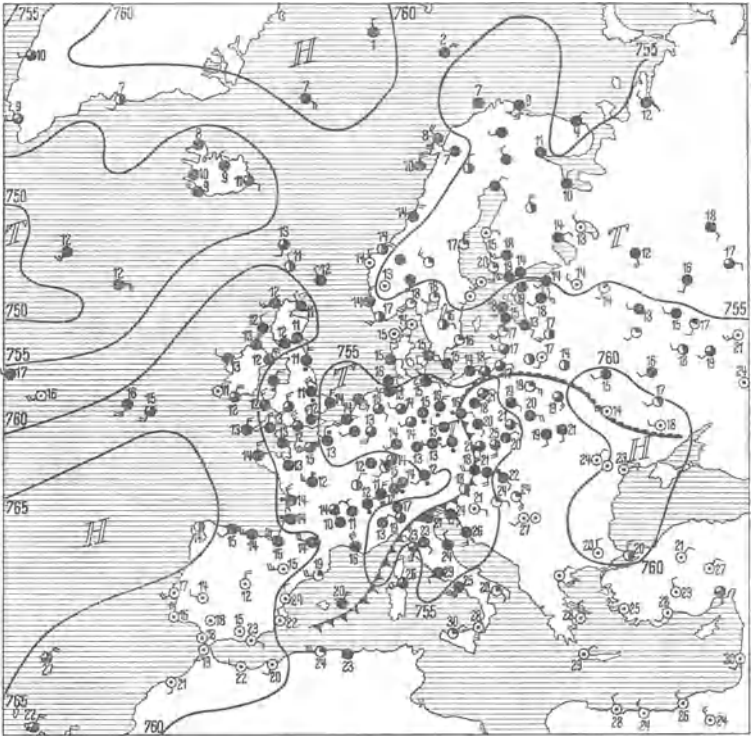
Zu den charakteristischen Störungen im jährlichen Temperaturgang Europas gehören die sogenannten Kälterückfälle im Mai, die in Mitteleuropa nördlich der Alpen nach sehr warmer Witterung häufig noch Fröste verursachen und deshalb bei den Landwirten in üblem Ruf stehen. Verursacht werden sie durch den großen Temperaturoegensatz, der sich zwischen dem europäischen Festland und den hohen Breiten infolge der im Frühling äußerst kräftigen Heizung der Luft über dem Kontinent bei noch niedrigen Temperaturen in hohen Breiten entwickelt. Es kommt dann zum Vorstoßen wirklicher Polarluft bis in niedrige Breiten hinab. Die Wetterkarte (6) zeigt die Wetterlage, die diesen Kaltlufteinbruch begleitet. Eine Antizyklone liegt über dem nördlichen atlantischen Ozean, bei niedrigem Druck in Osteuropa. Längs der meridional und über weite Strecken geradlinig verlaufenden Isobaren ist ein breiter, vom Polargebiet ausgehender Luftstrom entwickelt, der westlich der Alpen bereits das Mittelmeergebiet erreicht hat, während über Ungarn und Polen noch sehr warme Luft nordwärts strömt. Im Polarstrom nimmt die Lufttemperatur nordwärts rasch ab, wobei gewöhnlich mehrere Kaltfronten einander in Staffeln folgen. In die Wetterkarte ist nur die Hauptfront der vorrückenden Kaltluft, die mit einer in Polen liegenden Warmfront einen „Warmsektor“ bildet, eingezeichnet. — Die Vorhersage ist in diesen und ähnlichen Fällen einfach: Bei anhaltendem Zufluß von Polarluft wird die Temperatur noch weiter sinken, mit Nachtfrostgefahr in höheren Lagen. Besonders kräftig wird die Abkühlung in Polen und Ungarn sein, wo noch Warmluft liegt, die verdrängt werden wird. Der Einbruch jeder neuen Kaltluftstaffel wird bei im allgemeinen rasch wechselnder Bewölkung von Regen- oder Graupelschauern begleitet sein, doch werden die Niederschläge nur dort ergiebiger werden, wo sich dem nördlichen Luftstrom Gebirge in den Weg stellen. So sind in den Alpen bereits längs des ganzen Nordabfalles Regenfälle, in den Höhen Schnee gemeldet. Mitteleuropa wird wegen der Mächtigkeit des Nordstromes voraussichtlich mehrere Tage innerhalb der Polarluft bleiben.

G. Sommerliche Schlechtwetterlage für Mitteleuropa.

Karten 7 und 8.

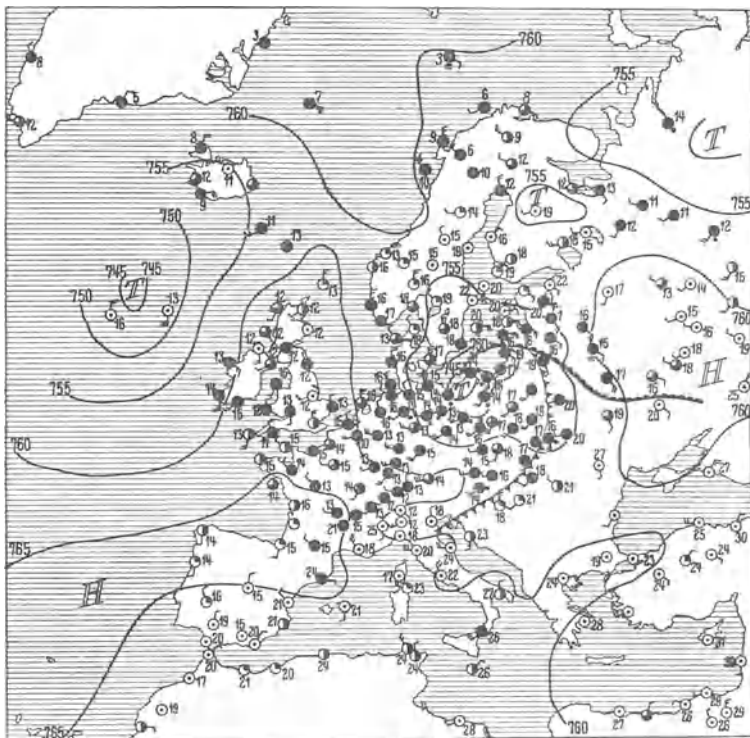
Die Wetterkarten des 24. und 25. Juli 1930 zeigen nicht nur die Entwicklung einer typischen Schlechtwetterlage in Mitteleuropa, sondern lassen auch erkennen, wie ein flaches Tiefdruckgebiet sich zu einer richtigen Zyklone umbildet — eine Umbildung, die auf Grund der Lage des Warmsektors vorausgesagt werden konnte. — Die Wetterkarte des 24. Juli zeigt, daß kühle Luftmassen ozeanischen Ursprunges West- und fast ganz Mitteleuropa überflutet haben. Die Gradienten sind nicht sehr steil, die Winde nirgends besonders stark. Die Kaltfront verläuft von Schlesien, Mähren, Alpen-Ostrand, Po-Ebene ins westliche Mittelmeer. Die kalte Luft hat die Alpen bereits überflossen, steigt unter Niederschlägen auf der Alpenvorderseite auf, sinkt auf der Südseite herab (Keil hohen Druckes auf der Alpen-Nordseite). In Südosteuropa sind die Temperaturen um zirka 10^0 höher, die Warmfront verläuft von Schlesien zur Ostsee, von hier durch Polen zum nördlichen Schwarzen Meer. Der Warmsektor ist sehr breit und deutlich, daher eine Vertiefung des Tiefdruckgebietes zu erwarten. Da im Warmsektor außerdem südliche bis südöstliche Winde wehen, wird die sich vertiefende Zyklone nicht östlich, sondern nördlich wandern. Am 25. Juli liegt der Kern der um 10 mm vertieften Zyklone in der westlichen Ostsee. Auf ihrer Südseite sind die Kaltluftmassen unter Drehung auf Südwestwind herumgeflossen und haben sich weit nach Osten und Norden ausgebreitet. Im Zentralgebiet ist die Zyklone bereits okkludiert, im schmal gewordenen Warmsektor strömt aber noch Warmluft nach Nordwesten, gleitet über die vordringende Kaltluft auf und verursacht ausgebreitete Niederschläge im östlichen und mittleren Norddeutschland.

Karte 7.



Wetterkarte vom 24. Juli 1930, 8 Uhr vorm.
(Sommerliche Schlechtwetterlage für Mitteleuropa.)

Karte 8.



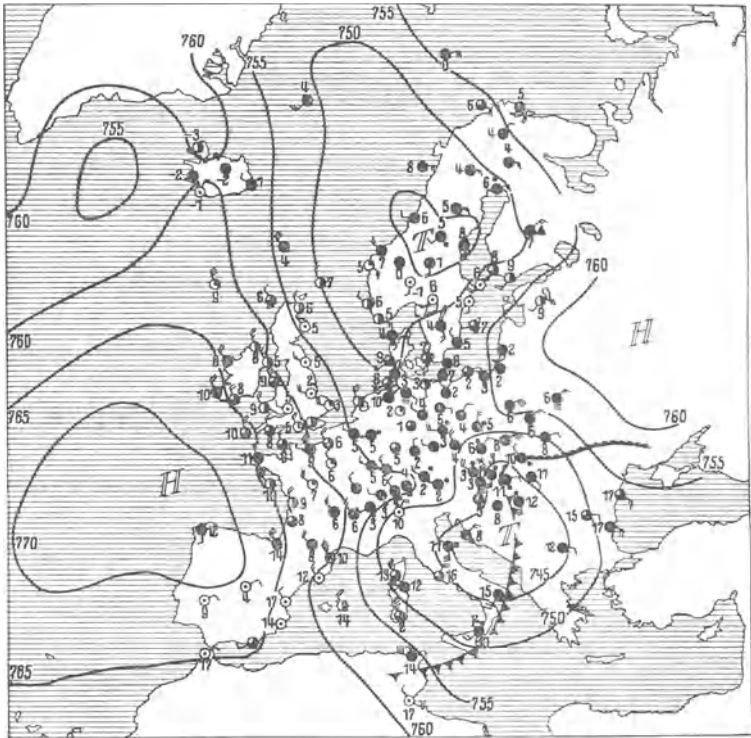
Wetterkarte vom 25. Juli 1930, 8 Uhr vorm.
(Sommerliche Schlechtwetterlage für Mitteleuropa.)

H. Hochwasserlage für das Gebiet der Oder.

Karten 9, 10 und 11.

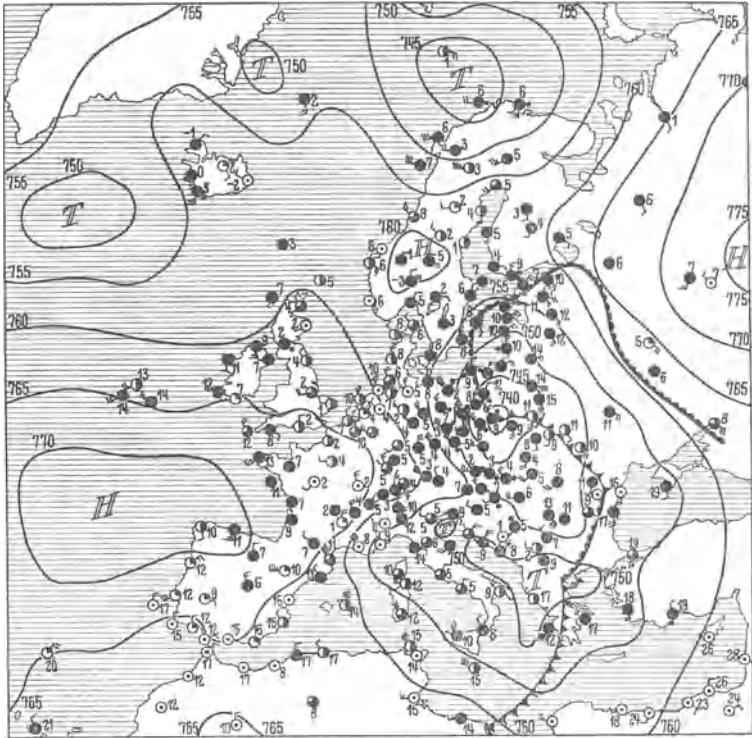
Die 3 Wetterkarten 9, 10 und 11 zeigen die Entwicklung einer Wetterlage, die häufig für das Stromgebiet der Oder mit Hochwassergefahr verbunden ist, und die zeigt, wie wichtig die Temperaturverteilung um eine Zyklone für deren Fortpflanzungsrichtung ist. — Am 26. Oktober strömt kühle Luft über ganz West- und Mitteleuropa, auf der Rückseite zweier Zyklonen, von denen die eine, und zwar die schwächere, bereits okkludiert, über dem mittleren Skandinavien liegt, während im Süden eine zweite Zyklone — ein jüngeres Glied der gleichen Serie — die Adria, Jugoslawien und Ungarn beherrscht. Diese südliche Zyklone weist noch einen ausgeprägten, gegen Südosten weit geöffneten Warmsektor auf. Es ist deshalb mit einer weiteren Vertiefung der Zyklone und nach der Warmsektorregel mit einem Abwandern nach Norden zu rechnen. Tatsächlich liegt am nächsten Tage die vertiefte Zyklone über Schlesien und Westpolen. Die Kaltluft ist auf ihrer Südseite rasch vorgedrungen, während die von Osten und Nordost andringende, über der Kaltluft aufgleitende Warmluft über den erwähnten Gebieten sehr ergiebige und langanhaltende Niederschläge erzeugt. Da die nunmehr rasch okkludierende Zyklone ihre Beweglichkeit verliert und ihre Lage bis zum 28. Oktober sich fast nicht ändert, halten die Niederschläge auch noch weiterhin an. Die eintretenden Hochwasser haben demnach ihre Ursachen darin, daß die infolge der Temperaturverteilung nordwärts ziehenden Zyklonen sich langsam bewegen und nach der Okklusion stationär werden, so daß die Niederschläge lange Zeit hindurch dem gleichen Gebiet zugeführt werden, während die Niederschläge an den Fronten normaler, nach Osten abziehender Zyklonen rasch über ein Gebiet hinwegziehen.

Karte 9.



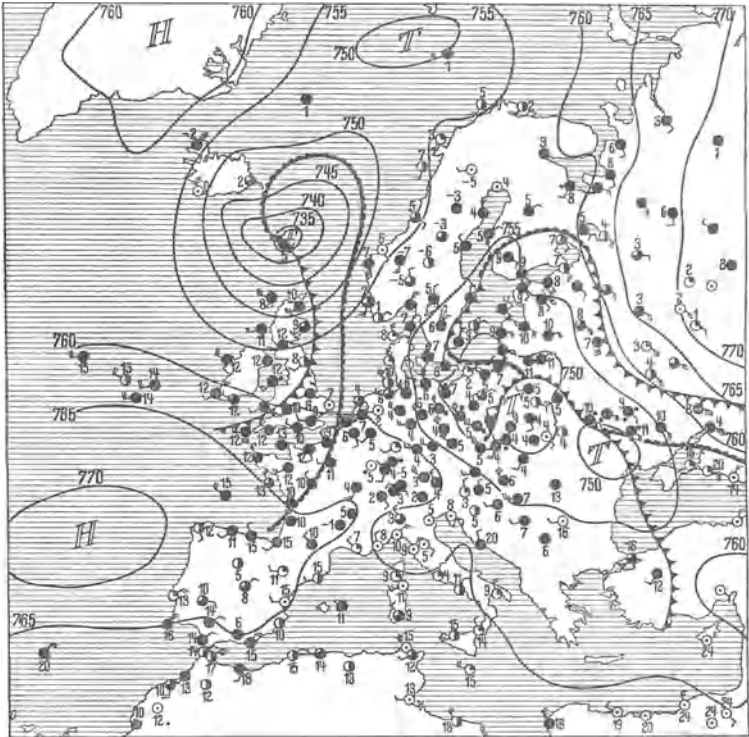
Wetterkarte vom 26. Oktober 1930, 8 Uhr vorm.
(Hochwasserlage für das Gebiet der Oder.)

Karte 10.



Wetterkarte vom 27. Oktober 1930, 8 Uhr vorm.
(Hochwasserlage für das Gebiet der Oder.)

Karte 11.



Wetterkarte vom 28. Oktober 1930, 8 Uhr vorm.
(Hochwasserlage für das Gebiet der Oder.)

Sachverzeichnis.

- Abkühlung** aufsteigender Luft 39f.
Absorption der Sonnenstrahlung 10.
Absteigende Luftbewegung 31, 40, 44, 119.
Ablenkende Kraft der Erdumdrehung 23ff.
Achse der Zyklonen 80.
Adrektion 57.
Aerologie 88, 102.
Alpen als Wetterscheide bei Föhn 61.
—, Hochdruckkeile in den 110f., 130.
—, Niederschläge in den 65.
— und Zyklonenentstehung 92f.
Antipassat 22, 46, 59.
Antizyklone, Entwicklung einer warmen 106.
—, kalte Wander- 102ff.
—, sibirische 105f.
—, warme, stationäre 102ff.
Atmosphärische Gegenstrahlung 11.
Aufsteigende Luftbewegung 31, 55.
— als Ursache der Niederschläge 32, 39ff.
Aufstiege mit Registrierinstrumenten 5f.
Auftrieb 51, 70, 109.
Auf- und Abgleiten an Grenzflächen 68.
Aufwind, Aufwindzonen 39.
Auge des Sturms 76.
Ausdehnung der Luftmassen durch Erwärmung 20.
Ausdehnungsarbeit 39f.
Ausstrahlungsvermögen, großes — des Schnees 15.
Azorenhoch 105, 123.
- Backergunge-Zyklone** 75.
Barometer 2.
Barometrische Tendenz 86, 88, 113, 114.
Beharrungstendenz 115.
Berg- und Talwind 21, 39.
Betriebskapital, atmosphärisches 12, 15.
- Bewegung**, beschleunigte 26.
Bodennebel 34, 44, 45, 121.
Böe 48.
Böenfront 48.
Bora 64, 99, 100, 119, 121.
- Cold waves** 57.
- Dämmerungserscheinungen** 3.
Druckänderungen als Ursache von Temperaturänderungen 35ff.
—, zusammengesetzte 7, 94f.
Druckerniedrigung in Tromben 73.
Druckgefälle s. Luftdruckgefälle, Druckgradient.
Druckgradient 29, 130.
Drucksteiggebiet 107.
Druckwellen, stratosphärische 95, 110.
- Einteilung** der Atmosphäre 5.
Energie, innere — der Luft 36.
Erdstrahlung 10.
Erwärmung durch Konvektion 9.
- Fallgebiete** der Temperatur 104.
— des Luftdrucks (s. a. Isallobaren) 87, 95.
Feuchtigkeit, absolute 37.
—, relative 33.
Flächen gleichen Drucks, s. isobare Flächen.
Föhn 31, 58ff., 99, 100, 109, 111.
—, Erklärung des Föhns 60ff.
—, Temperaturverlauf bei 63.
Föhnmauer 62.
Föhnprinzip und Luftkreislauf 66ff.
Föhntheorie und ihre Anwendung 63ff.
Front 46ff.
—, Signaturen für Fronten 116.
— s. a. Kaltfront, Warmfront.
Fuß der Wasserhose 72.

Gebirgsgewitter 50.
Gegenstrahlung, atmosphärische 11.
Gewitter 31, 39, 41, 42, 70, 109.
Gezeitenkräfte 8.
Gleichgewicht, labiles 51, 69.
—, stabiles 68.
Golfstrom 16, 34.
Gradient s. Druckgradient.
Grenze zwischen Tropo- und Strato-
sphäre 7.
Grenzfläche zwischen Warm- und
Kaltluft 18, 19, 45, 46.

Hagel 41.

Hagelschlag 41, 42.
Heizung der Lufthülle 5, 9.
—, konrektive 15.
Himmelslicht, zerstreutes 10, 12.
Hoch 30, 77.
— s. a. Hochdruckgebiete, Anti-
zyklonen.
Hochdruckgebiete 100ff.
—, Arten der 101.
Hochdruckkeil 78, 110.
Hochnebel 121.
Hochwasser der Oder 85, 133.
Höhe der Atmosphäre 3.
Horror vacui 1, 2.
Hurricanes 75.
Hygrometer 37.

Inversion s. a. Temperaturumkehr
109.

Isallobaren 87, 95, 96, 104.
Isobare Flächen 19ff.
Isobaren 26, 77, 87.

**Kälteeinbrüche an der Erdober-
fläche** 7.

— aus Nordosten 119.
— in der Stratosphäre 7.
Kälterückfall im Mai 129.
Kältewellen 51, 52.
— Ausbreitung der Kältewellen in
Nordasien 55.
— des Kaspischen Meeres 100.
— Geschwindigkeit der 56.
— in Nordamerika 56.
— Quellstellen der 53.
Kalmengürtel 66.
Kalotte kalter Luft 51f.
Kaltfront 47f., 79, 82, 97ff., 102, 107.

Kaltfronten, gestaffelte 79, 129.
Kaltluft, kontinentale 84, 89.
Kaltluftausbruch 48.
Kaltluftmasse, beim Überschreiten
der Alpen 64.
—, Höhe der 48.
— und Wärmegewitter 50, 51.
—, Vorstoß einer 48.
Kaltluftsee in Gebirgstälern 45.
Keil hohen Druckes (s. a. Hochdruck-
keil) 123, 130.
Klimascheide, Gebirge als 65.
Kompensierende Vorgänge 94.
Kondensationsgrenze 62.
Konvektion 9, 67.
Kräfteverteilung bei stationärer Be-
wegung 28.
Krümmung der Isobaren 78, 110,
121, 125.

Labiles Gleichgewicht 51, 69.

Land- und Seeklima 14.
Land- und Seewind 39.
Landregen 49, 66, 99.
Landwind 17, 25.
Langfristprognosen 115.
Luft, Gewicht der 1ff.
—, Zusammensetzung der 3.
Luftaustausch zwischen Hoch- und
Tiefdruckgebiet 25.
—, Strömungsschema des Luftaus-
tausches 30.
— zwischen warmen und kaltem
Raum 18.
Luftbewegung, absteigende 67, 108.
— in Hoch- und Tiefdruckgebieten
30f.
— in der Senkrechten 31.
Luftdruck 1ff.
—, Abnahme mit der Höhe 3.
Luftdruckbeobachtungen, Umrech-
nung auf Meeresniveau 26.
Luftdruckgang beim Durchzug einer
Kaltluftmasse 49, 50.
Luftdruckgefälle 19, 21, 26ff.
—, Windgeschwindigkeit und 28f.
Luftströmungen, Entstehung von
18ff.
Luftstrom, aufsteigender 98.

Maritime Kaltluft 89.

— Polarluft 111, 123.

Mauritius-Orkane 75.
Meeresströmungen 16.
Millibar 113.
Mischung, Nebelbildung durch 34, 49.
Mischungsvorgänge 4, 6, 35.
Mistral 100.
Mittelmeerzyklonen 93, 95.
Monsun 21 ff., 39, 65.

Nachtfrostgefahr 129.
Nebel 36, 37, 109, 110.
Nebelbildung 34.
Niederschlagsarmut der Roßbreiten 67.
Niederschläge in Zyklonen 98 ff.
—, Ursachen der 35 ff.
Nordföhn 64, 66, 111.

Okklusion 82, 83, 85, 89, 91, 98, 125, 127, 133.
Orographische Bedingungen der Zyklonenbildung 91, 92.
Ostsee 99.

Passate 22 ff., 46, 66, 67, 76, 89, 91, 92.
—, Regensmengen im Luv der 65.
Platzregen 41, 42.
Polarfront 52 ff., 89 ff.
—, Aufrollung der 56.
—, Schema der 52.
—, Störung der 52.
Polarlicht 3.
Polarluft, frische 54, 56.
—, maritime 54, 57.
Prognosen s. Langfristprognosen, Wettervorhersage.

Randstörungen 97.
Randtief 78.
Reibung 28.
Reif 34.
Rinne tiefen Drucks 78, 90.
Roßbreiten 67, 68.
Rücken hohen Drucks 78, 110.
„Rückläufige“ Zyklone 81, 85.

Scheitellinie der Kaltluftmasse 50, 107.
Schirokko 100.
Schrumpfende Kaltluft 47, 107.

Seewind 17, 21, 25.
Sektor, warmer 79 f., 82 ff., 127.
Sekundärtief 78.
Signaturen zur Darstellung des Wetterzustandes 113, 116.
Solarkonstante 10.
Sommermonsun 22.
Sonnenstrahlung, Zerstreung der 10.
—, Zusammensetzung der 10.
Stabiles Gleichgewicht 68.
Staubteilchen als Kondensationskerne 33.
Staubwirbel 71 f.
Steig- und Fallgebiete des Luftdrucks 87, 95.
Sternschnuppen 3.
Strahlungs- und Wärmebilanz 11 ff.
Strahlungsvermögen der Atmosphäre 11.
Strahlungswetter 15, 121.
Stratosphäre 6.
—, Kälte- und Wärmeeinbrüche in der 7, 58, 94 f.
—, Lage der — über Zyklonen und Antizyklonen 80.
—, Winde in der 7.
Stratosphärentemperatur 6.
Stratosphärische Druckwellen 95, 110.
Strömung, stationäre 26 f.
Sturmflut an der Megna-Mündung 75.
Subtropikluft 98.
Südföhn 65, 111.

Tau 34.
Tauwetter 123, 125.
Teifune 75.
Temperaturabnahme mit der Höhe 5, 6, 39.
Temperaturanstieg in 40—50 km Höhe 8.
Temperaturgefälle und Zyklonenbewegung 86, 133.
Temperaturumkehr 5, 45, 46, 105.
Temperaturverhältnisse in großen Höhen 5.
Tendenz, barometrische 86, 88.
Tendenzkarten 96.
Tief 30, 77.
— (s. a. Zyklonen der mittleren Breiten.)

Tornados 73f.
Torricellis Versuch 1.
Tromben 72ff.
Tropische Wirbelstürme 89.
Troposphäre 6.
Überschwemmungen 71.
Unterkühltes Wasser in Wolken 43.
V-Depression 97.
Verdampfungswärme 37f.
Verdunstung 12, 14, 32.
Vereisen (von Flugzeugen) 43.
Vertikalbewegung (s. a. Aufsteigende Luftbewegung) 31.
— und Krümmung der Isobaren 78.
Wärmeausstrahlung 102.
Wärmegewitter 41, 50, 51, 55, 57.
Wärmeleitung 9.
Wärmestrahlung der Sonne 8.
Wärmeumsätze 13f.
Wanderantizyklone 102ff.
Warmer Sektor (s. a. Sektor, warmer) 79f., 82ff., 127.
Warmfront 79, 82, 98, 99, 102.
Warmluftvorstoß, troposphärischer 7.
Warmsektor-Regel 84, 133.
Warmsektor vor der Okklusion 127.
Wasserdampf 3.
—, Abnahme mit der Höhe 4, 5.
—, Absorption durch 10, 11.
—, Sättigungsmenge 33.
—, Verflüssigung des Wasserdampfes 33.
Wasserkreislauf 33.
Wellenbildung an der Polarfront 90.
Westindia Hurricanes 75.
Wetterkarte 112ff.
Wettertelegramme 112f.
Wettervorhersage 112ff.
— für längere Zeiträume 115.
Winde in der Stratosphäre 7.
—, Ursache und Entstehung der 18ff.
Wind- und Wasserhosen 72f.
Windgeschwindigkeit und Druckgefälle 28f.
— in Tromben 73.
Windrichtung, Wechsel der — an Fronten 55.

Windrichtung in Gebirgstälern 29.
Wintermonsun 22, 66.
Wirbelbewegung 71, 72.
Wirbelgewitter 97.
Wirbelstürme 70ff.
Wirbelsturm in Manila 75.
Wirbelsysteme 71.
Witterung der mittleren Breiten 53.
Witterungserscheinungen beim Durchzug einer Kaltluftmasse 49.
Witterungsperioden 115.
Wogenwolken 90.
Wolken 32ff.
Wolkenbrüche 42.
Wolkenformen 42ff.
— und Wetterentwicklung 44.
Wolkenschlauch bei einem Tornado 74.
Wüstengebiete 15, 67.
Zirkulation, Schema der allgemeinen 22.
Zugstraßen der Zyklonen 83.
Zugstraße Vb 85.
Zungen kalter Luft 47, 48, 52.
Zusammensetzung der Luft 3, 4.
Zwischenhoch 125.
Zyklonen der mittleren Breiten 77ff.
—, Entstehung der 90.
—, Entwicklung der 91f.
—, Entwicklungszustand der 81.
— im okkludierten Zustand 83, 85.
—, Niederschlagszonen in 98.
—, Regeneration der 83.
—, rückläufige 81, 85.
—, Schlechtwetter in 97.
—, sekundäre 97.
—, stationäre 83, 133.
—, südaltine 92f.
—, tropische 74ff.
—, Umbildung der 81.
—, Verlagerung der 84f.
—, Vorder- und Rückseite der 80, 88.
—, Zugstraßen der 83.
Zyklonenbewegung und Temperaturgefälle 86, 133.
Zyklonenfamilie 91, 125.
Zyklonenschema 79f.
Zyklonenserie 125.